

528

# ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC

AL

## ROMÂNIEI

---

VOLUMUL VII

1913.

(CU 89 FIGURI ÎN TEXT, 9 TABLE ȘI 4 HĂRȚI).



BUCUREȘTI  
INSTITUTUL DE ARTĂ GRAFICĂ «CAROL GÖBEL»  
ȘȘO\* ION ST. RASIDIESCU  
16, STRADA PARIS, 16  
1917



Institutul Geologic al României



ANUARUL 0528

# INSTITUTULUI GEOLOGIC

AL

ROMÂNIEI



VOLUMUL VII

1913.

(CU 89 FIGURI ÎN TEXT, 9 TABLE ȘI 4 HĂRȚI).



BUCUREȘTI

INSTITUTUL DE ARTE GRAFICE «CAROL CÔBLA»

ȘCOLE ION ST. RĂSIDESCU

16, STRADA PARIS, 16.

1917



---

Redacția Anuarului Institutului geologic al României este sub îngrijirea  
d-lui Profesor SAVA ARHANASTIC.

---



## CUPRINSUL. CONTENU. INHALT.

---

- L. MRAZEC. Raport asupra activității Institutului geologic al României în anul 1912.
- DR. GR. ANTIPA. Wissenschaftliche und wirtschaftliche Probleme des Donaudeltas.
- DR. DAVID ROTMAN. Masivul eruptiv de la Greci (jud. Tulcea Dobrogea). Das Eruptivmassiv von Greci (Distrikt Tulcea, Dobrogea).
- DR. DAVID M. PREDA. Geologia regiunii subcarpatice din partea de Sud a districtului Bacău. Géologie de la région subcarpatique de la partie méridionale du district de Bacău.
- V. DIMITRIU, G. GANEA, C. PETRONI, SILVIA DULEGEA. Analize executate în laboratorul de Chimie.
-

# WISSENSCHAFTLICHE UND WIRTSCHAFTLICHE PROBLEME DES DONAUDELTA

VORTRAG GEHALTEN IN DER RUMÄNISCHER AKADEMIE IN DER SITZUNG  
VON 14 FEBRUAR 1914

VON

Dr. GR. ANTIPA  
Mitglied der Rumänischen Akademie.

## VORWORT.

Seit langer Zeit habe ich das Bedürfnis gefühlt, in einer Monographie die Ergebnisse der Studien und alle Schlussfolgerungen theoretischer und praktischer Natur ausführlich niederzulegen, die ich aus den von mir bisher vorgenommenen Untersuchungen und meinen langjährigen Erfahrungen über das Donaudelta gewonnen habe.

In meinem Werke «über das Uberschwemmungsgebiet der unteren Donau», in dem das gesamte «Baltagebiet» dieses Stromes behandelt wird, habe ich selbstverständlich auch eine eingehende Beschreibung des Deltas gegeben, insbesondere in der deutschen Ausgabe, wo der Text dieses Kapitels beträchtlich erweitert und eine Reihe von neuen Quer- und Längsschnitten durch das Delta eingefügt worden ist. Desgleichen habe ich in meiner Arbeit, betitelt «die Biologie des Donau-Deltas und des Inundationsgebietes der unteren Donau» auch eine Beschreibung der allgemeinen biologischen Verhältnisse dieser Gebiete und insbesondere der so überaus interessanten Anpassungserscheinungen der Organismen an diese so eigenartigen Lebensbedingungen gegeben.

Der leitende Gedanke bei diesen Arbeiten war jedoch das Studium des Gesamtüberschwemmungsgebietes der rumänischen Donau, so dass das Delta hierbei nur vom diesem Gesichtspunkte aus und zwar nur als Teil dieses Ganzen behandelt werden konnte. Seit jener Zeit habe ich mich jedoch immer mehr von der Notwendigkeit eines Werkes, worin das Donaudelta separat als einheitliches Ganzes mit allen seinen speciellen Problemen behandelt werden soll, überzeugen müssen und bin nun sicher dass ein derartiger Gegenstand sowohl



vom allgemein wissenschaftlichen, wie auch vom speciellen Standpunkt unserer Landeskunde und der Verwertung seiner Reichtümer unser Interesse verdient.

Eine derartige Arbeit verlangt jedoch eine ausführliche, auf zahlreiche Tatsachen und Beweise gestützte Behandlung.

Die Ausgabe der neuen vom Fischereidienste entworfenen hydrographischen Karte des Deltas hat mir Veranlassung gegeben, mit ihrem Vorlegen in der Rumänischen Akademie gleichzeitig auch diesen Vortrag zu halten, in welchem ich neben der Geschichte und der Bedeutung dieser Karte auch einige der wissenschaftlichen und ökonomischen Fragen, die ich in der beabsichtigten Monographie behandeln wollte, besprechen konnte.

Ein Vortrag ist jedoch eine besondere Art der Darlegung einer Arbeit; er soll kurz gefasst sein und nicht allzuviele Tatsachen und Einzelheiten bringen, damit den Zuhörern die Verfolgung der allgemeinen Richtlinien erleichtert wird und sie nicht ermüdet werden. Aus diesem Grunde sah ich mich veranlasst, den Gegenstand in diesem Vortrag kürzer zu behandeln, als ich ursprünglich beabsichtigt hatte, und liess eine Reihe von Tatsachen und Einzelheiten, wenn sie auch noch so wichtig sind, beiseite.

Es wäre gewiss bei der Anführung der wissenschaftlichen Fragen die Behandlung einer weit grösseren Zahl von Problemen wünschenswert gewesen: so habe ich z. B. die sonst so interessanten biologischen Probleme mit Bezug auf das Delta ganz fortgelassen; die so wichtige Frage der Evolution und Genesis des Deltas — die allein eine besondere Monographie verdiente — habe ich verhältnissmässig nur sehr kurz behandeln können, und die wissenschaftlichen Schlussfolgerungen, zu denen ich in dieser Richtung gelangt bin, konnte ich nur in allgemeinen Linien skizzieren. Ich liess es für eine andere Gelegenheit oder überlasse es auch anderen Forschern dass sie auf Grund der hier festgestellten Prinzipien und des gesammelten Materials, aus dem Alter der «Gründe», aus ihrer Beschaffenheit und Richtung, aus dem Alter des «Plaus» in den verschiedenen Regionen und aus dem Stadium in welchem er sich im Prozesse seiner Festsetzung am Boden der Seen und seiner Umwandlung in Torf etc. befindet, wie auch aus ähnlichen Anzeichen, Schritt für Schritt die Art und Weise zu verfolgen, wie sich das gegenwärtige Delta im einzelnen entwickelt hat, wie sich die Donauarme gebildet haben, welchen Lauf sie früher hatten, wie jeder von ihren Seen gebildet wurde u. s. w.

Ebenso habe ich die Frage der Vegetation und die Rolle die sie bei den Deltabildungen spielt — eine in ihren Einzelheiten bisher im Grossen und Ganzen wenig studierte Frage, die, wie ich glaube, nirgends besser als in den Donaumündungen gelöst werden kann — nur mit einigen Worten streifen können. Das Problem der Bildung der



Strandwälle maritimen Ursprungs (Nehrungen) und der Haffs («Zätone» und «Limane») und überhaupt das eingehende Studium aller natürlichen Faktoren, die bei der Deltabildung mitarbeiten, der Grad der Mitwirkung eines jeden und die Rolle, die jeder in der Entwicklung des Donaudeltas bis zur heutigen Gestaltung hierbei gespielt hat etc. etc.; alle diese und ähnliche Probleme von einer eminenten wissenschaftlichen Wichtigkeit, hätte ich gerne unter Beleuchtung der neuen festgestellten Tatsachen näher besprochen, muss mich aber darauf beschränken, sie hier nur anzuführen und zu formulieren in der Hoffnung, den Forschern durch diese Direktiven neue Anregung zu ihrer Untersuchung und Lösung zu geben.

Das gleiche gilt auch von den wirtschaftlichen Fragen, die ebenfalls eine ausführliche Behandlung verlangt hätten, insbesondere das Programm der hydraulischen Arbeiten die notwendig sind zur Schaffung einiger, für das Wachstum und die Fortpflanzung der Fische in den mächtigen Seen der Donau, günstigen Lebensbedingungen und die Arbeiten für die Eindämmung und allmähliche Verlandung mancher Seen zur Vergrößerung der Flächen der Deltagründe zwecks Kolonisierung. Ich habe mich jedoch nur mit ihrer kurzen Skizzierung begnügen müssen und überlasse ihre weitere Ausarbeitung in allen ihren Einzelheiten denjenigen, die sich mit ihrer Ausführung zu beschäftigen haben werden.

Was die Art und Weise anbetrifft, wie die Wiederbevölkerung der verschiedenen Gewässer und die Erhöhung der Production ihrer Fischereien vorgenommen werden soll, und die Methoden, die hierbei anzuwenden sind, so ist das nur eine spezielle Frage und kann nicht in den Rahmen dieses Vortrages aufgenommen werden; ich glaube jedoch, dass die von mir in meiner «Ichthyologie Rumäniens» veröffentlichten Daten über die Biologie der Fische, jedermann als Führer in dieser Richtung dienen können.

Demnach beschränke ich mich in gegenwärtigem Vortrage auf die Skizzierung der Deltafrage in allgemeinen Linien unter seiner besonderen Betrachtung als einheitliches Ganzes und auf die Formulierung einiger von ihren wichtigeren speziellen wissenschaftlichen und ökonomischen Problemen, die auf Grund der aus den Studien der letzten Jahre gewonnenen Kenntnisse und den an Ort und Stelle gemachten neuen Aufnahmen nunmehr besser beleuchtet werden können.

Um den Mangel jener Einzelheiten, die ich aus dem Texte auszuschalten gezwungen war, wenigstens teilweise zu ersetzen, habe ich eine Anzahl von Illustrationen mit kurzen Erklärungen eingeschaltet, die — wie ich glaube — einigermaßen das Fehlende ergänzen und das Verständnis des Textes erleichtern werden. Ferner habe ich es für geboten erachtet, hier die neue hydrographische Karte des Deltas — mittels Photographie auf 1:150.000 reduziert — wiederzu-





geben. Dies geschah nicht nur um den Anforderungen des Textes dieses Vortrages zu entsprechen, sondern auch um dieser prächtigen, im grossen Massstabe nur in wenigen Exemplaren herausgegebenen Karte, eine grössere Verbreitung zu verschaffen, wie auch um allen die sich für das Donaudelta interessieren, eine möglichst vollständige Karte in kleinem und leicht handlichem Format zu geben.

Bei dieser Gelegenheit kann ich nicht umhin, eine angenehme Pflicht zu erfüllen, indem ich den Herren Dr. D. G. JONESCU, Verwalter der Staats-Fischereien in Tulcea, und Ingenieur I. VIDRAŞCU für ihre Mühe in der Beschaffung einiger interessanter Photographien und den Herren N. NICOLAU und C. von CHMIELEWSKI, Zeichnern im Fischereidienste, für den Eifer in der Ausführung der Zeichnungen und Wiedergaben der hier beigefügten Karten meinen Dank ausspreche (1).

---

(1) Zum besonderen Danke bin ich verpflichtet meinem gutem Freunde und Kollegen Prof. I. MĀZEC, dem ausgezeichneten Leiter und Herausgeber dieser Zeitschrift, der diese Arbeit in die deutsche Sprache übersetzen liess.

Umsomehr freut mich diese Übersetzung in einer internationalen wissenschaftlichen Sprache als ich zugleich die Gelegenheit erfassen kann manche Zusätze im Text und einige neue Abbildungen hinzuzufügen. Hauptsächlich der wissenschaftliche Teil war im rumänischen Text etwas zu knapp, sodass manche Erweiterungen sich als absolut notwendig erwiesen.

Auch gebe ich hier eine Anzahl neuer schematischer Abbildungen, welche hoffentlich zum besseren Verständniss des Mechanismus der Deltabildung und ihrer heutigen Beschaffenheit beitragen werden. Auch in dieser Richtung verdanke ich meinem ausgezeichneten Freunde Prof. MĀZEC manche wertvolle Anregung wofür ich ihm herzlich verbunden bin. Nicht minder dankbar bin ich auch unserem vorzüglichen Zeichner Herrn P. POLOVIC, der mit viel Verständniss diese schwierigen Zeichnungen meisterhaft ausführte.



## EINLEITUNG

Der beste Masstab für die von einem Volke erreichte Kulturstufe ist die Hingabe, die es für die Kenntnis und das möglichst vertiefte Studium der Heimat an den Tag legt. Wir müssen daher mit doppelter Freude das Erscheinen jeglichen wissenschaftlichen Werkes über Rumänien begrüßen, das geeignet ist, die Schönheiten dieses Landes aufzudecken und die Quellen seines Reichtums uns vor Augen zu führen. Hierdurch wird das Band zwischen Land und Volk immer enger gezogen und sein Wille, eine dauernde Civilisation hierselbst zu schaffen, mit Nachdruck bekräftigt.

Durchdrungen von diesen Gefühlen bin ich in der Lage heute, die freudige Mitteilung zu machen dass der Kgl. rumänische Fischereidienst ein grosses Werk — die hydrographische Karte des Donaudeltas — vollendet hat, ein Werk, das geeignet ist, eines der interessantesten Gebiete unseres Landes — und vom wissenschaftlichen Standpunkt aus vielleicht sogar eines der interessantesten Europas, — das bis in die Neuzeit fast unbekannt geblieben war, bekannt zu machen.

Indem ich heute der Akademie dieses bedeutende — der unermüdelichen dreijährigen Arbeit der Ingenieure der Fischereidirektion unter der intelligenten und energischen Leitung des Chef-Ingenieurs Herrn I. VIDRAŞCU zu verdankende — Werk vorführe, gestatte ich mir, als Urheber dieses Werkes, einige Worte über seine Geschichte und Bedeutung anzufügen und im Anschluss daran einige wissenschaftliche und wirtschaftliche Fragen, zu deren Lösung vorliegende Karte vom Nutzen sein kann, zu präzisieren.

Das Donaudelta war bis zum Jahre 1895 tatsächlich nicht nur vom wissenschaftlichen Standpunkt aus wenig studiert, sondern es gab auch nur sehr wenige, die die Schilfgebiete und Seen seines Innern durchstreifen und bereisen konnten. Obwohl wir es schon 1878, dem Namen nach, wieder in Besitz genommen hatten, gab es bis dahin nicht viele von unseren Beamten, die in das Innere eingedrungen waren, um unsere tatsächliche Besitzergreifung dortselbst an den Tag zu legen.

Die Tätigkeit unserer lokalen Behörden beschränkte sich damals



nur auf die Ortschaften an den Ufern der Donau und der grossen Seen, während das Deltainnere die Zufluchtstätte aller Übeltäter, Flüchtlinge aus Russland, der Deserteure u. s. w. war, die in den Fischerhütten des Schilfgebietes Unterschlupf fanden. Die bekannte Novelle «Spirca» des STEFAN BASARABEANU (DR. VICTOR CRĂNESCU), der zur Zeit seines Aufenthaltes am Orte Katerletz im Jahre 1885 das Leben der Hausenfischer von der Cosa — d. i. in den Gebieten am Meeresstrande entlang zwischen Catârloț und Portița — beschreibt, gibt uns ein getreues Bild der Treibereien der an diesen Orten verschlagenen Räuber und Mörder aus dem gesamten Orient.

Als ich im Jahre 1903 mit einem Kahn die Schilfdickichte des Dranov durchstießte, um den Lauf des Dunaveț bis zum Razim-See zu untersuchen, hielt es der damalige Fischereipächter für seine Pflicht, mich darauf aufmerksam zu machen, dass ich mein Leben aufs Spiel setze, denn — sagte er — «es ist nicht nur einmal vorgekommen, dass auf die Agenten der Unternehmung aus dem Schilf geschossen wurde».

Wie verlassen und unbekannt übrigens diese Gebiete waren lässt sich auch daraus erschen, dass der Staat als Eigentümer der dortigen reichen Fischerei nur zu einer Jahrespacht von 500.000 Lei aus diesem kolossalen Domänium von über 430.000 ha, gelangte, d. h. dieses Besitztum erbrachte kaum 70 bani pro Hektar.

Der erste Schritt zur Kulturarbeit wurde hier getan, als sich der Staat im Jahre 1895 auf mein Anraten entschloss, seine dortigen Fischereien in eigener Regie zu verwalten. Die rumänischen Beamten, die — trotz der sie täglich erwartenden Gefahr — das Donaudelta tatsächlich in Besitz nahmen, waren die Revisoren der Fischerei; nur dem Mute und der Energie dieser wahren Kulturpioniere ist es zu verdanken, dass diese Wildnisse heute zu einem civilisierten Lande, ja zu einem für Exkursionen bevorzugten Gebiete geworden sind.

Von Anfang an, seit die Deltafischereien in Regiebetrieb übergingen, war für mich der Hauptzweck den wir verfolgen mussten, neben der rationellen Bewirtschaftung und Nutzbarmachung dieser Reichtümer das möglichst eingehende Studium dieser Regionen. Und so wurde festgesetzt dass auch die untersten Agenten verpflichtet wurden, ausser ihren gewöhnlichen Dienstobliegenheiten auch alle Gebiete ihres Ortes allein zu erforschen, ein genaues Verzeichnis über alle Seen, Gârlas, Grinds etc. dieses Gebietes aufzustellen, ja womöglich selbst einen Orientierungsplan für jene Gegenden zu entwerfen.

Dies waren die ersten Anfänge der tatsächlichen Wiedereroberung des Innern des Donaudeltas seitens des rumänischen Staates



## I. KARTOGRAPHIE DES DONAUDELTA.

### DIE DELTAKARTEN BIS ZUM JAHRE 1903.

Es liegt mir natürlich ferne, zu behaupten, dass das Donaudelta bis 1895 vollständig unbekannt gewesen sei; es gab ja doch schon eine Reihe von Karten von jenen Gebieten und einige bedeutende wissenschaftliche Arbeiten darüber.

Die Karten bis 1830 waren allerdings mehr oder weniger phantastisch, so dass ihnen ein grösserer Wert nicht zugesprochen werden kann. Im Jahre 1830 wurde jedoch vom russischen Generalstab eine Deltakarte herausgegeben, die ziemlich gut war; später, 1856, erschien eine neue, vollständigere, vom englischen Marinekapitän Spratt entworfene Karte. Ein Jahr darauf (am 17. September 1857) legte der Ingenieur Charles A. Hartley der Europäischen Donaukommission seinen grundlegenden—bis heute klassisch gebliebenen—Bericht über die Melioration der Schifffahrt auf der unteren Donau vor, worin er eine sehr genaue physikalische Beschreibung des Deltas und der allgemeinen Wasserverhältnisse gibt und auch 4 von ihm selbst entworfene Karten der Donaumündungen bringt.

Im Jahre 1870/71 hat die Europäische Donaukommission durch ihre Ingenieure eine neue Karte der Donau und ihrer Arme zwischen Braila und dem Schwarzen Meere aufgenommen und nebst allen hydrographischen Daten in einem prächtigen Atlas veröffentlicht lassen.

Im Jahre 1880 begann auch der rumänische Generalstab mit der Aufnahme einer Karte des Donaudeltas, die im Jahre 1882 vollendet wurde.

Schliesslich gibt die europäische Donaukommission im Jahre 1886 eine neue Deltakarte heraus, worin sie sich bei den Angaben über das Deltainnere der Aufzeichnungen des rumänischen Generalstabs, bei den Konstatierungen ihres Vorrückens gegen das Meer zu, der Aufstellungen ihrer Ingenieure zusammen mit einer Kommission russischer und rumänischer Ingenieure, und bei den Details im Strominnern der Aufzeichnungen ihrer eigenen Ingenieure, bediente, um so die erste Karte vom Jahre 1870/71 zu verbessern und eine vollständige Karte herauszugeben.

Jedoch auch diese letzte, nach allen bis 1886 vorgenommenen Feststellungen verbesserte und ergänzte Karte, kann nicht als eine vollständige Karte des Donaudeltas bezeichnet werden. Die letzte Karte der Europäischen Donaukommission ist in einiger Beziehung tatsächlich ein Muster von Genauigkeit, ein Meisterstück vom Herrn Oberingenieur C. Kühl; ihre Aufnahmen beschränkten sich jedoch mehr auf die Hauptzüge, und was die Einzelheiten betrifft, so sind diese für die Strom-



arme und die Küstengewässer vor dem Delta wie auch für die Sulinaufer und den Meeresstrand, mit sehr grosser Genauigkeit ausgeführt. Im Innern des Deltas ist jedoch keinerlei Aufnahme gemacht worden, sondern die Karte ist nur nach den Aufnahmen unseres Generalstabs ergänzt worden.

Im Übrigen ist auch die Karte unseres Generalstabs diesbezüglich nicht vollständig. Die Eile, mit welcher sie damals hergestellt worden ist, sowie die Unzugänglichkeit des Terrains sind wahrscheinlich die

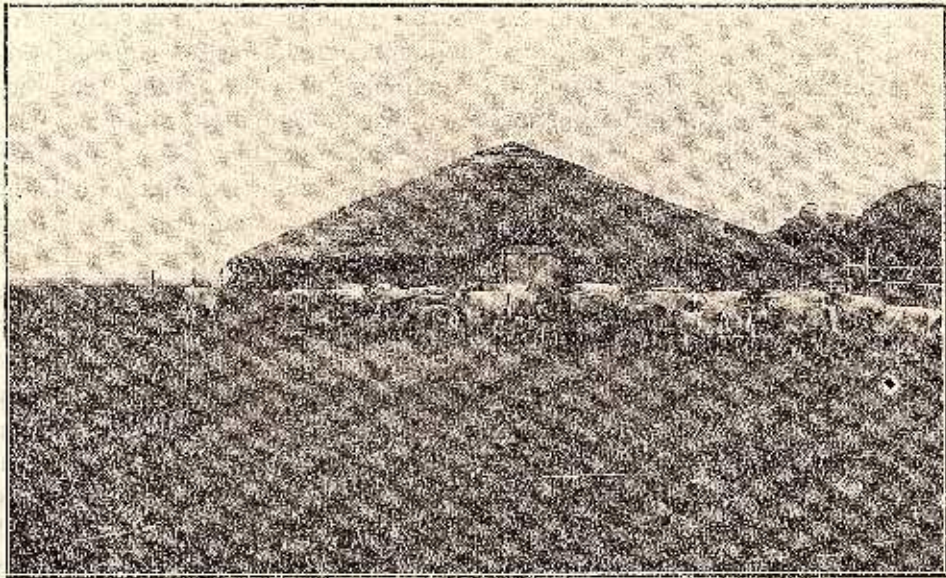


Fig. 1.—Der „Grind“ Borozanul. Ein kleiner „Grind“ auf der Insel Letea mit einer Eislagerhütte, daneben eine Hütte und ein Haufen Heu das hier geerntet wurde; Vieh, das auf dem Grind weidet und bei der Eislagerhütte ruht. Sehr charakteristische Ansicht von den kleinen Grinds im Delta.

Ursachen, dass eine Reihe sehr wichtigen Einzelheiten des Deltainnern nicht aufgenommen worden sind (1). Es ist bekannt dass die Elemente, aus denen sich das Innere des Donaudeltas zusammensetzt, folgende sind: (2) die Grinds (Fig. 1, 22 u. 23), die Balten (S. 22 Fig. 2), die

(1) Ich möchte durchaus nicht, dass dies als eine Kritik unseres militärgeographischen Institutes aufgefasst werde, da aller Welt bekannt ist, dass die Delta-Karte mehr das Ergebnis einer Reconoszierung zu betrachten ist und alle übrigen von unserm Generalstab aufgenommenen Karten als ein Muster von Präzision und Exaktheit gelten, welche dem Lande nur Ehre machen.

(2) Zur Bezeichnung der verschiedenen charakteristischen Terrainformen im Donaudelta habe ich in meiner Monographie des Ueberschwemmungsgebietes der Unteren Donau—aufgrund der localen Namen—folgende geomorphologischen Benennungen eingeführt: Unter „Balta“ versteht man im weiten Sinne des Wortes das Ueberschwemmungsgebiet im allgemeinen mit allen seinen Bestandteilen; im engeren Sinne aber die permanenten Seen dieses Gebietes. Mit „Grind“ bezeichnen wir die höherliegenden

Japsche, die Gârla (Fig. 23), die „Saha“ (Fig. 3) und die Sanddünen (Fig. 4 und 5). Wenn nun in dieser Karte auch tatsächlich die Ufer aller Donauarme, wie auch die leichter zugänglichen Grinds, Seen und Gârlas mit grosser Genauigkeit eingezeichnet sind, so fehlen doch darin eine grosse Zahl von grösseren und kleineren Grinds, Seen, Gârlas etc., die alle von Bedeutung sind, sowohl um für die Orientierung in diesen Gegenden und die Ausbeutung der dort ruhenden Schätze, wie auch als Grundlage für verschiedene Meliorationsarbeiten oder wissenschaft-

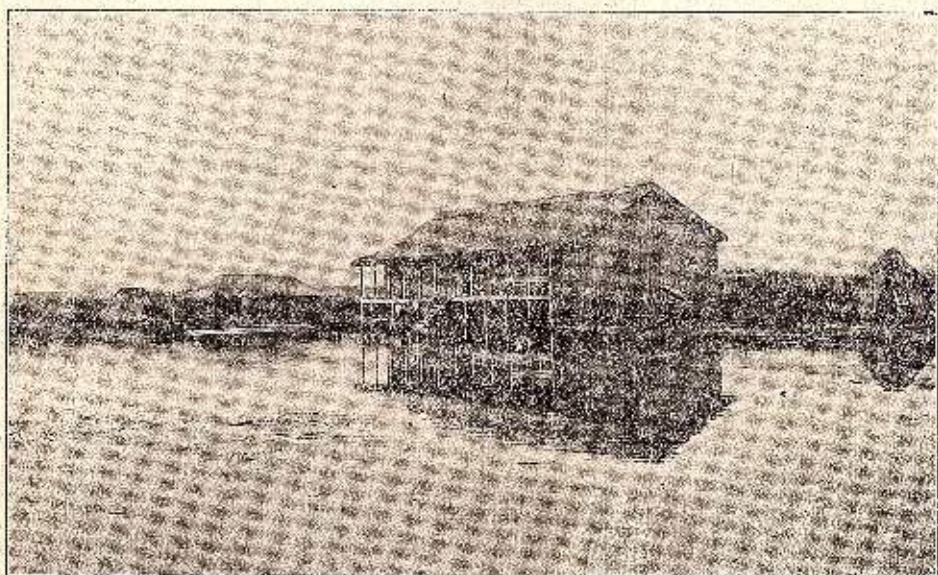


Fig. 2. Der See Matitza. Einer von den grossen, von allen Seiten mit Plaur und schwimmenden Inseln umgebenen Seen auf der Insel Letea. Im Hintergrund sieht man die auf dem schwimmenden Plaur gebauten Fischerhütten und die alte Fischsalzerei welche je nach dem Wasserstande mit dem Plaur auf dem sie gebaut sind sich heben und senken. In der Mitte ist die grosse neue Fischsalzerei zu sehen welche auf Pfähle gebaut ist die durch den Plaur hindurch in den Boden des Sees hineingeschlagen wurden.

liche Forschung zu dienen. Überdies fehlen die Niveaucurven, die gerade hier von so grosser Wichtigkeit sind, vollständig.

Teile dieses Gebietes welche ihrem Ursprunge nach meistens die Ueberbleibsel entweder alter Flussuferwälle oder alter Seestrandwälle darstellen.

Die „Japsche“, sind die kleineren und flacheren meistens temporären Tümpel oder Seen dieses Gebietes.

Die „Gârla“ sind die Verbindungskanäle der Seen mit der Donau oder der Seen unter einander; sie führen nur fliessendes Wasser.

Die „Saha“ sind die umgewandelten alten grossen und tiefen Donauarme aus dem Deltagebietes welche, obwohl sie das Aussehen eines echten Flussarmes vollkommen bewahrt haben, jede Verbindung mit der Donau verloren haben, vollständig isoliert daliegen und ein absolut stilles jedoch sehr tiefes Wasser haben.

Unter diesen Umständen habe ich schon längst das Bedürfnis der Ergänzung dieser Karten erkannt. Zu diesem Zwecke habe ich bereits im Jahre 1899 mit den bescheidenen, uns zur Verfügung stehenden Mitteln, einen guten Geometer, Herrn COPETINSKI beauftragt, unter der Leitung des Ingenieurs HARTEL, des damaligen Verwalters der Staatsfischereien von Tulcea, die Generalstabskarte zu vervollständigen, indem er auf einem Exemplar im Masstabe von 1:50.000 alle Seen, Grunds, Gârlas, etc. deren Fehlen er feststelle, einzutragen habe. Dieser bescheidene Vermesser hat hier unter den denkbar schwersten Voraussetzungen gearbeitet, ein Märtyrerleben geführt und mit Kompass und Reisetasche in der Hand ungefähr 7 Jahre lang alle Seen und Schilfröhrichte des Deltas durchstreift.

Die von ihm mit diesen bescheidenen Mitteln—wenn auch an einigen Stellen nicht immer mit der grössten Genauigkeit—aufgenommene Karte war ziemlich gut und für die damaligen Bedürfnisse des Dienstes von grossem Nutzen. Sie stellt den ersten ernstesten Schritt nach vorwärts in der Kenntnis dieses so wichtigen Teiles unseres Landes dar.

Diese Karte hat zum Teil auch als Basis bei der Ausführung der kleinen Deltakarte im Masstabe von 1:200.000 gedient, die ich in meinem Werke über das Überschwemmungsgebiet der Donau veröffentlicht habe.

Je mehr sich aber das Bedürfnis grösserer hydraulischer Arbeiten zur Regulierung der Alimentation der Deltaseen hinsichtlich ihrer Wiederbevölkerung und Erhöhung ihrer Fischproduktion fühlbar machte, umso mehr fühlte man auch den Mangel einer genauen Karte des Gesamtdeltas, die uns sein Relief mit allen Quoten, auf das Meeresniveau und zu den verschiedenen Wasserständen der Donau bezogen wiedergibt.

Nur auf Grund einer derartigen Karte, die alle genauen, mittels präziser wissenschaftlicher Methoden gewonnenen Daten enthält, können wir ein Bild über das Verhältnis zwischen den Schwankungen des Niveaus des Stromes und dem Regime der Deltawässer erlangen und daraus erschon, welche Arbeiten zur Amelioration und Nutzbarmachung der dortigen ausgedehnten Flächen vorgenommen werden können.

Mangels einer solchen allgemeinen Karte haben wir uns bisher nur mit Teilstudien begnügt, wie z. B. die im Dranov-Gebiete vorgenommenen, die bei den Korrektionsarbeiten des Dunavetz und dem Durchstich des König-Carol-Kanals zwecks Amelioration der Fischereien am Razimsee dienten, oder wie die Nivellierung des ganzen rechten Ufers des St.-Georgarmes von Tulcea bis zum Meere und die Nivellierung des Kilia-Armes von Ceatalul Tulcei bis Pardina, die 1905/1906 von Herrn POLONIC unter Leitung des Herrn Ingenieurs SOLIA vorgenommen worden sind.



## DIE NEUE HYDROGRAPHISCHE KARTE DES DONAUDELTA.

Teilstudien, wie die oben angeführten, mit Bezug auf eine besondere Arbeit sind hier in verschiedenen Teilen des Deltas im Verlauf mehrerer Jahre ausgeführt worden; doch erst durch das Budget des Jahres 1909/10 wurde uns den Betrag von 75.000 Lei für die Aufstellung einer hydrographischen Karte des Donaudeltas bewilligt. Mit der Leitung dieser Arbeit habe ich den Ingenieur V. DRĂȘCU beauftragt, der—wie man jetzt sehen kann— diese Aufgabe aufs glänzendste gelöst hat. Er arbeitete 3 Jahre lang mit einem Personal von 5 Ingenieuren, 3 Vermessern, einem Topographen, 2 Zeichnern und der nötigen Mannschaft von Aufsehern und Arbeitern und führte die so

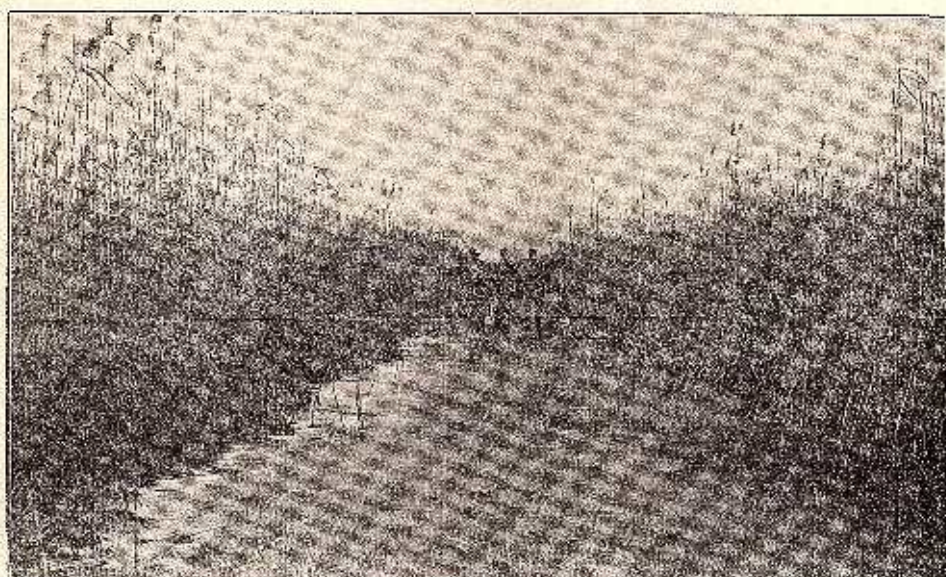


Abb. 3 — Eine „Saha“ im Delta,— d. i. ein breiter, tiefer früherer Donauarm, dessen Wasser nun völlig stagniert. Zur Winterzeit gefroren.

wichtige Aufgabe auf einer Fläche von fast 430.000 ha, in verhältnismässig kurzer Zeit und mit geringen Kosten — kaum 81 bani per ha — zu einem guten Abschluss. Ich benütze diese Gelegenheit, um auch hier meine Glückwünsche und meinen Dank ihm und seinen Mitarbeitern (1), für dieses prächtige Werk auszusprechen.

Diese Karte, die ich der Akademie heute vorlege, ist eine ebenso gewissenhafte, wie genaue Arbeit, die nach den präzisesten wissenschaftlichen Methoden durchgeführt worden ist.

Als geodätische Basis wurde eine 9 km., 461 m. lange Linie am Ufer des Sulina-Armes gewählt. Ihre Abmessung erfolgte mit den

(1) Die Ingenieure: I. CONU, L. TREILER, V. ANGELESCU, R. STREBINGER und N. GHYFESCU.



vervollkommensten Apparaten aus Invar (Nickel- und Stahllegierung mit dem kleinsten Dehnungskoeffizienten), die eigens in Paris hergestellt und 3 Monate hindurch vom Internationalen Mass- und Gewichts bureau in Sèvres geprüft und von diesem mit den nötigen Zeugnissen versehen worden sind. Diese Linie ist zweimal, hin- und zurück, gemessen worden und hat hierbei eine Differenz von nur 3,6 mm. ergeben.

Anschliessend an diese Basis wurde die Triangulation des ganzen Deltas vorgenommen; die Oberfläche in 52 geodätische Dreiecke mit 41 geodätischen Hauptpunkten eingeteilt, die durch Be-



Fig. 4. Eine Sanddüne im Letea-Gründ. Im Hintergrunde sind die hohen Eichen des Letea-Waldes sichtbar.

tonpflocke bezeichnet wurden, welche auf einem Unterbau von Eichenpfählen aufgesetzt wurden. In den Betonsockel sind einige dicke Eisenrohre vertikal eingefügt, deren Achse die geodätischen Punkte bezeichnen. Über den Sockeln sind die eisernen geodätischen Türme angebracht, von deren oberen Plattformen aus die Winkelmessungen vorgenommen wurden. Diese Türme hatten eine Höhe von 13,5 m, um die Wirkungen der Erdkrümmung und der atmosphärischen Refraktion auszuschalten und auch um über das Schilfröhricht und über die Weidenbäume der Balten hinaus visieren zu können.

Das Präzisionsnivellement wurde gleichfalls mit grosser Sorgfalt ausgeführt, indem das ganze Delta in 2 Poligone: die Insel Letea und die St. Georges-Insel, eingeteilt wurde. Auf beiden Poligonen erfolgte die Nivellierung zweimal, hin und zurück.

Die grösste Abweichung bei diesen Vermessungen hat 1,28 mm. nicht überschritten, die kleinste 0,71 mm. per km., wobei bekannt ist, dass bei solchen Nivellierungen als Grenze der Abweichungen 2 mm. per km. angenommen wird. Man ersieht also daraus, dass diese Aufnahmen mit der grössten Sorgfalt und Genauigkeit vorgenommen worden sind.

Die graphische Darstellung dieser Aufnahmen erfolgte folgendermassen:

Das Deltarelief ist dargestellt: *a)* durch verschiedene in ein Längen- und Querprofilnetz eingesetzte und auf den Nullpunkt des



Fig. 5. Inneres des Letea Veklos, welcher auf den Sanddünen von Periprava entstanden ist.

Schwarzen Meeres bezogene Niveauquoten; *b)* für die unter dem Meeresspiegel liegenden Deltateile durch eine Reihe von bathymetrischen Kurven in gleichen Abständen von je 50 cm.; *c)* für die über dem Meeresniveau liegenden Teile durch eine Reihe von hydrographischen auf den Niederwasserstand des zunächst gelegenen Donaupunktes bezogene Kurve.

Die hydrographischen Kurven haben den Zweck, das Niveau der Deltagewässer bei den verschiedenen Wasserständen der Donau, zur Darstellung zu bringen; es sind dies also Linien, die die Flächen gleicher Überschwemmung verbinden.

Zur Feststellung dieser Kurven wurde bei jedem Punkte die Donau entlang die Niveauschwankung der Donauwässer in 10 Teile, Hydrograde genannt, eingeteilt. Der niedrigste Wasserstand wurde mit 0 Hydrograde, der höchste — im Jahre 1897 erreichte — Wasser-

stand mit 10 Hydrograden bezeichnet. Die Linie von 3 Hydrograden entspricht dem Wasserspiegel der niedrigen Donauwässer, jene von 5 Hydrograden dem Niveau mittlerer Wässer, von 7 Hydrograden dem Niveau des Frühjahr Hochwassers, wenn sich die Fluten über die Ufer ergiessen.

Die Karte ist nach 2 Masstäben ausgeführt worden: 1) die eine im Masstabe von 1:10.000 enthält alle Einzelheiten und kann bei allen eventuellen Arbeitsprojekten im Delta benützt werden, 2) die zweite im Masstabe von 1:50.000 dient zur leichteren Orientierung und zum Studium der allgemeinen Wasserverhältnisse dieses Gebietes.

Aus dem Vergleich der drei hier vorgelegten Karten der Donaukommission, des Generalstabes und des Fischereidienstes kann leicht der Unterschied zwischen denselben hinsichtlich der topographischen wie auch der hydrographischen Angaben und somit auch die Rolle, die die neue hydrographische Karte zu erfüllen berufen sein wird, ersehen werden.

Ich glaube nicht, noch weiter auf die Beschreibung dieser Karte und der bei den Terrainaufnahmen angewendeten Methoden eingehen zu sollen, da all dies in zwei kürzlich von Herrn Ingenieur VIDRAȘCU veröffentlichten Broschüren, nämlich: a) Die Vermessung der geodätischen Basis des Deltas und b) Memorandum über die bei den geodätischen, topographischen und hydrographischen Aufnahmen des Donaudeltas angewandten Methoden, welche beide ich in seinem Namen bei dieser Gelegenheit der Akademie vorzulegen die Ehre habe, in ausführlicher Beschreibung niedergelegt ist.

Ich werde aber bei dieser Gelegenheit einige Worte über die Dienste anzufügen suchen, die uns diese Karte vom wissenschaftlichen und praktischen Standpunkte aus leisten kann, und in Verbindung hiermit die Aufmerksamkeit auf einige interessante wissenschaftliche und ökonomische Fragen über das Donaudelta lenken, zu deren Lösung uns die durch vorliegende Karte vermittelten Angaben von grossem Nutzen sein werden.

## II. WISSENSCHAFTLICHE PROBLEME DES DONAUDELTA.

### GENESIS UND EVOLUTION DES DONAUDELTA. — MECHANISMUS DER DELTABILDUNG.

Was die Dienste anbetrifft, die die neue hydrographische Karte bei den Untersuchungen wissenschaftlicher Fragen leisten kann, so ist einleuchtend, dass sie uns nach vielen Richtungen hin von grossem Nutzen sein dürfte. Vor allem glaube ich, dass die wissenschaftliche Bedeutung dieser Karte schon allein aus der Tatsache sich ergibt, dass sie ein bedeutendes Gebiet unseres Reiches, das bis in die letzten Zeiten grösstenteils wissenschaftlich unbekannt war, ans Tageslicht zieht. Hierdurch kann sie uns folglich als Basis zu jeder Art von naturwissenschaftlichen Arbeiten über dieses Gebiet dienen.

Von besonderem Nutzen kann diese Karte jedoch zur speziellen Erforschung der Genesis des Donaudelta und ihrer Evolution sein. Da ich selbst in dieser Richtung gearbeitet habe, so werde ich auf diese Frage näher eingehen und hier in allgemeinen Linien einerseits einige von den Schlussfolgerungen auseinandersetzen, zu welchen mich meine langjährigen diesbezüglichen Untersuchungen geführt haben, und andererseits die Probleme und die Forschungsmethoden besser präzisieren.

Wie bisher angenommen wurde, soll das Donaudelta eines der verhältnismässig jüngeren Deltas an den Mündungen der heutigen Ströme sein. Aus diesem Grunde schien die Sache hier relativ einfacher zu sein als bei andern grossen Strömen, sodass die Bildung dieses Deltas und seine Entwicklung daher noch mit grösserer Leichtigkeit studiert werden könnte.

Schon im Jahre 1894 hat der bekannte Leipziger Geologe HERMAN CREDNER gelegentlich unseres Zusammentreffens bei dem 60 jährigen Jubiläum meines verehrten Lehrers ERNST HAECKEL, meine Aufmerksamkeit auf die Wichtigkeit des Studiums des Donaudelta für die Erklärung der Deltabildungen im allgemeinen, gelenkt und mich mit grosser Wärme angeregt, dieses Problem zu verfolgen, denn abgesehen davon dass ich hiermit eine für mein Land hoch-



wichtige Frage studieren würde, könnte ich auch der Wissenschaft im allgemeinen dadurch wirkliche Dienste erweisen.

Obwohl ich nicht Geologe von Fach bin, habe ich mit Vergnügen CREDNERS Rat aufgenommen und diesen Anregungen verdanke ich zum guten Teile die Resultate meiner bisherigen Forschungen über das Donaudelta, die ich in den vergangenen Jahren in meinem Werke über das Überschwemmungsgebiet der Donau veröffentlicht habe. Die Anregung des nun leider verstorbenen Geologen übertrage ich aber gern auch auf unsere jüngere Forscher, die nunmehr unter Benützung der neuen Karte leichter weitere Studien über die Genesis und Evolution des Donaudeltas vornehmen und eventuell zu allgemeineren Schlüssen über die Genesis der Deltas gelangen können.

Nach den Daten, die uns bis jetzt nur aus den vorhandenen Studien und Karten zur Verfügung standen, war die Bildung der Barren vor den Donaumündungen, ihr Wachstum und ihre Entwicklung, wie auch das allmähliche Vorwärtsschreiten der Küste ins Meer und somit das jetzige Anwachsen des Deltas, leicht zu untersuchen. Für die Genesis dieses Deltas und für die ständige Evolution, welche es von ihren ersten Anfängen durchschritten hat, kann aber nur die Kenntniss der sich heute an den Strommündungen und an der Meeresküste zutragenden Phänomene nicht genügen, dafür müssen wir auch das wissen, was sich in den inneren Teilen des Deltas früher zugetragen hat. Dies kann aber nur nach genauer Kenntnis ihres Bodonreliefs und aus dem Studium des Untergrundes, der Gründe, der Seen, der Gárlas, der Sahas, etc. aus ihrem Innern erfolgen, deren Aufbau, Form und Richtung uns Nachweise über die verschiedenen Phasen durch welche dieses Delta in seinen fortwährenden Umbildungen gegangen ist, erhalten haben.

Gerade jene bis auf die letzten Spuren fast völlig verschwundenen Grinds und Gárlas sind es, die uns wertvolle Fingerzeige geben können über den früheren Lauf der Donauarme, über die sich bildenden Ufer- und Strandwälle, somit über die Art und Weise, wie die Donau das alte Estuar an ihrer Mündung angefüllt und ein Delta gebildet hat.

Unsere in dieser Richtung so vollständige Karte kann uns beim Studium der Bildungs- und Entwicklungsart auch dieses innoren Teiles unseres Deltas von grossem Nutzen sein.

In meinem Buche: «Das Überschwemmungsgebiet der Unteren Donau» habe ich ausgeführt, dass — entgegen den bisherigen Anschauungen — das Donaudelta nicht, wie es den Anschein hat und wie man glaubte, ein ausgedehnter mit Schilfröhricht bewachsener Sumpf ist; es ist im Gegenteil ein ungeheurer See, der etwa 2 m. tiefer als der Meeresspiegel, nach allen Richtungen hin



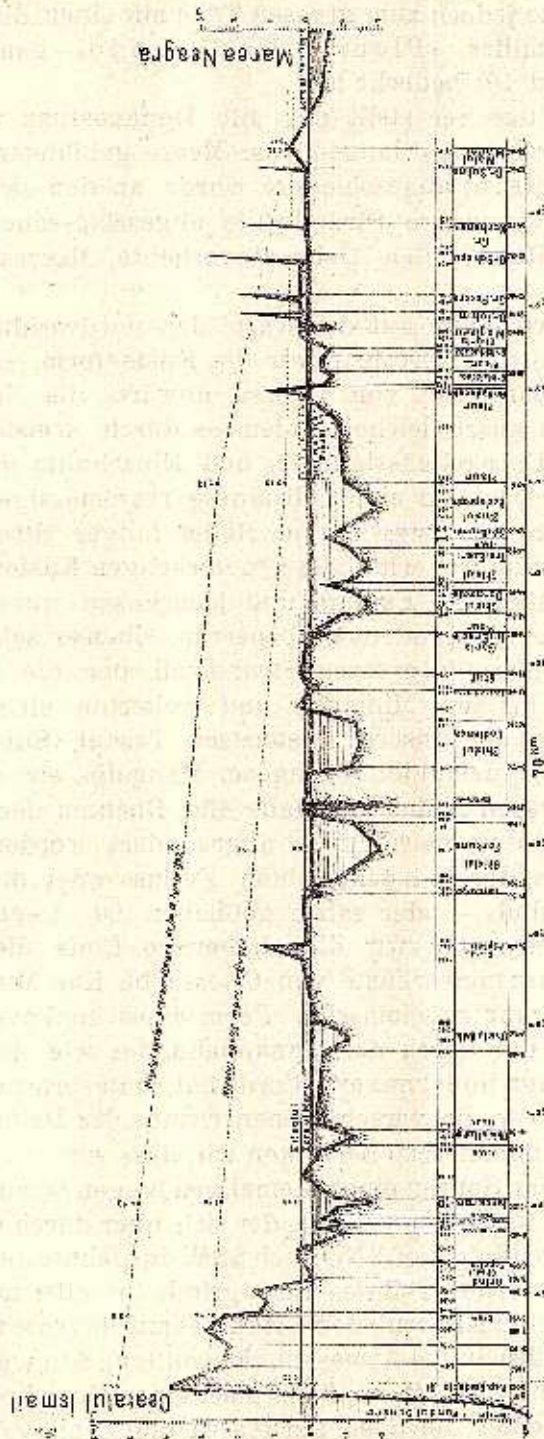


Fig. 6. Längsdurchschnitt durch das Delta zwischen «Cetara Ismail» und der Meeresküste, 5 Meilen nördlich von Sulina.



von verschiedenen grossen Deichen, oben den Grinds, durchzogen, auf der Oberfläche jedoch zum grossen Teile mit einer dicken Schicht schwimmenden Schilfes, «Plaur» oder «Prundoi» genannt, (vergl. Fig. 6 14, 15, und 16) bedeckt ist.

Dieser gewaltige See stellt das alte Donauestuar vor, das an der Mündung durch einen langen vom Meere gebildeten Strandwall (Nehrung od. Perisip) abgeschlossen wurde, an den sich später allmählich neue durch andere Strandwälle abgeschlossene und so zu Seen umgewandelte und dem Delta einverleibte Meeresteile, angliederten.

Betrachten wird nun auf der Karte den nordwestlichen Teil des Schwarzen Meeres und verfolgen wir die Küstenform, so sehen wir tatsächlich, dass das Meer von Odessa abwärts die Neigung zeigt seine Küstenlinien auszugleichen, indem es durch kreisbogenförmige Strandwälle alle Unregelmässigkeiten und Einschnitte des Ufers abschliesst und der Küste so eine vollständig regelmässige Form gibt. So beginnt südlich von Odessa eine Reihe langer Strandwälle, die das Dnjesterliman und weiterhin alle gegenwärtigen Küstenseen Bessarabiens — die früher alte Estuare und Meerbusen waren — bis Gibrieni nördlich des Donaudeltas, absperren. Ebenso sehen wir südlich des Donaudeltas den grossen Strandwall, der die Seen Razim und Sinoe trennt bis zum Midiakap und weiterhin eine Reihe kleinerer Strandwälle die unsere Küstenseen Taşaul, Süt-Ghiol, Anadokioi, Tekirghiol, Tuzlaghiol, Tatlageac, Mangalia, etc. abschliessen. Alle diese Seen waren früher ebenfalls alte Buchten des Schwarzen Meeres, deren Wasser, nachdem es abgesondert worden war, süss wurde — falls sie durch irgend einen Zufluss oder durch Quellen gespeist worden sind — oder salzig geblieben ist, wenn dies nicht der Fall war. Betrachten wir die allgemeine Linie dieses grossen Stückes der Schwarzenmoerküste von Odessa bis Kap Midia, so sehen wir, dass sie die ganz regelmässige Form eines konkaven Kreisabschnittes hat, der nur durch das Donaudelta, das wie ein Vorsprung der Küste vordringt und konvexe Form hat, unterbrochen wird.

Untersuchen wir die verschiedenen Grinds des Deltas, ihre Richtung und Aufbau genauer, so bemerken wir, dass wir von Gibrieni am Kap von Caraharman Spuren eines ehemaligen langen Strandgürtels maritimen Ursprungs feststellen können, der sich, quer durch die Mitte des Deltas, beinahe geradlinig von NNO nach SSW ausdehnte und zwar über: Periprava, den westlichen Teil des Leteagrinds (parallel mit der Gârla Sulimanoa), den Grind Răducul, den Grind Ceamurlia (vom neuen Kanal bei der 8 - 13 Meile des Sulina-Armes durchschnitten), den westlichen Teil des Grinds Caraorman bis Liteov; dann nach einer Unterbrechung über den schmalen Grind der die Seen Periteaşca und Leahova von Razim trennt bis Bisericuţa und sich weiter in dem grossen Grind «Insula



Lupilor» der die Lagunen Razim und Zmeica vom Sinoesee scheidet, bis vor dem Kap von Caranasuf-Casapchioi und weiter bis Caharman fortsetzt.

Alle diese Grinds sind mit wenigen Unterbrechungen Überbleibsel

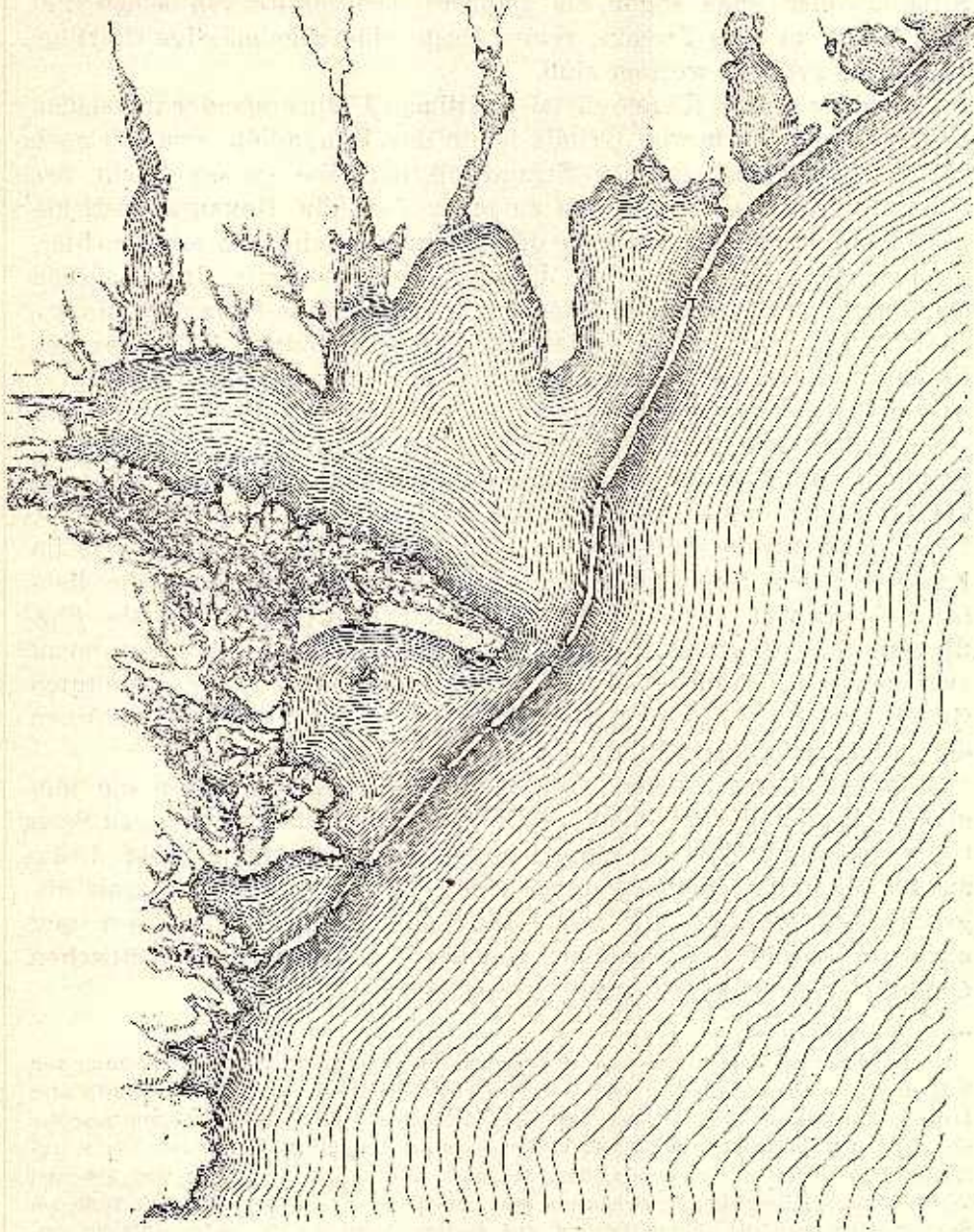


Fig. 7. Die Mündung der Donau bevor sie anfangen hat ein Delta zu bauen. Das alte Donau-Estuar durch einen Strandwall vom Meere abgeschnitten und in einem Liman umgewandelt.

jenes langen fast ununterbrochenen Strandwalles, der ebenfalls die



Form eines Kreisabschnittes hatte und sich von Gibrieni bis zum Kap von Caraharman, seinen beiden festen Stützpunkten, ausdehnte. Dieser Strandwall ist nichts anderes als die Fortsetzung der grossen Reihe von Strandwällen, die wir südlich von Odessa bis zum Kap Schabla (oder auch sogar bis Caliacra) sich erstrecken sehen und vom Meere zu dem Zwecke, seiner Küste eine regelmässige Uferlinie zu geben, gebildet worden sind.

Gerade dieser Küstengürtel maritimen Ursprungs, der mit seinen Überresten in Form von Grinds heute das Donaudelta von NO nach SW durchschneidet, ist der Strandwall, der jene grosse Bucht des Schwarzen Meeres in den sich zu jener Zeit die Donau ergoss, abgeschlossen hatte. So hat also die Donau, die ehemals eine trichterförmige Mündung — d. h. ein breites Estuar — hatte, durch diesen maritimen Strandwall eine Mündung mit Haff (eine Liman-Mündung), ähnlich wie die heutige Dnjestermündung, erhalten, indem es das Estuar in einen gewaltigen See oder Liman verwandelte. (Fig. 7).

Selbstredend hatte dieses Donauhaff damals auch seine Mündungen, die das vom Fluss herbeigeführte Wasser ins Meer abführten und von denen die wichtigsten wahrscheinlich — der allgemeinen Richtung der Strömung folgend — die beiden südlichen waren, nämlich: 1) eine Öffnung im Strandwall zwischen der Insel Bisericutza (ein Fels im Razim bei dem Kap Dolojman) und dem nördlichen Ende der heutigen Wolfsinsel (Insula Lupilor), deren Fortsetzung heute die Portița-Mündung (Cura Portiței) ist; und 2) eine Öffnung bei Caranasuf zwischen dem südlichen Ende des heute Insula Lupilor genannten Grinds und dem Nordende des kleinen Gürtelrestes wo die Ruinen der alten Istriopolis sich finden.

Neben dieser zweiten Mündung befand sich im Süden ein länglicher, ins Land eindringender Golf, der aus zwei den jetzigen Secu Caranasuf und Tuzla entsprechenden Ausbuchtungen bestand, die an der Mündung ebenfalls durch einen Teil dieses Küstengürtels abgeschlossen wurden, und heute ein sehr salzhaltiges Wasser und am Grund reichlichen Schlamm von der Art und der therapeutischen Qualität jenes von Tekirghiol (1), besitzen.

(1) Mehrere Litoralseen vom Schwarzen Meere sind durch diese Erzeugung von Schlamm mit therapeutischen Eigenschaften charakteristisch, so z. B. die Halle oder Limane von Odessa, verschiedene Seen in Bessarabien etc. Dieser Schlamm war der Gegenstand mehrfacher Studien und bezüglich seines Ursprungs sind verschiedene Ansichten laut geworden. Ich glaube, dass das beste Mittel zur Erklärung der Art und Weise seiner Bildung das vergleichende Studium dieser Frage bei den verschiedenen Seen, die ihn ebenfalls führen ist, um auf diesem Wege die für seine Bildung speziellen günstigen Bedingungen festzustellen. Ich erinnere hierbei dass in Seen mit andauernder Strömung oder kräftigen Süswasserquellen, wie z. B. bei Siat-Ghiol, Tasaul, Mangalia etc., dieser Schlamm sich nicht bildet. Dagegen bildet er sich in isolierten



Vor dieser Mündung, also an ihrem rechten Ufer, befand sich im Altertum die alte griechische Stadt Istriopolis, die, wie schon ihr Name besagt, an der Donaumündung gelegen war — das heisst an ihrem Haff — von der sie jedoch im Laufe der Zeiten und infolge der fortwährenden späteren Veränderungen soweit entfernt wurde, dass sie, zwischen den vom Meere in diesen Gebieten geschaffenen neuen Sanddünen und Lagunen, vollständig isoliert wurde.

Dass das alte Donanestuar tatsächlich durch diesen langen Strand gürtel maritimen Ursprungs in ein Haff umgewandelt worden ist, wird uns auch durch das Studium des Reliefs des Grundes der Balten dieses Teiles des Deltas ersichtlich, das uns die hydrographische Karte so gut vor Augen bringt und aus welchem wir die völlige Absonderung der tiefen Becken auf jeder Seite der transversalen Grunds ersehen:

In diesem solcher Art abgeschlossenen und in einen See verwandelten Estuar, hat sich dann später der erste Teil des Deltas gebildet, teils durch die vom Strome herbeigeführten und abgelagerten Alluvionsmassen, die sodann die Ufergrunds seiner Arme bildeten und teilweise die Seesohle erhöhten, teils durch die Vegetation, die nach genügender Versüßung des Seewassers, dort, wo für ihre Entwicklung günstige Vorbedingungen gegeben waren, ungeheure Proportionen angenommen und die Oberfläche des Sees immer mehr überdeckt hat. Wo das Wasser jedoch salzhaltig geblieben ist — so z. B. im Razim — konnte sich die Vegetation nicht so mächtig entwickeln und die Wasserfläche blieb frei.

\* \* \*

Die wichtigsten natürlichen Faktoren, welche bei der Umwandlung dieses Estuars in ein Delta und bei der weiteren Ausbildung

mit stark salzhaltigem Wasser und von Süßwasserquellen nicht gespeisten Seen. Bei Tuzla (Dunagi), wo der See vollständig abgesondert ist und sehr konzentriertes Wasser hat, ist der Schlamm sogar stärker als bei Tekirghiol. Bei Hagighiol, wo wir eine längliche, aus dem Razim vorspringende Abzweigung haben, deren Wasser fast gar nicht aufgefrischt werden kann und deshalb noch mehr konzentriert ist als im See selbst, finden wir gleichfalls Schlammabildung; hier jedoch ist der Schlamm viel schwächer, da das Wasser süßser als in den übrigen Seen ist und von Zeit zu Zeit bei Hochwasser doch mit frischem Wasser gespeist wird. Somit scheinen — sicherlich neben anderen Ursachen — der Konzentrationsgrad und die, unter Mitwirkung der Wärme eine Auflösung der organischen Substanzen und eine Fermentation in gewisser Richtung erleichternde, Stagnation des Wasser, die Hauptbedingungen für die Schlammabildung zu sein. Den besten Beweis hierfür gibt uns der Babadag-See, der, nachdem er seine Verbindung mit dem Razim verloren hat und die ihm früher Süßwasser zuführenden Flüsse Taița und Teița vollständig ausgetrocknet sind, soviel Schlamm zu bilden begonnen hat, dass die kleine Stadt Babadag eine Art Kurort geworden ist; nachdem nun aber im vorigen Jahre die alten Verbindungen — durch den Kanal „Regina Misa-heta“ — wieder hergestellt wurden hat die Schlammabildung wieder ganz aufgehört.



des Deltas zur heutigen Gestalt mit allen ihren Terrainformen und den dasselbe zusammensetzenden Elementen, mitgewirkt haben, sind folgende: Die Form und die allgemeine Richtung der Küste, die Meereswellen und die Meeresströmungen, die vorherrschenden Winde, das Relief und die Beschaffenheit der Estuarsohle, die Flussströmung und die vom Strom mitgebrachten Alluvionen, der Salzgehalt des Wassers, die Vegetation und eventuell auch eine isostatische Bewegung, wenn eine solche tatsächlich vorhanden war, wie angenommen wird.

Die gegenwärtige Form des Deltas ist somit nur ein Ergebnis der Tätigkeit dieser natürlichen Faktoren, die auch in der Vergangenheit, so wie heute noch, zusammengewirkt haben und jeder für sich, je nach den im gegebenen Augenblicke sich darbietenden Umständen, mehr oder weniger an der sich fortdauernd abwickelnden Umwälzung teilnahmen.

Trachten wir nun also, auf Grund der Studien und Beobachtungen über die gegenwärtigen Phänomene des Deltas sowie über seine Bestandteile mit den Terrainformen und die Überreste aus dem Altertum, die uns seine Beschaffenheit in der Vergangenheit anzeigten, uns über die Art und Weise, wie sich dieses Delta entwickeln konnte, und die Phasen, welche es wahrscheinlich durchschritten hat, Rechenschaft zu geben.

Selbstverständlich kann dort, wo wir es mit einer kontinuierlichen Umwandlung zu tun haben, wo das Wasser unaufhörlich baut und oftmals das Aufgebaute, selbst ohne Hinterlassung auch der geringsten Spur, wieder vernichtet, nicht von Fragen über Einzelheiten und Rekonstruktion der Vergangenheit in der Weise, dass wir alle ihre Phasen verfolgen können, die Rede sein. Würden wir so vorgehen, so würden wir die Zeit nur in phantastischen und nutzlosen Speculationen verlieren. Was wir aber verfolgen müssen, ist das Verständnis des Mechanismus mittels welchen dieses Delta sich mit allen dasselbe zusammensetzenden Bestandteilen in der Vergangenheit gebildet hat und sich nun fortdauernd weiter entwickelt und zugleich die Bestimmung der Rolle, die jeder natürliche Faktor bei seiner und seiner Elemente Bildung gespielt hat. Auf Grund einer solchen Kenntnis sind wir dann in der Lage, nicht nur die Art und Weise, wie dieses Delta gebildet worden ist, und die wichtigsten Phasen, die es durchschritten hat, sondern auch sein Alter und die Stellung, die es in der allgemeinen Klassifikation der Deltas einnimmt, zu beurteilen.

Ich will nun versuchen, einige Hauptpunkte, die sich für uns aus den bisherigen Studien ergeben haben, in gedrängtester Form und in ganz allgemeinen Linien vorzuführen:

1) Die Donau hatte früher eine trichterförmige Estuarmündung die ein breiter Golf des Schwarzen Meeres war. Ihre eigentliche Mündung



war durch die zwischen den hohen Isaccea-Ufern—bei der alten römischen Festung Noviodunum und dem vorspringenden Ufer Bessarabiens bei Kloster Teraspont liegende Verengung von Isaccea gebildet. (Fig. 7).

2) Durch die Tätigkeit der Wellen und der Küstenströmung des Schwarzen Meeres wurde ein langer Strandwall — eine Verlängerung der Reihe von Strandwällen von den Mündungen des Dnjesters bis zum Kap Caliacra — gebildet, der das Donauestuar abschloss und es in ein grosses Haff verwandelte. Dieser Strandwall hatte die Richtung NNO-SSW und setzte bei dem festen Küstenvorsprung bei Gibrieni, seinem ersten Stützpunkte, an. Es lässt sich nicht mit Genauigkeit behaupten, ob dieser Strandwall als zweiten Stützpunkt das nahe gelegene Kap von Dunavet gewählt hat oder ob er immer weiter gerade aus — in einiger Entfernung von diesem Kap — bis über die Insel Bisericuta zum Insula Lupilor genannten Grind und weiter bis zum Kap Caraharman gegangen ist. Auf jeden Fall stimmt für die zweite Hypothese mit aller Wahrscheinlichkeit die Tatsache, dass im Gebiete des Dunavetz keine sichtbare Spur dieses Strandwalls und noch mehr, bei dem Durchstich des König-Carol-Kanals, der auf ihn hätte treffen müssen, keinerlei Spuren von mit Muscheln vermengtem Meersand gefunden worden ist.

Aller Wahrscheinlichkeit nach nahm das alte Donauhaff den gesamten gegenwärtigen oberen Deltateil ein, beginnend von Isaccea bis zu den Grinds Letea, Rădăcul, Ceamurlia und Caraorman, einem Teil der Dranov-Insel bis höchstens zu Crasnicol und den jetzigen Seen Razim, Golovitzza und Smeica. (Fig. 7). Das gesamte übrige Gebiet incl. der Sinoe See, Kituk etc. sind neuere Bildungen.

3) Der Strandwall, der das alte Donauhaff vom Meere trennte, wies in grösserer oder kleinerer Entfernung mehrere Unterbrechungen «Mündungen» auf, durch welche die vom Strome herbeigeführten Wasser sich ins Meer ergossen. Diese Mündungen, die sich allmählich successive, so wie sich auch die Arme der Donau, gebildet haben, waren — von Süden nach Norden gehend — wahrscheinlich ungefähr in folgenden Regionen: 1) die Mündung von Istriopolis, 2) die Unterbrechung zwischen dem nördlichen Ende der Insula Lupilor und der Insula Bisericuta (deren Verlängerung die heutige Portitzza-Mündung ist), 3) Die Unterbrechung über dem oberen Ende des Dranov-Grinds, 4) die Unterbrechung wo heute der St. Georges-Arm durchfliesst, 5) der Einschnitt zwischen dem Ceamurlia-Grind und dem Grindul Rădăcul, wo heute der Sulinakanal läuft und 6) der nördlichste Einschnitt (der sich aber wahrscheinlich am spätesten gebildet hat) wo heute der Chilia-Arm fliesst. (Fig. 7).

4) Sobald das Haff vom Meere abgeschnitten war, begann der Strom — wenigstens teilweise — das Wasser allmählich zu versässen,



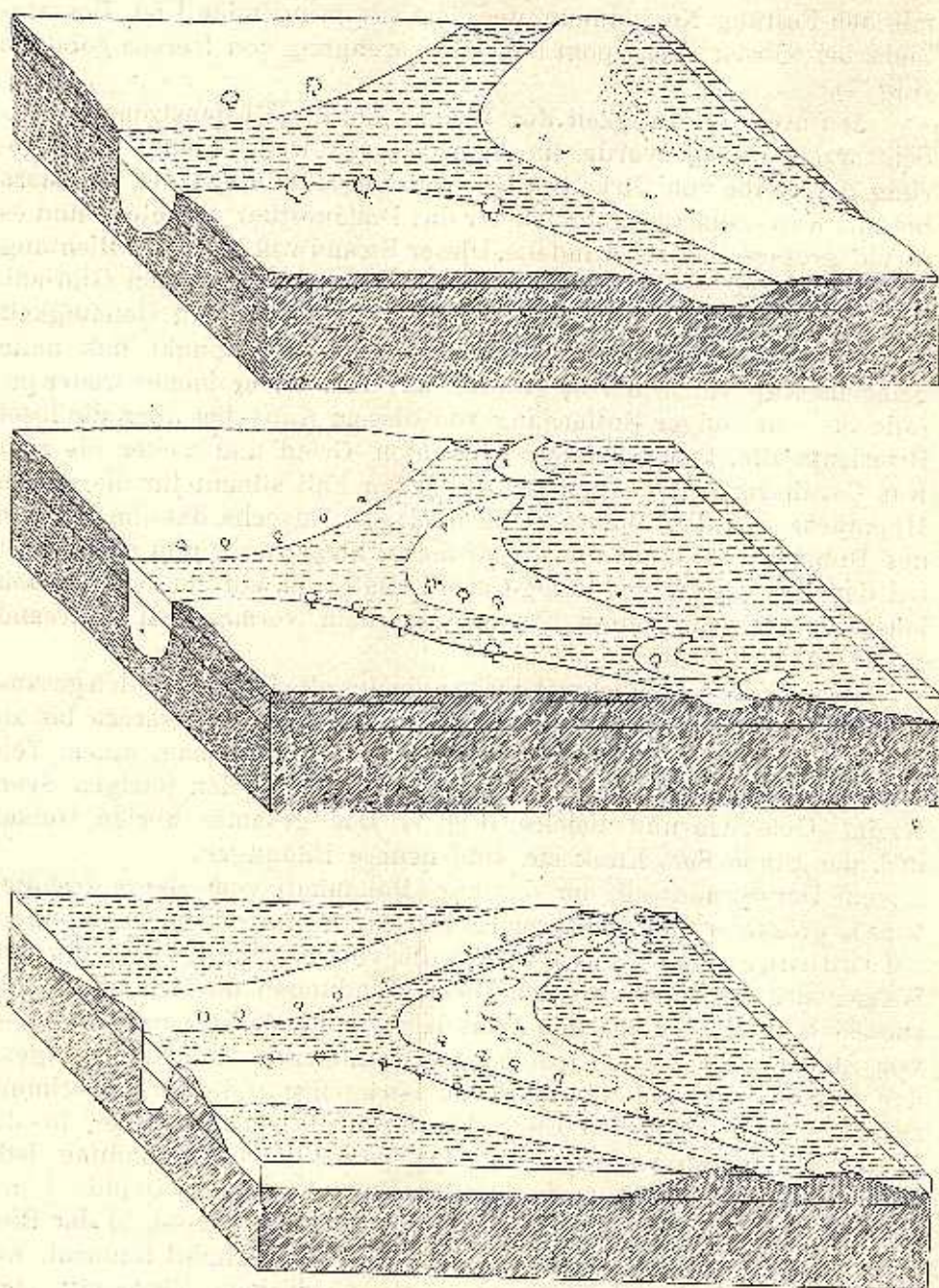


Fig.-8. Schematische Darstellung der Vorgänge bei der Bildung und Vorrücken<sup>1</sup> der ersten Donauarme (Typus I). Verlängerung der Arme durch die successive Bildung von hufeisenförmigen Inseln vor ihrer Mündung.

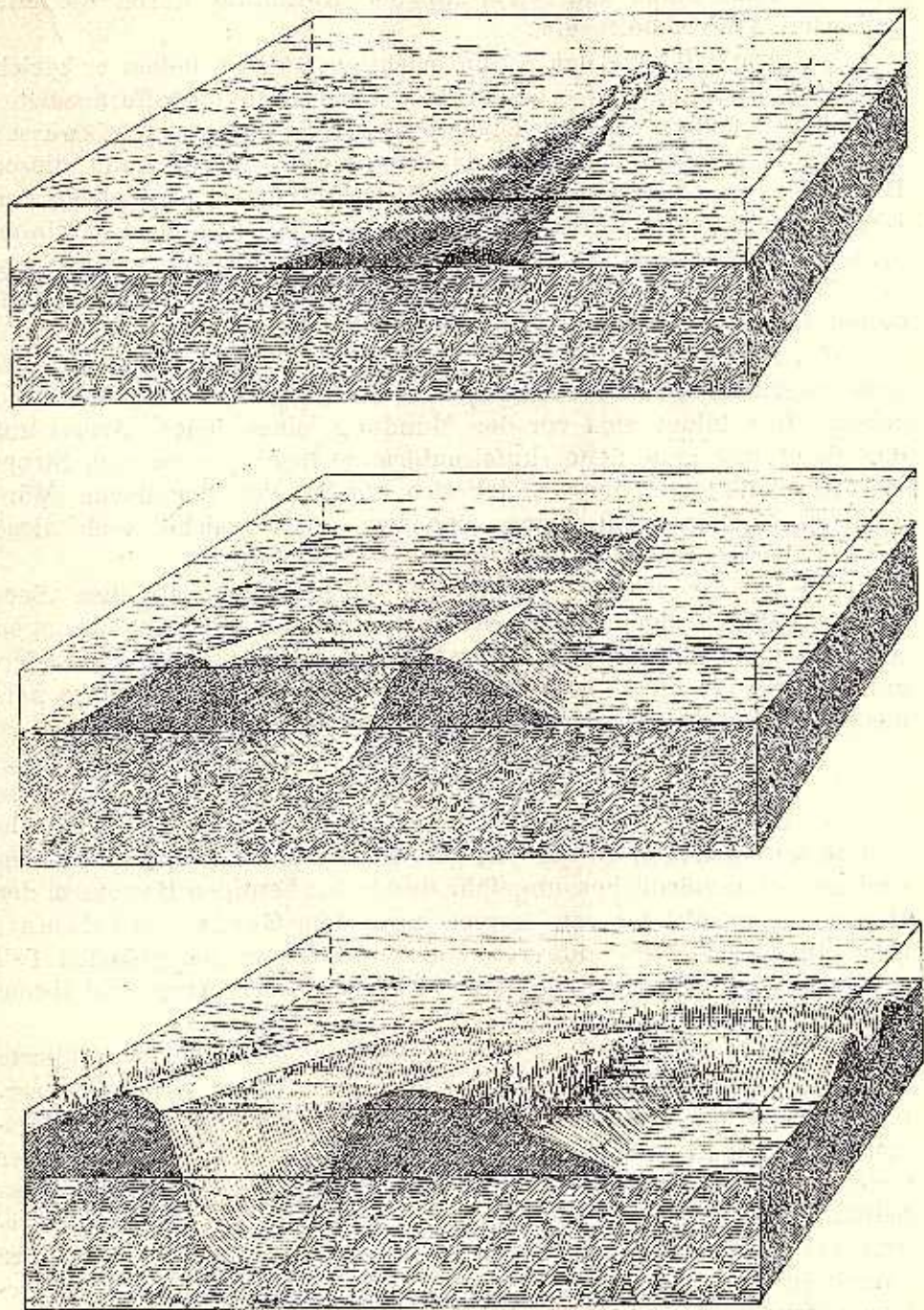


Fig. 9. Schematische Darstellung der Art und Weise wie sich die Donauarme auf dem Grunde des Liman gebildet haben, wie sie ihr Bett vertieften und ihre Ufer bildeten und wie sie dann weiter in Liman, gegen das Meer zu vordrangen.



entsalzte seine Sohle und setzte mit der Auffüllung durch die mitgeführten Alluvialstoffe ein.

5) Vorerst bildete der Strom mächtige Bänke, indem er gleich an seiner Mündung den grössten Teil seiner Alluvialstoffe absetzte; die Bänke wuchsen und wurden immer grösser, während die Gewässer für ihren Weiterlauf selbst an der einen und andern Seite dieser Bänke Talwege gruben. Mit dem fortschreitenden Anwachsen der Bänke wurden ihre Vorderteile sichtbar und bildeten Inseln, einige später «Ceatale» — d. h. Landkeile welche den Strom gabelförmig in 2 Teile spalten — während die Talwege sich in «Arme» umwandelten. (Fig. 8, a, b, c und Fig. 10).

Ein Beispiel, wie sich dies zugetragen hat, ist heute noch in dem gegenwärtigen Vordringen des Stambularmes im Meero zu sehen: Hier bildet sich vor der Mündung eines jeden Armes auf der Sandbank eine neue «hufeisenförmige Insel» welche den Strom in 2 Arme teilt und dann bildet sich wieder vor der neuen Mündung eines jeden neuen Armes eine neue Insel welche auch diese Arme gabelförmig spaltet u. s. w. (Fig. 8 und Fig. 18).

Die Arme waren erst einfache Vertiefungen auf dem Seegrunde, die sich allmählich selbst durch ihre eigenen Ablagerungen Anfänge von unterseeischen Ufern bildeten; diese unterseeischen Uferanfänge wurden allmählich höher, bis sie über die Wasseroberfläche herausragten und dem Arm seine endgültige Form gaben. (Fig. 9, a, b, c).

6) Der Strom hat auf diese Weise erst an seiner Mündung, unterhalb Isaccea zwei Arme zu bilden begonnen: einen südlichen, der von Isaccea bis Tulcea reichte, späterhin aber verlassen wurde und dessen Überreste in der jetzigen Gârla Somova zu erkennen sind und einen nördlichen, ungefähr durch den heutigen Hauptarm der Donau dargestellt, der von Isaccea nach dem Ceatal von Ismail führt. In dieser Zeitperiode verwendete der Strom den grössten Teil seiner Ablagerungen zur Bildung der Ufer dieser Arme und ihrem weiteren Vordringen im Haff.

7) Durch periodische Überschwemmungen einerseits consolidierte der Strom stetig die derartig gebildeten Ufer seiner Arme, andererseits machte er sie auch immer breiter, indem er durch seine Alluvialablagerungen die den Ufern der Arme benachbarte Seesohle immer mehr erhöhte. Auf diese Weise bildeten sich allmählich auf beiden Seiten immer höhere und breitere Grunds entlang dieser Arme (Ufergrunds), während die einmal so entstandenen Arme im Haff weiter vorwärtsdrangen, so wie z. B. heute das Mississippi-Delta in den Meeresbusen von Mexico eindringt wo es eine Art fingerförmiges Delta bildet. (Fig. 9, a, b, c).

8) Nachdem die Ufer nunmehr hoch waren und das Wasser, ohne nach den Seiten abweichen zu können, in Kanälen fließen konnte,

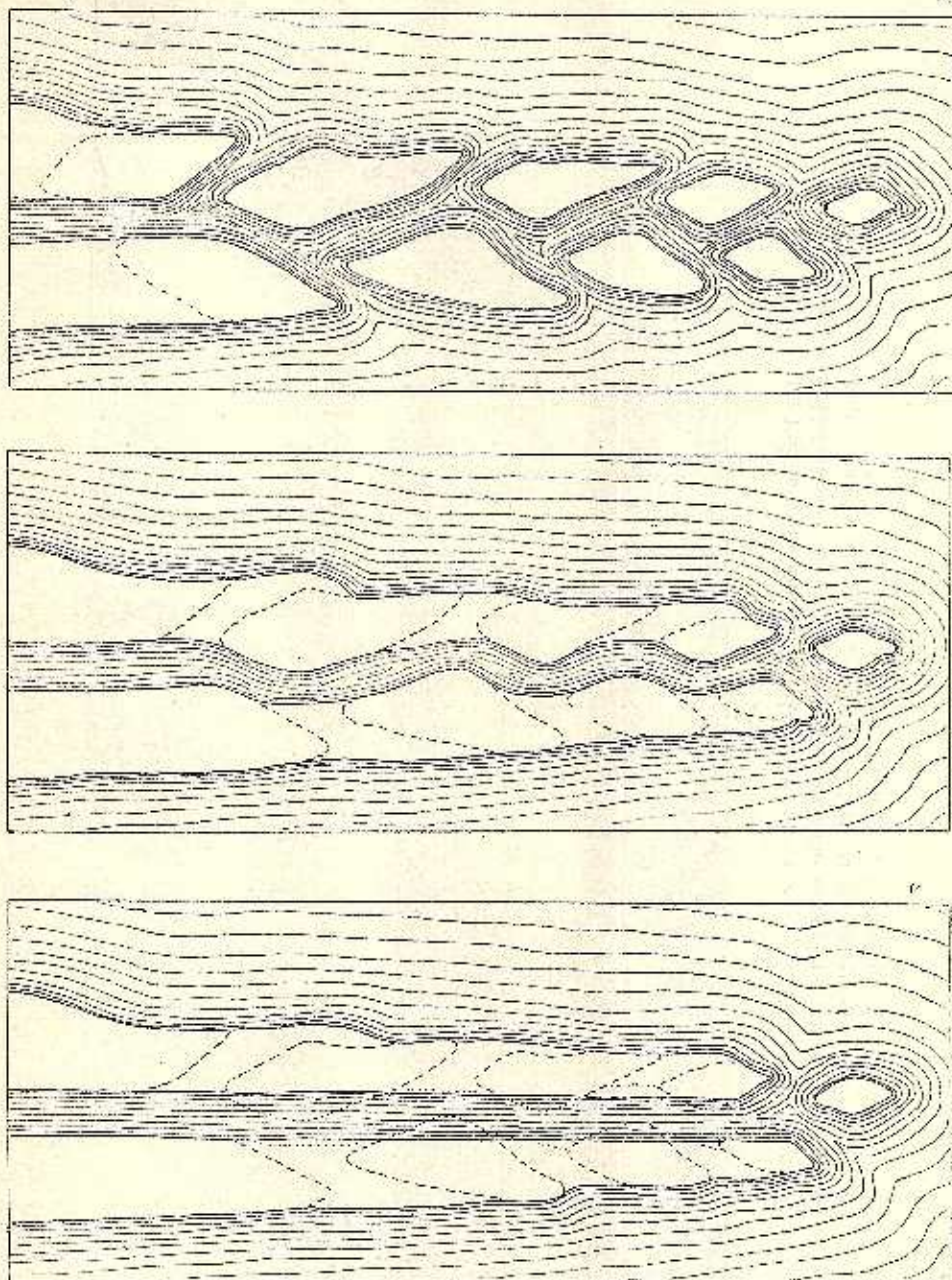


Fig. 10. Schematische Darstellung der Art und Weise wie sich ein Donauarm verlängerte und weiter vordrang (Typus II) durch die ständige Bildung vor ihrer Mündung von einfachen länglichen Inseln (a) die sich dann abwechselnd je an das eine und an das andere Ufer angliederten um einen zickzackförmigen Kanal zu bilden (b); Fig. c. zeigt wie ein solcher Kanal sich dann durch die Tätigkeit der Strömung in einen geradlinigen Kanal umwandelte.



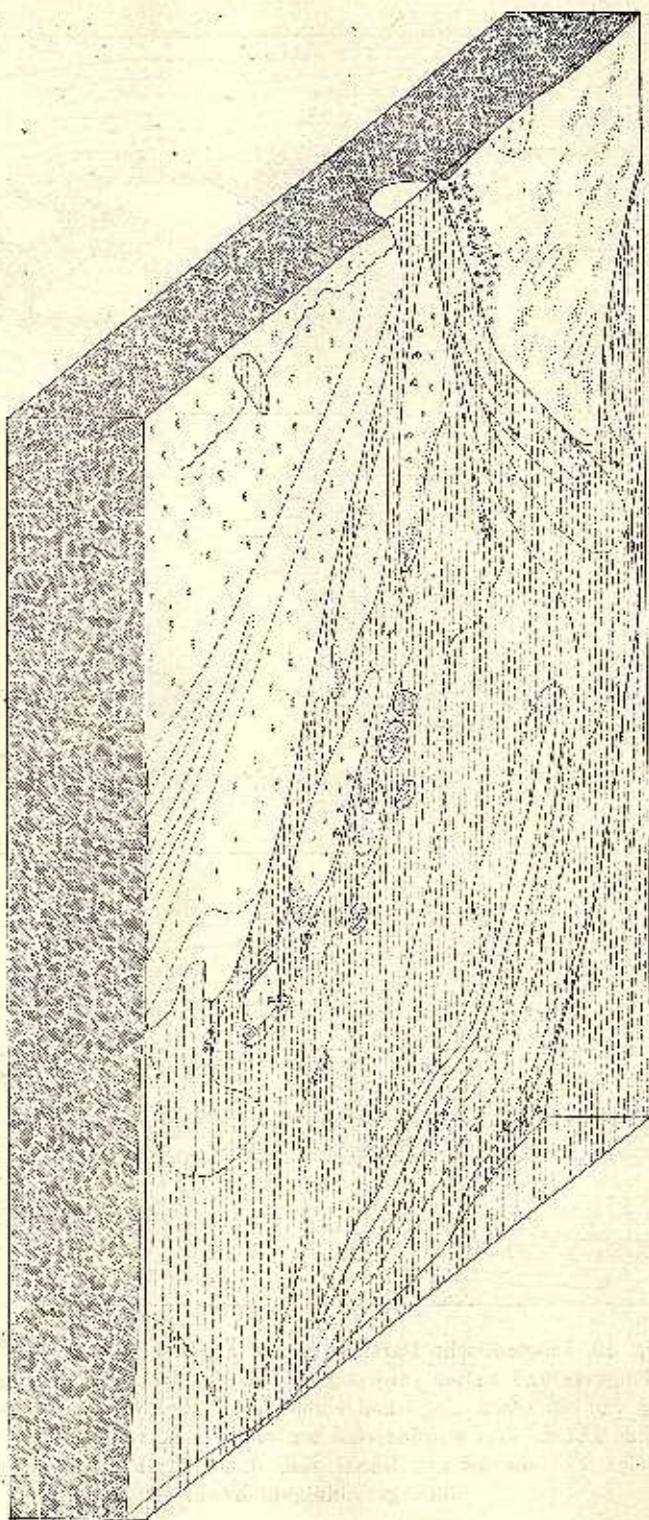


Fig. 11. Profilansicht und Relief der Sandbänke vor der St. George-Mündung.  
 Nach den Tiefenkurven auf der Barre kann man die Entstehung eines neuen noch  
 unvollständigen Soondär-Deltas zwischen den beiden Mündungsgarmen sowie die Art des  
 Vordringens der Arme in's Meer verfolgen.

brachte es die mitgeschwemmten Alluvialstoffe mit der nötigen Geschwindigkeit bis zur Mündung, setzte sie dort direkt vor der Mündung im Haff ab und bildete fortwährend neue Bänke. Diese Bänke wurden nachher durch ihr Anwachsen sichtbar und verwandelten sich in Inseln, die sich eine nach der andern bald an das eine bald an das andere Ufer angliederten und bewirkten, dass die Mündung immer mehr ins Innere des Haffs vordrang und hierbei einen Zickzack-Weg beschrieb. (Fig. 10, a, b, c).

Als Beispiel wie sich dies zugetragen haben mag, wollen wir das heutige Vordringen ins Meer der beiden Mündungen des St. Georg-Armes betrachten. Hier können wir verfolgen wie sich auf der Sandbarre vor der südlichen Mündung ständig neue längliche Inseln bilden, welche sich dann abwechselnd dem einen oder dem anderen Ufer angliedern und so das Vordringen des ganzen Armes ins Meer durch Verlängerung seiner Ufer bedingen. Auf diese Weise haben sich hier die beiden Mündungen zu 2 besonderen Armen entwickelt — einer nach Süden und der andere nach Osten gerichtet — und zwischen diesen beiden Armen scheint sich auch ein neues Delta — einstweilen noch unter Wasser bilden zu wollen. Jedenfalls zwischen dem Ende des rechten Ufers des nördlichen Armes und dem Ende des linken Ufers des südlichen Armes hat das Meer in den letzten Jahren schon einen langen Strandwall gebildet — die sog. Insel Sachalin — der nun das ganze Dreieck zwischen den beiden Armen als einen seichten See isoliert. Wenn hier dann später das Wasser säss genug wird so wird die Vegetation sicher ihn überdecken und eine grosse Insel bilden, welche der Anfang des neuen Deltas sein wird. (Fig. 11).

9) Die Strömung regulierte durch Erosion die so gebildeten Arme, vertiefte jene die den kürzesten Abfluss darstellten und verliess die gekrümmten welche späterhin versandeten; sie schuf sich auch allein ein neues Bett, indem sie die konvexen — durch das Angliedern der Inseln untereinander entstandene Ufer — erodierte und das Schwemmaterial bei dem konkaven Ufer ablagerte; auf diese Weise der neu geschaffene Kanal, der anfänglich im Zickzacklauf ging, wandelte sich durch die Tätigkeit der Strömung unaufhörlich in einen geradlinigen Kanal um, der den kürzesten Abflussweg bezeichnete. Als Beispiel wie das vor sich gegangen ist kann man die Bildung der Ufer des südlichen Armes der St. Georgsmündung oder die Ufer der heutigen Arme der Kilia-Mündungen betrachten, wo die alten aneinandergegliederten Inseln aus denen sie entstanden noch ganz leicht zu unterscheiden sind. (Fig. 10, b u. c).

10) Trafen die Arme bei ihrem Vordringen ins Haffinnere irgendein durch Erhöhungen der Seesohle hervorgerufenes Hindernis, das aus hartem Gestein oder zäherem Boden (Ton) bestand und durch das sie in ihrem langsamen Lauf keine Talwege schaffen



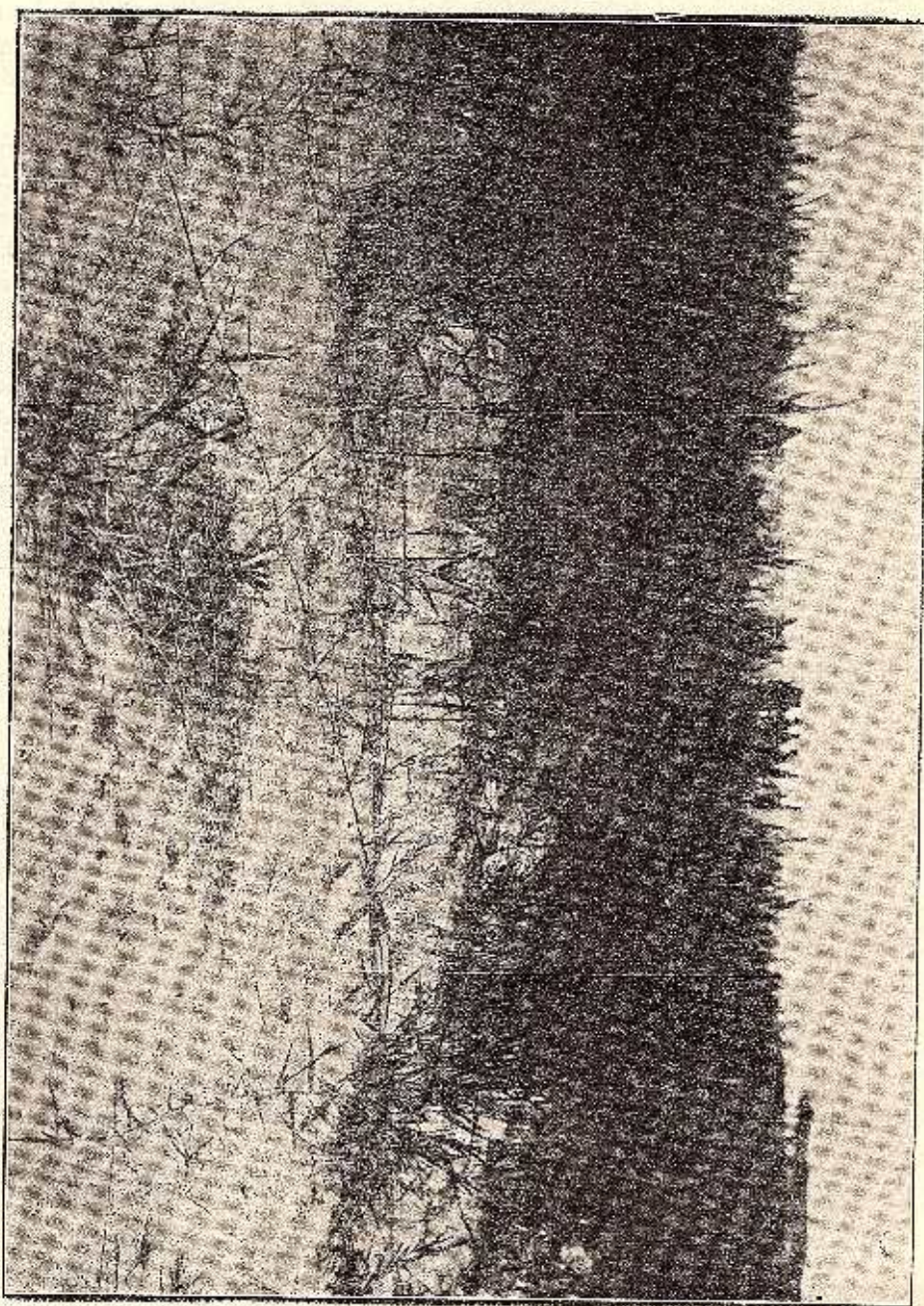


Fig. 12. Soliivegetation (*Phragmites communis*) auf den Sanddünen von Petreasa; sie zeigt die grosse Ausdehnungsfähigkeit dieser Pflanze durch Legelassen von ungeschützten Längen.

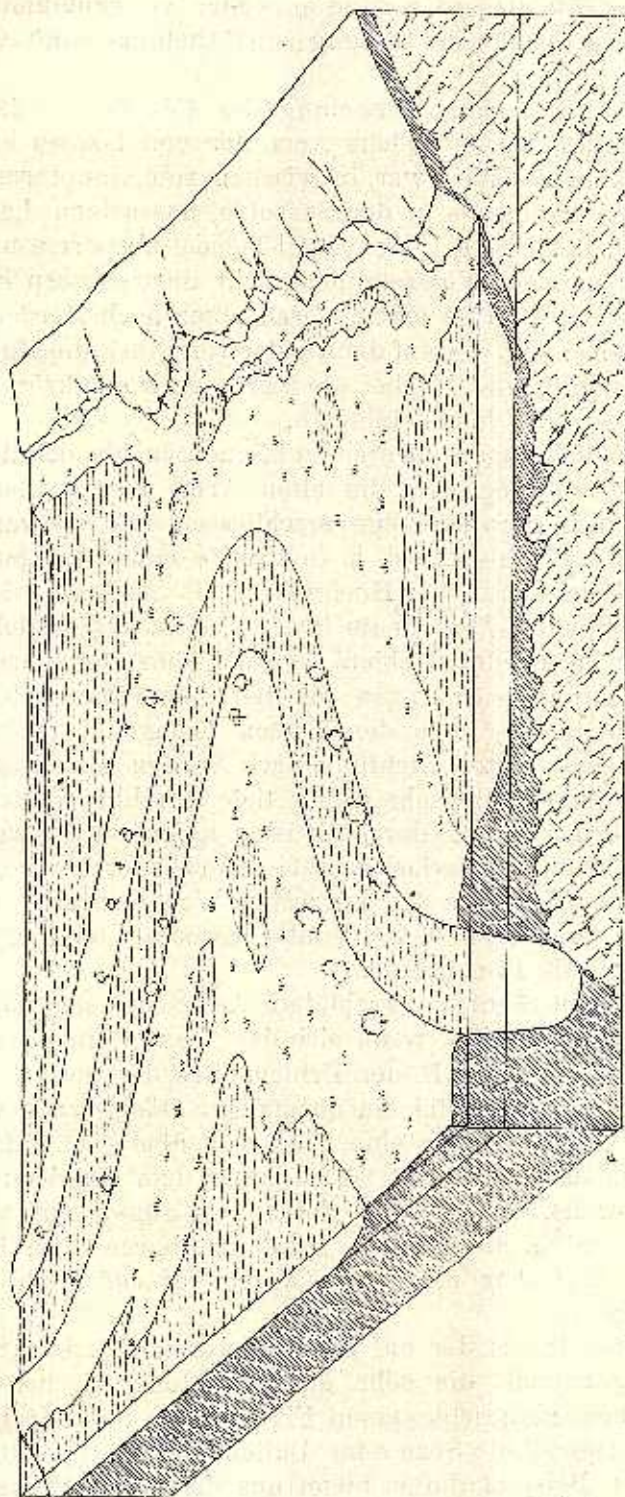


Fig. 13. Schema der Bildung einer Armkrümmung oder „Donauknick“.

konnten, so bewirkte dieser Umstand entweder Armkrümmungen «Donaukniee» (Fig. 13) oder die Bildung von Gabelungen und «Ceatale». (Fig. 14).

So ist z. B. die grosse Gabelung des Ceatals von Ismail entstanden. Hier stiess der nördliche Arm, der von Isaceea kam — und der, da er der kürzeste Weg war, inzwischen zum Hauptarm wurde — auf ein grosses Hindernis in der Seesohle, das seinen Lauf in der Richtung N.-S. (die jetzige Linie Ismail-Tulcea) abspernte und das er wegen des zu grossen Widerstandes nicht durchstossen konnte; er musste sich also in 2 Arme teilen, deren einer nach Norden, der andere nach Süden abzog, worauf dann jeder von ihnen die Enden dieses Hindernisses umging und hierbei die 2 grossen Donaukrümmungen, die Kniee von Tulcea und Ismail bildeten.

11) Um möglichst rasch fliessen zu können, suchte sich das Wasser stets den kürzesten Weg aus; die alten Arme werden deshalb verlassen, sobald sich gerade Wege erschliessen, und verwandeln sich in Saha, Gârlas, Privale etc. d. h. in Kanäle mit totem (stehendem) Wasser oder welche nur bei Hochwasser als Abflusskanäle dienen. So ist z. B. der Somova-Arm heute in eine Gârla verwandelt; ebenso alle die Sahas im Pardina-Gebiete waren früher Donauarme welche in gerader Richtung nach Osten, parallel dem Stîpoc-Gründ gingen, bis sie quer auf ihrem Wege den harten Kiliagrind trafen, der sie Zwang in der senkrechten Richtung nach Norden abzubiegen bis sie dann bei Kilia die Anfangs sehr wenig tiefe Durchbruchsstelle fanden. Als der Durchbruch später durch Erosion tiefer wurde, wurden alle diese Arme nacheinander verlassen und in Sahas oder Garlas umgewandelt, während der Arm der den kürzesten Weg darstellte, allmählich zum Hauptarm wurde. Die Gârla Şontea, Sireasa, Lopatna, etc. waren alle früher ebenfalls Donauarme.

Nicht nur vollständig ausgebildete Arme mit sichtbaren Ufern können aufgegeben werden, wenn sich das Wasser einen bequemeren Weg suchen will. So ist z. B. der Erinciuc-See der noch keine sichtbaren Ufer hat, ohne Zweifel ein ehemaliger Donauarm — ein verlassenes Knie —. Obwohl dieser eine Tiefe von über 8 m. hat, erreichen seine Ufer kaum die Quote von 80 cm. unter dem Meeresniveau, was zur Genüge beweist, dass er vom Donauarm abgetrennt worden ist in einem Stadium als dieser noch keine sichtbaren Ufer hatte, d. h. als er nur als einfacher uferloser Talweg auf der Sohle des Haffs sich zeigte. (Fig. 15).

12) Die Ufer Gründs der auf diese Weise gebildeten Arme waren verhältnismässig schmal; die sehr ausgedehnten zwischen den verschiedenen Armen eingeschlossenen Flächen des alten Haffs blieben als tiefe und ausgedehnte Seen oder Baltien stehen (Fig. 16 und 17). Ein lehrreiches Beispiel dafür bietet uns die Betrachtung der re-



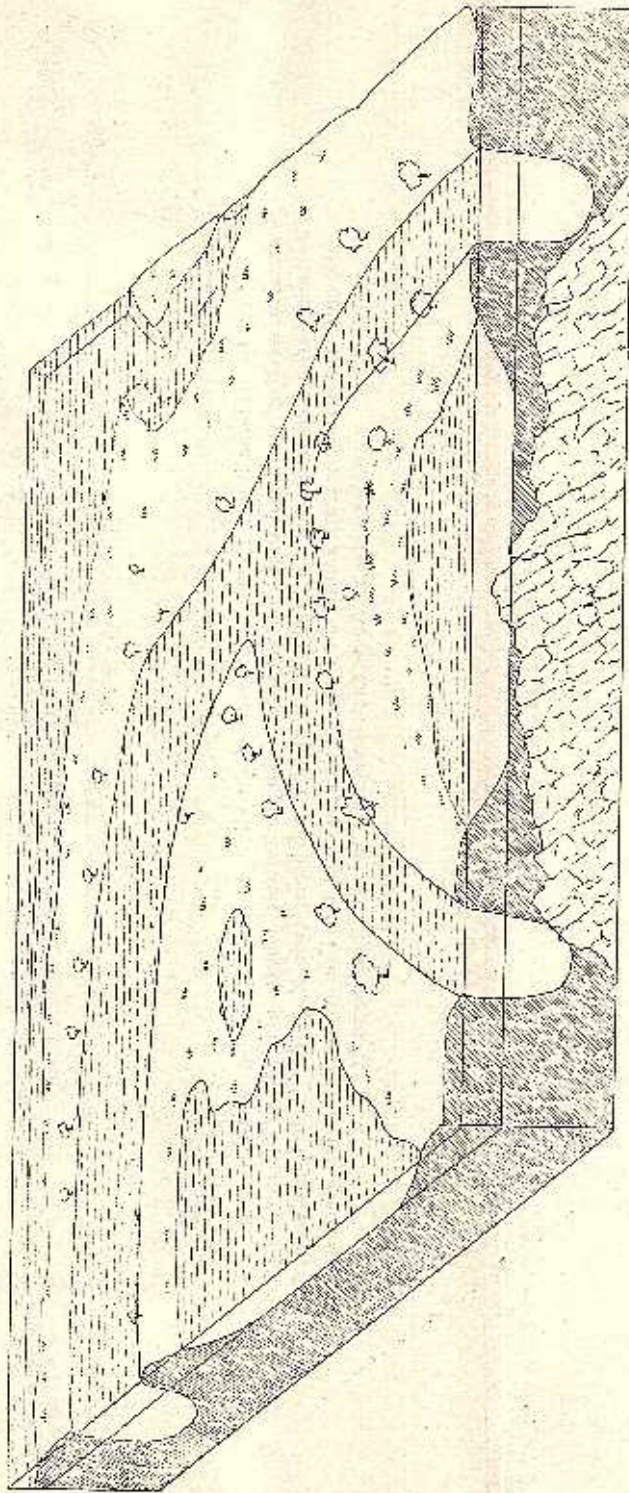


Fig. 14. Schema der Bildung einer Gabelung des Stromes oder „Ocatal“.

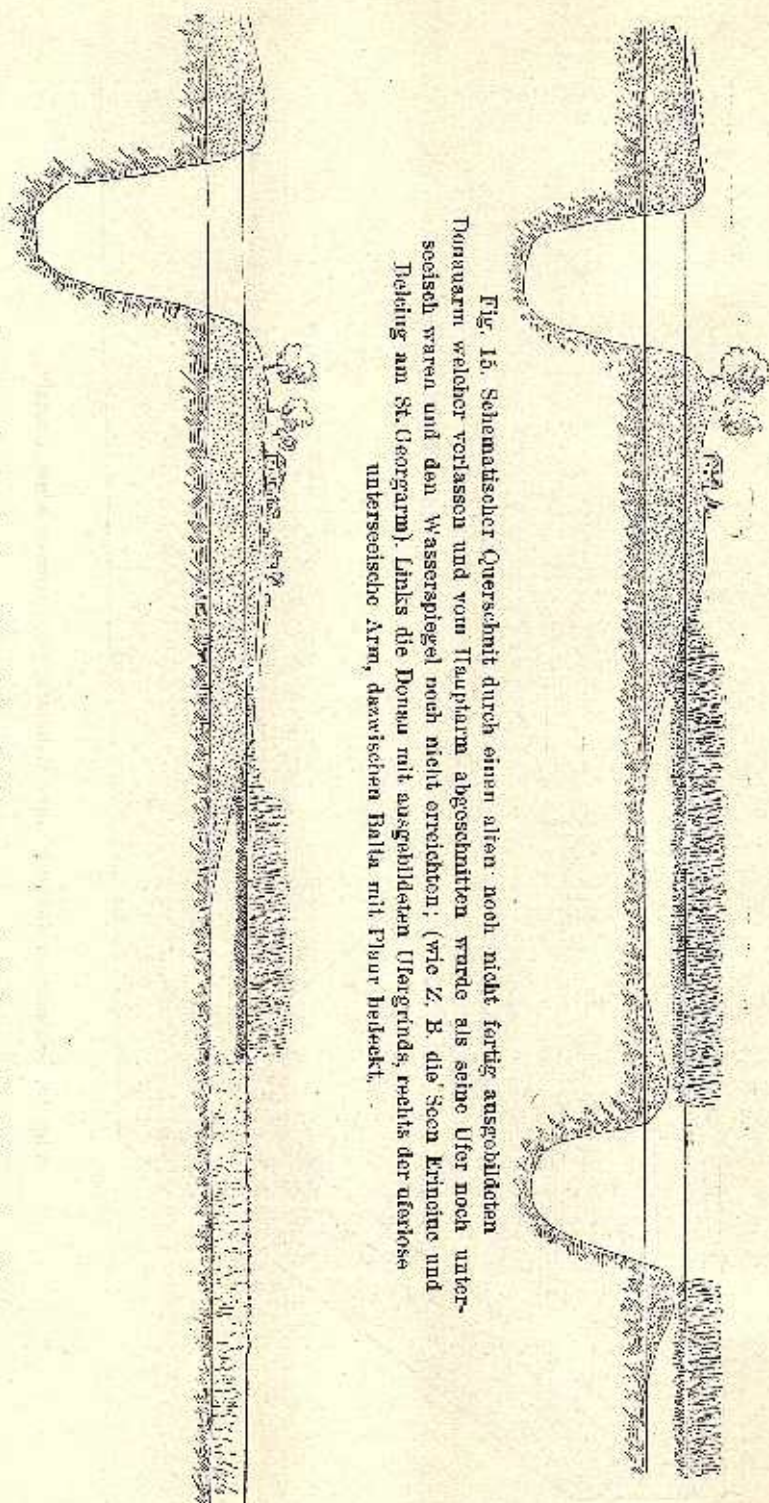


Fig. 15. Schematischer Querschnitt durch einen alten noch nicht fertig ausgebildeten Donauarm welcher verlassen und vom Tlupharm abgeschnitten wurde als seine Ufer noch unterseisch waren und den Wasserspiegel noch nicht erreichten; (wie z. B. die Seen Krinone und Teteing am St. Georgarm). Links die Donau mit ausgebildeten Ufergründen, rechts der afertose unterseische Arm, dazwischenhalta mit Pflaur bedeckt.

Fig. 16. Querschnitt durch einen Ufergründ und die angrenzende Halta um die Bildung des Pflaur und weiter die submerse und schwimmende Vegetation zu zeigen.

centen Umwandlungen an der Kilia-Mündung; die frühere Bucht von Baba Hasan, — die noch auf der Karte der Donau Comission von 1874 unter dem Namen «Marskoi Zaliv» bezeichnet wurde — war früher offenes Meer; diese freie Meeresfläche wurde später durch das Vordringen ins Meer des Stambul-Armes zu einem Meerbusen abgeschnitten und dann sogar in ein Haft umgewandelt, dessen Ufer von dem rechten Ufergründ des Stambul-Armes und auf der anderen Seite von der Küste bis Cap Mossura gebildet wurde. (Fig. 18).

13) An den gegen die Balta hin gelegenen Rändern der so entstandenen Ufergründe — dort wo das Wasser süß genug geworden war — beginnen von der Wasserspiegellinie der Mittelwasser bis zu einer Tiefe von etwa 0,50 m. verschiedene Uferpflanzenarten und insbesondere Schilf (*Phragmites communis*) zu wachsen. (Fig. 15 und 16).

14) Findet das Schilf ein weiches Sapropel als Untergrund und stilles Wasser, so dehnt es sich vom Grund der Baltenufer horizontal zur Balta hin aus und wird so zum schwimmenden Plaur. Seine Wurzeln und Rhizome werden ungeheuer lang (Fig. 12), verflechten und verfilzen sich stets untereinander so dass sie eine kompakte dicke Decke bilden, die auf dem Wasser schwimmt; das Schilf nimmt seine Nahrung unmittelbar aus der Luft und dem Wasser, ohne mittels Wurzeln an die Erde festgewachsen sein zu müssen. (Fig. 16 und 17). Dank diesem Anpassungsvermögen, kann sich das Schilfröhricht, das sonst auf eine sehr schmale Zone zwischen dem Wasserspiegel des Mittelwassers und einer Tiefe von 50 cm. unter der Niederwasserstandlinie — angewiesen wäre, unglaublich stark ausdehnen und fast die ganze freie Fläche des Hafts bedecken, wobei nur obige wenige freie Stellen — die Wasserlichtungen — offen bleiben (Fig. 17). Ein prächtiges rezentes Beispiel dafür bietet uns ebenfalls die vorhin erwähnte Bucht von Baba Hasan die noch in den 80 ger Jahren als freie Wasserfläche bestand und heute vom Plaur — der von dem Ufer des Stambul-Armes ausging — ganz überdeckt wurde. (Fig. 13 und Karte).

15) Der gealterte und von der durch verfaulten xerophiler Pflanzen gebildeten Humusschicht beschwerte Plaur fällt an einigen Stellen in die Tiefe und geht dort in Fäulnis über. An diesen Plätzen — besonders entlang der Seenufer, wo die Sohle höher liegt — erhöht er die Sohle des Hafts. Die in diesen Gegenden vorgenommenen Sondagen haben eine über 1 m dicke Schichte schwarzen, mit verfaulten Schilfwurzeln vermischten, Schlammes ergeben.

16) Auf dem in die Tiefe versenkten Plaur können gelegentlich der Überschwemmungen Alluvialniederschläge abgelagert werden, die die Sohle noch mehr heben; auf diesen kann sodann wiederum neues Röhricht wie auf einem Grund wachsen. Dies wurde beim Durchstich des König-Carol-Kanals festgestellt; hier waren ausgedehnte Flächen toten





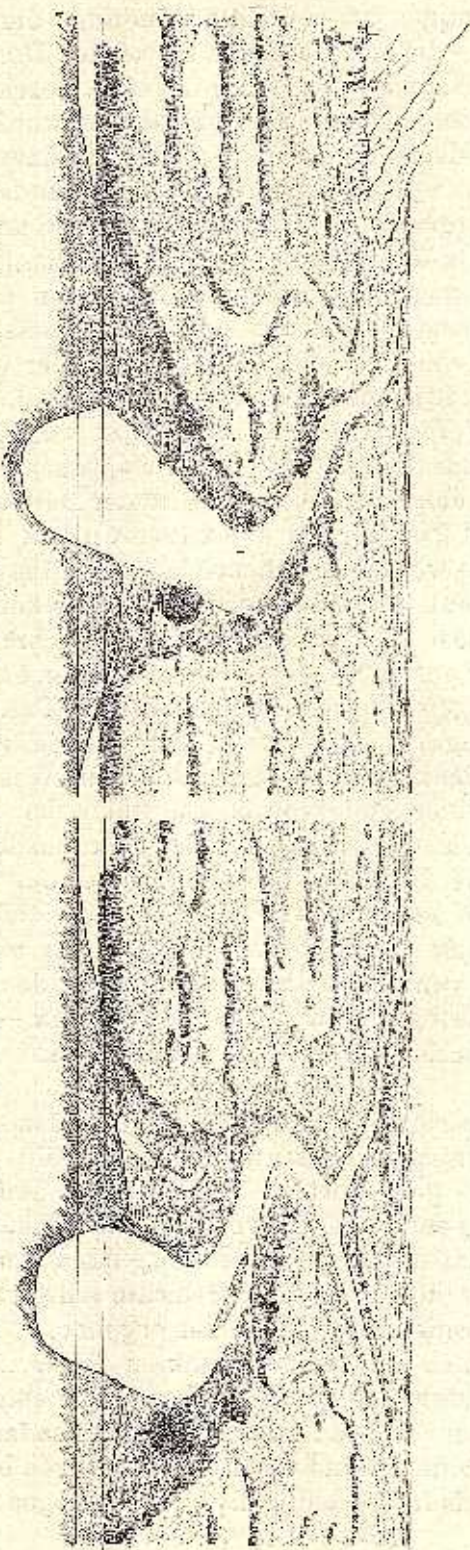


Fig. 17. Gesamtansicht über einen Teil des Donau-Deltas mit Querprofil auf dem alle die Verhältnisse und die grossen mit Plaur bedeckten Seen zwischen den Armen zu sehen sind.

Plaur am Grunde festliegend, über welchem eine Alluvialschicht lag und darüber wuchs neues Schilf, wie in einem Sumpfe. Verdichtet sich der in die Tiefe gesunkene Plaur noch mehr mit einer dickeren Alluvialschicht und wird dadurch über dem Wasserspiegel sichtbar, so beginnt auf ihm das Wachstum von Gras und anderen xerophilen, an ein amphibisches Leben gewöhnten, für Überschwemmungsgebiete charakteristischen Pflanzen. Durch diesen Vorgang können sich die Ufergründe noch mehr ausdehnen und hierbei immer grössere Flächen des Haffs erobern.

17) Da nun die Gewässer in den verschiedenen fertig gebildeten Armen nicht mehr nach allen Seiten sich zu zerstreuen brauchten, drangen sie mit grösserer Geschwindigkeit vorwärts und fuhren dabei fort, sich selbst Bett und Ufer im Innern des Haffs zu bilden, bis sie zum Küstengürtel, der das Haff vom Meere trennt, gelangten. Hier durchbrach der Strom den Küstengürtel, um das Meer zu erreichen. Die Stellen, wo die Stromarme den Küstengürtel durchbrachen, entsprechen teilweise den alten Hafföffnungen, wo sich das Wasser bereits den Weg geschaffen hatte, bevor die Arme noch vollständig beendet oder ihre Ufer sichtbar geworden waren; ihre Richtung war somit im Voraus schon gegeben.

Nicht alle Arme jedoch haben den Küstengürtel gleichzeitig erreicht; der St. Georges-Arm und später der Sulina-Arm waren höchstwahrscheinlich die ältesten, die ihn vermutlich zuerst durchbrochen haben. Der Dunaveţ und Cerneţ, die gleichfalls grosse Donauarme — und sogar sehr alte — waren, haben nur einen Teil des Haffs füllen können, während der grössere Teil frei blieb; auch waren diese nicht im Stande, das Wasser ganz zu versüssen, so dass die Vegetation hier keine grosse Rolle spielen konnte. Die dortigen Mündungen—Portiţa, Periteaşa, Gura Buzuhui — sind infolgedessen von Anfang an nur als Unterbrechungen der Küstengürtellinie geblieben, durch die der vom Flusse, in diesen zu Seen ungebildeten Teilen des Haffs, eingeführte Überfluss an Wasser, abfliessen konnte.

Der Kilia-Arm, der heute zwar die grösste Wassermenge führt, konnte den Küstengürtel aller Wahrscheinlichkeit nach erst viel später durchschneiden, wenn nicht etwa ein anderer, aus einer anderen Richtung kommender, heute verschwundener Arm, hier vorher schon sein Bett gegraben hatte, dessen sich dieser Arm späterhin bei seiner Bildung bedient hat. Der jetzige Kilia-Arm musste bevor er den Küstengürtel erreichen konnte, zuerst den grossen Kilia-Grind durchstossen, der einen Teil des festen Ufers Bessarabiens bildet und von sehr consistenter Natur ist. Der grösste Teil des Wassers der damals vom Ceatal in den Kilia-Arm ging, wird also wahrscheinlich nach einem andern Arm abgelenkt sein, der nach dem Ismail-Knie abzweigte und in die heutige „Sabaua Sireassa“ und dann durch den



Şontea-Arm ging; alle diese Arme gingen dann in den Sulina-Arm, so dass der Wasserabfluss des Kiliaarmes damals bedeutend geringer war. Hier lag vermutlich damals auch ein grosser, im Süden vom Stipocul-Grind und im Osten vom Kilia-Grind begrenzter See, in dem sich die durch den Kiliagrind aufgehaltenen Gewässer sammelten; dieser See ist erst abgelaufen, nachdem der harte Kilia-Grind durchbrochen war.

18) Nachdem die Stromarme den Strandwall einmal durchbrochen hatten und sich direkt ins Meer ergossen, hatte der Strom den Hauptteil seiner aufbauenden Tätigkeit in seinem alten Haff vollendet, während die Arme nunmehr ein neues Delta im Meere zu bilden begannen, wobei zur Tätigkeit des Stromes auch noch in höherem Masse die Tätigkeit des Meeres kam. Im alten Haffbecken, neben der weiteren Verlandung durch Ueberschwemmungen, beginnt jetzt die Vegetation ihre Aufgabe im grossen Stile auszuführen, welche die übriggebliebenen Wasserflächen zudeckte und in immer grössere Landgebiete verwandelte.

19) Da jeder Stromarm andere Wassermengen führt — somit auch andere Mengen von Alluvialstoffen — und da auch jede seiner Mündungen den Meereswellen und Meeresströmungen, der Winde gegenüber etc. anders gestellt sind, so können die Formen, in denen sie hier ihre Alluvialstoffe absetzen, nicht überall dieselben sein, so dass sich das Delta bei der Mündung eines jeden neuen Armes in verschiedener Weise weiter ausdehnt und wächst.

20) Während innerhalb des Estuars die Stromarme ihre Alluvionen vor ihren Mündungen absetzten, um daraus Ufer zu bilden und so in dem ruhigen Wasser des Limans vorwärts zu schreiten, im Meere dagegen wo ein sie schützender Küstengürtel nicht mehr bestand, wurden die an der Mündung entstandenen Bänke der gewaltigen Tätigkeit der Wellen und Meeresströmungen — und hier ganz besonders der Einwirkung des nord-südlichen Küstenstromes — ausgesetzt. Die dort im Meere sich bildenden Bänke bestanden somit nicht nur aus den Ablagerungen des Stromgeschiebes, sondern auch aus Meersand, mit dem wir sie vermischt finden; es wurde manchmal sogar eine regelmässige Abwechslung der Flussschlammsschichten mit Schichten von Meersand, festgestellt, je nachdem die Fluss- oder die Meeresstätigkeit von einem Zeitpunkte zum andern stärker war.

Wenn aber am Meere jener hohe, die Neubildungen vor dem Wellengange schützende, Strandwall nicht mehr vorhanden war, so setzten sich doch die Bänke an den Mündungen ebenfalls in regelmässigen, von der dreifachen Tätigkeit der Flussströmung, der Meereswellen und des Küstenstromes bedingten Formen an. Das Flussgeschiebe setzt sich hier vor den Mündungen in Form von «Barren» ab, die eigentlich eine Art unterseeischer Strandwälle sind. Obwohl die Barren nicht dauernd fixiert sind wie ein sichtbarer Küstengürtel,

sondern einigermassen noch beweglich sind und sich fortwährend bei Hochwasser nach der Tiefe hin bewegen, so können sie doch unter gewissen Umständen in die Höhe wachsen, so dass ihre Kämme sichtbar werden, wie z. B. die im Jahre 1897 vor der St. Georgsmündung gebildete Insel Sahalin. In diesem Falle können die Barren neue Küstengürtel bilden, unter deren Schutze der Fluss seinen Aufbau so wie zur Zeit, als er sich noch in das Innere des Hafes ergoss, fortsetzen kann. Auf diese Weise hat sich z. B. der St. Georgs-Arm nach seinem Austritt aus dem Haff entwickelt, indem vor seiner Mündung eine ganze Anzahl querverlaufender paralleler Strandwälle nacheinander entstanden, deren Reste auch heute innerhalb des Deltas als transversale Grinds erhalten sind. (Vergl. die Karte u. Fig. 20 und 21).

Die ins Meer vordringenden Flussmündungen strecken ihre Uferspitzen wie Sporen hinaus, so wie z. B. heute das rechte Ufer der Sulnamündung (siehe Karte) oder das linke Ufer der St. Georgsmündung (Fig. 20). Sind diese Sporen nach einiger Zeit zu vorspringend geworden, so sucht das Meer ihre Küstenlinie gerade zu machen und wird hierbei auch vom Nord-Süd-Küstenstrom unterstützt. Unter der Benützung dieser Sporen als Stützpunkte wird also ein neuer Sandgürtel von einer Mündung zur andern oder zu irgendeinem andern vorspringenden Punkt der Küste angesetzt und somit auch die Linie des festen Landes zwischen den beiden Punkten vorgeschoben. Untersuchen wir genauer und vergleichen wir auch auf frühere Karten die Tiefenlinien des Meeres längs der Küste zwischen den Mündungen von Sulina und St. Georg so sehen wir: einerseits wie die Uferspore der beiden Mündungen in letzter Zeit weit ins Meer unterseeisch hineingedrungen sind und andererseits wie zwischen diesen Sporen das Meer parallel der Küste angefangen hat einen neuen — noch unterseeischen — Strandwall zu bilden. Er entwickelt sich vom Süden nach Norden und schneidet einen langen Streifen vom Meere ab, das nachher — wenn der Strandwall bis über den Seespiegel wachsen wird — als ein sog. «Zaton» dem Delta einverleibt wird. (Vergleiche die Tiefenlinie auf der Karte).

21) Noch bevor der Fluss mit dem Aufbau dieses neuen Delta-teiles begonnen hatte, zur Zeit, als er seine Alluvionen noch zu seinen Bauten im Haff verwandte, haben die herrschenden Winde, insbesondere der Nordostwind, und das Meer zwei neue Reihen von Meeressanddünen vor dem Küstengürtel bei Letea und Caraorman (1) aufgeworfen, die eine grössere Ausdehnung des Landes ins Meer hinein verursachten. Viel später hat sich dann noch eine andere Reihe von

(1) Die Dünen von Caraorman waren schon zur Zeit der Römer feststehend geworden; man fand hier mehrere eiserne vierkantige Pfeilspitzen von der bekannten Form der römischen Pfeile.

Dünen an der jetzigen Mündung des St. Georgsarmes gebildet (der Grind Sărăturile).

22) Der Kilia-Arm mit seiner beträchtlichen Wassermenge (heute 17 Telle von 27) und somit auch mit einer sehr grossen Menge alluvialer Stoffe, begann nach dem Durchbruche des Gürtels bei Periprava ein neues Delta von ganz anderer Art zu bilden, das einigermaßen mit dem Delta eines Mississipiarmes verglichen werden könnte. Dieses neue Delta dringt mit ausserordentlicher Geschwindigkeit vor und bildet vor jedem Arm eine Bank, die sich hernach in eine hufeisenförmige Insel verwandelt und die Teilung des Armes veranlasst u. s. w. Der Stari-Stambularm allein dringt jedes Jahr um mehrere Hundert Meter vorwärts ins Meer hinein. (Fig. 18 u. 19).

23) Vor der Stelle, wo sich in dem ersten grossen Strandwall des Donauestuars die damalige Mündung des St. Georgs-Armes gebildet hat und südlich von diesem Arme, ist das Land stufenmässig vorgedrungen, indem eine ganze Reihe paralleler und succesiver Strandwälle entstanden ist, die aus dem Meere fort und fort neue Stücke abtrennen und sie in lange und schmale Seen, sog. »Zătone«, verwandeln und dann dem Lande angliedern. All diese neue Haffe und Wälle hat dann der St. Georgsarm bei seinem weiteren Vordringen durchbrochen, um weiter zum Meere zu gelangen. Auf der hydrographischen Karte kann man leicht alle diese Zătone — sowohl auf der St. Georgs-Insel wie auf der Dranov-Insel — verfolgen; auch kann man die verschiedenen Entwicklungsstadien von den jüngsten — wie z. B. Zătonul mare — mit Salzwasser und frei von Schilfröhricht, bis zu den ältesten mit ganz versüstem Wasser und vollständig mit Plaur überdeckten — wie z. B. das zwischen dem Crasnicol Grind und dem Dranov-Grind oder Grindul Creţului gelegene Gebiet, — sehen. (Vergl. Fig. 20 und Querprofil auf Fig. 21).

24) Nach dem Durchbruch durch den grossen Strandwall sind der St. Georgs- und der Sulina-Arm beinahe parallel noch weiter ins Meer vorgedrungen, so wie sie auch ins Haff vorgedrungen waren, und schufen sich selbst Bett und Ufer; zwischen ihren Ufergründen blieb das Meer aber vorderhand noch mit der alten Tiefe bestehen. Als jedoch das Fortschreiten dieser Arme mit ihren Ufern weit ins Meer gelang — bei der Sulina-Mündung und beim St. Georgsarm ist auch heute zu sehen, wie das Land neben der Mündung wie ein Sporn vorspringt — bediente sich das Meer wie oben schon gezeigt wurde, der vorgeschprungenen Ufer dieser beiden Mündungen als zweier Stützpunkte, bildete neue Küstengürtel, schloss hierbei die zwischen den Armen verbliebenen Gewässer ab und verwandelte sie so in tiefe Salzseen. Später hat das Donauwasser diesen See versüsst und so die dem Schilfwuchs günstigen Lebensbedingungen geschaffen; der Plaur entwickelte sich dann und bedeckte sie zum grossen Teile. Auf



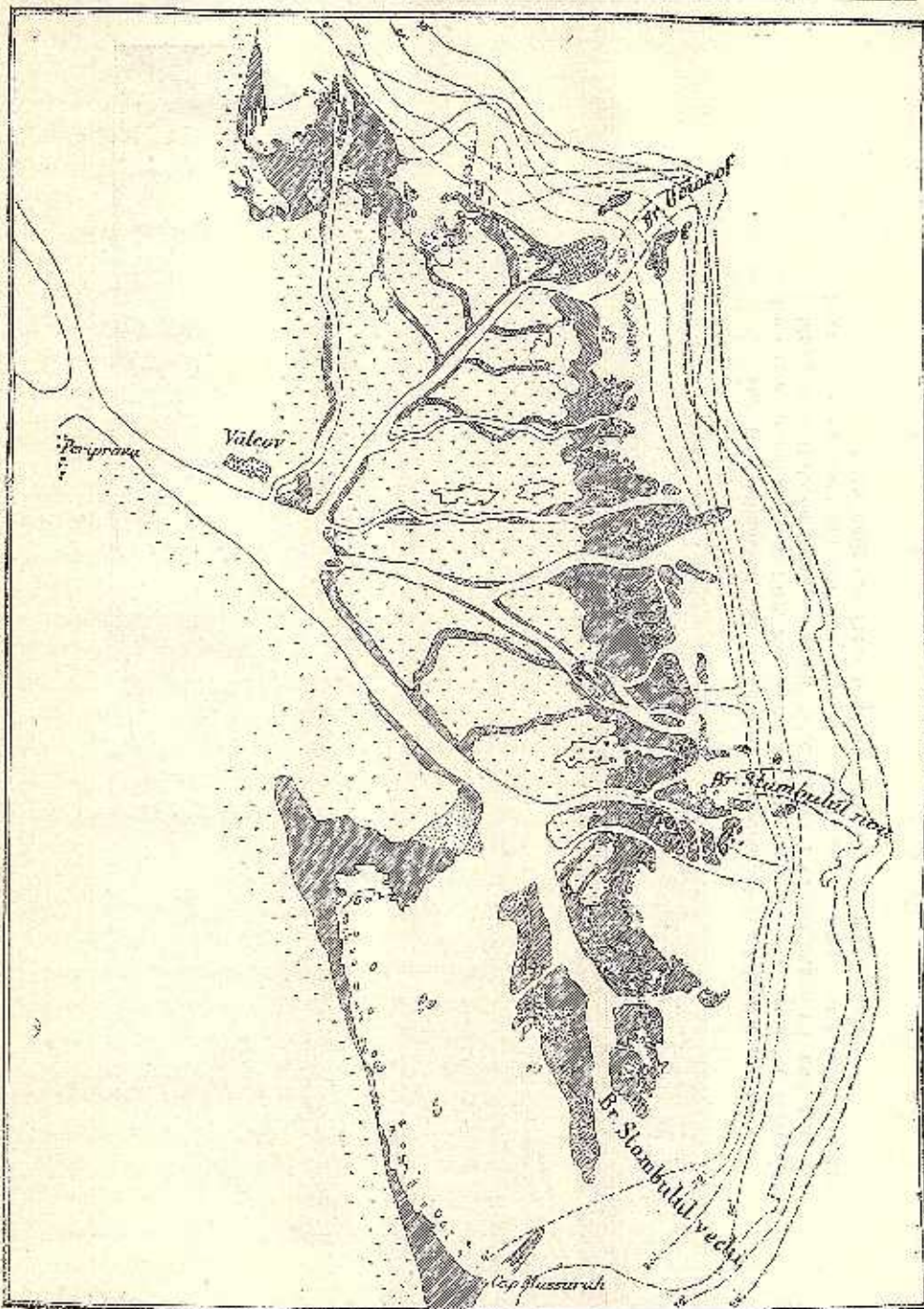


Fig. 18. Die Entwicklung des Kilia-Deltas von 1830 bis 1857 (nach Hartley). Der weisse schwach punktierte Teil zeigt die Form des Deltas im Jahre 1830 (nach der russischen Aufnahme). Der schwarzschraffierte Teil zeigt den Zuwachs des Trockenlandes bis 1856. Der schwarz punktierte Teil zeigt die unterseeischen Sandbänke die einen weiteren Zuwachs der neugebildeten Insel bedeuten. Das Meer reichte noch bis zu der Stelle wo der neue Stambularm sich vom alten Stambul abzweigt und bildete bis hier die grosse Bucht von Baba Hasan. Der heutige Arm von Stari-Stambul war noch nicht ausgebildet sondern die Ufer wurden nur durch 2 schmale Inseln markiert.

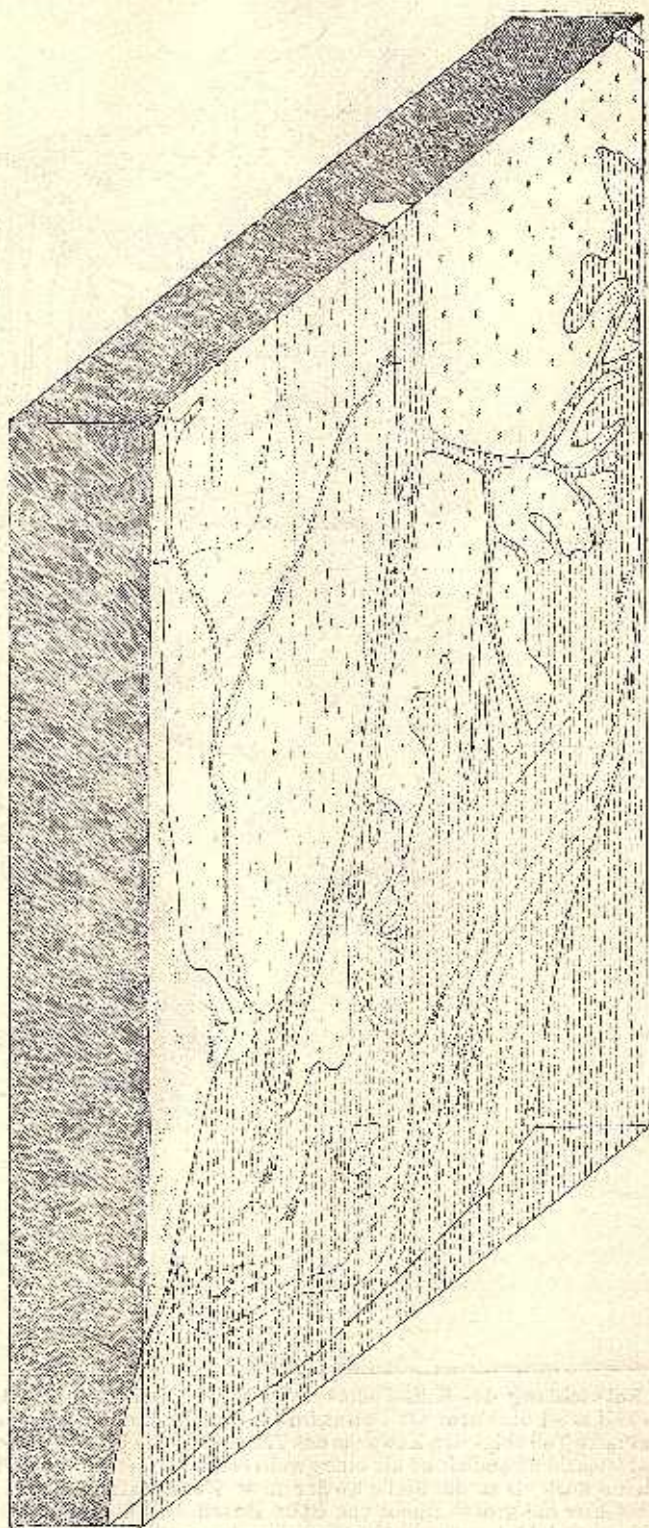


Fig. 19. Profilansicht und Relief des Starobulgaras des Kriindeltas nach der letzten Aufnahme von 1912. Man sieht dass der Shari-Starobulara durch successive Bildung von Hufeisenförmigen Inseln weit ins Meer vorgedrungen ist und dass die Ruete von Baba-Hassan bei Cap Massara unten zugeschlossen wurde und in einen vollständig mit Pflanz bedeckten See umgewandelt wurde.

diese Weise gab es zunächst einen Küstengürtel, von dem uns nur ein Teil als Grindul Luminiî geblieben ist, späterhin den Grindul Roşu, dann einen Teil des Grindul Ivancei, den Grindul Cerbului etc. und schliesslich die gegenwärtige Meeresküste, die alle nach und nach Teile des Meeresgebietes dem Lande angeschlossen und in Seen verwandelt haben. (Vergl. Karte).

25) Bei der gegenwärtigen Mündung der St Georgsarmes, der in einem trichterförmigen Estuar endigt, bilden sich noch heute unaufhörlich neue Inseln, die anwachsen und sich bald dem einen, bald dem andern Ufer anschliessen und so die Mündung immer weiter ins Meer hinausversetzen. Dies gibt uns — wie wir es schon ausführlicher gezeigt haben — ein sehr schönes Beispiel für die Art und Weise, wie ein Arm vorwärtsdringt, sich selbst Bett und Ufer bildet, und bringt uns auch Licht in die Phänomene, die sich, wie wir schon gezeigt haben, zum Teil auch im oberen Delta zugetragen haben müssen. (Fig. XI).

26) In der südlichen Region der grossen Strand-Seen hat das Meer einen neuen grossen Küstengürtel gebildet und scheint als Stützpunkt den alten Gürtel von dem Punkte, wo heute der Perişor-Grind ist, bis hinunter zum Midia-Kap benützt zu haben. Dieser neue Gürtel hat die Seen Leahova, Periteasca etc. nördlich der Portiţa, und nach Süden hin den Sinoe-See gebildet und die alte Mündung bei Istriopolis mitsamt der Stadt, völlig isoliert. An Stelle dieser ist für den Wasserabfluss die Mündung Gura Buzului bei Caraharman entstanden während die jetzige Portiţa-Mündung an Stelle der früheren etwa bei Bisericeuţa gewesen, sich neugebildet hat.

Auf diese Weise also bildet die Donau, nachdem sie teilweise ihr altes Estuar angefüllt hat, heute an ihren Seemündungen den neuen Teil ihres Deltas — den maritimen Teil — dessen Form sich von einem Arm zum andern ändert, je nachdem bei jedem Teile die einen oder die anderen natürlichen Faktoren, die bei ihrer Bildung mitwirken, eine grössere oder geringere Tätigkeit entfalten können.

Zum besseren Verständnis dieser vielleicht zu kurzen Auseinandersetzungen füge ich hier auch eine Anzahl neuer schematischer Abbildungen hinzu, (Fig. 7—21) welche dem Leser die nähere Verfolgung dieser so komplizierten Vorgänge erleichtern sollen.

\* \* \*

Dies ungefähr ist der Mechanismus bei der Entwicklung des Donaudeltas gewesen und etwa so denke ich in ganz allgemeinen Linien ihre hauptsächlichsten Evolutionsphasen auf Grund geodynamischer und geomorphologischer Studien und Betrachtungen rekonstruieren zu können.

Wir wollen aber auch schon, wie sich diese Feststellungen mit





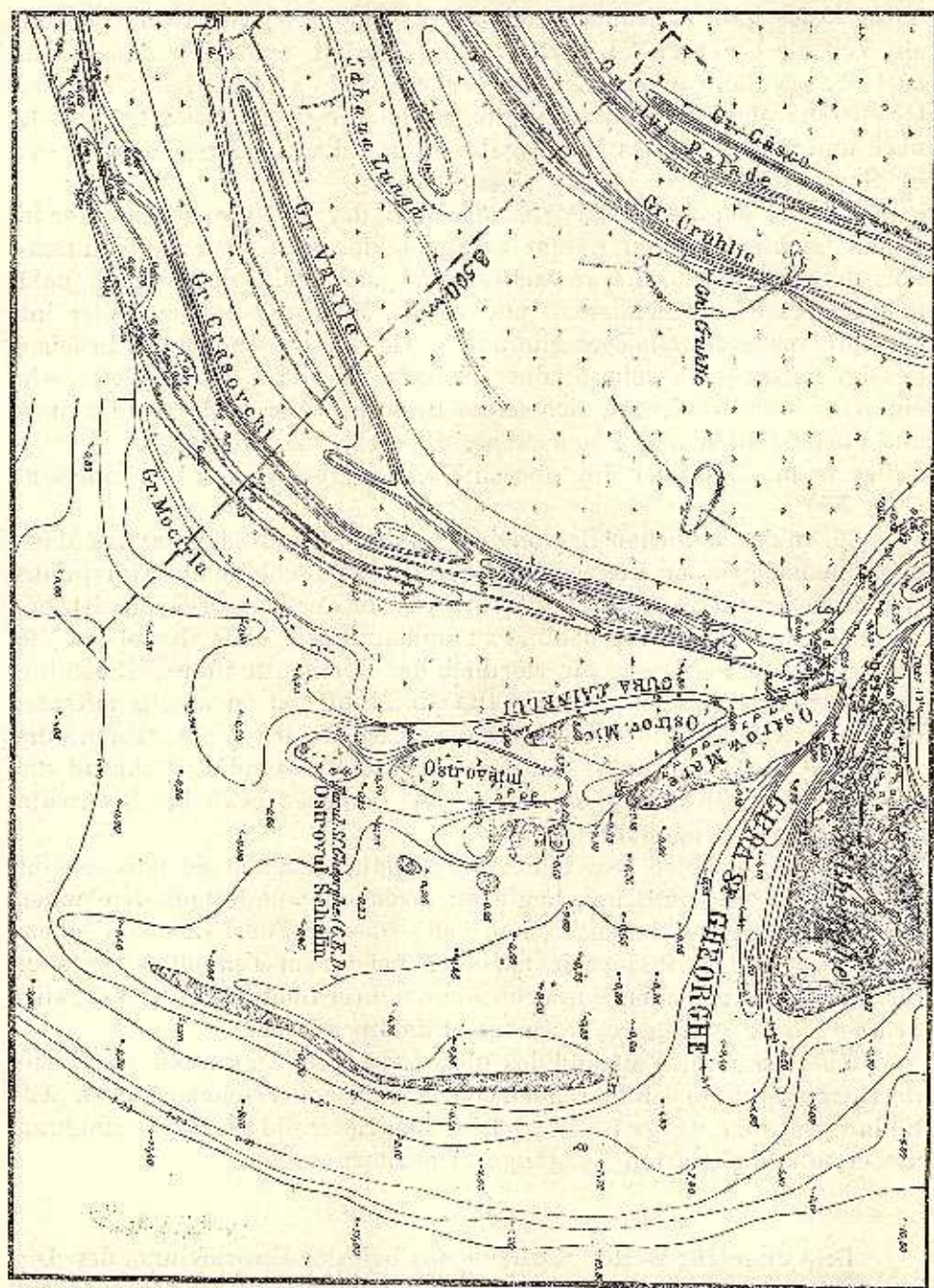


Fig. 20. Die St. Georg-Mündungen mit den Tiefenquotenlinien auf der Barre. Zeigt: das Vordringen des südlichen Armes durch Bildung von länglichen Inseln welche sich alternierend an die Ufer des Armes angliedern, die Bildung eines stark vorspringenden unterseeischen Spornes am linken Ufer des nördlichen Armes, die Bildung des neuen Unterseeischen Deltas, Bildung neuer Strandwälle und Zaton's an der südlicher Küste etc. Angabe des Querprofils für Fig. 21.

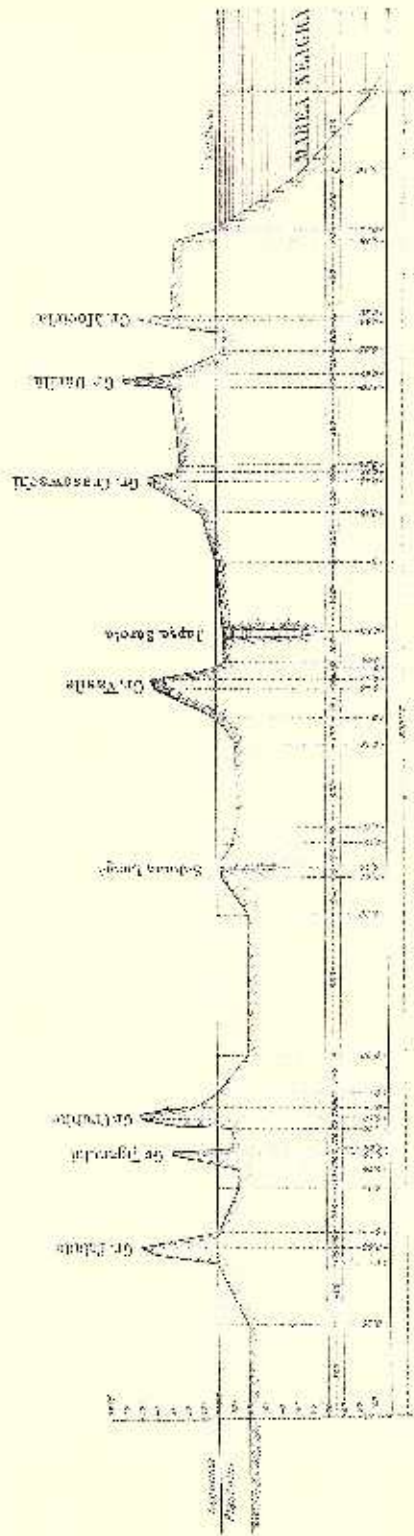


Fig. 21. Querschnitt durch die Keste südlich von der St. Georg Mündung um die Alterierung von Grunds (alte Strandwälle) und Hafts Zaton; zu zeigen, Profil nach Angabe des Situationsplans auf Fig. 20.

den Beschreibungen der Donaumündungen aus dem Altertum und besonders mit der Beschreibung des grossen griechischen Historikers und Geographen Herodot, der schon im 5. Jahrhundert v. Chr. diese Gebiete allein bereiste, übereinstimmen. Aus den Aufzeichnungen Herodots ergibt sich: 1) dass sich die Donau damals in eine grosse Bucht des Schwarzen Meeres ergoss; 2) dass die Mündung der Donau in jener Bucht bei dem Vorsprung unterhalb des heutigen Isaccea (*Noviodunum*) lag und 3) dass die Donau zu jener Zeit 5 Mündungen ins Schwarze Meer hatte.

Was die beiden ersten Punkte anbetrifft, so stimmen sie vollständig mit den Schlussfolgerungen überein, zu denen ich auf Grund unserer geophysischen Studien gelangt bin. Das gleiche trifft aber auch mit dem dritten Punkte zu, nur müssen wir uns bewusst werden, was damals unter den 5 Donaumündungen verstanden worden ist. In Wirklichkeit können wir uns unter den von Herodot bezeichneten 5 Mündungen nicht vorstellen, dass es sich um Stromarmmündungen im eigentlichen Sinne handelte, denn zu jener Zeit vielleicht hatte der Strom kaum Anfänge von Armen bei dem ersten Ceatal seines Deltas; im übrigen gab es—wie Herodot selbst sagt—eine grosse Bucht des Schwarzen Meeres. Die damaligen Mündungen können demnach nur ungefähr das gewesen sein, was heute die Portița-Öffnung ist, also einfache Einschnitte in den grossen Küstengürtel, der die Bucht des Schwarzen Meeres einschloss, durch die sich der Strom ergoss, in welche aber kein eigentlicher vollständig ausgebildeter, also mit sichtbaren Ufern versehener Flussarm führte. Die 5 Mündungen ins Schwarze Meer können demnach nur die 5 südlichen Unterbrechungen des Küstengürtels gewesen sein, die ich oben konstatiert habe, abgesehen natürlich von der nördlichen (des Chilia-Armes), die, wie ich gezeigt habe, eine neuere Bildung ist und damals also noch nicht bestanden haben konnte.

Zur Zeit Herodots hatte der Strom mit der Ausfüllung des Haffs an seiner Mündung kaum begonnen; verschiedene griechische Schriftsteller späterer Zeiten sprechen übrigens von einer Insel Peuce, die nur die durch Anschwemmung im Golf gebildete erste Insel, d. h. der erste Anfang des eigentlichen Deltas sein kann, das späterhin die gewaltige Entwicklung genommen hat, zu der wir es heute gelangt sehen.

Die Angaben Herodots müssen also sehr richtig gewesen sein und der Wahrheit entsprochen haben. Sie bestätigen in allem die Schlüsse, zu denen uns unsere Untersuchungen geführt haben, die nur auf Grund geophysischer Beobachtungen ohne jede Beeinflussung durch das von ihm oder von anderen Autoren des Altertums geschriebene gemacht wurden.



### III. WIRTSCHAFTLICHE PROBLEME DES DONAUDELTA.

Wenn uns die hydrographische Karte des Deltas vom Gesichtspunkte der wissenschaftlichen Forschung nach vielen Richtungen hin von unleugbarem Nutzen sein kann, so ist sie vom ökonomischen Standpunkte aus geeignet, uns noch grössere Dienste zu leisten. Ja noch mehr, da die Originalkarte im Masstabe vom 1:10.000 ausgeführt ist, kann sie uns sogar als Grundlage zu den Arbeiten und Projekten dienen, die wir hier zur Nutzbarmachung dieser ausgedehnten Flächen unseres Landes vornehmen müssen.

Ich will versuchen auch nach dieser Richtung hin die Hauptprobleme, die hier zu lösen sind, zu präzisieren und zu zeigen welche Dienste uns diese Karte bei ihrer Lösung erweisen kann.

Das wichtigste wirtschaftliche Problem ist natürlich die Frage, zu wissen, durch welche Arten von Produktion wir diese 430.000 ha. des Donaudeltas am besten nutzbar machen können.

In meinem Buche über Das Überschwemmungsgebiet der Donau habe ich die Ergebnisse meiner Forschungen über diese Fragen eingehend behandelt und ausführlich gezeigt, dass die Hoffnung, das Donaudelta könnte einmal trockengelegt, in Ackerflächen umgewandelt und — so wie gesagt wurde — «zur Kornkammer Europas» werden, eine Utopie ist. Der Grund der Seen im Donaudelta liegt grösstenteils unter dem Spiegel des Schwarzen Meeres, und was den Glauben veranlasst hat, sie könnten ausgetrocknet werden, war nur die ungeheure Plaurdecke, die auf ihrer Oberfläche schwimmt und ihnen das Aussehen eines Sumpfes gibt, während sie in Wirklichkeit tiefe Seen sind.

Die aus meinem Werke über das Überschwemmungsgebiet der Donau wiedergegebene Abbildung 6 stellt einen Querschnitt durch das ganze Delta dar, vom Ceatalul Ismail bis zur 5. Meile nördlich von Sulina. Hier sehen wir deutlich — nach den im Sommer 1909 vorgenommenen Sondierungen und Aufnahmen — dass das Niveau des Baltengrundes viel tiefer liegt als der Meeresspiegel und somit auch tiefer als der Niederwasserstand der Donau.

Alle diese meine damaligen Aufzeichnungen werden jetzt in schlagender Weise bestätigt. Die mit so grosser Genauigkeit ausge-



führte und die präzisesten Angaben über alle Niveauquoten enthaltende hydrographische Karte beweist die Richtigkeit meiner Behauptungen. Sie verschafft uns jetzt die Möglichkeit, genau zu wissen, wie gross die Oberfläche der tiefen Seen ist, welche Fläche von ihnen mit schwimmendem Plaur bedeckt ist, welche Ausdehnung die Schilfröhrichte haben etc.

Anderseits zeigt sie uns an, welches die wirkliche Ausdehnung der Grinds ist, die bei den verschiedenen Wasserstandshöhen der Donau nicht überschwemmt bleiben und wie weit ihre Flächen durch Schutz-

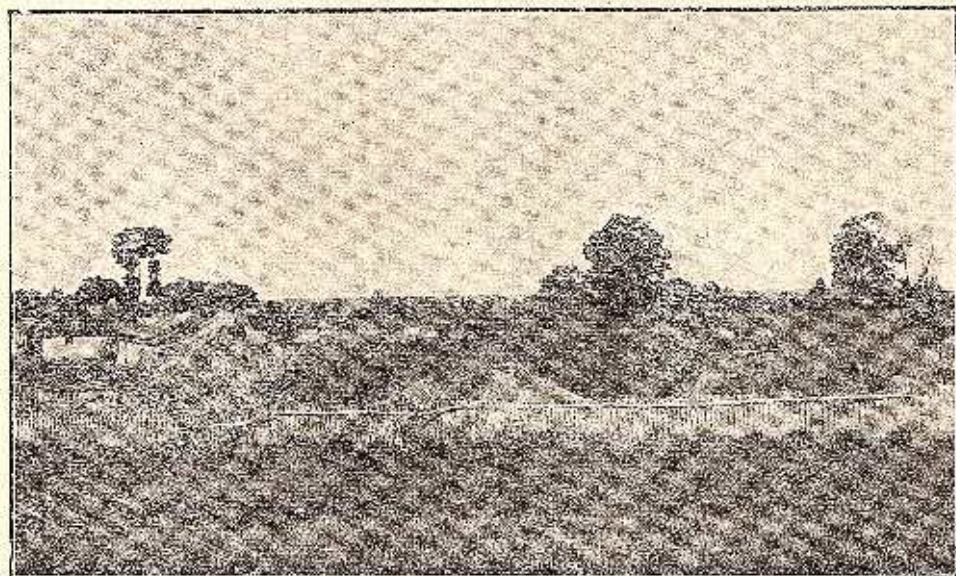


Fig. 22. — Ansicht aus den höher gelegenen Teilen des Grinds von Kilia-Veche.

bauten gegen die Ueberschwemmungen vergrössert werden könnten.

Nach den vorgenommenen Messungen lauten die Gesamtziffern wie folgt: (vergleiche auch Tafel I und Tafel II).

Die Gesamtoberfläche des rumänischen Donaudeltas mit dem Gebiete der grossen Strand-Seen im Süden desselben, beläuft sich auf 430.000 ha, wovon 154.000 ha auf die Letea-Insel, 109.000 ha auf die St. Georgs-Insel, 75.840 ha auf die Dranov-Insel, und 91.000 ha auf das Grosseseegebiet (Razim, Sinoe, Babadag) entfallen.

Hiervon kommen: auf Gârlas, Sahalo und tiefer Seen mit freier Wasserfläche 108.000 ha; auf die mit schwimmendem Plaur bedeckte Fläche 72.000 ha; auf die Flächen mit Schilfröhricht und feststehendem Plaur 195.100 ha.

Die Gesamtfläche der Grinds, die bei 5 Hydrograden, also bei mittlerem Wasserstand der Donau, ausserhalb des Wassers bleiben,

beläuft sich für das ganze Delta auf nur 54.895 ha. Hiervon sind jedoch nur 31.199 ha Weide und etwas Ackerland. Der Rest besteht aus Wäldern (6.270 ha, wovon der Letea-Wald 3.150 (Fig. 5) und der Caraorman-Wald 1.650 h. umfassen) und Sanddünen (8.236 ha).

Die Oberfläche der bei 10 Hydrograden, also beim höchsten Wasserstand, unbedeckt bleibenden Grinds umfasst nur 13.900 ha und zwar teils die von Dörfern bedeckten Plätze, teils die hohen Stellen des Grinds Kilia-Veche und fast alle Sanddünen.

Würden wir die Oberfläche der Grinds dadurch zu vergrössern

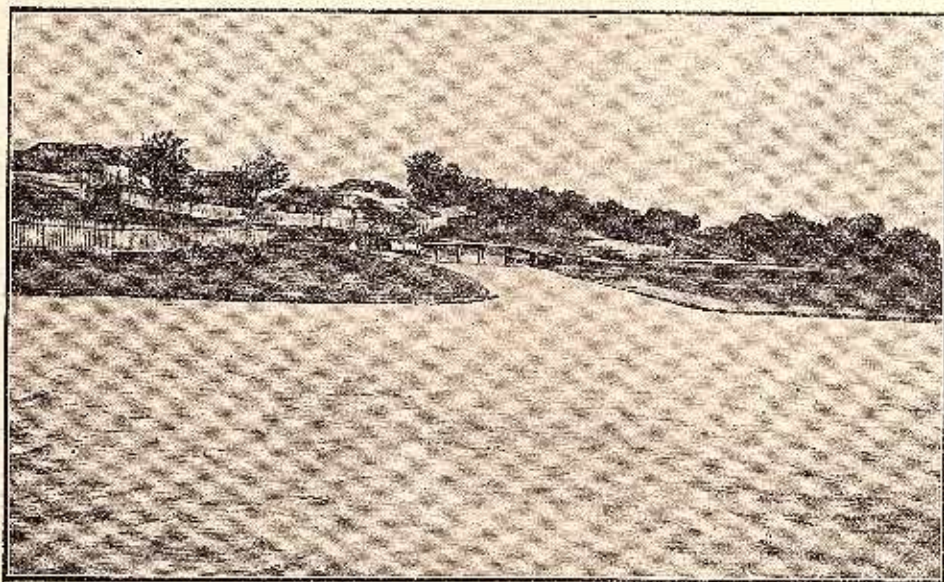


Fig. 23. — Der Kilia-Grind, von der Donau aus gegen die untere Mündung der Pardina-Garla, gesehen.

suchen, dass wir bis zum tiefsten Wasserstande (3 Hydrograde) und damit bis zur Schilfgrenze hinabgehen, so würden wir im ganzen Donaudelta 76.552 ha haben, wovon natürlich wieder ein grosser Teil unproduktive Sanddünen wären.

Die beste Bodenqualität ist: 1) auf den Grinds der Donauufer (ungefähr 10.000 ha bei 5 Hydrograden und 19.757 ha bei 3 Hydrograden), 2) auf dem Grind von Kilia-Veche (etwa 4.000 ha bei 5 Hydrograden und 6.455 ha bei 3 Hydrograden) und 3) auf dem Grind Stipoc (2.210 ha bei 5 Hydrograden und 3.000 ha bei 3 Hydrograden).

(Fig. 22 gibt eine Ansicht vom Grind von Kilia-Veche mit den eingezäunten Gehöften der dort eingesetzten Einwohner, nebst Saaten und Bäumen wieder. Fig. 23 stellt den Kilia-Grind dar, von der Donau gegen die Mündung der Pardina-Garla gesehen, die unterhalb

des Dorfes Kilia vorüberfließt und die Grenze dieses Grinds gegen die Balta zu bildet.

Aus diesen Ziffern ersehen wir, dass das feste Land kaum den zehnten Teil der Gesamtoberfläche des Deltas, das als Weide oder zur Kultur nutzbare Land aber kaum  $\frac{1}{4}$  der Deltafläche ausmacht. Das gesamte übrige Delta ist Balta unter 3 Hydrograden, also mit einer unter dem Niederwasserstande der Donau liegenden Sohle.

Aus all dem Gesagten können wir die Lehre ziehen, dass wir, wenn wir die Produktion und Rentabilität des Donaudeltas erhöhen wollen, nur folgendes tun können: Einerseits müssen wir versuchen so viel als möglich — d. i. höchstens 60.000 ha — vor Überschwemmung zu schützen und dem Ackerbau und insbesondere der Viehzucht zuzuführen; andererseits sollen wir alles, was eigentliche Seen sind — also über 370.000 ha — als solche bewirtschaften, indem wir sie stetig verbessern und immer mehr für die Fischzucht nutzbar machen, denn etwas anderes lässt sich selbst beim bestem Willen hier nicht tun.

## TAFEL No. 1

## DAS DONAUDELTA

## VERTEILUNG DER OBERFLÄCHEN

## A) Verteilung der Flächen nach Gebieten

Insel Letea . . . . .	154.060 ha
» St. Georg . . . . .	109.100 »
» Dranov . . . . .	75.840 »
Gebiet der grossen Seen . . . . .	91.000 »
Insgesamt . . . . .	480.000 ha

## B) Verteilung nach Aussehen und Natur der Gebiete

1) Oberfläche der Grinde, Weiden, Wälder, Ackerflächen, Dörfer etc., frei von Schilf . . . . .	54.895 ha
2) Seen, Wasserlichtungen, Gärilas etc. . . . .	108.000 »
3) Mit Schilf bedeckte Flächen . . . . .	
a) Festgewachsenes Schilf . . . . .	195.105 »
b) Schwimmendes Plaur . . . . .	72.000 »
Insgesamt . . . . .	480.000 ha



## C) Verteilung der Seen mit freier Wasserfläche

Gebiet zwischen Pardina-Stipoc-Tataru-Kilia . . . . .	2.600 ha
» » Ceatal Ismail, Sulina-Arm, Papadia, Kilia-Arm, Kilia-Grind, Stipoc. . . . .	3.200 »
Gebiet der Seen Fortuna-Ledianca . . . . .	1.370 »
» zwischen der 23 Meile, Stipoc-Grind, Kilia-Grind, Letea-Grind (die Seen: Matița, Merhei, Obretin, etc.) .	5.000 »
Gebiet zwischen Ceatal Sf. Georg, Sulina-Arm und St. Georg-Arm einschliesslich Gorgova-See . . . . .	1.750 »
Gebiet Uzlina bis zum Caraorman-Grind . . . . .	2.360 »
» von Morughiol bis zum König-Carol-Kanal u. Dunaveț	560 »
» zwischen Caraorman-Grind u. Meeresstrand (die Seen Roșu, Lumina etc.) . . . . .	3.650 »
» Dranov . . . . .	7.710 »
» der grossen Strand-Seen (Razin, Sinoe, Zimelea etc.) .	80.000 »
Summe der Wasserflächen . . . . .	108 000 »





## TABELLE

## Oberfläche der Grinds im Do

die bei verschiedenen (in Hydrograden [h] ausgedrückt

Ein Hydrograd bezeichnet  $\frac{1}{100}$  des Höchstwasserstandes vom Jahr

	Im Jahre 1897 nicht über- schwemm- tes Gebiet ha	Trocken bei ge- wöhnlichem Was- serstand (bis 5 h)		Trocken bei niedrigem Was- ser (bis 4 h)		Trocken bei Tiefstand des Wassers (bis 3 h)	
		ha	ha	ha	ha	ha	ha
1) Donauufer.							
Kilia-Arm . . . . .	—	3.910	—	5.234	—	6.733	—
Tulcea-Arm . . . . .	—	745	—	1.253	—	1.762	—
Sulina-Arm . . . . .	—	1.750	—	2.946	—	4.142	—
St. Georgs-Arm . . . . .	—	3.445	9.850	5.820	15.343	7.115	19.737
2) Meeres-Ufer.							
			2.380		2.390		2.400
3) Innere Grinde.							
Kilia-Grind . . . . .	1.765	3.995	—	5.225	—	6.455	—
Letea-Grind . . . . .	7.915	11.660	—	12.165	—	12.710	—
Papadia-Grind . . . . .	—	80	—	135	—	210	—
Stipoc-Grind . . . . .	30	2.210	—	2.607	—	3.005	—
Coamurlia-Grind . . . . .	—	90	—	115	—	140	—
Caraorman- . . . . .	165	3.590	—	4.565	—	5.540	—
Rusca-Grind . . . . .	—	170	—	338	—	1.005	—
Ivanca-Grind . . . . .	—	1.370	—	1.667	—	1.965	—
Saraturilo-Grind . . . . .	2.000	4.515	—	4.990	—	5.465	—
Roşu-Grind . . . . .	—	145	—	182	—	220	—
Lumina-Grind . . . . .	—	25	—	82	—	140	—
Busurca-Grind . . . . .	—	15	—	25	—	35	—
Crasnicol-Grind . . . . .	170	765	—	952	—	1.140	—
Grinde des Dranov Ge- bietes . . . . .	650	1.170	—	1.332	—	2.495	—
Grinde des Gebietes der grossen Seen . . . . .	1.250	9.800	39.580	10.200	45.350	11.000	51.525
4) Inseln							
Insel Tataru . . . . .	—	490	—	690	—	890	—
„ Babina . . . . .	—	520	—	670	—	820	—
„ Cernofea . . . . .	—	230	—	395	—	560	—
„ Salangie . . . . .	—	95	—	137	—	180	—
„ Daller . . . . .	—	70	—	120	—	170	—
Inseln des St. Georgs- Gebietes . . . . .	—	—	1.405	—	2.012	250	2.870
Insgesamt . . . . .	13.945	—	53.215	—	65.095	—	76.552



No. 2.

naudelta, in ha ausgedrückt,

ten) Wasserständen der Donauwasser unbedeckt bleiben.

1897 über dem Niederwasserstände der Donau bei jedem Punkte,

Ackerland und Weiden		Sanddünen		Wälder		BEMERKUNGEN
ha	ha	ha	ha	ha	ha	
						Ufer-Gründe.
3.460	—	150	—	—	—	
729	—	—	—	76	—	
1.600	—	150	—	—	—	
2.575	8.364	870	1.470	—	16	
					2.380	
3.995	—	—	—	—	—	
8.085	—	3.150	—	1.445	—	
60	—	—	—	—	—	
2.210	—	—	—	—	—	
90	—	—	—	—	—	
947	—	1.050	—	1.294	—	
170	—	—	—	—	—	
1.370	—	—	—	—	—	
3.789	—	—	—	726	—	
155	—	—	—	—	—	
25	—	—	—	—	—	
15	—	—	—	—	—	
765	—	—	—	—	—	
1.069	—	—	—	725	—	
—	21.416	—	4.800	1.650	5.840	
						Nur die eigentlichen Donau-Inseln.
490	—	60	—	—	—	
520	—	45	—	—	—	
230	—	25	—	—	—	
95	—	30	—	—	—	
70	—	20	—	—	—	
15	1.420	95	275	—	—	
—	91.193	—	6.545	—	8.236	

## 1. DIE NUTZBARMACHUNG DER DELTASEEN DURCH FISCHEREI UND FISCHZUCHT.

Sind wir durch eingehendes Studium der Deltakonstitution belehrt worden, dass die Balten nicht trockengelegt und in Ackerflächen verwandelt werden können, sondern als Seen bewirtschaftet und durch Fischzucht nutzbar gemacht werden müssen, so geht daraus durchaus nicht hervor, dass ihre Bewirtschaftung als solche nicht genügend rentabel sein wird und dass die allgemeine Wirtschaft des Landes darunter leiden würde. Dem gegenüber kann behauptet werden, dass auch die Fischzucht sehr rentabel sein kann; es ist bekannt, dass in Deutschland, Oesterreich u. s. w. gute Ackerbauflächen in künstliche Fischteiche für die Karpfenzucht umgewandelt werden und zwar weil dort die Fischzucht besseren Nutzen abwirft als der Getreidebau. Warum sollten wir, die wir so prächtige und reiche natürliche Teiche fertig zur Hand haben, sie mit grossen Kosten austrocknen und in schlechtes Ackerland zu verwandeln suchen? Unsere Bevölkerung ist noch viel zu wenig dicht, — kaum 50 Köpfe auf einen Quadratkilometer, — als dass die soziale Notwendigkeit einer inneren Kolonisation uns zu solchen kostspieligen Arbeiten hintreiben würde, wie sie — und zwar mit grosser Vorsicht — Länder wie Holland, Belgien etc. wo eine 5 und sogar 6 mal dichtere Bevölkerung ist, auszuführen gezwungen sind.

Andererseits steht es fest, dass durch das fortwährende Trockenlegen der Seen aus dem Überschwemmungsgebiete der oberen Donau und der anderen Flüsse behufs ihrer Umwandlung in Weiden und Kulturflächen, durch andauerndes Trockenlegen der früher, speziell in der Moldau, so zahlreichen Fischteiche, die Gesamtproduktion an Fischen in unserem Lande mit jedem Jahre abnimmt und der Mangel an diesem Nahrungsmittel, an das unsere Bevölkerung so sehr gewöhnt ist, immer stärker fühlbar wird.

Von welchem Standpunkte immer wir die Frage auch betrachten, kommen wir zu dem Schlusse, dass die Deltaseen nur durch die Fischzucht und ihre Nebenkulturen, die unter den bestehenden Verhältnissen die allein möglichen und rentablen Produktionszweige sind, nutzbar gemacht werden können und müssen.

\* \* \*

Die Production der Deltafischereien kann übrigens in Zukunft noch ganz beträchtlich vermehrt werden, da wir hier eine Menge grosser und kleiner Seen, Jäpsche, Sümpfe etc. mit einer bedeutenden Gesamtfläche haben, die heute aus verschiedenen Ursachen absolut unproduktiv oder nur sehr wenig produktiv sind. Diese Ursachen können



nach eingehendem Studium jeder einzelnen leicht beseitigt und hierdurch alle diese Gewässer allmählich zu einer beträchtlichen Fischproduktion gebracht werden.

Um zu diesem Ziele zu gelangen, müssen diese Balten jedoch in besonderer Weise dazu eingerichtet werden; hierzu gehört in erster Linie die Ausführung einer Reihe hydraulischer Arbeiten zwecks besserer Regulierung der Strömungen und Alimentation der Balten.

Die Arbeiten, die hinsichtlich der Wiederbevölkerung und Er-

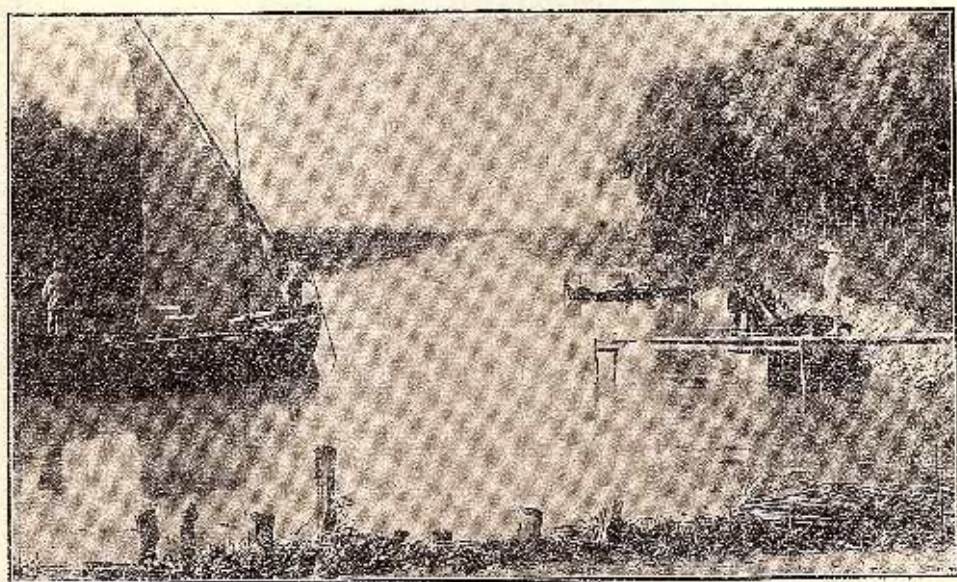


Fig. 24.— Allgemeine Ansicht des König-Carol-Kanals.

höhung der Produktion der verschiedenen Balten notwendig sein werden, sollen den Zweck haben:

1) In jedem Gewässer solche Existenzbedingungen zu schaffen, damit die wertvollsten Fischarten, die wir hier züchten wollen sowie ihre Brut am besten gedeihen können.

2) Möglich zu machen, dass in jedem See die diesem Wasser am besten zusagenden Fischarten gezüchtet werden können, d. h. für jedes Gewässer den von dem berühmten deutschen Fischzüchter von Behr-Schmoldow aufgestellten Grundsatz: «Den rechten Fisch im rechten Wasser züchten» durchzuführen.

Zu diesen Ergebnissen können wir gelangen: einerseits nur auf Grund einer Reihe von langandauernden Beobachtungen über die natür-

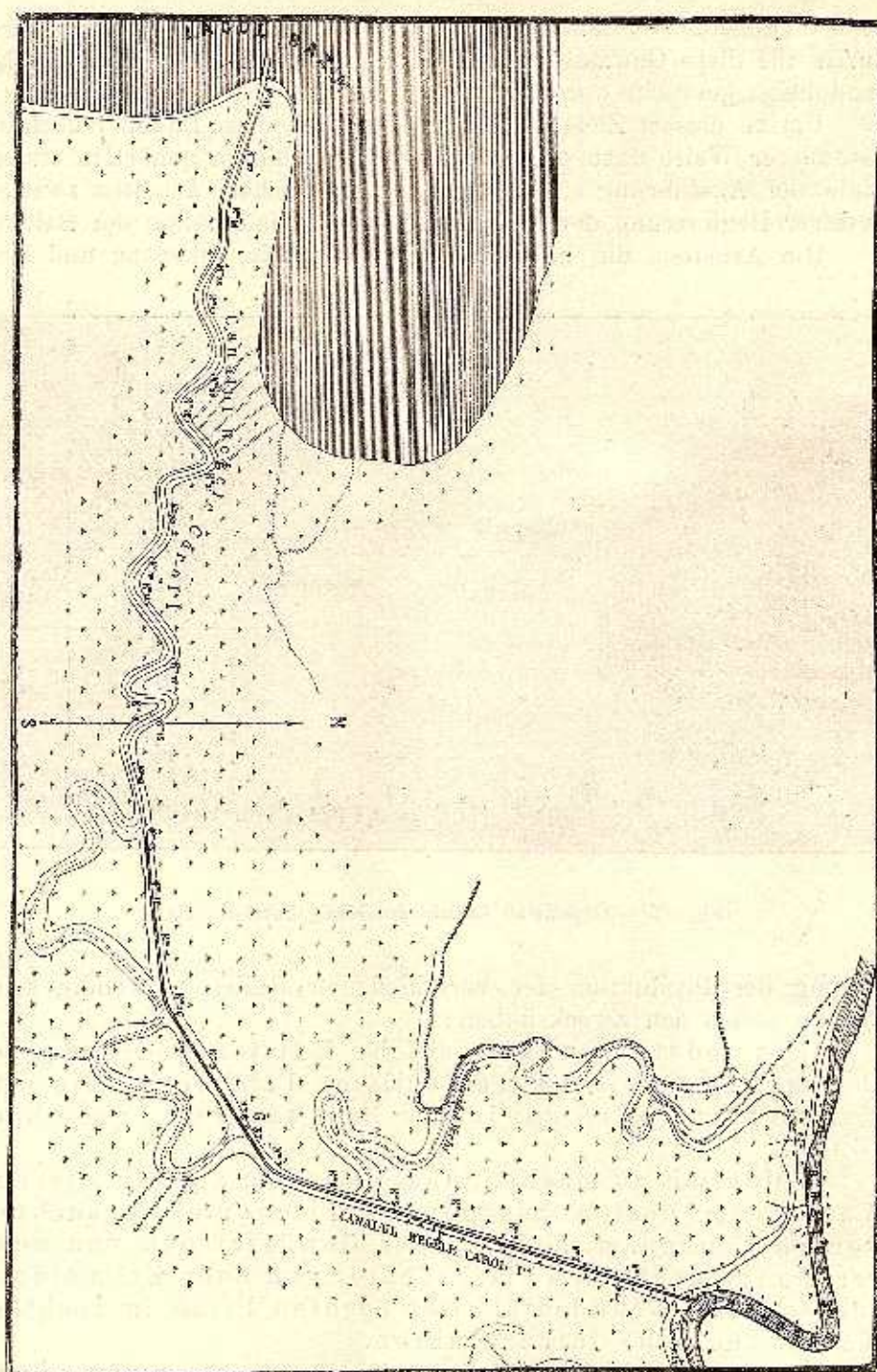


Fig. 25.—Situationsplan des König-Carol-Kanals und des regulierten Dunavelz-Kanals.



Fig. 26. — Situationsplan des Königin-Elisabeth-Kanals.

lichen — physischen und biologischen — Existenzbedingungen einer

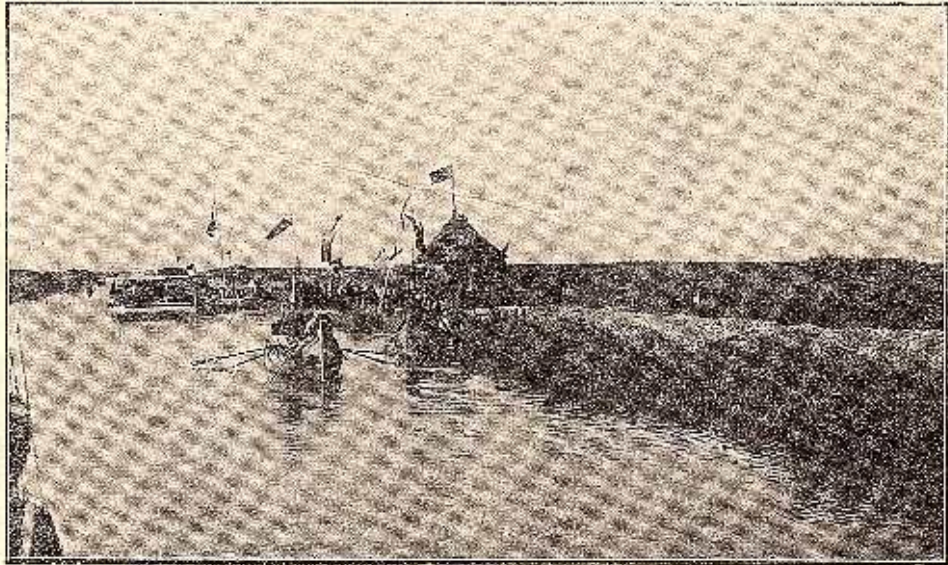


Fig. 27. — Eine Ansicht des „Regina-Elisabeta-Kanals“, am Tage seiner Einweihung aufgenommen. Die dort befindlichen Dampfschiffe zeigen die Tiefe und die Schiffbarkeit des Kanals.

jeden Wassergattung im besondern, und andererseits durch das Stu-

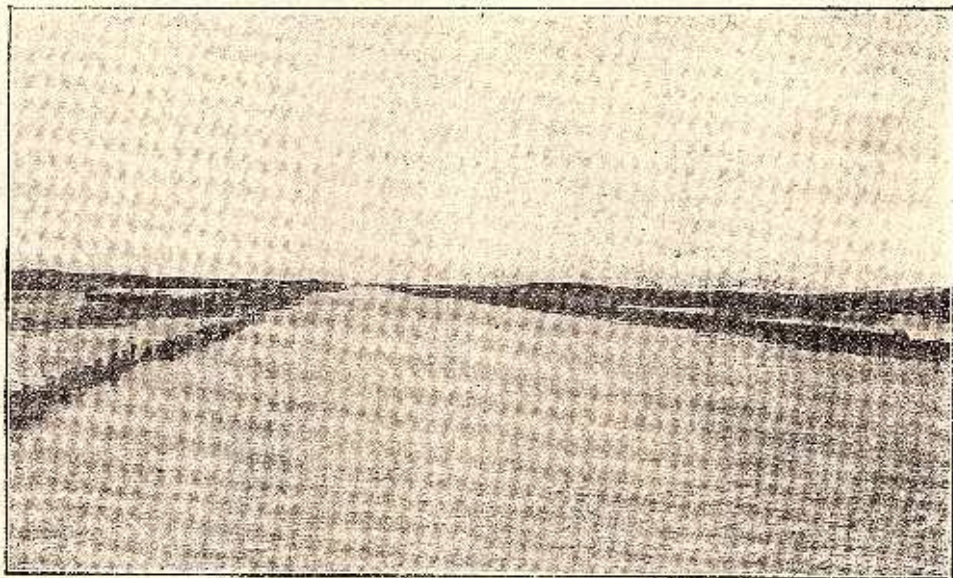


Fig. 28. — Allgemeine Ansicht des Königin-Elisabeth-Kanals.

dium der verschiedenen, diese Bedingungen beeinflussenden Mittel

zwecks ihrer Umänderung derart, dass das Gedeihen der in diesen Gewässern zu züchtenden Fischarten ermöglicht wird.

Derartige Studien habe ich freilich bereits im Jahre 1892 begonnen, seit ich mich mit der Frago der rumänischen Fischereien befasste; die aus diesen Studien sich ableitenden Arbeiten wurden jedoch erst viel später in Angriff genommen, da die meisten von ihnen sehr delikate hydraulische Arbeiten waren, so dass erst eine gewisse Zeit verstreichen musste, bis ein besonderes technisches Personal herangebildet worden war, das die entgeltigen Projekte entwerfen und ausführen konnte.

Nachdem nunmehr die neue Karte im Massstabe von 1:10.000

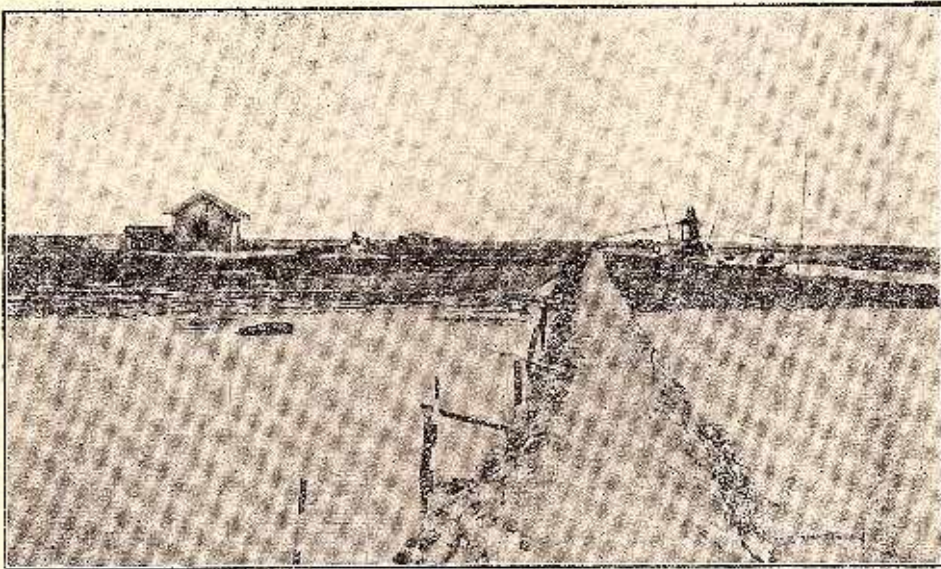


Fig. 29. — Einer der beiden Stein-Deiche an der Mündung des Danavotz in den Razimsee, so wie er aussah, bevor dem Donauwasser der freie Lauf durch den König-Carol-Kanal gegeben worden ist. Jetzt steht er ganz unter Wasser.

für alle diese Gebiete herausgegeben worden ist, können wir, ohne dass weitere neue Aufnahmen an Terrain notwendig sind, mit grösster Leichtigkeit Entwürfe und Voranschläge aufstellen und sie sofort zur Ausführung bringen.

Um ein Bild von der Art der hinsichtlich der Erhöhung der Fischereiproduktion in den Donaualten notwendigen Arbeiten zu geben, will ich die Meliorationsvorschläge anführen, die ich für zwei der ausgedehntesten Gebiete gemacht habe und zwar:

- 1) für das Razim- und Dranov-Gebiet mit einer Gesamtoberfläche von etwa 166.000 ha, und
- 2) für das obere Gebiet der Letea-Insel bis zum Stipoc-Grind im



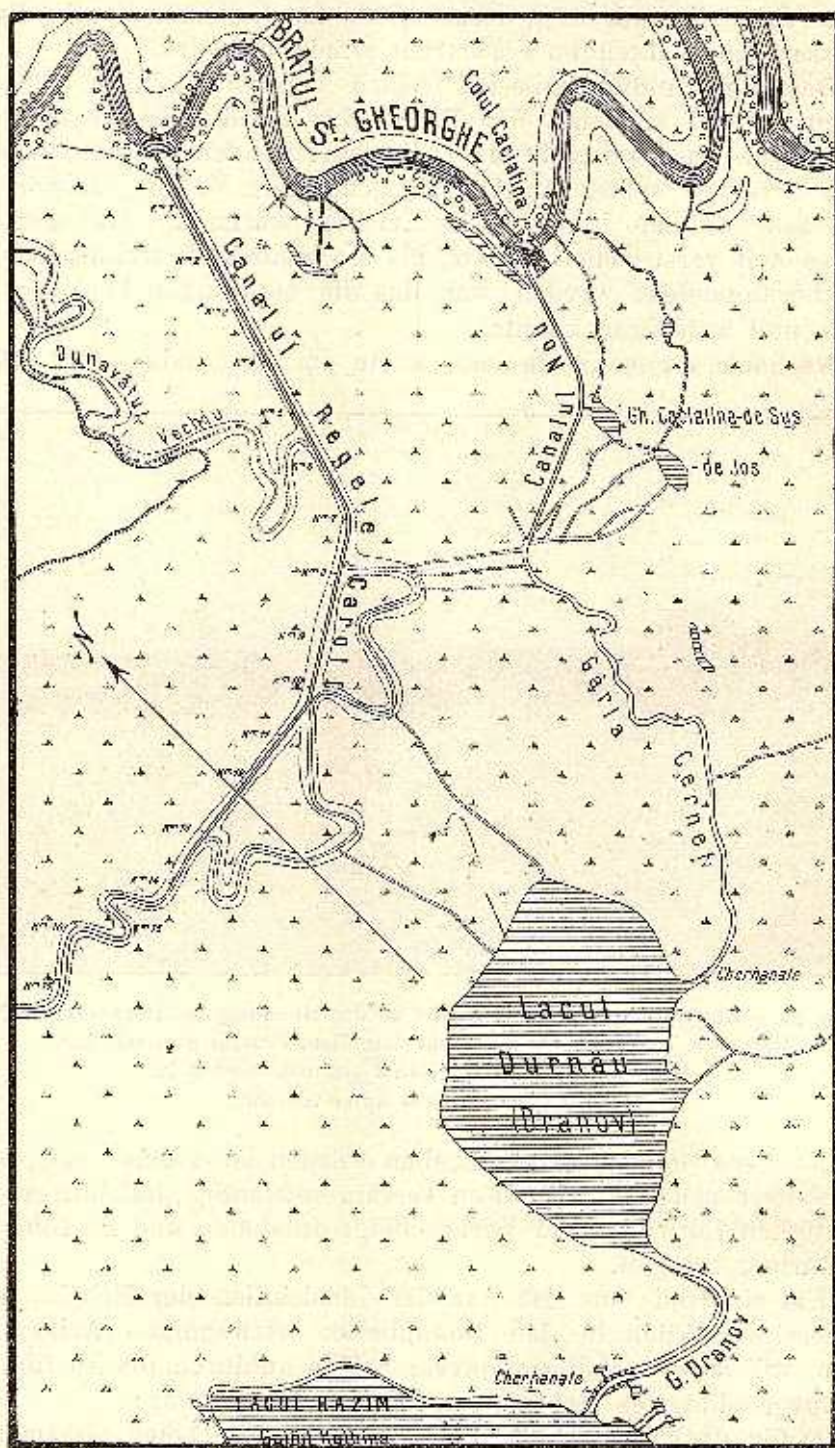


Fig. 30. — Situationsplan des neuen Kanals „Principele Ferdinand“, der beim Punkte Caciatina zwischen dem St. Georges-Arm und dem Dranov-See gebaut wurde.

Norden und zum Letea-Grind im Osten mit einer ungefähren Fläche von 71.000 ha.

Von diesen beiden ist der erstere durchgeführt, so dass die Ergebnisse bereits sichtbar sind; für den zweiten werden zur Zeit die Entwürfe ausgearbeitet.

#### a) Die Melioration der Fischereien im Razim- und Dranov Gebiet.

Das zuerst studierte Gebiet war das des Razim. Bereits im Jahre 1894, nachdem ich erkannt hatte, dass die wahre

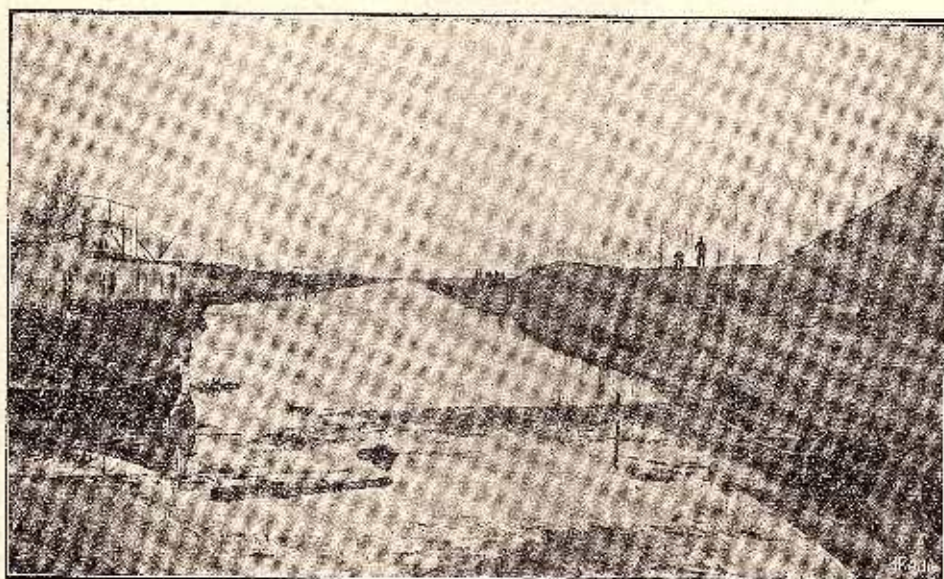


Fig. 31. — Ansicht des neuen Kanals „Principele Ferdinand“ während er gebaut wurde; der im Ufergründ des St. Georgs-Armes aufgewiesene Teil.

Ursache der völligen Entvölkerung dieser Seen das zu salzhaltige und durch Verdunstung konzentrierte Wasser ist, welches das Leben der Süßwasserfische dort unmöglich macht, war leicht ein Gegenmittel zu finden. Der König-Carol-Kanal (Abb. 24 und 25), den wir eigens zu diesem Zwecke erbaut haben, hat das nötige Süßwasser herbeigeführt und heute ist diese grosse Wasserfläche des Razim-Sees für die Fischproduktion gewonnen und gibt jährlich über 3 Millionen Kilogramm Süßwasserfische (darunter 1.735.000 kg. Karpfen und 365.000 kg. Zander (1) gegen 34.000 kg. insgesamt vor 1906, also gegen fast gar

(1) Der Zanderfang erreichte früher im Gesamtdelta nur die Ziffer von 36.000 kg., so dass heute der Razim-See allein das Zehnfache der Produktion des Gesamtdeltas einschliesslich des Razim-See gibt.

nichts). Genau so wird es sich mit dem Babadag-See verhalten, den der im vorigen Jahre gegrabene Königin-Elisabeth-Kanal in kurzer Zeit versüssen wird. Abbildung 26 zeigt den Situationsplan und die Gestalt des 7 km. langen Königin-Elisabeth Kanals, der das Süßwasser aus dem Razim-See herbeibringt und in den Babadag-See führt, während Abbildung 28 eine Gesamtansicht dieses Kanals und Abbildung 27 eine bei seiner Einweihung aufgenommene Photographie darstellt. Wir sehen auf ihm 2 Schiffe des Fischereidienstes fahren, deren Tiefgang von 5 Fuss die Tiefe des Kanals anzeigt.

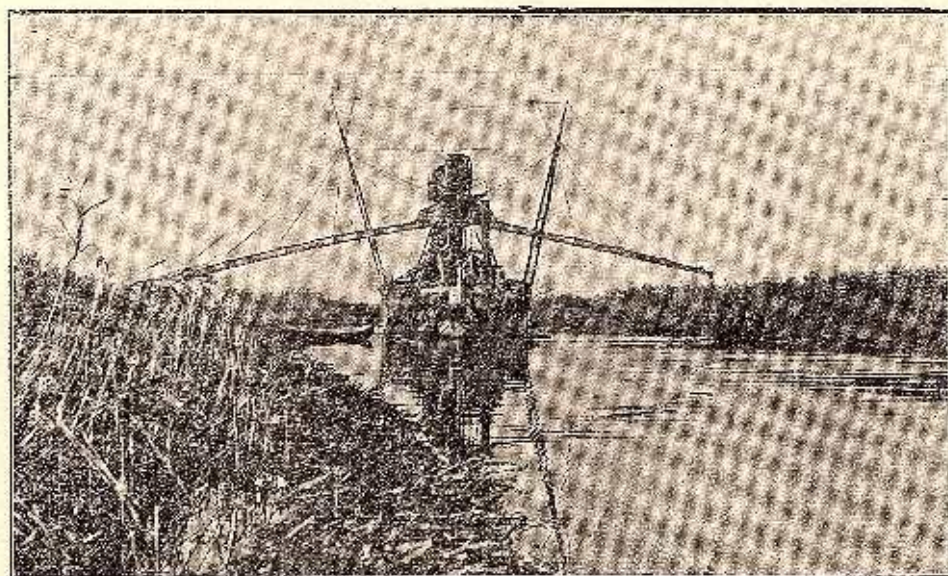


Fig. 32. — Der Durchstich des Kanals „Principele Ferdinand“ mittels Bagger.

Nirgends ist es aber notwendiger wie hier die Resultate der einmal ausgeführten Arbeiten auf das genaueste ständig zu verfolgen und dann auf dieser Grundlage zu ersehen welche weiteren Arbeiten notwendig sind; denn alles ist hier nur auf Beobachtung aufgebaut. In solcher Weise müssen wir demnach die einmal begonnenen Arbeiten in den Gebieten dieser Seen fortsetzen, da wir hierdurch die Produktion im beträchtlichem Masse erhöhen können und dabei auch andere neue Seen produktiv zu machen imstande sind; und zwar folgendermassen:

Anfänglich, als der König-Carol-Kanal gegraben wurde, war man der Meinung, dass das aus der Donau herbeigeführte Wasser kaum genügen dürfte das Wasser des Razim zu versüssen und aufzufrischen

und weiterhin eine kleine Strömung durch die Portița nach dem Meere zu zu unterhalten.

Aus diesem Grunde wurde damals schon beschlossen, den Razim-See von seinem unteren Teile, dem sogenannten Sinoe-Liman ganz abzusondern, so dass das Süßwasser in dieses nicht mehr gelangen konnte. Diesem Beschlusse gemäss sollte einer von den beiden Seen (der Razim) zur Zucht von Süßwasserfischen (Karpfen und insbesondere Zander), der andere (der Sinoe-See mit seinen Nebenseen) mit starkem Salzwassergehalt zum Fang von Meeräschen dienen.

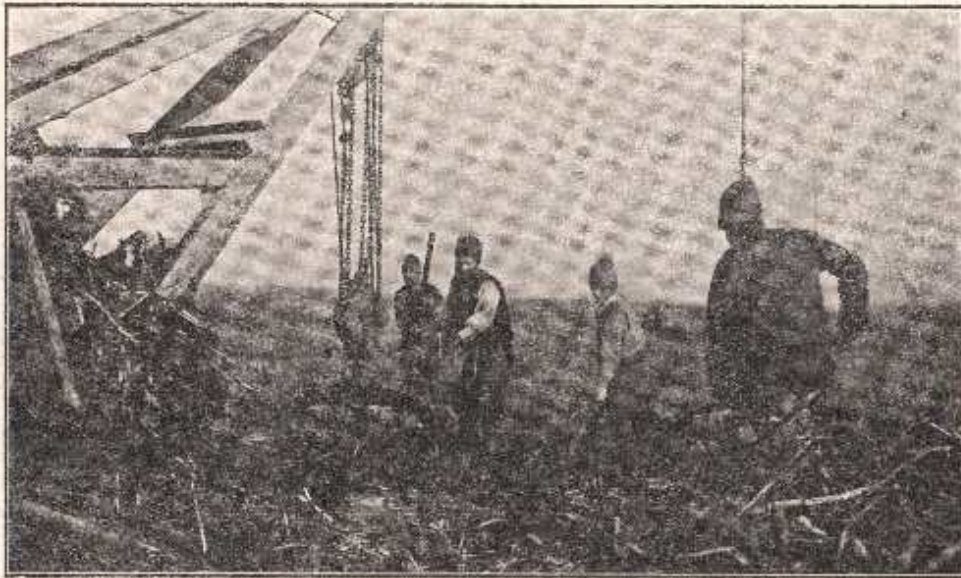


Fig. 33. — Durchstich des Kanals von Caciatina (Kanal Principele Ferdinand) mittels Bagger und Spaten, im Plaurgebiet.

Einige Jahre nach der Beendigung des König-Carol Kanals wurde jedoch ersichtlich, dass die durch ihn herbeigeführte Wassermenge viel grösser ist, als anfänglich geglaubt und berechnet worden war, so dass das Wasser im See — besonders unter dem Einfluss der Winde — so süß wurde, dass heute selbst die Bewohner von Jurilofca ihre Rinder mit Wasser aus dem Razim tränken können. Ja noch mehr, die Wasserzufuhr ist so gross, dass die Strömung durch die Portița zum Meere hin manchmal sehr stark ist. Es ergibt sich hieraus mit Sicherheit, dass wir hier einen beträchtlichen Überfluss von Süßwasser haben, dessen wir uns eventuell bedienen können, was auch bereits geschehen ist, indem wir nun Wasser aus dem Razim in den Babadag-See geleitet haben. Abbildung 29 zeigt nun einen der beiden parallelen Steindeiche, die im Razim-See auf beiden

Seiten der Dunaveţ-Mündung errichtet wurden, um das aus der Donau kommende Süsswasser auf grössere Entfernungen in den See zu führen und so die Verschlammung zu verhindern. Diese Deiche, die eine Höhe von 1 m. über dem damaligen Wasserspiegel des Sees hatten, sind heute vollständig mit Wasser bedeckt und mussten, damit sie wieder sichtbar werden, neurdings erhöht werden. Dies beweist, um wieviel die Wassermenge im See angewachsen sein muss, um ein derartiges Steigen des Wasserspiegels zu bewirken.

In dieser Gegend haben wir aber noch einen Kanal gegraben — Kanal Principele Ferdinand — der im Frühjahr 1914 beendet und ebenso



Fig. 34. — Bildung der Ufer des neuen Kanals von Caciatina (Kanal Principele Ferdinand) aus Schilfrhizomen im Plaurgebiete.

breit wie der König-Caro-Kanal sein wird. Derselbe erhält das Wasser aus dem St. Georg-Arm der Donau bei Caciatina und führt es durch die Cerneţ-Gârla in den Dranov-See ab; von da gelangt es durch die breite Dranov-Gârla in den Razim-See. Abbildung 30 gibt uns den Situationsplan dieses Kanals und seiner Verbindungen durch die Cerneţ-Gârla bis zum Dranov-See und von da durch die Dranov-Gârla zum Razim-See, während Abbildung 31 uns die Ansicht jenes Kanals mit den Anpflanzungen am Ufer und einem auf den Ufergründ gebauten Eislager, von der Donau aus gesehen, zeigt. Abbildung 32 und 33 stellt den Durchstich dieses Kanals mittels Bagger im Plaurgebiete unter Zuhilfenahme einer Art grosser Spaten dar, die grosse viereckige Plaurstücke herauszuziehen vermögen. Bei Abbildung 34 sieht man, wie aus

den mittels Bagger ausgehobenen Schilfrhizomen das Ufer des neuen Kanals gebildet wird.

Dieser neue Kanal wird die Produktion des Dranov-Sees mit den ihn umgebenden Gebieten — deren Wasser bitter geworden und deren Fischertrag geringer zu werden anfing—sicher beträchtlich erhöhen und gleichzeitig eine grosse Menge Süsswasser dem Razim-See zuführen.

Auf solche Weise wird der Razim vom Frühjahre 1914 an einen Überschuss an Süsswasser aufweisen, der sicherlich auch den Sinoe-See versüssen wird. Deshalb habe ich gedacht, diesen See, statt ihn für die Zucht von Meeräschen — die sehr unsicher und gewagt ist und weil diese Fischart im Vergleich zu den Süsswasserfischen minderwertig ist — zu verwenden, mit Süsswasser zu speisen und mit Karpfen und insbesondere mit Zander, der auf allen Märkten so gesucht ist, zu bevölkern. Die Meeräsche wird jedenfalls auch weiterhin aus dem Meere in ihn eindringen können, da besondere Kanäle für diesen Zweck am Ende des Sees hergestellt werden können, wo nunmehr auch der für den Überschuss an Süsswasser nötige Abfluss ins Meer errichtet werden wird. Hierdurch werden wir also wiederum eine Fläche von etwa 33.000 ha Süsswasser für die Fischzucht gewinnen.

Um aber diese Arbeiten ausführen zu können, muss vor allem jährlich wenigstens für einige Monate die Portița-Mündung — was sehr leicht durchzuführen ist — geschlossen werden, damit das Wasser dort sich nicht mehr ins Meer ergiessen kann, sondern gezwungen wird, gerade abwärts durch den Sinoe-See zu fliessen.

Durch die Absperrung der Portița-Öffnung erweisen wir der Fischzucht im Razim-See eine andere grosse Wohltat: die Beobachtung lehrt uns, dass das von der Donau herbeigeführte Süsswasser den Wasserspiegel des Razim im Frühjahre bedeutend erhöht; dann versammeln sich hier grosse Mengen von jungen Karpfen und Zandern. Sobald jedoch im Juli die West und Nordwestwinde, die das Meerwasser von der Küste entfernen, zu wehen beginnen, fällt der Meerespiegel an unserer Küste — infolge der andauernden Winde — sehr oft sogar über 50 cm. Da aber der Wasserspiegel des Razimsees alsdann viel höher als der Seespiegel bleibt, bildet sich eine sehr heftige Strömung dem Meere zu, die sowohl das Süsswasser wie auch eine grosse Menge Fischbrut mit sich reist. Treten diese Süsswasserfische ins Meer ein, so sind sie für immer verloren und werden bald von den Meereswellen tot ans Ufer geworfen. Die Absperrung der Portița zu dieser Jahreszeit würde demnach nicht nur das Süsswasser hier zurückhalten und dem Sinoe-See zufließen lassen, sondern auch in jedem Jahre eine sehr grosse Menge bisher regelmässig dem Untergange geweihter Fischbrut retten.

Im Frühjahre aber kann die Portița-Mündung auch für die Zu-



kunft offen bleiben um den Meeräschen und anderen Seefischen so-



Fig. 35. Ein See aus dem Inneren der Letea Insel durch *Stratiotes aloides* vollständig überdeckt.

wie den vielen Donaufischen, die sich durch die Frühjahrsströmung

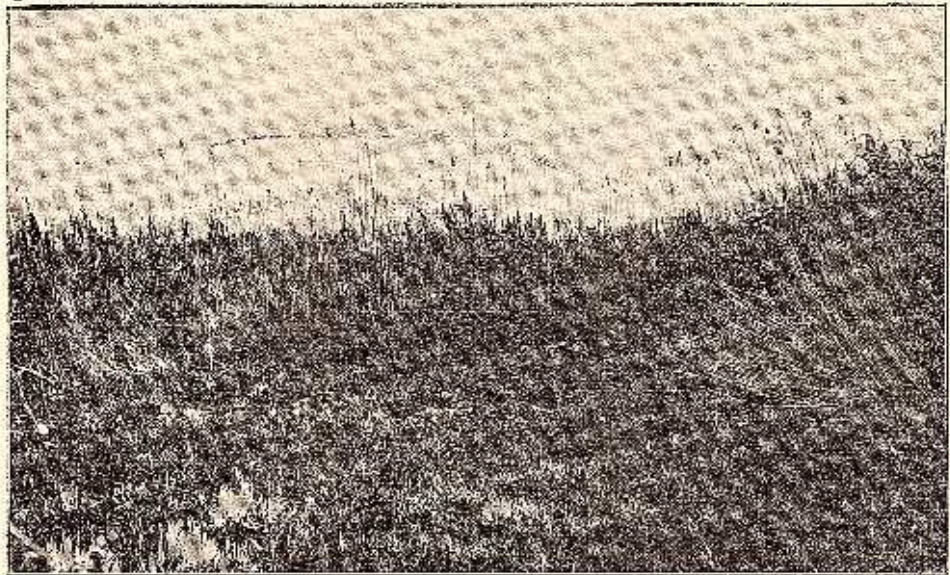


Fig. 36. — Ein «Chiol» mit Piaur am Rande und *Stratiotes aloides* in der Mitte.

ins Meer verleiten lassen, den Zutritt aus dem Meere in den See zu ge statten.

Diese beiden Arbeiten daher d. h. die Herstellung einer Verbindung zwischen dem Razim und dem Sinoe und die Einrichtung des Sinoesees für die Karpfen- und Zanderzucht neben dem Meeräsfang, sowie die Absperrung der Portița durch Schleusen, sind äusserst notwendig und müssen baldigst ausgeführt werden.

b) Melioration der Seen im Gebiete von Șontea und Lopatna (Letea-Insel).

Die vorgenommenen Studien haben uns gelehrt, dass nicht allein die Steigerung des Salzgehaltes des Wassers in einigen Seen für das Gedeihen der Fische ungünstige Existenzbedingungen geschaffen hat. In anderen Seen sind es ganz andere Ursachen die das Wasser verdorben und das Leben der Fische unmöglich gemacht haben. So konnte, bei der Erforschung der Seen, der Sahas und der Gârlas des untern Teiles der Letea-Insel, zu gewissen Zeiten ein völliges Fehlen der Fische beobachtet werden. Bei näherer Untersuchung haben wir festgestellt, dass das Wasser zu wenig sauerstoffhaltig und mit aus dem Fäulnisprozess der hier sehr reichen Vegetation stammenden Gasen aller Art geladen war. Besonders eine schwimmendepflanze, die Wasserschere (*Stratiotes aloides*), hat sich hier in den letzten Jahren in beängstigender Weise vermehrt und alle Balten überdeckt; abgesehen von andern Uebelständen hindert sie den Fischfang in diesen Balten vollständig, da sie mit ihren Stacheln die Fischernetze wie eine Säge durchschneidet. Fig. 35 und 36 zeigen einen grossen See, der vordem klares Wasser hatte und jetzt vollständig mit *Stratiotes* bedeckt ist, während Fig. 37 die von Dr. D. G. IONESCU, dem Fischereiverwalter in Tulcea, gemachten Versuche darstellt, einen See auf mechanischem Wege von diesem Unkraut zu reinigen. Fig. 38 stellt eine Gârla dar, deren Wasser infolge der Verschlammung der Mündung stagnierend wurde, so dass *Stratiotes* sich auch hier ausbreiten konnte, da keine Strömung mehr vorhanden war, die dies hätte verhindern können.

Ausser dieser Pflanze wachsen noch eine Menge anderer Pflanzenarten der stagnierenden Gewässer, die die Oberfläche der schönsten Seen bedecken und das Eindringen von Licht und Wärme verhindern. Fig. 39 zeigt uns einen See -- eine Wasserlichtung mitten im Plaur -- dessen Oberfläche fast ganz mit Wassernusspflanzen (*Trapa natans*) bedeckt ist. Fig. 40 stellt einen zum grössten Teil mit Seerosen (*Nymphaea alba*) bedeckten See vor. Fig. 41 und 42 einen See, den Ghiolul Merchei, der von Plaur umgeben und mit schwimmenden Inseln bedeckt ist, und Fig. 43 die alte Dunavet-Gârla, zur Zeit als sie mangels einer Strömung, nach erfolgter Vorschlam-





mung der Mündung vollständig mit *Trapa natans* überdeckt worden war.

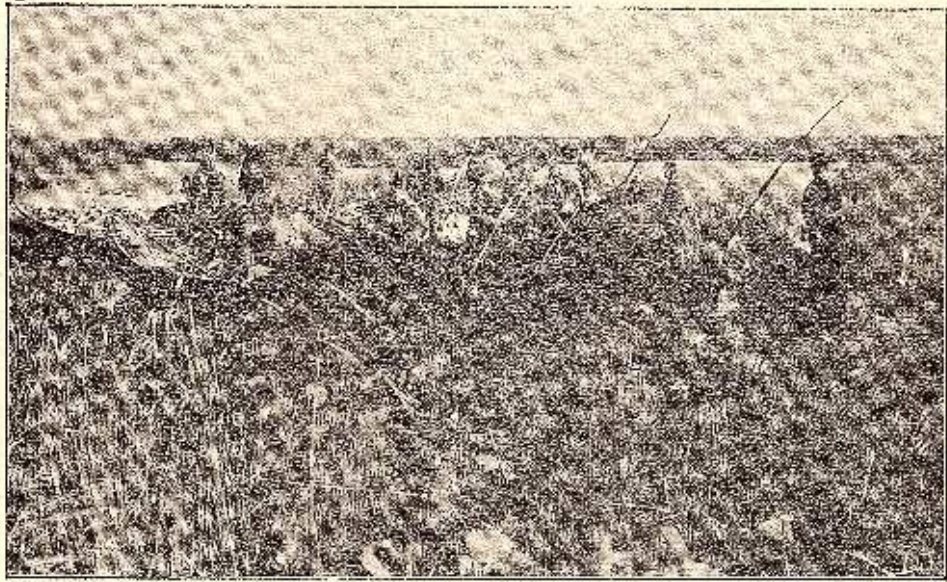


Fig. 37. — Versuche der Fischereiverwaltung in Tulcea, einen See auf mechanischem Wege von Wasserscheere zu reinigen.

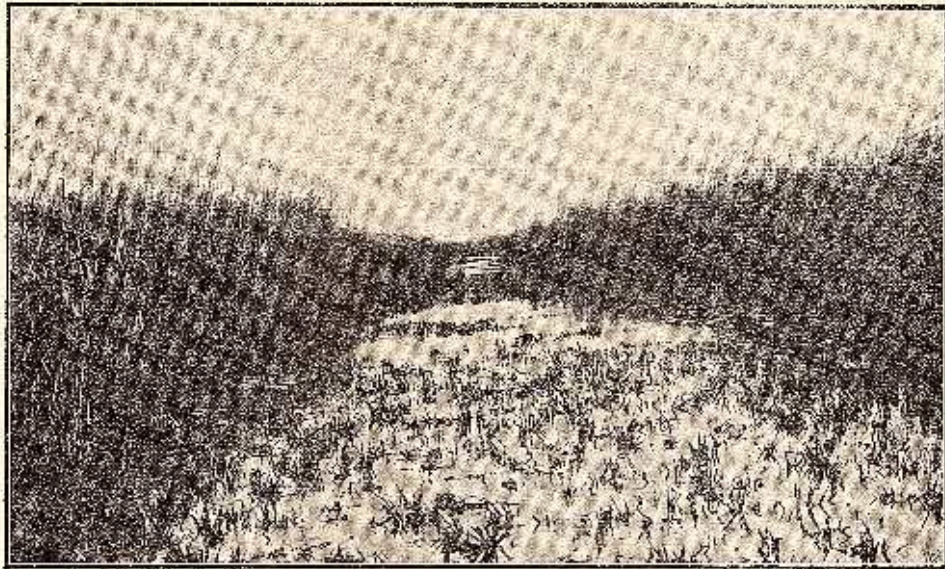


Fig. 38. — Eine mit Wasserscheere (*Stratiotes aloides*) bedeckte Gärta des Deltas mit verschlammten Mündungen.

Alle diese Pflanzen versinken im Herbste auf den Grund des

Wassers, das nicht genügend Sauerstoff besitzt, um auf dem Wege des normalen Oxidationsprozesses ihre rasche und vollständige Zer-

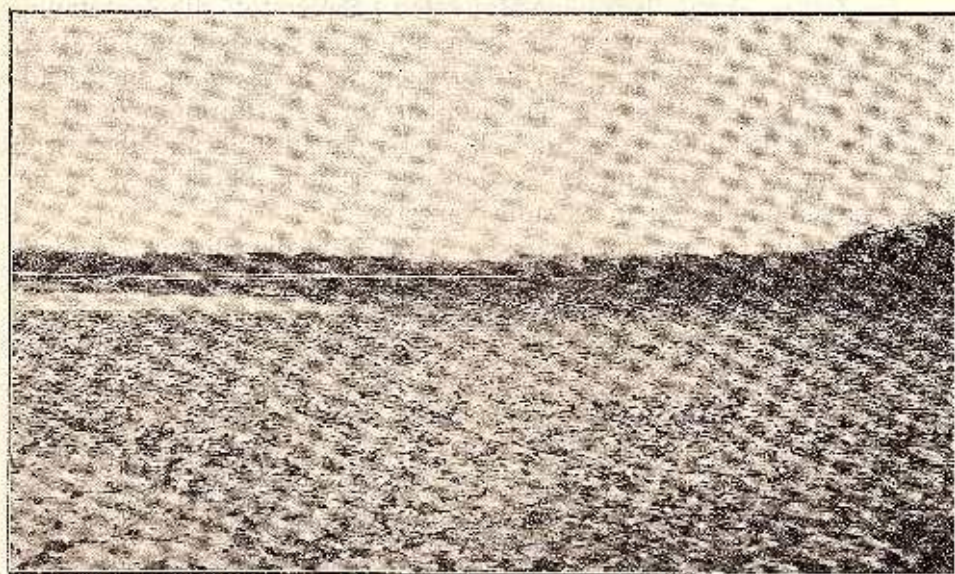


Fig. 39. — Ein mit Wassernusspflanzen (*Trapa natans*) bedeckter See.

setzung herbeiführen zu können, und gehen dort in Fäulnis über,

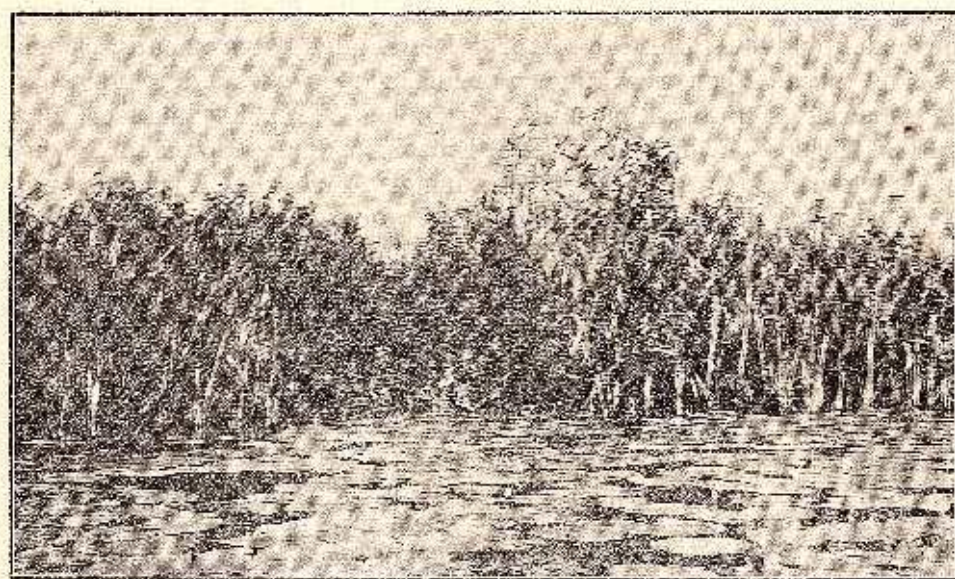


Fig. 40. — Ein Teil eines Deltasees (der „Ghiolul Mazătuului“) mit Seerosen (*Nymphaea alba*) bedeckt.

wobei sie allerlei übelriechende, giftige Gase erzeugen, die das Ge-

deihen der Fische und anderer Lebewesen in diesen Gewässern unmöglich machen.

Da ferner, ebenfalls infolge Mangels an Sauerstoff, die Zersetzung der abgestorbenen Pflanzen sich sehr langsam vollzieht und statt zu einer völligen Vernichtung der Pflanzen unter Erzeugung der Endprodukte: Wasser, Stickstoff und Kohlensäure zu führen, nur ganze verkohlte Stücke hinterlässt, die sich am Grunde des Sees niederlassen und ihn erhöhen. Hierdurch werden die Balten allmählich immer mehr verschlammt und in Sümpfe verwandelt.

Die genaue Untersuchung der Ursachen, die diesen schadenbringenden Zustand herbeiführen, der diese Seen — mit einer Fläche von über 71.000 ha. — völlig zu entvölkern droht, hat mich bald zu der Überzeugung gebracht, dass daran nur die geringe Möglichkeit einer Auffrischung des Wassers in diesen Regionen Schuld ist. Der Mangel an frischem Wasser — und folglich auch an einer für die Fischzucht sehr notwendigen schwachen Strömung — ist es also, der das übermässige Wachstum dieser Pflanzarten der stagnierenden Gewässer begünstigt. Dass dies den Tatsachen entspricht, beweisen uns die unmittelbaren Beobachtungen sowohl über diese Seen in vergangenen Zeiten als auch heute über andere Seen, die früher in der gleichen Lage waren.

So war, zu der Zeit als die Balten dieser Gebiete noch leicht gespeist wurden, die im Mittelpunkte dieser Region gelegene kleine Ortschaft am alten Sulina-Arm bei der 23 Meile, für die Fischerei einer der bedeutendsten Punkte des ganzen Deltas; der Reichtum an Fischen, die aus diesen Seen gewonnen wurden, war so gross, dass fast alle Grossfischer sich beeilten, hier «Kerhanas» (d. h. Fischhäuser zum Aufbewahren, Verpacken und zum Einsalzen der gefangenen Fische) zu errichten; ebenso tätig waren damals auch die Kerhanas von der Ortschaft Kilia Veche. Heute sind diese Kerhanas nur wenig im Betrieb und viele alte Fischer, gute Kenner dieses Gebietes, sagten mir, dass sie «im Frühjahr zu Hochwasserzeit eine Menge Fischbrut beobachten, welche dann während der Niederwasserstandsperiode vollständig verschwindet weil das Wasser während dieser Zeit einen so scharfen Geschmack bekomme dass es die Fische tötet und selbst die Fischereiwerkzeuge angreift, wenn sie lange im Wasser gelassen werden».

Andererseits ist in vielen Balten, die in Jahren der Dürre—besonders wenn das Hochwasser mehrere Jahre hintereinander nicht mehr kam — voll Unkraut waren, dieses vollständig verschwunden, sobald zwei Jahre nacheinander Hochwasser das die Ufer überschritt, eintrat. So war z. B. der Ollina-See in den verflossenen Jahren mit einer *Vallisneria*art derartig angefüllt, dass dort gar nicht gefischt werden konnte; in den letzten zwei Jahren ist sie jedoch von den Hochfluten



ganz vom Unkraut gereinigt worden und der Fischfang wird dort wieder mit grosser Leichtigkeit und Erfolg betrieben.

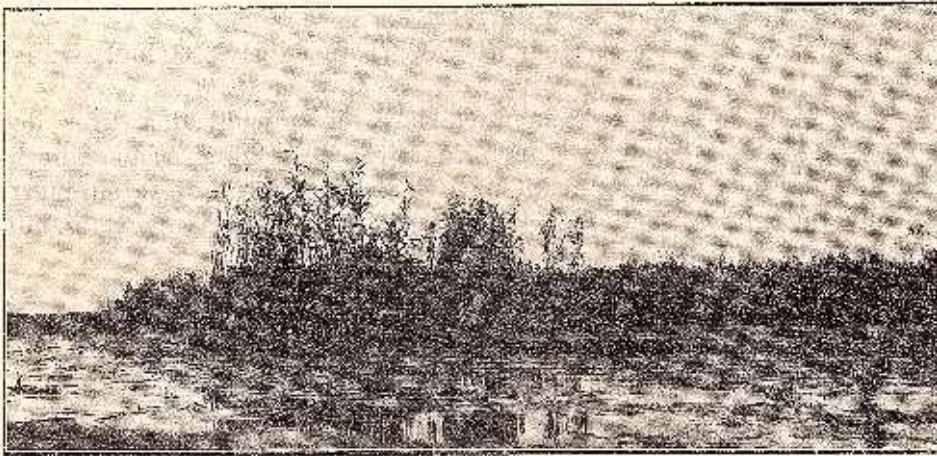


Fig. 41. — Eine von Plaur umgebene Einbuchtung des Ghiolui Merhoiului.  
Vorne zwei schwimmende Inseln; im Hintergrund der Uferplaur.

Untersuchen wir die Ursachen, welche bewirkt haben, dass das

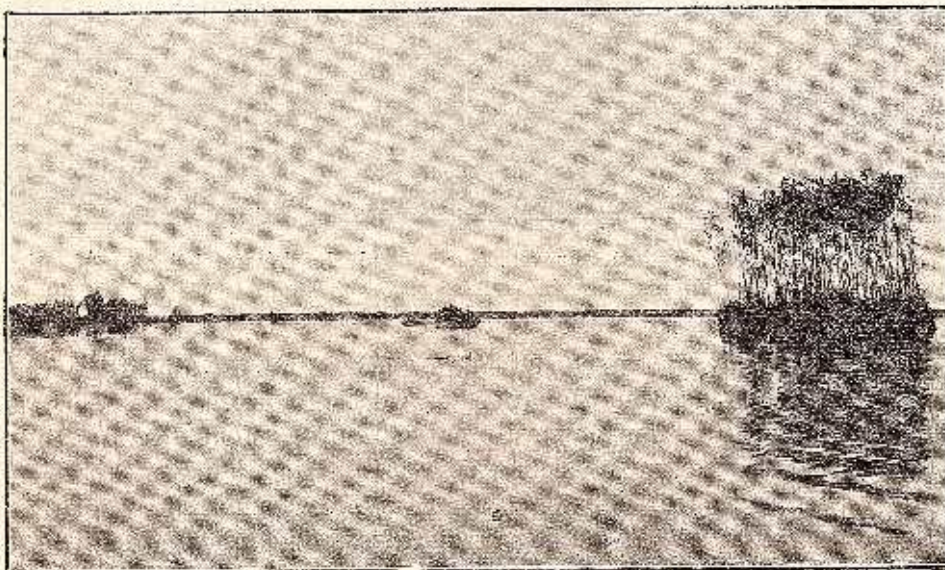


Fig. 42. Eine Schwimmende-Insel in Merhei-See.

Wasser der Balten dieses Gebietes nicht mehr aufgefrischt werden konnte und zur Zeit des Tiefstandes des Donauwassers verdirbt, genauer, so finden wir leicht dass es deren zwei gibt:

1) Die Verschlammung der aus der Donau Wasser zuführenden Gârlas und

2) die Arbeiten der Europäischen Donaukommission zur Regulierung und Vertiefung des Sulinaarmes.

Was die Zuflüsse anbetrifft, so wurde dieses Gebiet früher gespeist:

a) durch eine Reihe kleiner Gârlas, die sowohl das Ufer des Kilia-Armes bis Pardina, wie auch das Ufer des Sulina-Armes durchschnitten und in verschiedene kleinere Seen führten; all diese sind jetzt verschlammte und das Wasser kann heute in die Balta nur dann eindringen, wenn die Donau sich über ihre Ufer ergiesst;

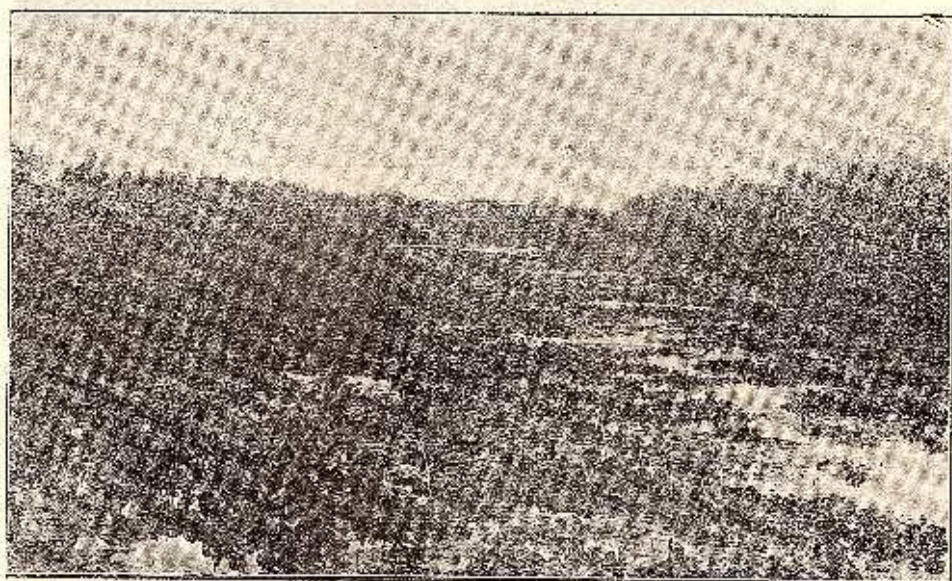


Fig. 43. - Ein Teil des alten Danavetz (zur Zeit, als das Wasser keine Strömung mehr hatte), mit Wassernusspflanzen (*Trapa natans*) bedeckt.

b) durch eine grosse Gârla — die Gârla Şontea — dem Überrest eines ehemaligen grossen Donauarmes, der beim Kilia-Arm oberhalb Pardina begann und das ganze Gebiet bis zur 24 Meile des alten Sulina-Kanal durchfloss, wo er sich wieder in die Donau ergoss. In ihrem Laufe speiste sie verschiedene Seen unter welchen der Fortuna-Ghiol, der früher sehr produktiv war, der bedeutendste ist; diese Gârla schickte ganz besonders viel Wasser in dieses Gebiet, das es indirekt — über die Ufer hin — speiste. Die Gârla Şontea war früher ums Jahr 1832, so gross, dass Herr Ingenieur HARTLEY lange Zeit hindurch viel Wert auf die beträchtliche Menge Wasser, die sie aus dem Kilia-Arm in den Sulina-Arm führen konnte, legte; späterhin

hat sie sich jedoch immer mehr verschlammte, so dass ihre Mündung am Kilia-Arm seit über 40 Jahren ganz geschlossen ist.

c) Für die Speisung des zwischen dem Kilia-Gründ und dem Letea-Gründ eingeschlossenen Gebietes dienten die Gârlas bei der 23 Meile, insbesondere aber die Lopatna-Gârla. Diese ist ebenfalls sehr gross — wiederum ein Überrest eines alten Donauarmes — und speiste direkt oder indirekt fast alle dortigen Seen wie Troi-Iezere, Gablovata, Bobina, Matitza, Bodaproste, Merheiu, etc.; sie ergoss sich sodann neben Periprava durch eine lange und tiefe, Sulimanca genannte Gârla, dem Drainagefluss dieses Gebietes, in die Donau. Auch diese Gârla führte grosse Wassermengen herbei und speiste die ganze Region damit; heute ist ihre Mündung sehr eng, auf einen Querschnitt reduziert, der nur sehr wenig Wasser durchlässt.

Aus all dem lässt sich ersehen, dass diese grosse Fläche von mehr als 71.000 ha heute äusserst schlecht durch Gârlas alimentiert wird, und dass die Balten nur angefüllt werden, wenn die Donau über ihre Ufer tritt, also nur einmal in einer Spanne von einigen Jahren und dann auch nur für einige Tage des Jahres. Selbstverständlich konnte dieser Zustand nur zu den heute sichtbaren Folgen führen.

\* \* \*

Was nun die Wirkungen der Arbeiten der Europäischen Donaukommission zur Rektifizierung des Sulina-Armes betrifft, so branche ich nur folgendes zu erwähnen:

1) Dass die Donaukommission bei der Rektifizierung des Sulina-kanals alle seine Biegungen und Knicke abgeschnitten und die Ufer mit Steinen verkleidet, alle dieser Region Wasser zuführenden Gârlas abgesperrt und nur jene offengelassen hat, welche Wasser aus der Balta der Donau zuführten;

2) Durch bedeutende Vertiefung des Sulinakanals hat sie die Möglichkeit eines viel grösseren Wasserabflusses zum Meere geschaffen. Es ist bekannt, dass diese Wassermenge nicht nur unmittelbar aus der Donau herbeigeführt wird, sondern auch aus den Balten dieses Gebietes in den Sulinakanal fliesst. So weiss man, dass der Sulinakanal beim Ceatal St. Gheorghe bei Niederwasser einen Querschnitt von nur 558 qm. hat, während in der Nähe seiner Mündung ins Meer der Kanalquerschnitt 967 qm. ist. Mit andern Worten, durch die Sulinamündung fliesst bei Niederwasser beinahe doppelt soviel Wasser ins Meer, als aus der Donau in diesen Kanal eingeführt wird.

Nach einer Überschwemmung aber ist die ausfliessende Wassermenge dreimal so gross als die zugeführte.

Dieser Überschuss an Wasser stammt demnach aus den Deltabalten, indem es hier zunächst zur Zeit der Hochfluten sich über die



Ufer ergiesst, dann durch die Gârlas fliesst und später bei Tiefstand des Donauwassers durch die Ufer sickert. Es ist auch bekannt, dass dieses Wasser nur aus dem nördlichen Deltateile kommt, also gerade aus dem Gebiete von 71.000 ha, mit dem wir uns jetzt hier befassen.

Dieser andauernde Abgang des Wassers aus den Balten durch den Sulinakanal — der eine wirkliche Drainierung dieses Gebietes bildet — trägt sicherlich sehr viel zu jenem festgestellten, die Fischerei in diesen Balten schädigenden Zustande bei, und zwar dies um so mehr, als infolge der Absperrungen der Gârlas das verloren gegangene Wasser nicht genügend durch frisches Donauwasser ersetzt werden kann.

Wollen wir also die Fischerei in diesem ausgedehnten Baltagebiete verbessern, so müssen wir in erster Linie alle den heutigen schädigenden Zustand hervorrufenden Ursachen in Betracht ziehen und bekämpfen:

1) Vor allem müssen wir die Mittel zur Herbeiführung einer möglichst grossen Menge frischen Wassers — und auf eine möglichst lange Dauer — finden, damit trotz Verdunstung, Abfluss und Versickerung durch die Ufer in den Sulina-Arm, noch Wasser mit einem genügend hohen Wasserstand und einer kleinen Strömung bleibt, so dass sich die Sumpfpflanzen nicht mehr entwickeln können und Sauerstoff in ausreichendem Masse für das Gedeihen der Fische und anderer Wasserorganismen vorhanden ist.

2) Wir müssen das hier einmal eingedrungene Wasser zu verhindern suchen, zu schnell wieder auszutreten, und deshalb die Abfluss-Gârlas gegen den Sulina-Arm hin absperrern, dagegen die Zuflüsse öffnen.

3) Sind Gârlas vorhanden, die nur eine gewisse Zeit im Jahr als Zufluss und dann später als Abfluss dienen, so sollen wir dort Schleusen oder Querdämme anbringen, damit wir sie nur dann öffnen, wenn sie Wasser einlassen sollen;

4) Da das aus der Donau kommende frische Wasser Alluvialstoffe mit sich führt, muss es vorerst durch Nieseschlagsbassins geführt werden, damit es dort die Alluvialstoffe ablagern und die Seen nicht mehr verschlammen kann;

5) Für das hier nunmehr eingeführte frische Wasser muss die Bahn frei gemacht werden, damit es durch die ganze Reihe von Balten dieses Gebietes gelangen und somit deren biologische Verhältnisse assanieren kann.

Unterziehen wir diese Region von diesen Gesichtspunkten aus einer Untersuchung, so ergibt sich, dass die Ausführung folgender Arbeiten sich als notwendig erweist:

1) Zur Alimentation des — zwischen dem Ceatal von Kilia und der Gârla Aleoși einerseits und dem Ceatal von Kilia und Iolgan am Su-

lina-Arm andererseits gelegenen — vorderen Teiles dieses Gebietes, muss etwa zwischen den Dörfern Ceatalchioi und Patlageanca eine Gârla gegraben werden, die der Sahaua Sireasca Wasser zuführt. Zu diesem Zwecke könnte eventuell die «Gârla Podul—Roşu», verwendet werden, die sehr gut ist und nur gereinigt, vertieft und dann mit den verschiedenen Seen dieses Gebietes verbunden werden müsste. Wenn diese Arbeit ausgeführt sein wird, müssen sodann alle die kleinen von der Donau zu den Seitenseen führenden und diese zu sehr verschlammenden Gârlas geschlossen werden.

2) Zur Alimentation des im Norden vom Stipoc Grind, Kilia-Grind und dem Cerniofea-Arm bis Periprava, im Osten vom Letea-Grind und Grindul Răducul und im Süden vom Sulina-Arm begrenzten Hauptteiles muss vor allem die ehemalige Şontea-Gârla geöffnet werden. Diese hat in ihrer ganzen Länge eine sehr grosse Tiefe und Sektion und im allgemeinen das Aussehen eines wirklichen Donau-Armes, nur der Teil an der Mündung ist auf eine Strecke von einigen Kilometern vollständig verschlammt, so dass heute nicht mehr zu erkennen ist, wo die frühere Mündung lag. Hier wäre entweder eine ganz neue Mündung zu schaffen oder die alte zu öffnen und ein grosser Kanal von mindestens 25 m. Breite an der Sohle und 2 m. Tiefe unterm Niederwasserstande zu graben.

3) Nach Öffnung der Şontea werden wir beobachten können, welchen Einfluss das von ihr herbeigeführte Wasser auch auf die Alimentation der Lopatna-Seen: Trei-Iezere, Bodaprosta, Bobina, Matitza, Merheiu etc. ausüben wird. Stellen wir dann fest, dass die Alimentation nicht ausreicht, so werden wir die heutige Mündung der Şontea bei der früheren 24—Meile vom Sulinaarm, schliessen und eine Verbindung zwischen der Şontea und Lopatua durch einen neuen Kanal herbeiführen, so dass das hergebrachte Wasser von einer zur andern weiterfliessen kann.

Auf jeden Fall werden wir uns nach Ausführung dieser Arbeit entschliessen müssen, die meisten der zahlreichen, den Grindul Răducul durchziehenden Gârlas, die einen grösseren Teil des Wassers von diesem Gebiete ablenken, indem sie es unnützerweise dem Meere zuführen, abschliessen. Alle diese Gârlas vom Răducul Grind sind ja von den Fischern nur zum Zwecke eines leichtern Fanges der durch die Strömung angelockten Fische, nicht aber zur Alimentation der Balten hergestellt worden.

Durch Ausführung dieser Arbeiten, die in diesen Balten ausgezeichnete Lebensbedingungen für Fische schaffen werden, können wir durch eine rationellen Bewirtschaftung einer über 71.000 ha grossen Fläche die ehemalige Produktivität geben und das Ergebnis des Fischfangs im Delta beträchtlich erhöhen, so wie dies bereits im Gebiete des Razim und Dranov geschehen ist.





c) Melioration der Seen in den übrigen Gebieten des Deltas.

Aus den zwei als Beispiele aufgeführten Arbeiten lässt sich ersehen, welcher Natur die Probleme sind, die zunächst gelöst werden müssen, damit die Balten in einen Zustand versetzt werden können, der eine rationelle Bewirtschaftung und einen grösseren Ertrag durch die Fischzucht sichert.

Solche Arbeiten werden natürlich auch in verschiedenen andern Gebieten vorgenommen werden müssen, wo infolge der Verschlammung der Gârlas und der ungenügenden Alimentation mit frischem Wasser, oder aus anderen Gründen die Ufer- und Sumpfflora die Balten überwuchert haben, oder wo die in Fäulnis übergegangenen organischen Stoffe das Wasser infizieren oder wo das Wasser zu salzhaltig geworden ist und sich hierdurch für das Wachstum und die Vermehrung der Fische völlig ungeeignete Existenzbedingungen gebildet haben.

So haben wir im Pardina-Gebiete 23.000 ha tiefe Balten, in denen das Plaur jedoch so grosse Ausdehnung gewonnen hat, dass sie vollständig bedeckt zu werden drohen. Auch hier wird die Wiederöffnung der Pardina-Gârla, die zur Zeit ganz verschlammte und an ihrer oberen Mündung geschlossen ist, wie auch andere kleine, von mir anderweitig angeführte Arbeiten genügen, um die Lebensbedingungen zu ändern und das Wachstum und die Vermehrung der Fische dortselbst in einem höheren Grad als heute möglich zu machen.

In dem Gebiete zwischen dem Caraorman-Gründ und dem Meere, mit einer Fläche von über 40.000 ha, sind die Existenzbedingungen noch schlechter infolge der Rektifikationsarbeiten des Sulinakanals, die die Gârlas abgesperrt und das Ufer erhöht haben, so dass die Alimentation der Balten nur noch bei Hochwasser möglich ist. Hier ist das Wasser derart infekt, dass die grosse Gârla, die dieses Gebiet drainiert und sich ins Meer ergiesst, Gârla imputită (Stink-Gârla) genannt wurde. Durch geringe Arbeiten, so wie ich sie in offiziellen Berichten vorgeschlagen habe, könnten diese 40.000 ha wieder produktiv gemacht werden.

Das gleiche gilt von den Balten des Somova-Gebietes mit einer Oberfläche von 18.000 ha, der Balta Zaganul, Obrctinul, Balta Morughiol, den Litcov-Balten, dem St. Georg-Zaton etc. etc., wo überall kleine Arbeiten notwendig sind um sie für die Fischzucht geeigneter zu machen, als sie heute sind.

Genaue Entwürfe und Voranschläge für diese Arbeiten können — da wir die Karte nunmehr fertig haben — in kurzer Zeit aufgestellt werden, ebenso die Ausführung solcher Arbeiten, denn der Fischereidienst verfügt jetzt auch über ein diesbezüglich gut eingearbeitetes technisches Personal und eine Anzahl von Baggermaschinen

und andere für solche Arbeiten geeigneten Installationen. Die Kosten der Ausführung dieser Arbeiten werden ebenfalls im Vergleich zu denen der eventuellen Eindeichungen für die Trockenlegung ganz unbedeutend sein.

Auf jeden Fall glaube ich, dass für die Regulierung aller dieser 370.000 ha Balten des Gesamtdeltas keine grösseren Unkosten als etwa 2.000.000 Lei notwendig sein werden, wobei als Grundlage die bei den bisherigen Arbeiten verursachten Kosten genommen wurden (der 5 km. lange, 20 m. breite und 2 m. tiefe Königin-Elisabeth-Kanal hat insgesamt nur 79.000 Lei gekostet).

Diese hydraulischen Arbeiten bedingen jedoch wegen der fortwährenden Verschlammung durch das Donauwasser einen regelmässigen Dienst zu ihrer Unterhaltung.

Auf diese Weise werden wir also in wenigen Jahren — und mit verhältnismässig geringen Kosten, die sich in kürzester Zeit aus dem Produktionsüberschuss (1) amortisieren — die Alimentation aller Seen des ganzen Deltas regulieren und hierdurch die Möglichkeit schaffen, durch eine rationelle, auf die gründliche Kenntnis der Biologie der in diesen Gewässer lebenden Fische gestützte Bewirtschaftung, den Fischfang in diesen weiten Flächen und somit ihre Rentabilität, bedeutend erhöhen zu können.

Ich glaube nicht zu übertreiben, wenn ich behaupte, dass durch Ausführung aller Arbeiten für eine systematische Einrichtung der Seen, mit Rücksicht auf die Einführung einer rationellen Fischzucht und Bewirtschaftung, ihre Produktion derart steigen wird, dass sich diese Seen durch die Fischerei besser rentieren werden als wenn sie trockengelegt und in das beste Ackerland verwandelt worden wären.

---

(1) Die Gesamtauslagen von 256.000 Lei für den König-Carol-Kanal und für alle Rektifizierungen des Dunavel haben sich schon durch den Fischfang der ersten 2 Monate, nachdem die Fischerei im Razim-See begann, amortisiert.



## V. DIE KOLONISIERUNG DES DONAUDELTA.

Eine andere grosse wirtschaftliche Frage, die auch teilweise eine soziale und nationale Bedeutung hat und nunmehr dank der neuen Karte leichter gelöst werden kann, ist die Frage der Kolonisierung des Deltas.

Aus dem oben Angeführten haben wir ersehen, dass die Gesamtfläche der Deltagrunds, die bei mittlerem Wasserstande der Donau (5 Hydrograden) wasserfrei bleibt, 43.414 ha beträgt und hiervon nur 31.184 ha als Weide und Ackerland verwendet werden können. Davon müssen jedoch noch die von den bestehenden Dörfern besetzten Flächen und die bereits parzellierten Terrains in Abzug gebracht werden. Ungeachtet dessen ist der grösste Teil der Oberfläche der Deltagrunds noch Eigentum des Staates.

Aus der Karte ersehen wir aber, dass wir das ganze Gebiet, welches bei niedrigem Wasserstand der Donau trocken bleibt, also bis zur Schilfgrenze (3 Hydrograden), noch gewinnen könnten, wenn wir uns entschlossen, einige Schutzdeiche gegen die Überschwemmungen aus den Balten her anzulegen. Hierdurch würde sich eine Gesamtfläche von 76.000 ha ergeben, worin auch die Sandflächen (18.236 ha), die Waldungen (6.545 ha) und alle übrigen unproduktiven Flächen zusammen mit inbegriffen sind. Dies, also etwa 60.000 ha, bezeichnet das Maximum an Trockenboden, das hier erreicht werden kann (Vergleiche Tafel II, Seite).

Selbstredend kann bei einer solchen unbedeutenden Fläche nicht — wie einige behauptet haben — die Rede davon sein, dass hier die Reserve für die Lösung unserer Agrarfrage durch Besitzübertragung an die ackerlosen Bauern des Landes zu finden sein würde. Der hier vorhandene Ackerboden reicht kaum für die Bedürfnisse der jetzigen Lokalbewohner aus; die Weideflächen sind dagegen viel grösser, so dass auch heute Weidevieh aus den entlegensten Gegenden hierher gebracht wird.

Trotz dieses Mangels an Kulturland muss das Donaudelta mit rumänischen Fischern bevölkert werden und zwar sowohl aus wirtschaftlichen, wie auch aus politischen und nationalen Gründen.

a) Die wirtschaftlichen Gründe sind leicht einzusehen:

Die Hauptproduktion des Deltas wird immer die Fischerei sein.



Die Fischereien brauchen jedoch, wenn sie rationell bewirtschaftet werden sollen, möglichst viele Arbeitskräfte — da bekanntlich die Gesamtproduktion einer Wasserfläche, die nicht regelmässig und genügend ausgefischt wird, statt zu steigen, fällt; dies infolge der zu grossen Vermehrung der Fische, welche statt zu wachsen sich gegenseitige Nahrungskonkurrenz machen, und klein bleiben, ja sogar degenerieren; somit kann das Gesamt-Erträgnis dieser Seen sowohl hinsichtlich der Quantität wie auch der Qualität bedeutend sinken.

Im Fischfang in den Balten finden die Fischer eine reichliche Remuneration ihrer Arbeit; sie benötigen jedoch daneben auch ein Fleckchen Erde für ihre Wohnung, Nebenräume etc. wie auch für die Viehzucht und den Anbau von Gemüse und Getreide, deren sie in ihrem Haushalte bedürfen.

Natürlich ist die Fläche, die ein Fischer für seine und seiner Familie Bedürfnisse braucht, viel kleiner als die eines Bauern, der ausschliesslich von der Landwirtschaft lebt, die also auch für den Verkauf von landwirtschaftlichen Produkten berechnet ist. Deshalb können die Einwohner, denen Besitz im Delta übertragen werden soll, nur Fischer sein, da diese einerseits eine absolute Notwendigkeit für die Bewirtschaftung jener 370.000 Seen sind, andererseits aber weniger Boden notwendig haben, also an mehr Einwohner Besitz übertragen werden kann. Der Fischer ist überdies mit dem Wasser und seinen Überschwemmungen vertraut und betrachtet das Hochwasser nicht als ein Unglück, sondern als ein Zeichen der Fülle welches ihm reichen Fischfang bringt.

b) Auch die politische Gründe sind, wie ich glaube, leicht begreiflich und die Geschichte lehrt sie uns noch besser bewerten.

Zweifellos sind die Donaumündungen das unschätzbare Gut, das wir von unseren Vorfahren geerbt haben, denn ihr Besitz ermöglicht uns die Verteidigung der Handelsfreiheit und des bedeutendsten Verkehrsweges, den die Arbeitsprodukte unseres gesamten Volkes benützen (85% unserer Gesamt-Ausfuhr werden ja auf diesem Wege transportiert!). Die grossen Kämpfe, die um den Besitz der Donaumündungen geführt wurden, zeigen uns ihre grosse politische Bedeutung und erklären uns die Bemühungen anderer Völker, Hand auf sie zu legen.

Ein so unschätzbare Gut aber können wir nicht besser bewahren, als wenn wir es einer rein nationalen Bevölkerung anvertraut wissen, auf deren patriotische Gefühle zu jeder Zeit gerechnet werden kann. Den Deltabewohnern kommt demnach in erster Linie die grosse Ehre zu, dieses teure Gut des rumänischen Volkes unversehrt zu bewahren und Wachtposten an den Toren unseres Hauses zu sein.

Andererseits lehrt uns die Geschichte, dass das Donaudelta, wel-



ches bis 1812 rein moldauisches Land war, späterhin ununterbrochen der Gegenstand von Streitigkeiten war, die den fortwährenden Wechsel der Souveränität zur Folge hatten: 1812 kam es an die Türkei, aber nur für wenige Jahre, da Russland entgegen dem Willen von ganz Europa es in Besitz zu nehmen suchte und langsam aber sicher vorwärts drang; so hat Russland 1826 (durch den Friedensschluss von Akkerman) die Hälfte des Deltas bis zum Sulinakanal, und 1829 (durch den Friedensschluss von Adrianopel) das Ganze bis zum St. Georgs-Arm genommen. Erst durch den Friedensschluss von Paris am 30 März 1856 wurde es Rumänien wieder zurückgegeben, jedoch nur für einige Monate, denn durch das am 6 Januar 1857 unterzeichnete Protokoll von Paris wurde das Donaudelta neuerdings der Türkei zugesprochen, und endlich, erst im Jahre 1878 haben wir es wieder zurückgewonnen, aber auch diesmal ohne das Kiliadelta.

Dieser fortwährende Wechsel der Souveränität hat bewirkt, dass die ehemals rein moldauische Bevölkerung aus dem Delta allmählich beinahe verschwunden ist — selbst in der alten moldavischen Kiliafestung — und durch neue Kolonisten, den vom Dnjeper gekommenen Zaporoger Kosaken und Lipovenen aus den Donnmündungen ersetzt wurde, welche die Russen bei ihrer wiederholten Besitzergreifung hier ansässig zu machen suchten. Während der türkischen Okkupation aber hatte Russland die Türkei durch Sonderabkommen (Art. 4 des Protokolls von Konstantinopel, abgeschlossen im Jahre 1815 zwischen Russland und der Türkei behufs Ausführung des Friedensschlusses von 1812) gezwungen, «keine Kolonisten ins Donaudelta zu bringen».

Heute nun, da sich dieser altväterliche Boden, den wir 66 Jahren lang verloren hatten, wiederum in unserm Besitz befindet, ist es gewiss unsere erste Pflicht, hier auf den dem Staate gehörigen Terrains tüchtige Rumänen einzusetzen und ihnen jegliche Unterstützung angedeihen zu lassen, damit dieses Stück Land durch ihre Arbeit blühe und gedeihe.

Die Frage dieser innern Kolonisation scheint zwar sehr einfach zu sein, ist in Wirklichkeit aber schwierig genug. Sie erscheint einfach, weil aller Boden hier — ausgenommen die Dörfer und den höher gelegenen Teil des Kilia-Grundes, den das Domänenministerium schon im Jahre 1885 parzelliert hat, um dort die Bewohner von Kilia-Veche einzusetzen — dem Staate gehört und wir also nur Kolonisten zwecks Besitzeinsetzung zu wählen brauchten. Dies ist aber schwierig:

1) weil nicht ein jeder in diesen Gebieten unter so besonderen und äusserst schwierigen Lebensverhältnissen leben und sich ernähren kann;

2) weil das zur Verfügung stehende Kulturland sehr beschränkt ist und die höher gelegenen und vor Überschwemmung geschützten Plätze zum Hausbau bereits von andern besetzt sind.



Die Kolonisierung kann demnach hier nicht mehr nach den gleichen Normen wie bisher im Lande erfolgen; hier muss vielmehr nach andern Prinzipien vorgegangen werden, und zwar:

1) Die Kolonisten müssen mit dem Leben in der Balta völlig vertraut sein, so dass sie die Überschwemmungen nicht als ein Unglück, sondern als Reichtum, was sie ja hier in Wirklichkeit sind, betrachten;

2) die Kolonisten müssen Fischer von Beruf sein, die sich nur nebenher auch mit Viehzucht beschäftigen sollen, da eigentliches Kulturland nur in geringem Masse vorhanden ist und zwar in der

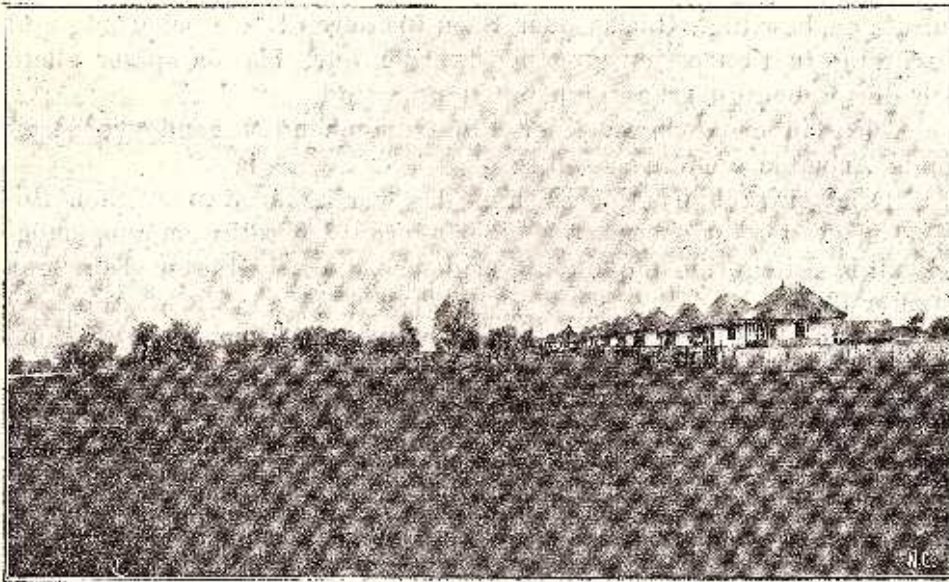


Fig. 44. — Kirche und Dorf, vom Fischereidienst bei Pallageanca (neben dem Cental von Ismail) für die erste Veteranenansiedlung im Donaudelta errichtet.

Hauptsache Grasflächen und Viehweiden, Die Parzellen werden hier also viel kleiner sein müssen.

3) Dafür, dass sie nur wenig Land erhalten, muss der Staat die ihnen übertragenen Terrains und die für die Dörfer bestimmten Plätze gegen die Balta hin durch kleine submersible Deiche schützen.

4) Der Staat selbst hat ihnen Häuser und Nebengebäude auf hohem Erdsockel zu erbauen, um sie vor dem Hochwasser zu schützen.

Alle diese Bedingungen können mit gutem Willen und ohne grosse Kosten voll und ganz erfüllt werden.

Kolonisten werden wir mit Leichtigkeit unter den Söhnen der kräftigen rumänischen Fischer aus den Dörfern der Dobrudscha, wie

Niculitel, Gârvan, Văcăreni, Pisica, Sabancea, Calica, Sarinasuf etc., finden, die keinen Ackerboden haben und kaum erwarten können, dass ihnen Land zur Niederlassung gegeben werde.

Die Schutzvorrichtungen gegen Überschwemmung können in einigen Orten mit, im Verhältnis zur Bedeutung der hier zu lösenden Frage, geringen Unkosten errichtet werden.

Werden die Kolonisierungen unter der Leitung des Fischereidienstes vorgenommen, so können die Ansiedler überwacht werden, bis sie auf eigenen Füßen zu stehen fähig sind. Anfangs werden ihnen Kredite zum Ankauf der für den Fischfang nötigen Werkzeuge und zur gemeinsamen Errichtung von Fischkühlhäusern und Salzereien bewilligt, Gârlas oder Seen für deren Bewirtschaftung und Fischfang in Konzession gegeben werden etc. bis sie später allein sich das Leben zu erkämpfen im Stande sind.

Ich glaube daher, dass der Staat umgehend folgende vorbereitende Arbeiten ausführen sollte:

1) ist ein genaues Verzeichnis des verfügbaren staatlichen Bodens, nach der grösseren oder geringeren Überschwemmungsmöglichkeit in Kategorien eingeteilt (vergleiche die beigelegten Tabellen), anzufertigen.

2) Sind die Landstriche die den Balten durch Eindeichung, Trockenlegung und allmähliche Verlandung auf künstliche Weise abgewonnen werden können, zu bezeichnen.

3) ist die Qualität jedes Landstriches, unter Zugrundelegung seiner Natur (Sand, Humus etc.), seiner grösseren oder geringeren Überschwemmungsmöglichkeit und seiner Höhenlage, anzugeben;

4) ist ein allgemeiner Kolonisationsplan mit gleichzeitiger Festlegung aller Ansiedlungszentren anzufertigen;

5) bei den zu übertragenden Parzellen wird die Flächenausdehnung im umgekehrten Verhältnis zu der nach obigen Normen festgestellten Qualität des Bodens sein;

6) Das Ausmass der Parzellen schwankt ebenfalls im umgekehrten Verhältnis zu den übrigen Produktionsquellen des Ortes wie: Fischreichtum des Ortes, Grösse der Weideplätze etc.;

7) sind Entwürfe und Kostenvoranschläge für die Schutzbauten gegen Überschwemmung der Dörfer, Ackerländer oder Weideplätze anzufertigen;

8) für die behufs besseren Widerstands gegen die Ueberschwemmungen auf dem hohen Erdssockel aufzuführenden Häuser sind Bautypen zu entwerfen;

9) ist ein allgemeiner Landstrassenplan für das Delta anzufertigen der die leichte Verbindung aller künftigen Ansiedlungen unter sich wie auch mit Tulcea, behufs Vermeidung einer Isolierung, angeben



soll; die Strassen müssen dorart angelegt sein, dass sie zugleich auch als Schutzdeiche gegen die Balta hin dienen können.

10) soll die Möglichkeit der Einrichtung und Unterhaltung von Schulen und Kirchen studiert werden.

Auf die meisten der obigen Fragen kann der Fischereidienst bereits heute Antwort geben, da die vorbereitenden Arbeiten technischer wie auch wirtschaftlicher Art, schon erledigt sind.

Die mit soviel Sorgfalt von den Ingenieuren dieses Dienstes entworfene Karte ist eine Grundlage jeder solchen Arbeit, denn sie zeigt uns, wieviel Boden zur Verfügung steht, von welcher Qualität er ist, welche Arbeiten zur Gewinnung von neuem Baltaboden vorgenommen werden müssen, wie die Ansiedelungen angeordnet und welche Strassen gelegt werden können u. s. w.

Die Reihe von Jahren, seit dieser Dienst dies Überschwemmungsgebiet des Deltas in Regie bewirtschaftet, haben das Ansammeln sehr genauer wirtschaftlicher Daten über das gegenwärtige Ertragnis des Deltas, den Nutzwert jeder Bodenparzelle dortselbst, die Art und Weise der heutigen Bodenkultur und die Arten der landwirtschaftlichen Kulturen (Ackerbau, Viehzucht, Obstbaumzucht, Weingärten, Gartenbau etc.) ermöglicht. Die Fischereiverwaltung in Tulcea hat sogar fast vollständige statistische Daten über die im Besitze der jetzigen Bewohner befindlichen Bodenflächen, die Viehzahl etc., etc., gesammelt.

Wir können somit sagen, dass wir von jedem Gesichtspunkte aus gut vorbereitet sind, um in systematischer Weise ein grosses Werk anzufangen und zu vollenden, welches der Staat bis heute — abgesehen von den Anfängen seitens des verstorbenen Ion Nenițescu — nicht auszuführen im Stande war, obwohl es sich hier nicht nur um den armseligen Boden des Deltas, sondern auch um den tatsächlichen Besitz der Donaumündungen, d. i. des Schlüssels des grössten Stromes des mittleren Europas und folglich um die Tür unseres eigenen Hauses, handelt.

\* \* \*

Aus obigen Ausführungen ist ersichtlich, dass der rumänische Staat hier auch aus wirtschaftlichen Gesichtspunkten zwei hohe Missionen zu erfüllen hat:

1) eine Fläche von 430.000 ha — also den 30 Teil der Gesamtoberfläche unseres Reiches — die solange im Zustande der Wildnis geblieben war, produktiv zu machen;

2) hier an den Donaumündungen eine tüchtige Bevölkerung anzusiedeln, die durch ihre Arbeit diese so lange Zeit latent gebliebenen Reichtümer nutzbar zu machen und auf deren Tatkraft und patriotischen Gefühle wir jederzeit rechnen können.





Von der Art und Weise, wie wir diese zwei grossen Fragen zu lösen wissen werden, wird nicht nur der materielle Nutzen, den wir aus unserer Arbeit ziehen werden, sondern auch das Ansehen, das wir uns vor der civilisierten Welt erwerben werden, abhängen. Die Wissenschaft allein kann uns eine sichere Grundlage geben, auf der wir um dieses hohe Ziel zu erreichen weiterbauen können. Die bisherigen Anfänge, die zahlreichen grundlegenden Studien und die Karte, die ich heute der Akademie die Ehre habe vorzulegen, sind ein Beweis dafür, dass wir auf gutem Wege sind, und wenn wir so weitergehen, so kann uns bei diesem grossen wirtschaftlichen und nationalen Unternehmen der Erfolg nicht fehlen.

Um noch deutlicher zu zeigen dass tatsächlich die Augen Europas hierher gerichtet waren und was von uns seit langer Zeit erwartet wird, will ich zwei charakteristische Stellen aus einer wertvollen wissenschaftlichen Arbeit anführen, die in der geographischen Revue «Petermanns Geographische Mitteilungen» gerade im Jahre 1856 erschien (unter dem Titel: «Ein Blick auf das Russisch-Türkische Grenzgebiet an der unteren Donau» von E. von Sydow) als uns Europa — leider nur für 10 Monate — auf dem Pariser Congress das Donaudelta gab.

«Seitdem nun der Moldau die Donaumündungen in die Hände gegeben sind, auf welche die Augen ganz Europas schon seit langem gerichtet waren, ist ihr auch von Neuem die Aufgabe ans Herz gelegt worden, ihre nationalen Kräfte zeitgemäss zu entfalten, fremde Elemente, die nicht spröde in der Hilfe sein werden, in sich aufzunehmen und mit den Mitteln unseres intelligenten Jahrhunderts einer neuen grossen Zukunft kräftig entgegen zu arbeiten. Die Beantwortung auf die Frage, wie das geschehen soll, muss immer auf die Grundlagen der Naturelemente zurückkommen».

Nach einer eingehenden Beschreibung des Donaudeltas vom naturwissenschaftlich-geographischen Gesichtspunkte aus — nach dem Stand der damaligen Kenntnisse — schliesst er folgendermassen:

«Möge nun des Lesers Phantasie die Niederungen der Donau mit Deichen, Gräben und Kanälen durchziehen, aus den versumpften Wildnissen üppige Getreidefluren, aus den Fischerhütten stolze Häfen und Handelsstädte erblicken und durch betriebsame Menschen eine zweite Lombardei, ein zweites Holland an den Gestaden des Schwarzen Meeres erstellen sehen, so hat er keineswegs ein Traumbild vor Augen, zu dessen Verwirklichung nicht die Naturanlagen und die Mittel unseres Jahrhunderts die Hand böten; wohl aber ein Bild, zu dessen Realisierung es der geordneten Zustände eines dauernden Friedens und des aufrichtigen, kräftigen Willens eines gesunden Volkes bedarf».

Wenn es uns im Jahre 1866 nicht gegönnt wurde das ausführen



zu können was ganz Europa von uns erwartete, und wenn es auch seit 1878 bis heute in Bezug auf Kolonisation etwas langsam vorwärts gegangen ist, noch ist es nicht zu spät, zu zeigen, dass wir — unserer Mission in diesem Winkel Europas bewusst — jenes «gesunde Volk mit dem aufrichtigen, kräftigen Willen» zur Verwirklichung des von der civilisierten Welt geträumten Traumes von der Zukunft des Donaudeltas sind. Wenn dieser Traum auch nicht voll und ganz erfüllt werden kann — denn das zum grössten Teile mit Plaur überdeckte Delta kann niemals trockengelegt und in Ackerboden verwandelt werden — so kann er doch auf anderem Wege in Erfüllung gehen, indem wir hier die reichsten Fischereien Europas mit einem rumänischen, mit einer bescheidenen aber sicheren Existenz zufriedenen, Fischervolk erstehen lassen können und auf welches, als Elemente der Ordnung, der Staat jederzeit seine Hoffnung setzen darf.

Überdies werden diese rumänischen Fischer und Viehzüchter in alle Zukunft Bürgen und Verteidiger unserer altväterlichen heiligen Rechte auf die Mündungen dieses grossen europäischen Stromes und hiedurch der Interessen der gesamten civilisierten Welt sein, mit der Rumänien seine eigenen Interessen in gemeinsamer Verteidigung der Freiheit des Handels und der Schifffahrt an den Donaumündungen identifiziert hat.



## BIBLIOGRAPHIE

- CAPITAIN de VAISSEAU E. MANGANARI (de la Marine imperiale russe), Carte de la Mer Noire, 1828—1836. 1/1.315.440.
- Etat maj. imperial russe, Carte du theatre de la guerre dans la Turquie d'Europe de 1828—1829. 1/400.000. 10 feuilles.
- E. TAITROUT de MARIGNY, Portulan de la Mer Noire et de la Mer d'Azow, avec Atlas 1830.
- Atlas de la Mer Noire et de la Mer d'Azow, Odessa 1850 (Litografie de L. NITZSCHE).
- Hydrographie de la Mer Noire et de la Mer d'Azow, Trieste 1856.
- IONESCU et JOVANO, Voyage agricole dans la Dobrudja. Constantinople 1850. Avec une carte ethnographique et topographique.
- JOHN PURDY, Chart of the Euxine or Black Sea and the Sea of Azow. Constructed in the New Directory for the Mediterranean and Black Seas, 1 Januar 1852. London (Published bey R. H. LAURIE).
- E. v. SYDOW, Ein Blick auf das russisch-türkische Grenzgebiet. Mit Karte. Petermanns Mitteil. 1856, pag. 149.
- T. SPRATT, Reports on the comparative conditions of the branches of the Danube. Leipzig 1857.
- SIR CHARLES A. HARTLEY, Rapport sur l'Amélioration de la Navigation du Bas Danube, présenté à la Commission Européenne, Galatz le 17 Octobre 1857.
- Description of the Delta of the Danube and of the works, recently executed at the Sulina Mouth. London 1862. XXI vol. publ. of the Institution of Civil Engineers, 54 pag with 5 plates.
- HARTLEY SIR CH. A. Les voies navigables de l'Europe. Conférence faite à Londres le 19 Mars 1885. Paris V-ve Ch. Dunod ed.
- COMMISSION EUROPÉENNE DU DANUBE: a) Projets pour l'amélioration de la Navigation du Bas-Danube. 1856—60.
- b) Mémoire sur les travaux d'amélioration exécutés aux embouchures du Danube. Accompagné d'un Atlas de 40 planches. Galatz 1867.
- c) Mémoires sur les travaux d'amélioration du cours du Bas-Danube, exécutés pendant la période 1873—1886. Avec 4 cartes 37 tableaux et 28 états joints au texte; complété par un atlas de 78 planches. Galatz 1888.
- d) Mémoire sur l'achèvement de travaux d'amélioration exécutés aux embouchures du Danube. Avec 3 cartes jointes au texte et un Atlas de 59 planches. Galatz 1890.
- e) Note sur les travaux techniques (1856—1897 und 1856—1902); und die übrigen offiziellen Veröffentlichungen der Europäischen Donaukommission.



- PALÉOCAPA**, Mémoire hydrographique sur les bouches du Danube. Paris 1838.
- INGÉNIEUR G. WEX**, Die Donau-Mündungen; in Försters, Allgemeine Bauzeitung XX. Jahrg. 4. Heft., pag. 93. Wien 1857 (nach Peters).
- PETERS K. F.** a) Über die geographische Gliederung der Unteren Donau. Sitzungsber. d. k. Akademie der Wissenschaften. Bd. III. Wien 1866.  
 — b) Reisebriefe eines österreichischen Naturforschers aus der Dobrudscha; Oesterreichische Revue, 1866.  
 — c) Vorläufiger Bericht über eine geologische Untersuchung der Dobrudscha; Sitzungsber. d. k. Akad. der Wissenschaften, Wien 1846.  
 — d) Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. Denkschriften d. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1866, mit geolog. Karte.  
 — e) Die Donau und ihr Gebiet. Wien 1877.
- ERNEST DESJARDINS**, Bericht an die Centrakommission der Geographischen Gesellschaft in Paris, über die Studien der Donauhäfen am Schwarzen Meere. 16. Juni 1867 Monitor Oficial (Rom. Staatsanzeiger).— (Rumänisch).
- Rhône et Danube. Embouchures du Danube comparées a celles du Rhône. Projet de canalisation maritime du Bas-Danube. Paris 1870.
- CREDNER DR. GEORG R.**, Die Deltas. Petermans Mitteilungen. Ergänzungsband XII 1878.
- K. MUSZYNSKI**, Die Regulierung der Sulina-Mündung und d. Veränderung im Donau-Delta. in Mitteilungen d. K. K. Geographischen Gesellsch. Wien 1876.
- Generalstab der Rumänischen Armee**, Die Karte der Dobrogea, aufgenommen in Masstaab von 1:10.000 i. Jahre 1880—1883 (Rumänisch).
- CHARLES H. L. KÜHL**, The Sulina Mouth of the Danube. Proceed. Civil Engineers Vol. XCI, 1887.  
 — The Sulina Branch of the Danube. Proceedings of the Institution of Civil Engineers. Vol. CVI. Jan. 1890—91. London.  
 — Recent improvements effected in the navigable condition of the Sulina Branch and outlet of the Danube. International Engineering Congress Glasgow 1901.
- VOISIN BEY**, Notices sur les travaux d'amélioration de l'embouchure du Danube et du bras de Soulina 1877—1891. Annales de Ponts et Chaussées. Paris 1898.
- V. de RUMMEL**, Die Chilia-Mündungen des Donaustromes. Ergebnisse der in den Jahren 1894—95 vorgenommenen Studien (Russisch). St. Peteraburg 1898. 1 Band und 1 Atlas.
- I. SCLIA**, Das Donaudelta von Gesichtspunkte der Erleichterung des Fischfangs. Veröffentlichungen der Fischereidirection (Rumänisch) Bukarest 1901.
- P. S. CEHOWICI**, Der russische Arm des Donaustroms. Odessa 1904 (Russisch). Mit 9 Karten und Plänen.
- GR. ANTIPIA**, Der Razim-See. Der gegenwärtige Stand der Fischereien und die Mittel zur Verbesserung. (Rumänisch) Bukarest 1894.  
 — Studien über die Fischereien Rumäniens (Rumänisch) Bukarest 1895.  
 — Die Nutzbarmachung der Überschwemmungsgebiete der Donau. (Rumänisch) Bukarest 1907. (Veröffentlichungen der Fischereidirection).  
 — Das Überschwemmungsgebiet der Donau. Sein heutiger Zustand und die Mittel zu seiner Verwertung. 1 Band mit 3 Karten, 106 Abbildungen im Text mir 23 phototypischen Tabellen, Bukarest 1910 (Rumänisch).



- GE. ANȚIPA, Das Überschwemmungsgebiet der untern Donau. Sein heutigen Zustand und die Mittel zu seiner Verwertung. Bukarest 1912 (Deutsche Ausgabe des vorstehenden Werkes mit vielen Einschaltungen im Text und neuen Abbildungen über das Donadelta). Enthält eine vollständige bibliographische Liste über das Donadelta.
- Die Biologie des Donadeltas und des Inundationsgebietes der unteren Donau. Vortrag gehalten auf dem VIII. internationalen Zoologen-Kongress in Graz am 15. August 1910. Verlag von Gustav Fischer. Jena 1911.
- Hidrobiologische Untersuchungen in Rumänien und ihre wissenschaftliche und wirtschaftliche Bedeutung. Antrittsrede gehalten in der festlichen Sitzung der Rumänischen Akademie am 25. Mai 1912 unter dem Vorsitze Seiner Majestät des Königs. Bukarest 1912 (Rumänisch).
- Drei Memoranden bezüglich der Amelioration der Überschwemmungsgebietes der Donau. Dem Ministerium für Ackerbau und Domänen vorgelegt. Bukarest 1913. Veröffentlichungen der Fischereidirektion (Rumänisch).
- C. BRĂTESCU, Das Donadelta. Morphologische Skizze. Buletin der Kgl. Rum. Geographischen Gesellschaft. Bukarest 1912 (Rumänisch).
- CAP. IONESCU, Zwei geographische Fragen: Die Bildung des Donadeltas. Bukarest 1910 (Rumänisch).
- G. MURGOCI, Geographische Skizze der Norddobrukscha. Im Bulletin der Kgl. Rum. Geographischen Gesellschaft. Jahrgang XXXIII No. 1 und 2. Bukarest 1912 (Rumänisch).
- ING. I. VIDRAȘCU, Die Vermessung der geodätischen Basis des Donadeltas. Bukarest 1913. Veröffentlichungen der Fischereidirektion (Rumänisch).
- Denkschrift über die bei der Aufstellung der topographischen und hydrographischen Geodäsie des Donadeltas angewandten Methoden. Bukarest 1914. Veröffentlichungen der Fischereidirektion. (Rumänisch).



## I N H A L T

	Seite
Vorwort . . . . .	1
Einleitung . . . . .	5
I. Kartographie des Donaudeltas . . . . .	7
a) Die Karten des Donaudeltas bis 1909 . . . . .	7
b) Die neue hydrographische Karte des Donaudeltas . . . . .	11
II. Wissenschaftliche Probleme des Donaudeltas . . . . .	15
Genesis und Evolution des Donaudeltas. Mechanismus der Delta- bildung . . . . .	15
III. Wirtschaftliche Probleme des Donaudeltas . . . . .	47
Die Nutzbarmachung der Delta-Seen durch Fischerei und Fischzucht . . . . .	54
a) Die Melioration der Fischereien im Razim-und Dranovgebiet . . . . .	61
b) Die Melioration der Seen im Sontea und Lopatun (Letea-Insel) Gebiet . . . . .	67
c) Die Melioration der Seen in den übrigen Gebieten des Deltas . . . . .	76
IV) Die Kolonisierung des Donaudeltas . . . . .	78
Schlusswort . . . . .	83
Bibliographie . . . . .	86

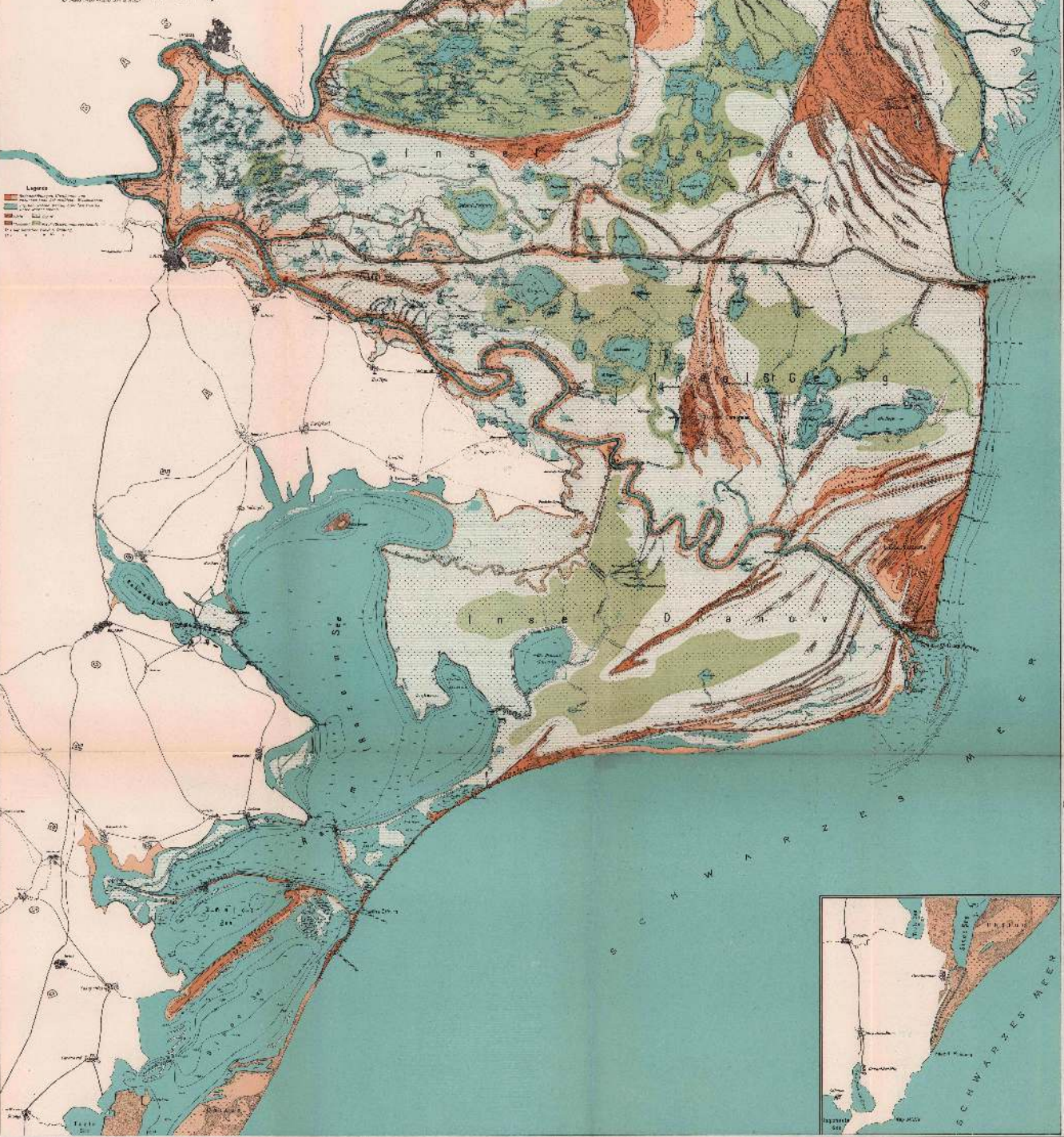




**HYDROGRAFISCHE KARTE  
DES  
DONAU DELTA**

abgezeichnet von Ing. Raimund Fischer-Stadler im Jahr 1906-1911

Praktisch vergrößert um zwei  
Gründe: 1. 1:200,000 auf 1:100,000





# MASIVUL ERUPTIV DELA GRECI

(JUD. TULCEA, DOBROGEA)

DE

DAVID ROTMAN

## INTRODUCERE

Din îndemnul domnului Prof. Dr L. MRAZEC am început în anul 1907 studiul geologic și petrografic al masivelor granitice din Dobrogea de NW. Lucrarea de față, prima din seria de cercetări necesare pentru elucidarea interesantelor probleme ce mi s'au încredințat în acest colț muntos ocolit de Dunăre are de obicei Masivul eruptiv dela Greci.

Acest masiv situat la SE de Brăila la o depărtare de 15 km spre răsărit de Dunăre, înalță vârfurile cele mai înalte din întreaga Dobroge (V-ful Gihunaltu 456 m) și constituie o unitate geologică și petrografică bine individualizată prin caracterul ei lacolitic și prin compoziția chimico-mineralogică a rocilor din care e format.

Înainte de a începe descrierea geologică și petrografică amănunțită a masivului dela Greci, voi căuta în această primă lucrare să stabilesc pe scurt locul pe care-l ocupă acest întreg colț de țară în complexul de catene care împânzesc partea de SE a Europei.

Raporturile catenelor dobrogene cu masivul muntoase înconjurătoare.

PETERS (1), clasicul cercetător al Dobrogei, crede că munții din NW acestei țări sunt, în ce privește formațiunile lor cele mai vechi, o prelungire a marelui masiv muntos transilvan, întocmai ca șirul banato-sărbesc, însă, în opoziție cu acesta, mult mai departe distrămați de masivul transilvan.

Pentru E. SUSS colțul de NW al Dobrogei, pe care-l desemna cu numele de «Munții Măcinului», constituia, până în 1897 încă, o enigmă (2).

Succesiunea rocilor îi amintea în adevăr Alpii, însă direcțiunea șișturilor dela N de Constanța și aceia a triasului de la Tulcea îi

(1) K. PETERS: Grundlinien zur Geographic und Geologie der Dobrudscha. Denkschriften d. k. k. Akad. d. Wissenschaften, Math. Naturw. Classe Bd. XXVII pag. 204 1867.

(2) E. SUSS: La Face de la Terre. Tome I, p. 633 1897.



aminteau liniile directoare ale Caucasului. SUSS mai constată că orientarea gneisului dela Măcin (1) este mult mai în spre N decât aceea a cutelor din Caucas și în acelaș timp e diferită și de direcțiunea cutelor din Carpați, precum și că orizontalitatea jurasicului superior care acoperă șisturile verzi în partea sudică a județului Tulcea, este în desacord cu tot ce se știe despre mișcările recente din acești din urmă munți. La această dată (1897) SUSS conchide că colțul de NW al Dobrogei ar reprezintă «un fragment dintr'o catenă cutată, mai vastă, orientată în sensul Caucasului însă cu mult mai în spre N, ridicată înaintea jurasicului superior, dar în care succesiunea formațiunilor este alpină». Mai departe (2) rezumând raporturile Alpilor cu catenele terțiare asiaticе, SUSS arată din nou că fragmentul izolat al «Munților Măcinului» la Dunăre se comportă într'un fel cu totul deosebit de aceste catene.

Deja în 1877 C. M. PAUL și Dr. E. TIETZE (3) pomenind de blocurile străine formate în cea mai mare parte din roce cloritice și amfibolice, amestecate cu biotit și mica miocenic subcarpatic. Iovani de calcar tîtonic cari se găsesc în conglomeratele depozitelor postjurasicе din regiunea carpatică și subcarpatică și în special în formațiunea saliferă din Galiția de răsărit, sunt conduși la ipoteza, că sus pomenitele blocuri ar aparține unei regiuni stîncoase care ar fi existat aproape pe locul unde apar astăzi aceste conglomerate salifere neogene.

După acești autori formațiunile, ale căror urme ne-au fost păstrate în aceste conglomerate, formau încă la începutul neogenului o zonă litorală stîncoasă, «eine randliche Gesteinszone», pe marginea de E a Carpaților Galiției de răsărit. Rămășițe din acest mare val litoral n'ar mai fi decât poate unele stînci de calcar și rocele verzi, așa numitele de dâșii «Grünsteine», dela Crasna în Bucovina (4) precum și «un munte de formă conică format din șisturi talcoase verzii străbătute de numeroase filoane de cuarț», pe care COQUAND (5), studiind zăcămintele de petrol și ozokerită din regiunea Slănicului (Moldova) îl descoperise încă în 1866 între satele Grecești și Hârja.

În spre N astfel de conglomerate verzi de natură exotică s'ar găsi în saliferul miocenic dealungul Carpaților până la Boryslaw (6).

(1) Propriu zis dela Pricopan. Nota aut.

(2) E. SUSS: loc. cit. pag. 674.

(3) C. M. PAUL u. Dr. E. TIETZE: Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt Bd. XXVII pag. 125 1877.

(4) C. M. PAUL u. Dr. E. TIETZE: Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt Bd. XXIX pag. 291 1879.

(5) H. COQUAND: Sur les gites de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contiennent. Bull. de la Soc. Géol. de France, pag. 519 1867.

(6) C. M. PAUL u. Dr. E. TIETZE: loc. cit. pag. 292.



La concepția existenței unui val litoral stâncos dealungul marginii de răsărit a Carpaților de E — despre care nu precizează dacă a fost numai un întins «Rücken», un prag în mare, destul de înalt ca să fie supus zdrobirii valurilor sau dacă a fost și temporar exondat, având caracterul de catenă continuă sau numai caracter insular (1) — TIETZE și PAUL au fost conduși și de alte considerațiuni decât aceea de a-și explica prezența blocurilor exotice din conglomeratele formațiunii salifere.

Încă în studiul său asupra formării văilor transversale în Carpații Galіției (2) TIETZE observă că faciesul cretacicului din regiunea colinelor galițiene «galizisches Hüggelland» nu se mai regăsește în Carpați și tot așa nici faciesul gresiei carpatice cretacice nu se regăsește în regiunea colinelor galițiene. În afară de aceasta, cretacicul inferior îi părea că lipsește cu totul în Carpați, și foarte frapantă i se părea și lipsa formațiunilor eocenă și oligocenă în regiunea colinelor din Galіția și Podolia.

Pentru explicarea acestor fapte, PAUL și TIETZE reiau ipoteza emisă în 1877 (3) cu ocazia problemei originii elementelor exotice din conglomeratele saliferului miocen subcarpatic, admitând existența unei spinării stâncoase care s'ar fi ridicat probabil, până în miocenul vechiu, pe arealul ocupat astăzi de conglomeratele mai sus pomenite. Numai un astfel de prag care ar fi despărțit în două marea cretacică și terțiară, ar putea explica diferența de facies a eocenului și cretacicului din regiunea carpatică în raport cu cea podolică (4).

Concluzia aceasta i-a fost ușurată de analogia cu Alpii și de o veche ipoteză, astăzi părăsită, emisă pentru explicarea unor fenomene analoage în acești din urmă munți.

În adevăr există o isbitoare analogie între conglomeratele formațiunii salifere subcarpatice și conglomeratele din «bunte Nagelfluh» de pe marginea externă a arcului alpin, precum și între prezența unor blocuri exotice în unele depozite ale gresiei carpatice și în unele depozite ale flișului din Alpi. În același timp — în ordinea de idei care ne preocupă — se constată o nouă analogie între Alpi și Carpați și în faptul existenței unei diferențe atât între formațiunile alpine și extraalpine, de aceeași vârstă, din N Alpilor cât și între formațiunile carpatice și extracarpatice din nordul și estul Carpaților.

(1) Dr. E. TIETZE: Zur Frage der exotischen Blöcke in den Karpathen. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt pag. 385 1885.

(2) Dr. E. TIETZE: Einige Bemerkungen über die Bildung der Querthäler. Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt 3 Heft, pag. 90 1878.

(3) C. M. PAUL u. Dr. E. TIETZE: loc. cit. 1877.

(4) C. M. PAUL u. Dr. E. TIETZE: Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt Bd. XXI pag. 292 1879.



În privința Alpilor explicația care se dădea încă de STUDER (1) în 1853 și care astăzi este părăsită, era următoarea.

Înainte de depunerea molassei se ridicau pe marginea de N a Alpilor, șiruri de coline stâncoase formate din granite diverse colorate, porfiro, serpentinite și șisturi metamorfice. În timpul depunerii molassei, cea mai mare parte din această barieră muntoasă cristalină (kristallinisches Randgebirge: Windeliscisches Gebirge) ar fi fost distrusă și acoperită sub propriile ei dărâmături. Mai târziu, presiuni venite din spre Alpi ar fi cutat mantaua de calcar a acestora îngrămădind-o peste numita barieră cristalină (2). Bancurile de Nagelfluh, o mare parte din colinele granitice ale amintitului Vorland, precum și marginea externă a flișului ar fi fost vârâte în adâncime și acoperite de masele de calcar îngrămădite și împinse peste dânsule (3).

Analogia cu Alpii a permis lui TIETZE să aplice explicația admisă pe vremea aceea pentru Alpi și la condițiunile din Carpați.

O catenă sau un simplu prag înalt stâncoș, analog cu «Windeliscisches Gebirge» din Alpi, ar fi existat până în miocenul inferior pe locul unde se ivește astăzi conglomeratele cu blocuri exotice din saliferul miocen subcarpatic. Hipoteza existenței unei astfel de catene este necesară pentru explicarea prezenței blocurilor exotice din conglomeratele salifere și a diferențelor dintre cretaciul și terțiarul inferior carpatic și extracarpatic.

Pentru Alpi însă FRÜH (4) a demonstrat în mod definitiv că materialul din Nagelfluh și blocurile cratice din fliș sunt de origine alpină, aduse de pânze.

Și pentru materialul exotic din conglomeratele salifere carpatice există o încercare de explicare analogă, dată întâi de MRAZEC și TEISSEYRE (5) și în urmă independent de aceștia accentuată și precizată de REINHARD (6).

Pentru Carpați însă a rămas în valoare tot ideea unei catene paralele cu arcul carpatic de răsărit.

(1) B. STUDER: *Geologie der Schweiz*. Bern u. Zurich pag. 387--389 1853.

(2) C. M. PAUL u. DR. E. TIETZE: 1879, loc. cit. pag. 293.

(3) B. STUDER: loc. cit.

(4) J. FRÜH: *Beiträge zur Kenntniss der Nagelfluh der Schweiz*. Neue Denkschriften der Allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften Bd. 30, Zurich 1890.

(5) L. MRAZEC et W. TEISSEYRE: *Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie*. *Moniteur des Interêts Pétrolifères Roumains* No. 44 pag. 101 1902.

(6) DR. MAX REINHARD: *Discussion sur l'origine des conglomérates à roches vertes du Tertiaire. Carpatique* *Comptes Rendus des Séances, Institut Géologique de Roumanie* Tome II, pag. 27 1911.



MRAZEC și TEISSEYRE (1), constatând încă în 1900 în conglomeratele formațiunii sulfere miocenice din curbura Carpaților din Muntenia, elemente exotice identice cu cele din aceleași conglomerate din jud. Bacău și Neamțu, au arătat cei dintâi că aceste blocuri se întâlnesc dealungul întregului arc al Carpaților de răsărit până în valea Telcajenului.

ZUBER (2) făcând conexiunea între blocurile exotice găsite în conglomeratele flișului de pe marginea externă a Carpaților de N și între cele găsite pe marginea externă a Carpaților de E, împarte zona ocupată de aceste blocuri într-o mare regiune vestică întinzându-se din Austria de jos până la Przemyśl și o mare regiune estică începând de la Przemyśl și întinzându-se până în valea Telcajenului. Ambele aceste regiuni ar avea comune blocurile de calcar titonic, însă cea apuseană ar fi caracterizată prin diferite roci de origine sudetică iar cea răsăriteană prin roci speciale verzi cloritoase de o constituție particulară.

Tot ZUBER (3) recunoaște pentru prima oară identitatea dintre

Zuber recunoaște originea dobrogeană a materialului exotic din saliferul miocenic.

aceste blocuri exotice verzi cloritoase și rocile verzi, amfibolitele și diabazele din paleozoicul din Dobrogea. El consideră catena dobrogeană ca un al treilea horst opus Carpaților — în afară de horstul sudetilor și cel podolic și în acelaș timp singura rămășiță vizibilă a unei vechi și însemnate catene litorale care, în vremea depunerii flișului carpatic, separă provincia podolică de cea carpatică, întinzându-se din Dobrogea de astăzi în direcțiunea NW până în apropiere de Przemyśl unde trecea în masivul sudetic al munților Sandomir (4). Hipoteza lui TIETZE despre un mare val litoral stâncos, paralel cu Carpații de răsărit, capătă astfel un mai accentuat caracter de verosimilitate.

Concepția lui ZUBER se precizează și se întărește pe măsură ce studii noi aduc constatări precise.

MRAZEC (5) enunță cel dintâiu că horstul dobrogean este rămă-

Mrazec recunoaște că horstul dobrogean este rămășița unei catene varisece.

șița unei vechi catene varisece, în parte scufundată, care până în paleogenul superior și poate chiar încă în miocenicul inferior se continua cu mult mai la NW decât Dobrogea de astăzi. Direcțiunea cutelor acestei catene formată din strato paleozoice și triasice ici și

(1) L. MRAZEC u. W. TEISSEYRE: Ueber oligocäne Klippen am Rande der Karpathen bei Bacău (Rumänien). Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt Bd. LI pag. 240 1901.

(2) F. ZUBER: Neue Karpathenstudien. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt Bd. LII pag. 249 1902.

(3) F. ZUBER: loc. cit. pag. 251—254.

(4) V. UHLIG: Bau und Bild der Karpathen. Wien pag. 898 1903.

(5) L. MRAZEC: Considerațiuni generale geologice și statistice asupra zăcă-



colo metamorfozate prin roca eruptive (1), ar fi NW—SE. Dobrogea n'ar fi decât un «pendant» al Sudeților cari, în Carpații de W, ar juca acelaș rol ca dânsa față de Carpații de răsărit (2).

Îngropați sub pânzele flișului, a cărui pânză marginală—Subbeskizii lui V. UHLIG—ar fi formată din material de origine sudetică, Sudeții se dirig spre SE și tot așa, vechea catenă dobrogeană se dirige spre NW îngropându-se sub pânzele masivelor cristaline-mezozoice, sub pânzele flișului Carpaților orientali—cari conțin material dobrogean—și sub Câmpia Română. Ea ar fi fost deci paralelă cu Sudeții și nu cum susține ZUBER paralelă și externă arcului Carpaților de răsărit.

Deși face parte din sistemul de cule varisce, ai căror reprezentanți se găsesc în Sudeți, în autohtonul Munților Getici și în sistemul podolic, Dobrogea ar forma o individualitate geografică independentă de amintitele rămășițe varisce (3).

STESS (4) de acord cu MRAZEC desemnează cu numele de «catenă kimerică» acest lanț de munți ale cărui rămășițe vizibile încă astăzi, ar fi Nordul Dobrogei, Insula Șerpilor și Munții Crimeei.

SIMIONESCU (5) aduce în 1910 noi argumente în favoarea originii dobrogene a materialului exotic din saliferul miocen din Moldova. Analiza chimică și petrografică făcută de V. BUȚUREANU și N. COSTĂCHESCU ar arăta vădit asemănarea dintre șisturile verzi dela Pecenaga și Bașpunar (Dobrogea) și un eșantion de șist verde din conglomeratul terțiar dela Bârsești; în acelaș timp absența formelor muscovite în fauna jurasică dela Ilârșova n'ar putea fi explicată

mintelor de petrol din România. Lucrările Comisiunii însărcinate cu studiul regiunilor petrolifere din România, vol. I. pag. 47, 1904, vezi și ediția franceză 1905, pag. 11.

L. MRAZEC: Despre formarea zăcămintelor de petrol din România. Academia Română, Discursuri de recepție XXX, pag. 15, 1907.

L. MRAZEC: Ueber die Bildung der Rumänischen Petroleumlagerstätten. Congrès International du Pétrole III-ème Session pag. 90 Bucarest 1907.

(1) L. MRAZEC et W. TRISSEYRE: Esquisse tectonique de la Roumanie. Guide des Excursions I. pag. 12, Congrès International du Pétrole, III-ème Session, Bucarest 1907.

L. MRAZEC: Zăcămintele de petrol. Industria Petrolului în România p. 36 1908.

L. MRAZEC: Les gisements de Pétrole. L'Industrie du Pétrole en Roumanie, pag. 31 1910.

(2) L. MRAZEC: loc. cit. pag. 42.

(3) L. MRAZEC: Comptes Rendus des Séances de l'Institut Géologique de Roumanie Tome II, pag. 40 1910.

(4) E. STESS: Das Antlitz der Erde. Bd. III, 2-te Hälfte, pag. 22 1909.

(5) I. SIMIONESCU: Sur l'origine des conglomerats verts du tertiaire Carpatique. Annales Scientifiques de l'Université de Iassy Tome VI 4-ème fasc. pag. 310, 1910.



decât prin existența unei bariere în sensul lui ZUBER împiedicând migrațiunea acelor forme în spre S.

Discutând aceste date, MRAZEC (1), «având în vedere raporturile tectonice între Vorlandurile Carpaților actuali pe deoparte și pe de altă parte ținând seama de relațiunile dintre acestea și geosinclinalul cretacic-paleogen carpatic în care s'au depus sedimentele fișului, precum și de întinderea catenelor antecarpatică cari astăzi au dispărut în adâncime din cauza surpării zonelor de dislocațiune superficiale ale globului», distinge în arealul arcului carpatic și în Vorlandul său în afară de provincia sudetică și de provincia getică (Munții Getiei cu Depresiunea Getică, o a treia provincie: kimerică» (dobrogeană) care ar cuprinde Carpații orientali în toată lărgimea lor, o parte a Transilvaniei și a

Subcarpaților Galiției orientale, a Bucovinei, a Moldovei, a Munteniei orientale precum și Câmpia Română. Suportul acestor regiuni este format de partea scufundată a NW părții carpatice a Dobrogei și a platformei prebalcanice.

În sfârșit MURGOCI (2), raliându-se la aceste păreri, crede că provincia kimerică este un crâmpei din Altaizii postumi ai lui SUSS, întocmai cum sunt catenele Ural și Timan kanin.

Raporturile dintre Carpații orientali și marea provincie kimerică din Vorlandul lor sunt de mare importanță nu numai pentru tectonica Carpaților dar și pentru tectonica tuturor catenelor supraacutate în general.

În 1901 HOLMQUIST (3), pentru a explica mecanismul supraacutărilor din Scandinavia, admite pentru asemenea fenomene formarea unei scufundături în formă de «Graben» (fossée) cu pârreții deoparte și de alta simetrie încâlcați (Ueberkippt) peste partea scufundată, însoțită de apropierea spre axul sinclinalului a celor două margini ridicate ale scufundăturii. Depozitele mai noi de pe locul sinclinalului sunt prinse între marginile lui cari se apropie, sunt cutate, iar spre margini, revărsate, supraacutate simetrie în afară într'un sistem de cute suprapuse.

(1) L. MRAZEC: Comptes Rendus des Séances de l'Institut Géologique de Roumanie, Tome II pag. 42 1910.

(2) Dr. G. MURGOCI: Cercetări geologice în Dobrogea nordică. Anuarul Institutului Geologic al României An. V. pag. 486 1912.

(3) P. J. HOLMQUIST: Bildag till diskuss. om den skandinav. fjellkedjans tektonik. Geol. Förel. Förhandl. XXIII. pag. 65-71 1901.



Cum însă chiar local pentru Scandinavia, cele mai puternice efecte dinamice de supracutare se întâlnesc nu simetric de ambele părți ale catenei ci mai ales pe linia estică a ei, HOLMQUIST admite că prin scufundarea continuă numai a uneia din marginile Vorlandului supracutarea se transformă de fapt într-o împingere oblică în adâncime.

MRAZEC (1), independent de HOLMQUIST, indică pentru explicarea

Ipoteza lui Mrazec : Mecanismul supracutării fenomenelor de supracutare din Carpații orientali și sudici e un mecanism analog mult mai plauzibil.

În mecanismul supracutării s'ar distinge două momente.

În primul rând o scufundare succesivă în trepte a frunții Vorlandului începând cu partea lui cea mai externă (stabilirea geosinclinalului flișului, miocenicului și pliocenicului).

Aceasta aduce cu sine cecace MRAZEC numește «migrațiunea

Migrațiunea geosinclinalelor. geosinclinalelor», o deplasare în spre Vorland a axului geosinclinalului care-l mărginește. În cazul nostru special părțile NW ale regiunii kimerice s'ar fi scufundat succesiv în trepte, provocând în «miocenicul superior o deplasare a axului geosinclinalului mediteranean în spre Vorland și prin urmare o transgresiune care înainta succesiv în spre E și S ca adâncitura unui val în mers, în timp ce la W și N depozitele paleogene ale geosinclinalului carpatic erau succesiv ridicate».

Un al doilea moment este subîmpingerea prin adâncime a Vorlandului scufundat în sens invers deplasării geosinclinalului; în cazul nostru subîmpingerea întregii regiuni kimerice scufundate, adică a cutelor varisee ale Dobrogei și a platformei prebalcanice, oarcecum orizontal prin adâncime în spre NW.

Rezultatul acestor două mișcări este o debordare, o supracutare, a depozitelor flișului carpatic în spre S și SE și nașterea cutelor subcarpatice, toate diapire, deversate sau încălecate, în spre Vorland.

Fenomenul supracutării, în general, trebuie deci considerat ca un reflex al subîmpingerii

Fenomenul supracutării este un reflex al (2), datorită ea însăși apropierii horsturilor din Vorland, apropiere cauzată de contractiunea scoarței globului.

(1) L. MRAZEC: Despre formarea zăcămintelor de Petrol din România. Academia Română, Discursuri de recepție XXX, pag. 43 1907.

L. MRAZEC: Ueber die Bildung der Rumänischen Petroleumlagerstätten. Congrès International du Pétrole III-ème Session, Bucarest 1907. Tome II, pag. 120.

L. MRAZEC et W. TRISSEYER: Esquisse tectonique de la Roumanie. Guide des Excursions I, pag. 12, Congrès international du Pétrole. III-ème Session, 1907 Bucarest.

L. MRAZEC: Zăcămintele de Petrol. Industria Petrolului în România în 1908, pag. 32. vezi și ed. franceză 1910 pag. 30 ssq.

(2) L. MRAZEC: Ueber die Bildung etc. pag. 121.





Acesta este rezultatul general la care ne duce analiza raporturilor dintre Carpații orientali și marea provincie kimerică din Vorlandul lor.

Mecanismul indicat de MRAZEC este mai complex decât cel indicat de HOLMQUIST și în același timp generalizat la toate fenomenele de supracutare.

Așa dar Dobrogea de NW este ultima rămășiță în fața Carpaților, din vasta regiune kimerică, ea însăși o individualitate din sistemul de cute varisee. Regiunea kimerică se întindea în spre NW pe întreg arealul ocupat astăzi de pânzele Carpaților de răsărit până în regiunea dela Przemysl.

Dobrogea este o rămășiță din provincia kimerică scufundată în parte sub Carpații orientali și Câmpia Română.

Părțile ei scufundate se găsesc împinse prin adâncime sub pânzele flișului și cristaline-mozozoice ale Carpaților de răsărit, care le acoperă și care s'au supracutat ca un reflex al mișcării de scufundare și subîmpingere prin adâncime a numitei regiuni.

Părțile de W și S ale regiunii kimerice se găsesc sub depozitele Câmpiei Române și sub platforma balcanică care, cum a demonstrat MRAZEC (1), o încalceă dealungul liniei Peceneaga-Camena (Dobrogea).

În spre E ea s'ar întinde până în munții Crimeii.

## I. DESCRIEREA GEOLOGICĂ GENERALĂ A REGIUNII MUNTOASE DIN NW DOBROGEI

### A. DEVONIANUL

#### I. DESCRIEREA GEOLOGICĂ ȘI REPARTIȚIA ROCELOR

Întreg colțul de NW al Dobrogei este format dintr-o serie putornică de strate devonice cutate în direcțiunea aproximativ NW—SE, cu înclinațiunea generală NE.

În aceste strate devonice se pot distinge următoarele linii directoare mari.

Linia Pricopanului trecând prin dealul Cheia-Pricopan până la Sulukulak unde întreruptă se continuă la S de valea Calistrei prin Megina, Raman Bair, Iskiakulak până la Akpunar și, linia

Anticlinalul Pricopan-Megina.

(1) L. MRAZEC: Dări de seamă ale ședințelor Institutului Geologic al României, vol. III 1912, pag. 164.



Bugeacului, o linie aproape continuă care se poate urmări din Bugeac prin Dealul cu monument, dealul Pietros (Garvăn) dealul Cărârilor, Kitlău, Pietrosu-mare, Gogoncei (Luncavița) și de aci abia tocmai la Sarakumink la NW de Hanceearea.

Anticlinalele Bugeac-Kitlău. Aceste linii sunt însemnate prin două șiruri de munți și mame-loane constituind două catene formate din granite gneisice și șisturi cristaline. Ele sunt fără îndoială rămășițele unor vechi anticlinale de strate devonice altă dată continui. Direcțiunea acestor anticlinale este NW; ele sunt inclinate puțin în spre SW.

La W de prima linie anticlinală și paralel cu dânsa începe din dealul Orlița la NW de Măcin un al treilea anticlinal—anticlinalul Orlița-Priopcea—rezolvat în cute aproape în formă de evantai, format tot din strate devonice.

El se continuă, paralel cu primele două anticlinale, inclinat în aceeaș parte, prin dealul Aganim, apoi cu o mare întrerupere, cu mult mai la S, cu exact aceeaș structură și format aproape de acelaș fel de roci, prin dealul Priopcea-Curtbair-Parabair și dealul Cerna, la Sud de care, dispăre sub pătura cretacică la W de Akpunar.

Anticlinalele Popina pe care-l semnaleză MACOVEI (1) nu pare a fi decât o parte dintr'un anticlinal mai mare și anume flancul de Est al anticlinalului Bugeac semnalat mai sus.

Primele două anticlinale au o mai mare importanță fiindcă în ele sunt puse la zi partea superioară a unui mare bazin magmatic. Eruptivul a fost pus în loc după depunerea devonului pe care l-a metamorfozat, însă înaintea de sfârșitul carboniferului. Totul a fost acoperit la sfârșitul carboniferului (2) cu o pătură de sedimente cari astăzi formează complexul de strate din formațiunea de Carapelit.

Rocile cari aparțin devonului se pot urmări în partea de NW a Dobrogei în întreg Bugeacul, în întreg arcul de coline și de munți cari se întind dela N până la E de Măcin între dealurile Orlița și Suluk, pe toată regiunea între Jacobdeal-Piatra Roșie și valea Taiței precum și dealungul acestei văi spre N până în valea Luncaviței la dealul Kitlău.

Prima ivire din rocile eruptive cari ocupă cele două dinții anticlinale din acest complex devonic se întâlnește în colul pe care-l face Dunărea în fața Galaților, într'un delușor de pe malul gârlei Lățimea la

Rocile cari constituiesc anticlinalul Bugeac-Kitlău.

fielinale din acest complex devonic se întâlnește în colul pe care-l face Dunărea în fața Galaților, într'un delușor de pe malul gârlei Lățimea la

(1) G. MACOVEI: Observațiuni asupra liniei de încălecare Peceneaga-Camena (Dobrogea). Dări de seamă ale Ședințelor Institutului Geologic al României 1912, vol. III pag. 163.

(2) G. MACOVEI: Comunicare verbală.



răsărit de dealul Bugeac. De aci în spre SES eruptivul se întâlnește numai din loc în loc eșind de subț învelișul de roce sedimentare acoperite cu loes și sol arabil, în apropiere de satul Garvăn (Dealul cu monument), în dealul Pietros la NWN de Văcăreni, în dealul Kitlău la W de Luncavița, în dealul Gogonței (Pietrosul mare) ocolit de cele două brațe ale obârșiei văii Luncavița la W de moara lui Trandafir, în dealul Țigăncei la W de satul Țiganca-Taița și în dealul Sarâkumluk la capătul N al dealului Hancărcă.

Toate aceste iviri formează o succesiune de mici masive eruptive a căror rocă a străpuns complexul de roci devonice metamorfozându-le în parte.

Granitul din ivirea cea mai de miazănoapte este o rocă grăunțos-fibroasă, compactă, proaspătă, formată din ortoclaz și cuarț, mică albă și oligist des intercalat după direcțiunile de orientare. Direcțiunea bancurilor roci este aproximativ WNW și înclinarea lor 50° NE. Roca constituie probabil un facies de diferențiere al unei apolize a granitului grăunțos-fibros care se întinde în adâncime și ale cărui faciesuri normale se întâlnesc pe linia indicată mai spre S.

Acest mic mamelon granitic se pierde de jur împrejur sub aluviunile bălții.

Granitul care se ivește în Dealul cu monument (Garvăn) ceva mai la sud de primul este tot o rocă granitică grăunțos-fibroasă însă cu acest caracter mai puțin pronunțat. El este format din biotit în cristale tabulare hexagonale, în parte proaspete, în parte transformate în clorit, din feldspat potasic în cristale bine conservate, izometrice, plagioclaz foarte alterat și cuarț. Mărimea elementelor constitutive nu trece de 3 mm.

Sâmburele eruptiv care formează vârful dealului este de jur împrejur înconjurat de un complex de filite cuarțoase, de culoare vânătă, cari au împreună cu granitul direcțiunea N 50°W, înclinarea 60°NE.

Aceste filite sunt dure, au aspectul grezos iar suprafața șistozităților li este căptușită cu un strat subțire de pelicule sircitoase.

Pe alocurea filitele sunt injectate în pături, «lit par lit» de filo-nașe pegmatitice cari le transformă pe zone înguste în micașist sau șist cloritos fin fibros.

Pe coasta din spre balta Jijilei aceste filite cuarțoase sunt străbătute în sensul direcțiunii lor de filoane de porfir laminat, în lățime de maximum 10 cm.

Filitele se pierd de jur împrejur sub depozitele bălții spre a se ivi din nou într'un delușor mai la N, de astădată mai cuarțoase, al-



ternând cu strate de cuarțit de culoare albă roșietică. Aci filitele sunt străbătute de un filon de rocă melanocrată, probabil un diabaz alterat.

În spre N se mai întâlnesc iviri de cuarțit tocmai în dealul Bugeac la E. primei iviri granitice descrise.

În dealul Bugeac roca este un cuarțit alb pe alocurea puțin cenușiu-roșietic, din cauza impurităților argiliferuginoase. Cu cât înaintăm spre N, în tot restul Bugeacului, această rocă are alternanțe din ce în ce mai dese de altă rocă cu un aspect mai vânăt, un cuarțit mai argilos. Direcțiunea stratelor ocolește din ce în ce mai în spre W, până ce la partea cea mai înaintată în spre N, lângă podul dela Lățimea, ajunge aproape N 80° W, înclinația 60° N.

La S de Garvăn în dreptul comunei Văcăreni se ivesc în dealul Pietros și dealul Cărarilor două părți ale unui aceluiaș mic masiv eruptiv înconjurat de toate părțile de aluviuni. Roca e un granit grăunțos-fibros, cu structura pronunțat cataclastică, format din feldspat roz, cuarț, petece de clorit și mică albă. Granitul are filoane rare de o rocă verde închis, orientată, la care se mai recunoaște natura eruptivă (e probabil un diabaz alterat) și de o rocă granitică grăunțos-fibroasă bogată în oligist analoagă cu cea semnalată în prima ivire eruptivă de lângă Bugeac. Roca este injectată pe diaclaze și alte crăpături cu numeroase filonașe de epidot.

În dealul Kitlău la SW de Luncașița, se ivește din nou acelaș granit. Aci el are însă structura grăunțos-fibroasă mai puțin pronunțată și este format din mică albă care formează local într'nsul fibre ondulate, puțin epidot, feldspat potasic, albit-oligoclaz și un cuarț uneori violaceu.

Pe coasta răsăriteană a dealului Pietrosu situat la E de isvoarele Jijilei, se poate urmări în vale, din loc în loc, ivindu-se de sub terenul împădurit, continuarea păturii de filite cuarțoase, care formează mantaua eruptivului din Bugeac, alternând cu filite cuarțoase injectate, filoane de diabaz și de granitul grăunțos-fibros cu vînc de oligist semnalat în Bugeac și în dealul Cărarilor (Văcăreni).

Pe coasta din spre Valea Ascunsă, la capătul ei din spre Luncașița, se găsește un cuarțit alb și stuos sericitos. În valea Boului afluentă a Văii Ascunsă, în coasta ei sudică, pe tot conturul până la poalele dealului Gogoncea (Pietrosul mare) se găsește o zonă de

injecțiune granitică cu urme de minereuri granitice de la D-lul defier (oligist) în aceleași filite cuarțoase și cuarțite; pe alocurea roca devine un adevărat gneis de injecțiune.



Spre fundul văii Boului, la locurile numite Urzica, Poiana lui moș Savu Leopea, Cetățuia, toate cuprinse între partea N a dealului Gogoncea și Valea Ascunsă, fundamentul — atât pe cât se poate discerne în terenul complet împădurit — este format din cuarțite, filite cuarțoase, neinjectate sau injectate cu material crup-tiv și străbătute de filoane de diabaz. Toate aceste roci metamorfozate, începând dela Bugeac, au direcțiunea aproximativ N40—50°W iar înclinațiunea variază în limite largi de oarece ele sunt foarte strâns cutate, uneori chiar încrețite.

Mai în spre S, pe aceeași linie formată de anticlinalul Bugeac, mărginindu-se cu zona de injecțiune mai sus des-  
 Eruptivul din dealul Gogonței. crisă, se găsește dealul Gogonței format din acelaș granit grăunțos-fibros străbătut de rare filoane de microgranit și de un porfir format din fenocristale de ortoclaz într-o pastă microcristalină de cuarț, ortoclaz și plagioclaz acid. Acest porfir se poate urmări și mai departe la S într-o ivire pe dealul Teilor (la Lac).

Terenul, complet acoperit de pădure, nu mai permite urmărirea acestor formațiuni în prelungirea aceeaș linii spre S decât tocmai în dealul Sarakumluk, la NW de satul Hancearca, unde de sub stratele formațiunii de Carapelit se ivește din nou acelaș granit grăunțos-fibros cu structura pronunțat cataclastică format din puțină mică albă, clorit așezat în fluturași orientați printre feldspa-tul roz și cuarț.

Pe coasta de E în spre valea Taiței se pot urmări prin vale din loc în loc, până la Balabancea, filite cuarțoase și cuar-țite devonice de felul celor descrise în Bugeac.

Rămâne deci stabilită prezența acestui complex de roce sedimentare devonice, străbătute de eruptivul care le-a metamorfozat, dealungul liniei anticlinale mari — anti-clinalul Bugeac — din Bugeac până la Ortakioi.

\* \* \*

Un complex identic de roce se ivește în regiunea cuprinsă de anticlinalele devonice Pricopanul și Orliiga și  
 Anticlinalele Pricopan-Megina și Orliiga-Priopeca. de sinclinalul care le separă. Succesiunea și rapor-turile lor se observă în trei zone paralele, de direcție aproximativ NW—SE, cari încep la E cu zona de dealuri de direcție NW—SE Orliiga-Aganim (capătul de N al anticli-nalului Orliiga), se învecinesc spre E cu zona de aceeași direcție for-mată de dealuri joase, cari dela Orliiga prin Sărăria până la poalele V-fului Cheia separă anticlinalul Orliiga de anticlinalul Pricopan și sfârșesc cu zona anticlinalului Pricopan dela V-ful Cheia până la Sulukulak. De aci în aceeaș direcțiune spre S ro-



cile cari formează aceste trei zone paralele nu se mai întâlnesc decât locmai la vre-o 10 km unde, începând cu Piatra-Râioasă, aceleași trei zone orografice paralele se pot urmări din nou în Priopcea-Cerna—capătul sudic al anticlinalului Orlița-Priopcea—in Megina Raman Bair-Iskiakulak—capătul sudic al anticlinalului Priopcea-Megina—și în zona care separă aceste anticlinale paralele și care este prelungirea zonei de dealuri joase dintre Orlița și Cheia. La Akpunar cele trei zone se pierd sub pătura cretacică.

Întreaga regiune formată de aceste roci este descoperită, așa încât aci se poate studia mai bine succesiunea lor și tot aci—in partea de S—s'a putut stabili vârsta lor și raporturile cu formațiunile mai tinere (1).

Toată zona între Orlița și Cheia constituie o frumoasă zonă de injecțiune, formată din cuarțite, filite, amfibolite, micașisturi, legată genetică de venirea granitică care constituie inima anticlinalului Cheia-Priopcea-Megina. Zona cea mai apuseană, în flancul de E al anticlinalului Orlița-Aganim, este formată din roce cuarțitice mai puțin metamorfozate ca una care se află mai departe de zona eruptivă.

La Sud, zona cuprinsă între Priopcea și Megina cu prelungirea ei dela sudul văii Cerna formează o altă zonă de injecțiune exact în prelungirea primei și absolut analoagă; ea este în legătură genetică cu granitul grăunțos-fibros dela Megina (la E) care constituie inima capătului de sud al anticlinalului Pricopan-Megina și se mărginește la W cu dealurile Priopcea-Cerna, capătul sudic al anticlinalului Orlița-Aganim format din roce cuarțitice.

În toată regiunea dintre cele două capete—nordic și sudic, ale zonelor descrise acum în urmă, erodată și umplută în parte de depozitele văii Calistra—formațiuni mai noi, eruptive și sedimentare metamorfozate, maschează continuitatea ce trebuie să fi existat între cele două capete ale zonelor.

Voiu descrie în amănunt numai porțiunea de S de oarece fiind identică, afară de foarte puține excepții, cu analoaga ei dela N, are în plus îndoitul avantaj, că aci se poate stabili vârsta acestor formațiuni și tot aci se pot urmări raporturile lor cu formațiunile mai noi.

(1) I. SIMIONESCU și D. CADERE: Notă preliminară asupra straturilor fosilifere devonice din Dobrogea. An. Institutului Geologic al României Vol. I 1908, pag. 961.

J. SIMIONESCU et D. CADERE: Note sur la présence du paléozoïque en Dobrogea. Ann. Sc. de l'Université de Jassy Tome V, 1908 pag. 145.



Dealungul șoselei Măcin-Corna, în partea ei de răsărit, se ridică începând din valea Calistrei, ca un zid de dealuri, partea sudică a anticlinșului Orliaga-Priopcea care, cu câțiva kilometri de întrerupere în dreptul satului Cerna unde este tăiat de o vale transversală — valea Cernei — ține până la Akpunar. În toate aceste dealuri în-cununate toate cu creste de cuarțit, felul și raporturile rocilor sunt identice.

În dealul Priopcea, pornind din vale, de pe coasta de W de lângă șosea, pe la mijlocul lungimei sale, succesiunea rocilor este formată dintr'un complex de filite alternând cu calcare vinate ale căror raporturi, în W șoselei, cu stratele devonice fosilifere au permis repartizarea întregului complex de roce la devon. Pe coastă aproape de muchie, se ivește un complex de cuarțite mai mult sau mai puțin șistuoase, cutate în cute mici care nu pot fi privite decât ca încrețituri ceva mai largi, având direcțiunea generală a crestei N 40—50° W.

Aceste cuarțite se pot clasifica în mai multe tipuri. Un cuarțit compact, vânt, verzui sau alb, cu spărtura conoidală, care în părțile unde n'a suferit dislocațiuni evidente se prezintă în bancuri groase.

Apoi un cuarțit tot așa de compact ca structură însă în strate subțiri puternic cutate. Din cauza metamorfizmului dinamic au luat naștere în cuarțit, din impuritățile argiloase pe care le conținea, dese strate subțiri micacee sericitoase, care îi provoacă șistuoșitatea, dând rocei un aspect filitos mai mult sau mai puțin pronunțat.

În sfârșit un al treilea tip este un cuarțit feldspatizat, bogat în elemente sericitoase și caolinice care se găsește mai ales în preajma injecciónilor porfirice și granitice și a cărui compoziție este în bună parte datorită fenomenelor pneumatolitice de contact. Uneori alterarea aceasta a cuarțitului merge așa de departe încât roca e transformată într'un șist sericito-cuarțos.

Repartiția acestor tipuri nu numai în Priopcea dar în întreaga regiune este în perfectă legătură cu particularitățile genetice descrise mai sus.

Priopcea are o structură anticlinală în evantai. Cuarțitele compacte formează inima micilor anticlinale care componându-se clădesc Priopcea întregă, ceea ce se vede foarte distinct la capătul nordic al dealului unde o parte dislocată după o direcțiune perpendiculară pe direcțiunea stratelor s'a surpat, lăsând să se observe în secțiune transversală dealul rezolvat ca un evantai într'o serie de anticlinale mici, încălcate fără nici o regulă.



In partea de miazăzi a Priopcei, pe coasta de W, calcarele dolomitice vin în directă atingere cu cuarțitul; ceva mai la N pe aceeaș coastă calcarul începe să alterneze cu filitele cari sunt uneori calcaroase. In capătul de N al Priopcei filitele calcaroase trec cu înecul în filite amfibolice apoi în amfibolite șistuoase și în acelaș timp pe măsură ce ocolim capătul nordic al dealului spre E, încep să apară mai des filoane eruptive leucocrate cari transformă rocile amfibolice în amfibolite feldspatizate.

Filitele se prezintă cu aspectul obicinuit al acestor roci, vinete violaceu închise, foarte foioase uneori, cu pielite sericitoase verzuie pe șistuoșități. Suprafața șistuoșităților prezintă numeroase sbărețuri mărunte. Filitele calcaroase sunt ceva mai compacte și au un aspect care amintește pe acel al ardesiei.

Amfibolitul care, cum se va vedea mai jos, acoperă o suprafață foarte întinsă și a fost și el prins în dislocarea stratelor, e străbătut de numeroase filoane eruptive și prezintă numeroase tipuri.

Un tip filitos, un filit amfibolic, mai departe de contactul cu roca eruptivă, puțin cam laminat, e format dintr'o țesătură fină de amfibol mătășos, actinolitic. Pe șistuoșitățile lui s'au dezvoltat fluturași mici de clorit.

Un al doilea tip, un amfibolit cu structura în mănunchiuri mult mai răspândit, este o rocă compactă, cu șistuoșitatea încă evidentă, formată din numeroase prisme subțire de amfibol, neregulat orientate cari, pe suprafața șistuoșităților unde s'a format un strat foarte subțire de pelicule sericitoase și cloritoase, se văd ca aco mici prismatice aruncate fără regulă sau strânse câteva în mănunchiuri stelate neregulat împrăștiate.

Un al treilea tip, un amfibolit feldspatizat mai aproape de contactul cu filoanele eruptive, a recristalizat complet într'o rocă amfibolică compactă grăușoasă, injectată cu ceva feldspat, cuarț și extrem de puțin pirit; pe suprafețele de separațiune ale bancurilor înguste de câțiva cm s'au format aceleaș pelicule sericitoase și cloritoase. Acolo unde feldspatizarea a fost mai intensă roca este formată din mănunchiuri radiare de fire de amfibol, orientat dispuse printre stratele subțiri de feldspat, însoțit de epidot; roca aceasta are aspectul tareat al unor serpentine.

La contactul cu filoanele eruptive se pot urmări toate trecerile între tipurile descrise mai sus.

Intregul complex de filite, calcare, cuarțite sunt străbătute de o rețea de filoane și vine de cuarț; pe culme aceste filoane iau dimensiuni de câțiva metri lățime.

Filoanele eruptive.





Impreună cu tot complexul de roci, filoanele au suferit și ele rupturi transversale pe direcțiunea lor și o deplasare orizontală în aceeaș direcție, așa încât numai unul din capetele fiecărei bucăți a rămas pe culme, iar restul se revarsă pe coasta de apus până la jumătatea ei.

Dealul Parabair, continuarea Priopcei spre Sud, prezintă mai bine unele caractere semnalate mai sus. O schiță a acestui deal se prezintă în felul alăturat.

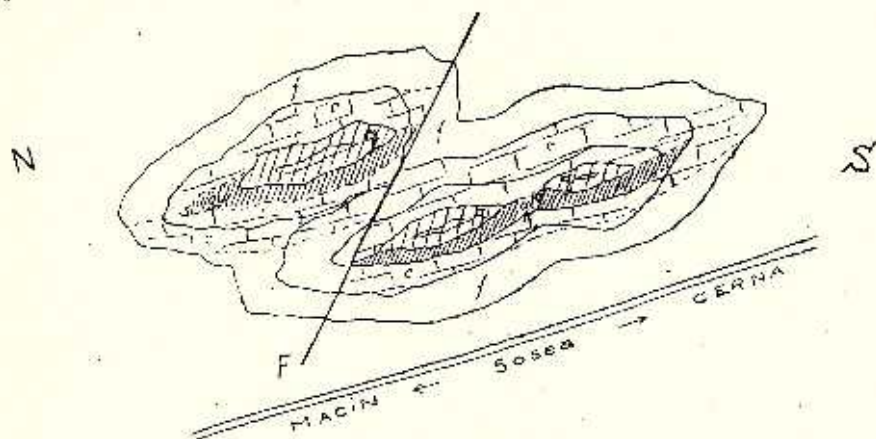


Fig. 1. Schița dealului Parabair.

F = falie, q = cuarț filonian, qt = cuarțit, c = calcar dolomitic, f = filit.

Dealul e împărțit în două prin ruperea și dislocarea părților sale. Culmile celor două părți sunt formate din cuarț filonian intercalat în cuarțite filitoase. De o parte și de alta a cuarțului de pe culme sunt calcarele dolomitice vinete și după ele pe coastă mai jos filitele propriu zise. Succesiunea rocilor nu se poate observa complet decât în jumătatea de S a dealului unde un profil ar fi

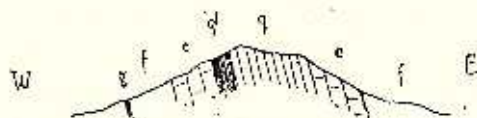


Fig. 2. Profil prin dealul Parabair

q = cuarț filonian, qt = cuarțit, c = calcar dolomitic, f = filit, g = filon de microgranit.

Filitele sunt străbătute pe coasta de W a dealului de un filon de microgranit.

Succesiunea rocilor e aceeaș și în dealul Cerna (Tielkybair) la Sud de comuna Cerna; aici însă această succesiune se poate urmări numai pe coasta de W.

Complexul de amfibolite din capătul de N al dealului Priopcea se întinde pe tot frontul de N până pe culmea dealului Boldea unde începe granitul grăunțos-fibros dela Megina. Granitul grăunțos-fibros formează tot restul masivului spre E până în valea Grecilor constituind dealul Megina cu prelungirile sale spre valea Plopilor (valea Grecilor partea sudică) și se vârstă sub stratele din formațiunea de Carapelit pe coasta de W a numitei văi.

Flanșul de E al zonei de injecțiune Priopcea-Megina  
 În toată partea aceasta, granitul grăunțos-fibros care a mai fost descris sumar în altă parte (1), e străbătut de două rețele de filoane eruptive: filoane de microgranit, pegmatit și de cuarț și o rețea de filoane melanocrate: diabaze, diorite, diabas porfirite evident mai noi de oarece s'au găsit filoane leucocrate tăiate transversal de filoane melanocrate. Granitul grăunțos-fibros poartă din loc în loc (în spre valea Megina) petece de amfibolit, urme din stratele devonice care l-au acoperit cândva.

Între amfibolitele cari formează toată zona dintre anticlinalul Priopcea și anticlinalul Megina sunt intercalate cuarțite sericitoase și sistoase. Acest complex de roci se pot urmări în spre S pe toată zona dintre cele două anticlinale până la Akpunar.

In amănunt, succesiunea rocilor deacurmezișul întregii zone dintre Priopcea-Cerna și Megina-Iskiakulac, se poate urmări foarte bine la sudul văii Megina — o vale secundară a văii Cerna — pe un picior de deal care sue spre Raman Bair.

Pornind din vale avem, chiar în vale cuarțite sericitoase dure, sistoase, alternând cu strate subțiri de amfibolite uneori foarte dure, sistoase. Pe măsură ce suim înaintând spre E bancurile de amfibolit devin mai groase iar cele de cuarțit mai subțiri (până la aproximativ 10 cm); mai sus pe coastă amfibolitul devine din ce în ce mai compact și are numai din loc în loc slabe intercalațiuni de cuarțite sericitoase.

Cuarțitul.  
 Amfibolitul.  
 Amfibolitul formează apoi în bancuri masive întreg dealul până în vârf.

În tot dealul cuarțitele și amfibolitele sunt străbătute paralel cu direcțiunea stratelor de numeroase filonașe și vinișoare de cuarț și de filoane de porfir și microgranit cu structura lineară paralelă cu marginea filoanelor, datorită probabil presiunilor cari au însoțit injecțiunea. Aceste filoane cari fac parte tot din zona de injecțiune au luat parte la metamorfizarea rocei. În preajma lor cuarțitul se prezintă mai compact, recristalizat, iar amfibolitul devine și el mai compact și se injectează cu

(1) D. ROTMAN: Comunicare preliminară asupra masivului eruptiv dela Greci (Dobrogea de NW). Anuarul Institutului Geologic, Vol. IV 1910, fasc. I, pag. 39.



substanță pegmatitică. Pe alocurea cuarțitele filitoase se transformă în adevărate micașisturi.

În valea dela N acestui profil (valea Megina) se întâlnește iviri de un granit grăunțos-fibros cu biotit care e desigur continuarea celui dela Megina și formează temelia amfibolitului.

În partea de răsărit a vârfului, chiar lângă vârful Raman-Bair se găsește intercalate în amfibolit un sistem de filoane în direcțiunea stratele (direcțiunea  $N40-50^{\circ}W$  înclinațiunea  $50-60^{\circ}NE$ ): un filon de porfir cu oligist, un filon de cuarț filonian și un filon de diabaz exact în prelungirea unui filon de diabaz de pe Megina, toate pe o lățime de teren de aproximativ 10 m.

Continuând profilul în aceeași direcție se întâlnesc intercalațiuni puternice de cuarț străbătute de filoane de porfir cu structura lineară paralelă cu marginea filonului și în sfârșit se ivește zona granitului grăunțos-fibros de pe culmea anticlinalului Megina-Raman Bair.

În aceeași direcție spre E, profilul scoboară într-o vâlceică săpată în granitul grăunțos-fibros în care se distinge un facies bogat în biotit alternând cu unul bogat în muscovit și cu un granit grăunțos-fibros cu muscovit și cu cristale foarte mici de culoare roșie, probabil de granat.

Granitul grăunțos-fibros are onclave de un micașist feldspatizat injectat cu pegmatit în filonașe și nodule. Un filon de diabazporfirit care străbate granitul în apropiere de izvorul din această vale, include bucăți de granit grăunțos-fibros.

Suind coasta de răsărit a văii în prelungirea aceluiaș profil întâlnim din nou amfibolitele învâlișului care suportă în concordanță un petec de strate din formațiunea de Carapelit; amfibolitul care formează tot restul dealului până în valea Akiazal, înclinat spre E, dispare pe coasta de E a anticlinalului Megina-Raman-Bair-Iskiakulak sub marginea apuseană a sinclinalului de strate din formațiunea de Carapelit care îl separă de anticlinalul Bugeac-Kitlâu-Gogoncea-Sarâkumluk.

Totalitatea rocilor învâlișului devonic, din această parte a regiunii are direcțiunea generală  $N20-50^{\circ}V$  cu variațiuni neregulate în direcțiune și cădere, ceea ce dă la prima vedere impresia unei tectonici, e drept simplă în liniile ei mari, dar extrem de complexă în amănunțime.

Soluția structurii acestui complex de roce așa de variate este mai evidentă pe coama care formează continuarea vârfului Raman-Bair în spre S. Este vorba de culmea Saiakulak care se lasă în spre S în valea Cernei. Pe vârful Saiakulak întregul complex de roce se rezolvă într'un șir de mici cunte cari au în axa lor granit grăunțos-fibros și

Enclave de micașist în granit.

Petec de Carapelit peste devon.

Tectonica pe culmea Saiakulak.



în învelișul cărora se găsește micașisturi și alternanțe de amfibolite și cuarțite iar într'un loc deasupra tuturor acestor roce și în concordanță cu ele un petec mic de strate din formațiunea de Carapelit, ultimul martor al învelișului format din aceste strate care a acoperit cândva poate întreaga regiune și care a fost erodat.

Întregul complex de roce e străbătut de filoane de porfir, cuarț, diabaz și diabazporfir.

In dealul dela N de Akpunar—Kiutukluk—in partea de miazăzi a văii Cerna, deci pe aceeași linie spre S cu regiunea descrisă, se întâlnește același profil de cute mici în cari alternează cuarțitul cu amfibolitul, acoperite cu petece de strate din formațiunea de Carapelit și, tot complexul, străbătut în mod analog de filoane de cuarț și porfir purtător de minereuri se mărginește la Akpunar cu granitul grăunțos-fibros din capătul cel mai sudic al anticlinalului Cheia-Pricopanu-Megina-Raman Bair-Iskiakulak. În partea de Est granitul anticlinalului intră sub mantaua de strate din formațiunea de Carapelit, pe aceeași linie, mai la Sud, ca granitul de la Megina-Raman Bair.

## B. PERMOCARBONIFERUL

### (Formațiunea de Carapelit)

#### 1. DESCRIEREA ȘI REPARTIȚIA ROCELOR CARE CONSTITUESC FORMAȚIUNEA DE CARAPELIT

În afară de peticele izolate de strate din formațiunea de Carapelit cari se găsește deasupra amfibolitelor la Saiakulak și la Kiutukluk (Akpunar), toată regiunea la Est de cea descrisă, pe o porțiune cuprinsă între o linie care pornind prin valea Plopilor (Greci) pe coasta dealului Megina, trece prin valea Akiazâl pe coasta răsăriteană a dealului Saiakulak și de aci în linie dreaptă prin valea Carapelit la Carapcea pe deoparte și, linia Kitlău-Țiganca-Hanccarca-Ortakioi pe de alta, o formată și ea din aceleași strate, cunoscute sub numele de strate din formațiunea de Carapelit.

K. PETERS (1) în studiul său deja citat ocupându-se de colțul de NW al Dobrogei, care formează obiectul lucrării de față, este primul care semnalează rocele acestea.

PETERS face însă într'însele o diviziune neîndreptățită.

El numește rocile sedimentare dela poalele vârfului Tuțuiatu (catena dela Greci) cuarțite și filite (2) și le socotește ea făcând

(1) K. PETERS: loc. cit., pag. 83—207.

(2) K. PETERS: loc. cit., pag. 150.



parte dintr'o formațiune deosebită (Quartzit-Phylit-Stuffe), iar rocile din regiunea Cerna-Balabancea (1) cari în această regiune ar acoperi roca cuarțitică și filitice le numește șisturi argiloase (Thonschiefer), clasându-le într'o formațiune deosebită: paleozoică (Palaeozoische Formation). Ambele aceste formațiuni ar aparține carboniferului (2).

Rocile dela Greci însă se deosebesc de așa numitele șisturi argiloase paleozoice dela Cerna-Balabancea numai prin faptul că fiind mai aproape de roca eruptivă care le-a străbătut, sunt metamorfozate în corneene compacte, vinete, cu spărtura concoidală. Imediat ceva mai la Sud, tot în valea Grecilor, ele trec pe nesimțite, pe măsură ce ne depărtăm de contact, în șisturi argiloase, gresoase și filitoase, din ce în ce mai puțin metamorfozate, identice cu cele cari constituiesc formațiunea paleozoică a lui PETERS la Cerna. Și în regiunea dela Cerna acolo unde sunt străbătute de roci eruptive, aceste șisturi argiloase paleozoice sunt transformate la contact, pe zone înguste, în corneene compacte de acelaș aspect și constituție cu și corneenele dela Greci.

Diviziunea lui PETERS apare și mai puțin îndreptățită când el socotește identice corneenele dela Greci cu cuarțitele din Bugeac și cu cele cari, în regiunea dela Cerna, sunt la baza șisturilor sale argiloase paleozoice. Cuarțitele și filitele din Bugeac sunt, cum am văzut, în adevăr identice cu cele dela baza șisturilor argiloase paleozoice din regiunea Cernei, ele sunt însă împreună de vârstă devonică și complet diferite de corneenele dela Greci și de șisturile argiloase paleozoice dela Cerna cari împreună formează un complex de vârstă mai recentă (3).

Intinderea acestui din urmă complex de roci, care formează și obiectul capitolului de față, rămăsese nesuficient precizată la PETERS.

L. MRAZEC și R. PASCU (4) semnalează în dealurile Balabancea, Carapcea, Carapelit și Babair, gresii și șisturi argiloase roșii, gresii tufacee, conglomerate conținând mai ales prundiș de cuarțit, porfir și porfirit, care s'ar întinde în strate puternice în spre N până la dealurile Cernei. Aceste roci au fost cuprinse de numiții autori în denumirea de gresii de Carapelit, după numele dealului Carapelit dela N de Ortakiol. Afară de faptul că sunt de culoare roșie și de alte slabe diferențe de importanță locală, ele sunt identice cu

(1) Ibidem, pag. 153.

(2) Ibidem, pag. 154.

(3) D. ROTMAN: Comunicare preliminară asupra masivului eruptiv dela Greci. An. Inst. Geol. al României, vol. IV, fasc. I 1910, pag. 42.

(4) L. MRAZEC et R. PASCU: Note sur la Structure Géologique des environs du village d'Ortakiol (District Tulcea, arr. Babadag). Bull. de la Soc. des Sc. Physiques de Bucarest, Roumanie, No. 12 pag. 5, 1896.



șisturile argiloase paleozoice ale lui PETERS din regiunea dela Cerna și cu cele dela Greci.

G. MURGOCI (1) recunoscând probabil această identitate, extinde pentru prima oară numele de strate din formațiunea de Carapelit la toate aceste roci cari s'ar întinde, după dânsul, la N până în valea Grecilor, la valea Ditecov, și apoi izolat mult mai la N într'un deal la E de curmătura văii Grecilor-Jijila. MURGOCI însă tot consideră încă corneenele dela Greci — dintre valea Ditecov și valea Morzu — drept cuarțite și le pune la un loc cu cuarțitele dela Orlița, Măcin, Priopcea.

În 1910 (2) se descriu pentru prima oară rocile sedimentare din regiunea Grecilor ca fiind corneenele stratelor din formațiunea de Carapelit care formează mantaua masivului eruptiv, constituind o pătură continuă dela Kitlân până la Ortakioi între limitele indicate mai sus.

Rocile cari constituiesc stratele din formațiunea de Carapelit în regiunea dela E Cerneli sunt de tipuri diferite.

Cel mai răspândit tip este o rocă gresoasă cu bobul foarte fin cu structura compactă, stratificată în strate subțiri de la câțiva milimetri grosime, până la 2—3 cm, de culoare vânătă mat. Acest tip alternează în partea de S a regiunii cu o rocă exact de acelaș facies petrografic însă de culoare roșie violacee închis. Pe locurile

unde cutarea este deasă pe spații mici se produce în acest tip vânăt mat o șistozitate mai deasă, iar pe suprafețele de separațiune ale straturilor se formează fine pelicule sericitoase cari, când fenomenul de laminaj este foarte intens dau rocei un pronunțat aspect filitos. Fără îndoială că trecerile între aceste două varietăți sunt continue chiar pe spații mici.

Varietatea filitoasă prezintă în totdeauna încrețituri multe și fine.

Un alt tip este o arcoză laminată; și ea e foarte șistoasă, grăuntele însă nu-i este așa de mic și de uniform; se văd cu ochiul liber grăunțe de cuarț, iar pe șistozități, ies la iveală din masa verde sericitoasă pete sericitoase de culoare mai deschisă, pete verzi probabil cloritoase și bucăți de feldspat intens laminat. Dela arcoze există o întreagă serie de treceri până la conglomerate laminate cari au în pasta lor exact acelaș facies petrografic însă conțin numeroase bucăți mai mari, uneori de mărimea pumnului, de granit și cuarț, ovale și

(1) G. MURGOCI: Rădicări geologice în N Dobrogei. 1898, pag. 27.

(2) D. ROTMAN: Comunicare preliminară etc.



turtite. În acelaș timp, și în această serie se pot observa alternanțe de rocă vânăță și roșietic violacee închis.

Și la primul tip, cel grezos, se întâlnesc toate trecerile, în mărimea și uniformitatea bobului, dela gresii propriu zise până la conglomerate cu elementele mari cât capul, și tot așa varietăți vinete cu materialul predominant granitic în cari se deosebesc bine cuarțul și feldspatul, varietatea roșie violacee închis în care predomină un material porfiric de culoare roșie închis și în sfârșit o varietate în care predomină material sedimentar cuarțitic și filitic.

Totalitatea acestor varietăți s'ar putea clasifica în două diviziuni mai importante: faciesul cu bobul mărunt în care ar intra și arcozele laminate și, faciesul conglomeratic în care ar intra toate trecerile dela un grez grosolan până la adevăratul conglomerat.

Repartiția exactă a acestor faciesuri este următoarea. Incepând dela marginea de W a formațiunii de Carapelit—linia  
 Repartiția faciesurilor din formațiunea de Carapelit. valea Plopilor-coasta de E a dealului Megina-valca Akiázâl-coasta de E a dealului Saiakulak-

Valea Carapelit coasta de W-Carapcea—spre E pe toată lungimea ei dela N la S roca e din faciesul cu bobul mărunt mai mult sau mai puțin filitoasă de culoare vânăță mat. Deja în fundul văii Cerna, ale cărei obârșii sunt tăiate în strate din formațiunea de Carapelit, imediat deasupra văii formând dealul Sutbair, se întâlnesc intercalațiuni puternice de conglomerate pe o întreagă zonă în direcția stratelor N 30—50° W, pe o lățime de aproximativ 500 m, întreruptă la S de Sutbair prin valea Martina, vale secundară a Cernei, și continuându-se spre N pe muchia dintre Osmanpunar și Ortăderé (la răsărit de dealul Ciurtlen) până în coasta sudică a lui Arap Saisi, o culme care se coboară din vârful Vancei în direcția W.

La răsărit de această fâșie de conglomerate urmează o zonă formată de strate din faciesul cu bobul mărunt, lată de 500 m la N în coasta lui Arap Saisi. Ea se întinde în spre S prin Osman Punar și Pântâna Fucigiului, trece dealungul coastei de E a lui Sutbair unde se lățește până în dealul Martina, valea cu acelaș nume și coasta de W a dealului Meemet Saisi, formează partea de W a muchiei Karakailar, trece prin vale dealungul coastei de W a dealului Carapcea (Balabancea) și de aci în linie dreaptă spre S până la câțiva km spre apus de Ortakioi, ocupând spre W toată regiunea clasică dela Carapelit până la zona devonică dela Iskiakulak-Akpu-nar pe care se reazimă.

Toată porțiunea dela E acestei zone cu faciesul cu bobul mărunt, începând dela S de Țiganca, pe o porțiune cuprinsă între coasta de W a vârfului Vancei și valea Țiganca-Taița, în lățime



de aproximativ 3 km și îngustându-se până la 1 km pe măsură ce înaintează spre S, mărginită la W cu zona de roce de Carapelit de facies cu bobul mărunț descrisă mai sus și la E cu o linie dreaptă care pornește din valea Mândra (Almalia) și se urcă pe coasta spre S și merge dealungul muchei dealului Hancearea iar de aci în aceeași direcțiune pe coasta dealului Carapcea (Balabancea) până la W de Ortakioi, e formată tot din conglomeratul descris mai sus.

Coasta de răsărit a dealului Hancearea și pe o mică porțiune coasta de răsărit a dealului Carapcea (Balabancea) sunt formate și ele din stratele din formațiunea de Carapelit de facies cu bobul mărunț.

Varietățile roșii violacee înclis se localizează în toate aceste zone

Varietățile roșietice în special din dealul Carapcea (Balabancea) în violacee. spre S.

Stratele din formațiunea de Carapelit sunt străbătute de numeroase filoane de cuarț, porfir purtător de minereuri, mi-

Filoane eruptive în formațiunea de Carapelit. crogranit și diabazporfirite în special pe o linie ce coincide cu muchia dealului Hancearea care,

cum se va vedea, e un anticlinal ridicat în stratele din această formațiune de venirea eruptivă care a pus în loc masivul eruptiv dela Greci.

În proajma acestor filoane rocile de Carapelit sunt metamorfizate pe zone foarte înguste într'o corneenă vânăță tipică, iar pe împrejur roca e încărcată cu urme de minereuri de fier și de cupru. Unele intercalațiuni—de altfel foarte rare—de cuarțit și de o rocă foarte filitoasă care amintește filitul devonic din apropiere, fac să se nască bănuiala că la baza stratelor de Carapelit s'ar găsi și aci aceste formațiuni mai vechi. De altfel, de sub stratele din formațiunea de Carapelit în colțul de N al dealului Hancearea, în culmea Sarâkumuluk, cse un mic masiv granitic grăunțos-fibros, una din ultimele iviri ale șirului de dealuri cari formează marele anticlinal devonic Bugeac-Kitlâu-Gogoncea-Sarâkumuluk, cum de altfel am semnalat și mai sus.

În stratele din formațiunea de Carapelit din partea descrisă a regiunii, pe linia care duce la N dela valea Plo-

Linii tectonice în Carapelit. pilor spre S până în valea Cernei, nu departe de limita lor apuseană, s'a putut urmări existența

unui sinclinal exact în continuarea văii Grecilor. În spre răsărit acest sinclinal se mărginește cu un anticlinal care se poate urmări din V-ful Vancei (continuarea directă a masivului dela Greci) prin fundul văii Martina, prin Meemet Saîsi, Karakailar până în Carapcea și care în partea sa sudică acoperă încălcând capătul sudic al marele anticlinal devonic Bugeac-Kitlâu-Sarâkumuluk.





E de observat că roca predominantă în acest anticlinal este conglomeratul de Carapelit.

Pe coasta și pe muchia anticlinalului sunt numeroase variațiuni în înclinațiunea strateleor, datorite unei serii de mici cutări în care se rezolvă bolta lui.

Stratele din formațiunea de Carapelit se pot urmări la N până în regiunea Kitlău-Sulukulak (1) pe o zonă de aproximativ aceeași lățime, iar la W pe coastele masivului granitic dela Jacobdeal și în balta Dunării la Blasova (2).

În toată partea dela N de regiunea dela Cerna, rocele din formațiunea de Carapelit au același facies petrografic ca în această din urmă regiune, afară de varietățile roșii violacee inclis cari dispar aproape complet la N. În regiunea dela Jacobdeal conglomeratul este caracterizat prin material calcaros.

#### C. MIȘCĂRI ORGENETICE POST-PERMICE ÎN COLȚUL DE NW AL DOBROGEI

Mișcări permice sau post-permice au produs în devonicele acoperite de stratele din formațiunea de Carapelit, o serie de dislocațiuni longitudinale dintre cari s'au semnalat falia Luncavița-Taița bânuită întâi de PETERS (3) și falia sau sistemul de falii cari constituie cursul superior al văii Jijila, bânuite de MURGOCI (4), ambele în direcțiunea aproximativ NWN—SES, însoțite de dislocațiuni transversale mult mai puțin însemnate, adevărate «alunecări în foi» (dérochements, Blattverschiebungen) cari explică, poate, stabilirea puținelor văi transversale din partea de NW a Dobrogei, cum sunt valea Calistrei și valea Cernei.

Existența unui sistem întreg de dislocațiuni longitudinale de felul celor amintite mai sus este făcută și mai verosimilă prin intervenția unui fapt geologic posterior permicului sau poate chiar permic: punerea în loc a masivului eruptiv dela Greci și a șiragului de masive eruptive Cârjelari-Piatra Roșie-Jacobdeal-Măcin,

(1) D. ROJMAN: Comunicare preliminară, etc. loc. cit., pag. 37.

(2) L. MRAZEC și R. PASCU: Note sur la Structure Géologique des environs du village d'Ortakioi (Distrikt Tulcea, arr. Babadag). Bull. de la Soc. des Sc. Physiques de Bukarest, Roumanie, No. 12 pg. 5, 1896.

St. N. CANTUNARI: Notă preliminară asupra granitului cu Reibeckit și Egirin dela Muntele Carol și Piatra-Roșie (Jud. Tulcea). Anuarul Institutului Geologic al României, Vol. IV, fasc. I 1910, pag. 49.

(3) K. PETERS: Grundlinien etc., loc. cit., pag. 110.

(4) Dr. G. MURGOCI: Cercetări geologice în Dobrogea nordică. Anuarul Institutului geologic al României, Anul V, fasc. 2, 1914, pag. 316.



a căror ivire pare a nu putea fi pusă de acord decât cu admiterea sistemului de dislocațiuni amintite.

În prelungirea spre S a sistemului de dislocațiuni cari constituiesc cursul superior al văii Jijila sau, ceea ce e tot una, în continuarea spre W a seriei de dislocațiuni paralele Luncavița-Taița, devonul lipsește—fiind probabil scufundat în adâncime—pe o porțiune eliptică care se întinde dela Kitlău până la sudul văii Cerna.

O parte întregă din complexul de strate devonice pare, în adevăr, a se fi scufundat local la Greci, în bazinul magmatic din adâncime, odată cu, sau provocând chiar, punerea în loc a unui masiv de roce eruptive cari, injectate dealungul liniilor de dislocațiune, au prins între apofize, metamorfozându-l la contact, învălișul mai plastic de strate argiloase din formațiunea de Carapeli cutat din cauza acelorași mișcări orogenetice. Acesta s'a cutat simultan cu injecțiunea formând pe alocurea sinclinale mari cum e valea Grecilor în partea ei nordică, iar în alte locuri formând numai simple cute mici, prinse în roca eruptivă cum sunt cele ce se vor descrie mai jos, pe coasta de W a masivului dela Greci.

Această butonieră din care devonul lipsește, are marginile formate din rocele devonice cari constituiesc anticlinalele Cheia-Pricopan-Megina și Bugeac-Kitlău-Gogoncei-Sarâkumluk.

Cele două margini se apropie la N în dreptul dealului Kitlău, și de aci se prelungesc spre sud, în partea de W prin șirul Pricopanului până la Sulukulak apoi prin dealurile Megina-Raman-Bair-Iskiakulak până la sudul văii Cerna unde se apropie de marginea estică a butonierei care, dela N de Kitlău trecu prin fundul văii Boului, Urzica, poiana lui Moș Savu Leopea, Cotățuia, Gogoncea (toate la W văii Luncavița) și de aci mai departe spre S prin dealul Sarâkumluk la NW de Hancearca până la sudul văii Cerna.

În această butonieră a fost pusă în loc, prin mecanismul descris mai sus, între cutele stratelor din formațiunea de Carapeli pe cari le-a metamorfozat la contact, roca din care e format lacolitul dela

Greci. Una din apofizele mai puternice ale lacolitului formează păretele vestic al văii Grecilor dela Sulukulak până la satul Greci iar corpul principal al lacolitului formează culmea cea mai înaltă de dealuri cari—la E văii Grecilor—ține dela dealul Vârteaja la Sud de Kitlău până la dealul Țiganca și de aci probabil în inima anticlinalului pe care l-a ridicat în vârful Vancei și continuarea acestuia spre Sud.

O altă magmă granitică a fost pusă în loc printru stratele



de Carapelit la W de anticlinalul Orlița-Priopcea, probabil printr'un mecanism analog, într'o serie de lacolite înșirate în direcțiunea NWN începând cu Cârjelari la Sud și continuându-se prin Piatra Roșie, Iacob deal, Măcin.

Lacolitele dela Cârjelari, Piatra-Roșie, Iacob deal, Măcin.

## 1). CONCLUZIUNI

Chiar numai din studiul general al regiunii făcut până aci se desprind concluziuni foarte însemnate relativ la vârsta și la metamorfismul rocilor sedimentare.

### 1. CONCLUZIUNI DE NATURĂ GEOLOGICĂ

a. Complexul de filite, filite calcareoase, calcare dolomitice, cuarțite și amfibolite formând înșirăturile, amfibolitelor. vârșul masivelor granitice grăunțos-fibroase din regiunea studiată, este de vârstă devonică de oarece la W șoselei Măcin-Cerna unele din aceste strate alternează concordant cu stratele atribuite devonului pe baza fosilelor ce poartă (1).

Intruziunea rocilor eruptive care a metamorfozat acest complex de roci devonice a avut loc după sfârșitul devonului și înainte de carboniferul superior.

b. Întreaga regiune împreună cu tot N Dobrogei a fost acoperită înainte de sfârșitul permicului cu sedimentele numite astăzi formațiunea de Carapelit. Sedimentarea acestui material a început în carboniferul superior și a continuat și în perm. El își are originea în chiar roca de fundament: granit grăunțos-fibros, cuarțit, porfir, filit, calcar dolomit.

În sprijinul acestor păreri se pot aduce următoarele fapte.

Conglomeratul din formațiunea de Carapelit — rocă în care s'a păstrat mai bine materialul din care sunt alcătuite stratele acestei formațiuni — este, atât pe cât se poate stabili macroscopic, format din material identic cu roca care formează fundamentul în regiune. Mai mult, compoziția conglomeratului variază în diferite locuri de pe întreaga țindere pe care o ocupă după natură roci de fundament putându-se urmări

(1) I. SIMIONESCU și D. CĂDERE: Notă preliminară asupra straturilor fosilifere devonice din Dobrogea. Anuarul Institutului Geologic al României, vol. I fasc. 3 1908, p. 361.

J. SIMIONESCU et D. CĂDERE: Note sur la présence du paléozoïque en Dobrogea. Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy, T. V, 1908, p. 143.



o legătură așa de strânsă între această rocă și materialul care formează conglomeratul, încât rămâne exclusă ideea unui transport mai depărtat. Așa la Greci în dealul Vârteaja, în apropierea granitului grăunțos-fibros dela Pricopan și Kitlăuși în valea Radului în apropierea granitului dela Megina precum și în partea răsăriteană a masivului dela Greci pe toată coasta lui, materialul din conglomerat e format în bună parte din materialul granitic grăunțos-fibros al masivelor imediat înconjurătoare; în regiunea Iacobdeal - Blasova, conglomeratul conține elemente calcareose datorite imediatei apropieri a calcarelor devoniane din coasta Pricopei; în regiunea Cerna-Hanecarea materialul predominant este din nou granitul și cuarțitul, a căror prezență se datorește masivelor Megina-Ramanbair etc. din apropiere; în sfârșit în regiunea Balabanca-Ortokioi unde se ivesc pentru prima oară dykuri de porfire mai vechi decât stratele de Carapelit, căci ele sunt îngropate în acestea din urmă fără a le metamorfoza (Ortakioi), materialul predominant, atât în conglomerat cât și în faciesul cu bobul mărunț, este material porfiritic care dă rocei culoarea roșietecă violacee închis și aspectul care a justificat apropierea ei de Verrucano.

c. Din faptul existenței unui mare anticlinal și a unui sinclinal

Mecanismul punerii în loc a masivului dela Greci.

cuprinse între marginile unei cuvete eliptice mărginită de rocele devonice descrise în acest capitol, se deduce că o serie de mișcări permice sau post-permice au provocat rupturi longitudinale și transversale însoțite de scufundarea unor petece mari din stratele devonice — care astăzi lipsesc complet din porțiunea aceasta — în basinul magmatic din adâncime. Aceste scufundări au provocat cutarea învâlișului de Carapelit simultan cu eșirca magmei care constituie masivul eruptiv dela Greci. Masivul dela Cârjelari-Piatra Roșie-Iacobdeal-Măcin, au fost puse în loc tot pe o astfel de linie de dislocațiune longitudinală.

Punerea în loc a acestor magme dealungul unor rupturi

Fenomenele metamorfice în legătură cu punerea în loc a masivelor eruptive.

în complexul de strate devonice a determinat un metamorfism evident în stratele din formațiunea de Carapelit, numai în apropierea imediată a masivelor granitice cu cari au venit în contact, iar peste tot a provocat o cutare paralelă cu direcția N 30—50° W, direcțiunea vechilor cutări varisee.

Tot cu venirea eruptivă permică sau postpermică pun în legătură filoanele melanocrate și leucocrate cari înconjoară ca o aoreolă aceste masive eruptive, în Pricopan, în devonul din spre Luncavița-Țiganea, în devonul și stratele din formațiunea de Cara-



polit din regiunea Cerna și în legătură cu care se văd pretutindeni fenomene pneumatohidatogene și de segregatie cari au dat naștere la caolin în Pricopan, la minereuri de fier și cupru în spre Luncași și la aceleași minereuri aproape pretutindeni în regiunea Cernei până la Greci.

## 2. CONCLUZIUNI DE NATURĂ PETROGRAFICĂ.

### a. Metamorfismul stratelor devonice în imediata apropiere a

Natura metamorfis- rocei eruptive este provocat prin recrista-  
mului stratelor devo- lizarea materialului silico-argilos-dolo-  
nice. mitic cu adăogare de substanțe magma-  
tice; la o depărtare nu prea mare de roca eruptivă, metamorfismul  
a fost exercitat printr'o simplă recristalizare a materialului rocei  
sedimentare.

### b. Geneza amfibolitelor se poate mai bine preciza din stu-

Amfibolite din do- diul geologic al condițiilor lor de zăcământ  
vonul din NW Dobro- decât prin studiul lor petrografic. În cazul stu-  
gei sunt de origine se- diat ele sunt de origine sedimentară: filite  
dimentară. calcaroase metamorfozate. În sprijinul acce-

lei păreri se pot aduce următoarele fapte:

α. Amfibolite fac parte din învelișul masivului eruptiv dela Pricopan și Megina-Raman Bair-Iskiakulak unde se găsește alter- nând cu cuarțitele, evident sedimentare, pe spații așa de mici încât originea lor eruptivă este complet exclusă.

β. Intregul complex de amfibolite, cu toată marea întindere în suprafață și marea lor masă, se prezintă uniform din punct de vedere al compoziției chimico-mineralogice, fenomenele de diferențiere lipsesc complet ceace, fiind dată masa lor, n'ar fi explicabil în cazul unei roci eruptive.

γ. În afară de aceasta, amfibolite se dezvoltă exclusiv în zonele de injecțiune în legătură cu masivele granitice grăun- țos-fibroase de la E și de sub dânscele, pe toată partea din răsă- ritul anticlinalului Orlița-Priopcea până se pierd sub pătura de strate din formațiunea de Carapelit.

Prezența lor nu se semnalează nicăieri la W acestei linii, unde fenomenele de injecțiune propriu zise nu s'au manifestat.

În această zonă de W formată din cuarțite, calcar dolomitice cristaline, filite calcaroase, filite, la capătul nordic al dealului Priopcea se pot observa treceri dela filitele calcaroase la filite amfibolice și la amfibolite în legătură cu manifestările din ce în ce mai puternice, cu cât înaintăm spre E, ale zonei



de injecțiune. Chiar în zona de injecțiune se pot urmări în preajma roci eruptive toate trecerile dela un amfibolit feldspatizat compact până la amfibolitele șistuoase cari fac trecerea spre filitele amfibolice și filitele calcareoase.

c. Prin intruziunea roci masivului granitic grăunțos-fibros, în vâlișul sedimentar a fost fisurat într'o rețea de Zona de injecțiune. crăpături cele mai multe în direcțiunea axelor cutelor, ceace, provocând o destindere, a dat naștere la o intensă diferențiere filoniană cu injecții cari au determinat metamorfismul înaintat din zona de injecție.

Lucrarea de față începe studiul masivului eruptiv dela Greci.

## II. LACOLITUL DELA GRECI

### A. MORFOLOGIA ȘI TECTONICA

PETERS(1) în lucrarea-i clasică despre Dobrogea, caracterizează munții dela Greci ca un puternic val muntos izolat de jur împrejur, cu cinci vârfuri principale. El ar forma masa cristalină principală a întregului ținut. Înălțimea vârfului care predomină comuna Greci cel mai înalt vârf din Dobrogea întroagă ar fi de 456 m (vârful Ghiunaltu). Înălțimea întregii catene n'ar fi nicăieri mai mică de 350 m.

Masivul eruptiv dela Greci este înconjurat de toate părțile — cu mici întreruperi — de învâlișul de roci sedimentare devonice metamorfizate cari formează marginile cuvetei eliptice dela Greci.

De sub teronul acoperit cu loes și împădurit, în partea de apus a văii Grecilor, la Nordul ei, de sub culmea Sulukulak, acolo unde anticlinalul Pricopan-Mogina dispăre brusc în adâncime pe porțiunea Sulukulak-Mogina, se înalță un șir de dealuri cu direcțiunea SES, al căror aspect de dealuri rotunde, puțin stâncoase, se deosebete ușor de aspectul aproape alpin, cu vârfuri ascuțite, al culmei Pricopanului dela Nordul lor. Aceste dealuri sunt formate din rocă eruptivă de adâncime care străbate în culele stratelor din formațiunea de Carapelit metamorfizându-le intens la contact. La câțiva km spre S de Sulukulak șirul continuu se distramă într'un șir de dealuri rotunde, mameloane, formate din aceleași strate din formațiunea de Carapelit cornificate.

(1) K. PETERS: loc. cit., p. 110.



pe ale căror vârfuri denudațiunea a pus în evidență sămburele eruptiv. Ultimul din aceste mameloane care domină spre W tot întinsul până la Dunăre și spre E valea Grecilor în partea ei cea mai largă, se află chiar în sat la Greci. Raporturile acestei iviri eruptive cu catena de granit grăunțos-fibros dela Pricopanu n'au putut fi încă suficient lămurite.

Din fundul văii Jijila convergând aproape cu șirul descris mai sus în locul cel mai îngust între cele două anticlinale mai vechi (devonice) — anticlinalele Pricopanu și Bugeac — se ridică un alt șir de dealuri cu păreți stâncoși, cu aspect de «Mittelgebirge» în partea de N, cu un aspect aproape alpin în partea mijlocie și de S, care se continuă în spre SES neîntrerupt pe distanța de 12 km până la Vârful Vancei unde se ascunde sub pătura de strate din formațiunea de Carapelit pe care a ridicat-o într'un anticlinal Vârful Vancei-Hancearca-Carapcea semnalat încă în capitolul precedent. Această mică catenă constituie corpul principal al lacolitului dela Greci, iar șirul semnalat mai sus la W aceleiaș văi este o apofiză mare a acestuia.

Corpul principal al lacolitului formează un anticlinal care începe la N prin dealul Pietrosu situat la S de dealul Kitlău, lasă spre E ruinele anticlinalului devonic Bugeac-Kitlău-Gogoncei, se continuă spre SES neîntrerupt până aproape de Vârful Vancei unde întâlnește iarăș în partea sa estică rămășițele părților sudice ale aceluiaș anticlinal devonic (Sarâkumluk; etc.). De aci mai departe anticlinalul dela Greci se îngustează pierzându-se spre Ortakioi prin dealurile Hancearca și Carapcea.

În toată porțiunea dela dealul Vârteaja spre S până la Vârful Vancei, roca eruptivă este la iveală într'o butonieră cliptică marginită de strate din formațiunea de Carapelit. La N, dela Vârteaja până la Kitlău și la S, dela V-ful Vancei spre miază-zi, bolta anticlinalului este încheiată de mantaua de Carapelit, în care eruptivul din adâncime trimite filoane diferențiate.

În partea de N a masivului dela Greci până în dreptul văii Racova, catena e strânsă între cele două anticlinale devonice Pricopanu, etc. și Bugeac-Kitlău-Gogoncei, etc. Lacolitul s'a dezvoltat aci în înălțime cutând larg și prinzând părți din mantaua sedimentară între apofizele sale. Păreții de o parte și de alta a masivului prezintă coaste repezi, văi adânc tăiate mai mult sau mai puțin largi dar puțin lungi. În partea mijlocie și parte din cea sudică, — cari în spre W corespund cu întreruperea și dispariția în adâncime a anticlinalului Pricopanu-Megina pe porțiunea Sulukulak-Megina și în partea de E cu întreruperea anticlinalului Bugeac-Kitlău pe porțiunea d-lul Gogoncei-Țiganca — masivul are loc să se extindă și în lățime. Caracterul lacolitic devine aci mai puțin pronunțat. Nu se mai întâlnesc părți



din mantaua sedimentară prinse în masa rocei; diferențierea în rocă este mai puțin accentuată; se dezvoltă un facies marginal microgranulitic normal. Văile mai ales în partea de E deviu mai largi și mai lungi, coastele în special în partea de E sunt mai line și contrastează curios cu cele din W acestei părți a masivului unde ele formează un părete aproape vertical (valea Diteov-Coslag), ca și cum întreg masivul s'ar apleca spre W.

În partea lui cea mai de miază-zi, anticlinalul prins iarăș în cleștele celor două vechi anticlinale devonice se îngustează din nou formând o boltă normală puțin aplecată spre W.

În general deci o îngrămădire mare de masă eruptivă spre N simultană cu cutări puternice în pătura plastică de strate argiloase din formațiunea de Carapelit; o atenuare în cutare și o mai mică îngrămădire de masă eruptivă în spre S.

Anticlinalul dela Greci desparte cursul apelor din Dobrogea de NW în pânza de ape care se scurg spre E și spre N la lacul Razelm și la Dunăre la E de Galați și, în pânza de ape care se scurg spre W în Dunăre, la Sud de Galați. Culmile și coastele sale bogat împădurite sunt chiar locul de origine al puținelor și săracelor ape care udă colțul de NW al Dobrogei, căci într'insele își au obârșia valea Jijilei care se scurge spre N în balta cu acelaș nume și valea Calistrei care drenează valea Grecilor și Lunca Plopilor, două văi sinclinale; apoi valea Luncavița și partea de sus a văii Taița cari colectează apele de pe coastele de E ale aceluiaș masiv; în sfârșit valea Cernei care drenează coasta de apus a părții de sud a anticlinalului

Culmea masivului formează un platou ușor înclinat spre E.

Loesul acoperă întreaga vale a Grecilor, Lunca Plopilor precum și versantul din spre valea Luncavița-Taița și se urcă pe coastele și pe văile masivului până aproape de culme, uneori în pături până la 4—5 m grosime.

## B. CONSTITUȚIA LACOLITULUI DELA GRECI

PETERS (1) descriind masivul dela Greci spune că acesta și-ar datori marea-i însemnătate morfologică Granitului (2) din care ar fi format. Această rocă care s'ar deosebi mult de granitul tipic din Riesengebirge (Boemia) ar fi o rocă grăunțoasă uniform dezvoltată în care ortoclazul formând grăunți de mărimea unui bob de mazăre (maximum) ar predomina cu mult asupra unui feldspat

(1) K. PETERS: loc. cit., pag. 149.

(2) Așa numește PETERS, probabil granitul amfibolic.





«klinoclastic» cu aspectul tabular mai regulat. Conținutul în cuarț al acestei roci deși nu ar fi neînsemnat, nu s'ar putea totuși compara cu al unui adevărat granit și ar fi răspândit sub formă de grăunțe foarte mici printre cristalele de ortoclaz. Elementul negru ar consta din cristale tabulare de biotit până la 2—3 mm mărime, cari n'ar avea nicăieri conture regulate și ar forma agregate fără regulă. N'ar lipsi locuri unde s'ar observa încă și resturi de amfibol. Acest granit formează după PETERS, pe coasta de W a vărfului Tuțuiatu (Greci), trei mari mase de rocă separate prin diorit și diorit șistuos (Dioritschiefer).

La piciorul muntelui imediat deasupra satului s'ar întâlni un granit bogat în cuarț în care ar fi răspândit, în puncte și în cuiburi mici foarte rare, un amestec de mică și de amfibol.

Șisturile argiloase situate între acest mamelon și masivul de granit nu s'ar deosebi întru nimic de filitele și șisturile argiloase din Bugeac sau din regiunea dela S (Cerna). Tot în același loc un cuarțit fin grăunțos feldspatizându-se s'ar fi transformat într'un psamit cuarțofeldspatic. Complexul de rocă ar fi străbătut de floane de rocă verzi «Grünstein» în varietăți care ar percurge întrecăga serie dela un afanit până la un diorit.

Pe coasta de E a masivului, același granit descris mai sus ar constitui împreună cu mase de rocă verzi «Grünstein» o mică catenă independentă în preajma căreia s'ar observa numai cuarțite, «Grünsteinschiefer» și diorit.

Atât despre masivul dela Greci.

Rezultatele acestea, destul de precise pentru scurtul timp pe care PETERS l-a petrecut în regiunea dela Greci, au putut fi completate prin cercetările noastre.

## 1. INVĂLIȘUL SEDIMENTAR.

Scind din valea Jijilei ai cărei pârâși sunt lăiași în strate din formațiunea de Carapelit cornificate, chiar pe drumul Măcin-Luncavița lăiat adânc în loesul care acoperă în bună parte dealul Vârteaja, în partea lui nordică, se întâlnesc strate din formațiunea de Carapelit de tipul vânăț, nemetamorfozate prin contact dar intens laminate, formate din arcoze, șisturi de tip filitos, gresii cu bobul mărunț până la gresii grosolane, cu intercalațiuni puternice de conglomerate formate din bucăți rotunzite de granit grăunțos-fibros, bucăți de cuarțit și cuarț într'o masă mai mult sau mai puțin filitoasă sericitoasă vânăț-sură sau verzuie. Complexul acesta de strate din formațiunea de Carapelit cu direcțiunea N 30—50° W se poate urmări pe tot dealul în spre S până în valea Fântânii lui Manole.



Conglomeratul formează vârful Vârteaja vizibil de pe drumul Măcin-Luncavița îndată ce acesta scapătă pe după culmea care mărginește valea Grecilor la W. Pe culmea dealului Vârteaja în apropiere de drumul care merge pe muchie dealungul catenei spre S, se întâlnește roca eruptivă care constituie partea de N a Iacolitului; ea e un granit cu bobul mic aproape complet lipsit de element negru. Stratele de Carapelit sunt cornificate în apropierea roci și într'un loc aproape de culme sunt străbătute de un filon de diabaz.

În valea Cănticiu (valea Fântâniî lui Manole) tăiată în stratele din formațiunea de Carapelit până în granit, se poate observa pentru prima oară conglomeratul metamorfozat. Bucățile de granit, cuarț, cuarțit sunt prinse într'un ciment cornificat, foarte compact, de culoare verde. Filoane de diabaz și de pegmatit străbat roca metamorfozată. Pe culmea care — la S de valea Cănticiu — suie din valea Grecilor spre E până în vârful Rakelu și Fundul văii Socilor, se găsește inclus sinclinal, sub formă de cuvete mici și de aripi, în masa granitului lipsit de element negru, acelaș conglomerat metamorfozat, ușor de urmărit în numeroase deschideri pe drumul care coboară din vârf.

Atât aci cât și pe drumul care desprinzându-se din drumul de pe culme, coboară pe la fântâna lui Moș Stamate pe piciorul de deal Impuțita, stratele din formațiunea de Carapelit în cari sunt intercalate conglomerate, prinse în pană în roca eruptivă, sunt transformate în corneene feldspatizate, compacte, cenușii. Pe aceeaș linie spre SES în valea Viilor se întâlnesc din nou stratele din formațiunea de Carapelit transformate în corneene feldspatizate.

Aceiaș pană de strate din formațiunea de Carapelit se mai poate urmări în aceeaș direcție spre S, inclusă în granit pe șeaua dintre vârfurile Piatra-Roșie și Căcata (păretele de N al văii Morzu), apoi în valea Morzu, în sfârșit pe coasta sudică a acestei văi pe dealurile Baba-Rada Mică și Baba-Rada Mare, în toate aceste din urmă locuri formată dintr'o corneenă vânătă și stoasă presărată cu grăunțe mici limpezi de cuarț. Aripa aceasta de strate sedimentare prinsă în masa Iacolitului pornind din dealul Vârteaja și putând fi urmărită aproape continuu până pe păretele sudic al văii Morzu se termină ascuțindu-se ceva mai la S, pe dealul Baba-Rada Mare.

Ceva mai la N de acest punct, ocolind prin vale piciorul dealului Baba-Rada Mică începe din nou pe coasta din spre valea Grecilor, învâlișul continuu de strate din formațiunea de Carapelit, erodat în tot spațiul dintre dealul Vârteaja și valea Morzu.

Pe tot frontul din spre valea Grecilor, între valea Morzu și valea Carabalu, dealungul poalelor catenei, se întâlnește o serie de mame-loane separate printr'o șezătură de restul masivului care se ridică la răsărit.



Ele sunt formate din corneenă din formațiunea de Carapelit. Innainte de a ajunge în dreptul văii Carabalu, corneena se lățește pe coastă în sus ocupând o zonă din ce în ce mai lată pe măsură ce innaintăm în spre S.

Corneena e compactă, cu spărtura concoidală, de culoare vânătă închis; șistozitatea ei în apropierea contactului e puțin pronunțată; roca se prezintă în bancuri de câțiva decimetri lățime.

Șirul de mameloane paralel cu catena ar constitui o nouă apofiză paralelă cu masivul principal.

Incepând dela vârful Cetate, la sudul văii Diteov, corneena ajunge până aproape pe culme, și în acelaș timp în partea mai depărtată de contact—aci neacoperită de depozitele din vale—ea devine mai șistoasă și trece în tipul filitos al stratelor din formațiunea de Carapelit (Piatra Mariei—Secaru). De aci, dealungul coastei, ocolește dealul Coslug pe la S, intră printre acesta și dealul Știnbeilor pe drumul care suie până aproape pe culme și apoi din nou cu intercalațiuni puternice de conglomerat nemetamorfozat și metamorfozat exact de constituția celui de pe dealul Vârteața, formează toată coasta de E a dealului Știnbeilor și a dealului Negoiu (la Lac) spre a se continua cu conglomeratul din vârful Vancei și regiunea descrisă dela S.

În partea de S a dealului Negoiu pătura de conglomerat metamorfozat se urcă până pe culme (drumul spre Țiganca, la Prisad).

Limitele masivului eruptiv spre E în spre Țiganca nu s'au putut urmări din cauza terenului complect împădurit. Ceva mai la N, în valea Lupului aproape de drumul de pe valea Țiganca sunt aflorimente din eruptivul care a metamorfozat devonul.

Pe toată valea transversală care urcă spre vârful Ioaneșului, se întâlnește din loc în loc, ivindu-se de subt terenul împădurit, aflorimente de conglomerat metamorfozat, până adânc în vale la jumătate din lățimea masivului, iar în dreptul lor de-asupra pe culmile de S și de N cari mărginesc valea lăsându-se din Ioaneșul și din vârful Innalt spre E, se ivește roca eruptivă.

Deci o bună parte din prelungirea vârfului Ioaneșului în spre valea Țigăncei este formată dintr'o apofiză a rocei eruptive care prinde de desubtul ei roca sedimentară din învâliș.

Culmea care se lasă din dreptul văii Diteov spre răsărit, (dealul Teilor) e complect împădurită afară de câteva locuri pe coasta văii Lunca vița (ramura de Sud) în spre fundul văii unde se pot distinge iviri de conglomerat intens metamorfozat.

De jur împrejurul prelungirii numită Piscul Innalt, prin vale, se întâlnește petece de conglomerat și de șisturi din formațiunea de Carapelit metamorfozate cari se întind până în coasta dealului Gogon-



cei (masivul devonic). Piscul Înalt poartă și pe spina sa pecece de conglomerat metamorfozat.

Pe toate văile de jur împrejurul diferitelor culmi care se lasă din catena principală în spre E pe toată regiunea spre N până în valea Boului, se poate urmări din loc în loc formațiunea de Carapelit de tipul conglomeratic, metamorfozată mai aproape de contactul cu roca eruptivă, nemetamorfozată ceva mai departe de această, sau de tipul filitic și gresos. Pe culmile paralele cu aceste văi se găsește pretutindeni roca eruptivă purtând pe ea pecece de conglomerat metamorfozat.

Indată ce trecem în valea Boului, stratele de Carapelit dau înapoi și de subț terenul împădurit apar rocele devonice descrise mai amănunțit în capitolul precedent.

În această parte se află capătul N al catenei dela Greci acolo unde e strânsă prin apropierea celor două anticlinale devonice semnalate mai sus.

Pe toată partea din spre valea Grecilor, roca cornificată este străbătută de rare filoane aplitice și pegmatitice de puțină însemnătate. În stratele din formațiunea de Carapelit care formează poalele de apus ale dealului Negoiu sunt puternice filoane de porfir purtător de oligist (dealul Tabacciului).

Filoane în invălișul sedimentar.

## 2. ROCILE ERUPTIVE.

Eroziunea neegală în diferitele părți ale masivului, permite să se vadă destul de clar diferitele faze ale istoriei consolidării magmei.

În general eroziunea nu a fost prea puternică, așa încât pe cea mai mare întindere crodată a fost pusă la zi numai regiunea hipabisală a lacolitului.

Cele mai adânci și mai interesante secțiuni în masivul eruptiv sunt tăiate de văile Morzu și Carabalu.

Pe pârâții din fundul primei văi se poate urmări trecerea dela roca din inima catenei—un granit amfibolic—până la o rocă bazică—gabbroul—care ocupă vârful, cu treceri prin faciesuri granodioritice și tonalitice. În același timp în spre intrarea văilor se poate observa trecerea spre un facies marginal microgranulitic. Exact același lucru se observă și în valea învecinată Carabalu.

În regiunea dela N de valea Morzu până în valea Socilor pe o întregă zonă lată de aproximativ 2 km, trecând de-a curmezișul catenei din valea Grecilor spre SE, se poate urmări gabbroul în mare parte erodat și rămas numai pe vâruri în partea centrală a masivului și, mai ales faciesurile sale de trecere în adâncime spre o magmă mai acidă aproape lipsită de ele-

Gabbroul.



ment negru—granitul nemiceacu. In acelaș timp în regiunea aceasta, în spre valea Grecilor, se pot urmări și contactele cu stratele din formațiunea de Carapelit (conglomeratul metamorfozat și corneena).

Din valea Socilor spre N până la limitele catenei se află un granit acid lipsit de mică și de orice alt element negru, probabil unul din polurile extreme de diferențiere ale magmei.

Pe toată marginea din spre valea Grecilor, dela valea Morzu în spre S până la valea Coslug, se poate urmări aproape continuu faciesul marginal microgranulitic și în spre interior, dealungul profilelor lungi și înguste pe cari le taie văile Rakova și Ditcov, trecerea dela faciesul microgranulitic la roca din mijlocul masivului care se face printr'un microgranit amfibolic.

Tot în această parte a văii Grecilor, se pot observa în corneena de Carapelit filoarele aplitice și pegmatitice pe cari roca eruptivă le trimite în învelișul sedimentar. Acelaș lucru însă mai puțin distinct vizibil se poate urmări și pe coasta de apus a dealurilor Știubeilor și Negoiu.

În partea de răsărit a catenei, deși terenul acoperit nu permite să se stabilească o neîntreruptă continuitate a rocei eruptive, sunt suficiente iviri cari permit totuș constatarea că eruptivul are faciesuri exact corespunzătoare celor întâlnite pe coasta de W și în inima masivului, începând cu faciesul microgranulitic marginal prin granitul amfibolic, faciesurile granodioritice și tonalitice, gabbro, faciesurile de diferențiere ale acestuia în spre roca mai acidă și granitul nemiceacu.

Și aici se poate urmări metamorfozarea rocei sedimentare în special a tipurilor conglomeratice precum și o tendință pe alocurea destul de evidentă a rocei eruptive de a se orienta în imediata apropiere a contactului.

Întreg masivul e străbătut de dese filoane de cuarț, aplit, microgranit și diabazporfir, de obicei în direcțiunea diaclazelor cari păstrează direcțiunea și înclinațiunea generală a rocilor din întregă această regiune: direcțiunea N30—50°W, înclinațiunea NE.

### C. CONCLUZIUNI.

Din cele spuse asupra dezvoltării masivului eruptiv dela Greci și anume:

1. Din faptul că de jur împrejurul masivului se pot urmări stratele din formațiunea de Carapelit cari constituiesc învelișul eruptivului, metamorfozate și prinse în roca eruptivă, rezultă că ma-

Vârsta intruziunii și vârsta delatării dela Greci a fost pus în loc după depunerea sedimentelor cari constitu-



esc stratetele de Carapelit. Deoarece acestea sunt socotite de G. MACOVEI (1) ca fiind depuse până la începutul permicului, vârs ta intruziunii trebuie considerată ca fiind permică sau postpermică.

2. Din faptul existenței unui mare sinclinal de sedimentar prins în eruptiv pe coasta de apus a masivului (partea de N a văii Greci), a două petece din acelaș sedimentar prinse și cornificate între apofizele rocei eruptive pe coasta de apus a masivului principal și din raporturile sedimentarului metamorfozat pe coasta de est a catenei pe văi până în inima ei precum și în petece pe culmile formate din eruptiv paralel cu aceste văi, rezultă natura lacolitică a masivului.

O cutare probabil variscă, sau poate ultimele repercusiuni al cutărilor varisce, din cauza cărora au luat naștere dislocațiunile cari au permis eșirea magmei și care a dat tutulor stratelor o cădere aproximativ NE, a imprimat forma generală a profilului transversal catenei, cu coaste abrupte spre W, cu culmi cari se prelungesc îndelung în spre E.

### III. STUDIUL PETROGRAFIC AL MASIVULUI ERUPTIV DELA GRECI

#### A. STUDIUL MICROSCOPIC AL ROCELOR ERUPTIVE

Rocile cari formează cea mai mare parte a masivului eruptiv dela Greci constituiesc o serie cu treceri continue dela un granit amfibolic prin varietăți granodioritice până la un tonalit.

Existența acestor roci se poate urmări neîntrerupt pe toate văile cari începând din valea Viilor ceva mai la N de comuna Greci, pe toată întinderea spre S până în valea Cöslug, deschid, pe ambele părți ale catenei, masivul mai adânc decât fațesul său marginal.

Dacă, destul de adânc pe aceste văi transversale, urmărim păreții lor în înălțime, granitul amfibolic percurge întreaga serie de treceri în spre un granodiorit și dela acesta în spre un tonalit.

Tonalitul trece în partea de N în spre o zonă de gabbro care-l mărginește în spre N și NE, formând o fâșie îngustă. Fâșia de gabbro ocupă vârfulurile și, în adâncime trece într'un gabbro cuarțifer cu separațiuni acide formate principal din hornblendă, feldspat plagioclaz acid și cuarț.

(1) G. MACOVEI: Comunicare verbală.



În spre eşirea văilor în toată porţiunea ocupată de granitul amfibolic-granodiorit-tonalită, roca trece într'un facies marginal microgranulitic, iar local, în special pe porţiunea valea Carabalu-valea Coslug, trecerea spre faciesul marginal se face printr'un microgranit amfibolic.

La N de fâşia de gabbro, masivul eruptiv se termină printr'un granit lipsit aproape complet de element negru, un granit nemicaceu care pare a se continua sub gabbro formându-i fundamentul. În adâncime vor fi existând treceri între granitul amfibolic şi acest granit lipsit aproape complet de element negru; nu sunt însă deschideri destul de adânci în masiv pentru a înlesni o constatare de asemenea natură.

Dacă trecerea între granitul amfibolic şi tonalită se face continuu aşa încât acest complex de roce trebuie considerat ca rezultatul unui aceluiaş proces de diferenţiere, trecerile între tonalită şi gabbro prezintă particularităţi cari atrag atenţiunea asupra lor. Ele par a indica pentru gabbro şi rocile sale conexe o fază de diferenţiere cu totul deosebită.

Granitul amfibolic dar mai ales granodioritul şi tonalitul sunt străbătute de filoane de roce diferenţiate: plagioplitite, albitit, microgranulit, cuarţ filonian şi diabazporfirite. Diabazporfiritele străbat şi gabbroul şi granitul lipsit de element negru.

Complexul întreg de roci cari formează masivul eruptiv dela Greci prezintă — afară de granitul amfibolic propriu zis în părţile sale cele mai adânci — imaginea unei magme foarte neliniştită, în sensul magmelor cari se consolidează în regiunea hipabisală a lacolitelor.

Din punct de vedere al clasificăţii petrografice rocile cari formează masivul dela Greci se pot împărţi în:

- |  |   |   |
|--|---|---|
| I. Roca de adâncime propriu zise.                          | } | Granitul amfibolic-granodioritul.                         |
|  |   | Tonalitul.  |
| II. Roca de adâncime hipabisale.                           | } | Gabbroul şi rocile sale conexe de diferenţiere mai acide. |
|  |   | Granitul nemicaceu.                                       |
|  |   | Microgranitul amfibolic.                                  |
|  |   | Microgranulitul.  |
| III. Roca filoniene.                                       | } | Cuarţul filonian.   |
|  |   | Albititul.  |
|  |   | Plagioplititele, Diabaz porfiritul.                       |
| IV. Roca de contact: corneene, conglomerate metamorfizate. |   |   |

Descrierea petrografică va urma însă următoarele linii generale:

1. Seria granit amfibolic-granodiorit-tonalit.
2. Seria gabbro-separațiunile mai acide ale gabbroului-granit piroxenic-granit nemicaecu.
3. Seria microgranit-facies marginal microgranulitic.
4. Filoane leucocrate: cuarț filonian, albitit, microgranulit, plagiaplite.
5. Filoane melanocrate: diabazporfirit.
6. Rocce de contact: corneene, conglomerate metamorfozate.

## 1. SERIA GRANIT AMFIBOLIC-GRANODIORIT-TONALIT.

### a. Granitul amfibolic-granodioritul.

Granitul amfibolic cu trecerile sale în spre tonalit, toate propriu zis roce granitodioritice, ocupă în limitele cuprinse de tot acest complex de roce, un spațiu mult mai mare decât faciesurile tonalitice, căci fiind mai în adâncime au fost mai puțin expuse să fie erodate și transportate.

Pornind din adâncime în sus pe văi și pe coaste, se individualizează în această serie de roci granitodioritice, în afară de tonalit, două varietăți mai importante.

1. Descrierea macroscopică. Prima varietate — granitele amfibolice — cari ocupă un nivel mai jos, în spre gura văilor și la poalele dealurilor, sunt în linii generale caracterizate prin conținutul în plagioclaji mai acizi (până la un oligoclaz mediu cu 25% An) printr-o cantitate de feldspat potasic mai mare decât feldspatul plagioclaz și prin faptul că în general hornblenda este în cantitate mai mare decât biotitul.

A doua varietate — granodioritele — localizate mai spre fundul văilor și la un nivel mai sus pe pârșii lor, sunt caracterizate în linii generale prin plagioclaji mai bazici (oligoclaz bazic cu 28% An), prin faptul că au mai puțin feldspat potasic și că biotitul este în cantitate egală sau ceva mai mare ca hornblenda. Deosebirea între aceste două varietăți se recunoaște și macroscopic dela prima vedere căci granitele amfibolice se deosebesc de granodiorite prin colorarea lor mai roșietică datorită bogăției în ortoclaz. Intre aceste două varietăți extreme există o trecere continuă.

În granitele amfibolice elementul leucocrat formează peste 8% din rocă. Aceasta se prezintă ca o masă grăuntoasă granitică, al cărei grăunte variază în mărime





între 1—5 mm, de nuanță violacee roșietică, în care predomină culoarea lăptoasă a cuarțului amestecată cu stropiturile albe și roșietice foarte deschise ale grăunțelor de feldspat aproape în cantitate egală cu cuarțul și, cu stropiturile mult mai mici și rare, negre sau verzi închise de element melanocrat.

Feldspatul plagioclaz se prezintă în cristale izometrice înură mădite mai multe la un loc, înconjurate de grăuțe de curăț și orto.

Elementul melanocrat în care predomină hornblenda, este slab reprezentat în rocă. Hornblenda se prezintă în prisme mici de grosime de  $\frac{1}{2}$  mm maximum și în lungime de până la 3 mm, negre mat verzui, cu suprafața aspră din cauza clivagiului după fețele prismatice. Biotitul se prezintă în cristale tabulare de 1—2 mm, foarte rar în forme idiomorfe, negre strălucitoare cu o slabă nuanță brună aurie.

În granodiorite, elementul leucocrat constituie aproximativ 60% din rocă. Roca se prezintă ca o masă granodioritică, cu grăunțele variind în mărime în acelaș eșantion între 1—5 mm, de culoare pestriță cu pete slab roșietice sau slab verzui datorite îngrămădirilor de grăunțe de ortoclaz sau de hornblendă.

Feldspatul plagioclaz în cristale mai mult sau mai puțin izometrice, variază în mărime dela 1—3 mm și se distinge greu din amestecul său cu feldspatul potasic. Este alb ca laptele, clibat după fețe strălucitoare probabil (010) și uniform răspândit în întreaga rocă.

Printre grăunțele feldspatului plagioclaz se individualizează distinct cuarțul nu atât prin mărimea lui care atinge 2—4 mm sau prin formă cât prin aspectul său opalescent.

Ortoclazul se distinge numai prin nuanța lui slab roșietică și se prezintă rar în cristale cu clivagiul pronunțat.

Elementul melanocrat este reprezentat prin biotit și hornblendă.

Biotitul este mai bine individualizat decât hornblenda. El se prezintă în cristale tabulare în mărime de 1—3 mm, de foarte multe ori cu conturul hexagonal complet, cu aspectul negru strălucitor cu o slabă nuanță brună aurie.

Hornblenda se prezintă în cristale prismatice, în lungime de până la 5 mm și în grosime de 1 mm, cu suprafața aspră din cauza clivagelor, de culoare neagră cu o nuanță verde închis. Hornblenda înconjoară uneori cristalele de biotit.

Varietățile intermediare de rocă dintre cele două descrise sunt caracterizate macroscopic prin îmbogățirea în biotit și prin pălirea nuanței roșietice odată cu scăderea conținutului în ortoclaz.



2. Descrierea microscopică. Înșirate după cantitatea în cari se găsește în cele două varietăți principale ale seriei granit amfibolic-granodiorit, mineralele constitutive sunt: Cuarțul în mai mare cantitate în granitul amfibolic și ocupând locul al doilea în granodiorit, feldspatul plagioclaz care trece în rândul întâi în aceste din urmă varietate, feldspatul potasic care în granitul amfibolic trece înaintea plagioclazului și în sfârșit hornblenda și biotitul în aceeași cantitate sau în raporturi inverse în granitul amfibolic față de granodiorit.

Mineralele accesorii sunt reprezentate prin sfen a cărui prezență caracterizează aceste roce față de varietățile tonalitice, magnetit (ilmenit?), zircon, epidot și rutil.

Cuarțul se prezintă în totdeauna în cristale allotriomorfe în raport cu feldspatul plagioclaz. Allotriomorfismul lui este cu atât mai pronunțat cu cât există în rocă sâmburi mai baziți de feldspat.

În granitele amfibolice, cuarțul tot allotriomorf față de plagioclaz începe să aibe un grad de idiomorfism mai pronunțat față de feldspatul potasic. În asemenea cazuri cuarțul se întâlnește în cristale mai bine individualizate — lucru care se distinge și macroscopic — cu conture rotunde, pe alocurea corodate, iar în sinuozitățile neregulate din cari substanța a fost dizolvată, ca și în jurul grăunțelor de cuarț și între ele, s'a depus feldspat potasic sau alt cuarț ceea ce ar dovedi poate existența a două perioade de cristalizare pentru acest din urmă mineral.

În granodiorit, cuarțul include numeroase cristale mici idiomorfe de plagioclaz de compoziția sâmburelui plagioclazilor mai dezvoltate și începe să cristalizeze în jurul acestora din urmă odată cu zonele de oligoclaz acid. Fenomenul se poate urmări mai bine în trecerile spre tonalit însă este și aci destul de distinct ca să îndreptățască concluziunea de mai sus. În granodiorit cuarțul are margini foarte neregulate condiționate de preexistența a cea mai mare parte din elementele componente ale rocei, el umple numai spații goale. Uneori incluziunile de cristale mici de feldspat plagioclaz formează ghirlande în mijlocul plajoi de cuarț ceea ce ar dovedi că cuarțul a avut o perioadă mai lungă de creștere cu două epoci de cristalizare.

Deosebirea în privința gradului de idiomorfism la cuarțul acestor două individualizări principale ale seriei granit amfibolic-granodiorit se pot prind ușor și macroscopic.

În toate aceste varietăți cuarțul se prezintă cu extincțiuni ondulate, cu crăpături cari dovedesc slabe presiuni, cu numeroase incluziuni gazoase și lichide cu libelă, neregulat dispuse sau foarte rar îngrămădite local în placa de cuarț.



În afară de incluziunile de feldspat plagioclaz se mai întâlnesc în cuarț și puține incluziuni de biotit și hornblendă.

Proporția cuarțului față de restul elementului leucoerat crește dela granodiorit până la granitul amfibolic dela aproximativ 15% până la 30%.

Feldspatul plagioclaz în granitul amfibolic trece în cantitate cum s'a mai spus — în urma feldspatului potasic. Cristalele de feldspat plagioclaz sunt în cea mai mare parte izometrice, extrem de rar tabulare sau alungite și în totdeauna idiomorfe față de restul elementului leucoerat. Ele sunt maculate după legea albit, foarte adeseori după legea albit + Karlsbad; nu s'a întâlnit nici odată maculațiunea după legea periclin.

Plagioclazul este în cea mai mare parte format din sămburi în cari cantitatea de anortit se ridică local până la maximum 25% (un oligoclaz mediu). În asemenea cazuri ei sunt foarte desăgregați.

În general însă sămburii de feldspat plagioclaz sunt ceva mai acizi, mai proaspeți, cu conture lineare, înconjurați de un sistem de zone din ce în ce mai acide, în general fără recurențe bazice și perfect limpezi. Ultima zonă, în totdeauna perfect clară, formează o bandă îngustă cu birefrigența mai ridicată și corespunde unui albit cu aproximativ 5% An.

Marginea acestor zone în spre feldspatul potasic, în care de obicei înnoată întreg cristalul de feldspat plagioclaz, are conture rotunde, ca retopite și formează uneori — foarte rar — concreșteri mirmekitice sau se continuă în firisoarele de plagioclaz din micropertit.

În granodiorit feldspatul plagioclaz se prezintă în cristale cu o tendință ușoară spre o dezvoltare tabulară și cu un idiomorfism ceva mai pronunțat. Indivizii tăiați după secțiuni apropiate de zona simetrică au conture rectangulare, iar când sunt tăiați după alte direcțiuni au conture poligonale.

Feldspatul plagioclaz este zonat, în zone de obicei foarte înguste în jurul sămburelui, cu recurențe bazice cu treceri continue. S'au putut urmări până la două recurențe formând zone din ce în ce mai subțiri și din ce în ce mai acide. În fiecare serie de zone diferența de aciditate între termenii ei nu e mare.

În varietățile cele mai bazice de granodiorit, plagioclazul are în sămbure compoziția unui oligoclaz bazic aproape un andesin acid cu aproximativ 28% An, iar în zona cea mai externă compoziția unui albit-oligoclaz cu aproximativ 9% An. Determinarea lui se bazează pe următoarele măsurători:



Secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , centrată

Unghiul		
de extincțiune $n'_p/M$ în sămbure	+ 12°	28% An
prima zonă	+ 8°	25,5% »
o a doua zonă	+ 5°	23,5% »
o a treia zonă	- 8°	14% »
o a patra zonă	- 13°	9% »

Semnele sunt date fără ambiguitate.

Pentru sămburile cel mai bazic s'a găsit prin metoda indicilor de refracție  $n'_y > \omega$   $n'_p < \varepsilon$  (1).

Cuarțul începe să se depună odată cu zona cea mai acidă de plagioclaz și în acelaș timp cu ortoclazul, lucru pus în evidență și prin existența mirmekitului.

Feldspatul plagioclaz din sămbure a suferit coroziuni, iar locurile cu contur dreptunghiular sau neregulat de unde substanța mai bazică a fost transportată, au fost umplute cu substanța plagioclazilor mai acizi la fel orientată, depusă ulterior.

Feldspatul potasic este după toate probabilitățile pretutindeni un microclin. În granodiorite feldspatul potasic este în cantitate de aproximativ 15% din elementul alb iar în granitul amfibolic cu mai multă hornblendă decât biotit el ajunge până la aproximativ 40% din elementul leucocrat.

În granodiorit el se prezintă ca o ultimă umplutură împreună cu cuarțul și continuă și după depunerea acestuia formând părți de zonă în jurul plagioclazilor sau umplând locuri goale între aceștia și uneori și între grăunțele de cuarț.

În granitul amfibolic feldspatul potasic se prezintă în preparat formând plăci mari, late, în cari înnoată cristalele de plagioclaz sau, umplând locurile goale dintre grăunțele de cuarț care în această rocă are un grad de idiomorfism mai pronunțat față de feldspatul potasic.

Feldspatul potasic a fost determinat numai după birefrigența lui scăzută și după indicii săi de refracție mai mici decât ai balsamului de Canada, metodă care nu permite nici un echivoc (2) și este mai sigură decât absența lamelilor de maclă după legea albitului sau orientarea optică, în special când substanța feldspatului potasic este amestecată molecular sau mecanic cu substanță de feldspat plagioclaz, și

(1) F. BECKE: Zur Physiographie der Gemengteile der Krystallinen Schiefer, Denkschriften der Kaiserlichen Akad. der Wissenschaften, Mathematisch Naturwissenschaftliche Klasse Bd. 75, 1906, I Halbd., pag. 102.

(2) F. BECKE: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner, T. M. P. M. Bd. XIII, pg. 387.



când, ca în cazul de față, condițiunile de observare sunt foarte puțin favorabile din cauze cari se vor vedeà mai jos.

După cum s'a mai spus, după toate probabilitățile tot feldspatul potasic din toate varietățile seriei granit amfibolic-granodiorit este microclin.

Între nicolii încrucișați, structura în ostrețe nu se întâlnește în toate secțiunile din acelaș preparat, și chiar pe o aceeaș secțiune se observă numai din loc în loc petece la care maclarea se distinge bine; de cele mai multe ori placa e pătată de o maclațiune foarte fină care dă impresiunea unui nor, alteori placa e liberă de maclațiuni sau are numai o serie de lamele foarte dese așa încât secțiunile apar ca suprafața unei ape ușor agitată cu lumini și umbre intense.

Microclinul acesta prezintă și un foarte distinct și bogat micropertit.

Substanța plagioclazică a acestui microclin-micropertit, crește în cantitate cu cât înaintăm dela granodiorit spre Microclin-micropertitul granitul amfibolic în aceeaș măsură în care se înmulțesc urmele unei activități pneumatohidatogene posteroară consolidării și cu cât înaintăm în adâncimea masivului.

În secțiunile din zona de simetrie substanța plagioclazică a microclin-micropertitului se prezintă maclată după legea albit formând în masa feldspatului potasic petece mici rectangularo, rare, situate de preferință deoparte și de alta a clivagelor după P (001) și terminându-se la ele. În secțiunile din celelalte zone, substanța plagioclazică a micropertitului se prezintă în felul cunoscut în pete mici în formă de flăcări neuniforme răspândite pe suprafața secțiunii sau în firisoare foarte subțiri lungi, strict paralele sau cari se împletesc. Condițiunile nefavorabile de observare nu permit să se determine exact unghiul acestor direcțiuni cu clivagiul  $h^1(100)$ , el este însă cu siguranță mai mic de  $20^\circ$ . Este de observat că în acest microclin-micropertit, intercalațiunile de lamele de plagioclaz sunt extrem de dese. Când placa de feldspat potasic înconjoară cristale de plagioclaz, atunci firisoarele de substanță plagioclazică pornesc din substanța ultimei zone a acestora și pătrund în microclin.

Pe crăpături în feldspatul potasic sau la contactul între două grăunțe din acest feldspat, s'au format cruste de mirmekit și formațiuni de plagioclaz secundar.

Mirmekitul.

Biotitul se prezintă în granitul amfibolic și în granodiorit cu aceleași caractere atât din punct de vedere al caracterelor sale individuale cât și din punct de vedere al raporturilor lui cu celelalte elemente. Cristalele de biotit au fost în general corodate intens așa că n'au mai rămas decât petece informe și numai extrem de rar se întâlnesc lamele cu conturul hexagonal complet conservat, în unele cazuri coroziunea



a mers așa de departe încât rămășițele de biotit constituiesc mici pecece sdrențuite abea ținându-se unele de altele incluse în general în cristale de hornblendă.

Biotitul se prezintă cu caracterele cunoscute; este polichroic și anume:

$n'_g$  galben brun foarte deschis  
 $n'_p$  brun deschis

și are birefrigența maximă  $n_g - n_p = 0,045$  aproximativ.

Secțiunile din zona perpendiculară pe bază se prezintă cu clivagiul bazal des, caracteristic, uneori ușor ondulat.

În granodiorit mai pronunțat decât în granitul amfibolic, biotitul are un început de transformare în clorit. Cloritizarea începe în felul cunoscut pe margini mai ales, în secțiunile cu clivagii de-alungul acestora, lăfându-se deoparte și de alta în masa biotitului din care de cele mai multe ori nu rămân decât aschii ascuțite cari între nicolii paraleli se desprind net prin culoarea lor brună pe fondul verde al cloritului. Odată cu cloritizarea biotitului are loc o depunere de epidot în cuiburi de grăunțe foarte mici, cari deși au birefrigența ridicată, sunt totuși greu de distins din cauza suprapunerii ce rezultă din îngrămădirea de grăunțe foarte mici.

Când cloritizarea începe pe margini, grăunțele acestea foarte mici de epidot formează un șirag de grămejoare dealungul marginii dintre biotit și clorit, iar când cloritizarea începe pe clivagii, grămejoarele de grăunțe de epidot se depun în lentile mici dealungul acestora.

Atât cloritizarea cât și fenomenul paralel cu ea, depunerea epidotului, se produce ori unde în cristalul de biotit se ivește vreo discontinuitate prin care ar putea să pătrundă o soluțiune; așa de pildă se întâlnește constant acolo unde lama de biotit prezintă o frângere «Knickung» și, tot astfel, de foarte multe ori în jurul incluziunilor de magnetit sau zircon din biotit se depune o zonă subțire formată din aceste foarte mici grăunțe de epidot, zonă însoțită în spre biotit de un început de cloritizare.

Biotitul din granodiorit este ceva mai titanifer decât cel din granitul amfibolic. Faptul acesta nu se evidențiază prin proprietățile optice ale mineralului, poate din cauza micii diferențe în conținutul de titan la biotitul granodioritului față de acel al granitului amfibolic ei prin faptul că în granodiorit, biotitul este mai bogat în ace de sagenit așezate după cele trei direcțiuni cunoscute.

Și formarea acelor de sagenit este în legătură cu un fenomen de disociație al biotitului în timpul cristalizării magmei «ein Zerfall», căci formarea și îngrămădirea acestor ace se face în apropierea disconti-



nuităților din biotit, unde începe să se depună epidotul și mineralul să se transforme în clorit.

Așa de pildă în spre interiorul plăcii de biotit pe toată marginea pe care s'a depus zona de grăunțe foarte mici de epidot în legătură cu transformarea biotitului în clorit, se formează țesătura deasă de ace de sagenit; același lucru și în preajma frângerilor «Knickungen» cari adesea sunt jalonate de un șir negru formată dintr'o împletitură deasă fină de ace scurte de sagenit.

Biotitul are incluziuni puține de zircon, magnetit, local ceva apatit și ceva epidot.

În privința raporturilor sale cu celelalte elemente ale roci se observă în secțiunile studiate lucruri uneori curioase. Dacă pretutindeni se poate discerne bine că biotitul este mai vechiu decât hornblenda, în privința vechimei lui în raport cu plagioclazul lucrul nu este în totdeauna clar. S'ar părea uneori că biotitul se prezintă allotriomorfi în raport cu feldspatul plagioclaz, cu toate că pe de altă parte cristale de biotit se găsesc incluse în acest din urmă mineral; aceasta ar dovedi că mica a avut o perioadă de cristalizare lungă, începută înainte de elementul leucocrat și continuată până înainte de cristalizarea cuarțului.

Hornblenda este de specie comună verde. Ea se prezintă în cristale idiomorfe, prismatică, de două sau de trei ori mai lungi decât groase, cu clivagiul după (110) bine caracterizat. Polichroizmul acestei hornblende variază în întreaga această serie de roci între limite foarte apropiate, dela

$n_o$  verde deschis slab albăstrui  
 $n_p$  galben deschis slab verzui

în varietățile mai acide, până la

$n_o$  verde deschis cu o slabă nuanță brună  
 $n_p$  galben deschis slab verzui cu o nuanță brună

în varietățile mai bazice.

Birefrigența este

$$n_o - n_p = 0,020 - 0,023$$

iar unghiul de extincțiune pe secțiunea de birefrigență maximă

$n_o$ 'e până la 21°.

În granodiorit hornblenda este foarte frecvent maclată după legea obișnuită (față de asociațiune 100); uneori macla se repetă



de trei sau patru ori. În granitul amfibolic maclașinea se întâlnește foarte rar.

Hornblenda a cristalizat în urma biotitului sau cel puțin în urma unei părți însemnate de biotit. Dovadă despre aceasta sunt petecele zdrențuite de biotit, corodate, incluse în hornblendă și cristale întregi de biotit incluse în total sau înconjurate numai în parte de indivizii de hornblendă. Hornblenda este și ea la rândul ei umplută pe crăpături de un biotit verde posterior formării ei, a cărui origine va fi discutată mai jos și de sfen, și el mai tânăr decât dânsa.

Dacă biotitul verde umple crăpături în hornblendă sau cristalizează în șnururi subțiri pe marginea lui, sfenul este de multe ori în petece atât de dese și de împletite cu substanța hornblendei în cât dă uneori impresia unei adevărate concreșteri. Alte fapte arată însă precis că sfenul s'a depus pe urmă în crăpăturile și locurile goale din hornblendă.

Din elementele accesorii cel mai important este sfenul a cărui apariție, mai abundentă în granodiorit și mai redusă în granitul amfibolic este caracteristică pentru seria granit amfibolic-granodiorit spre deosebire de tonalitul din spre vârfuri.

Sfenul se prezintă în grăunțe allotriomorfe chiar în raport cu plagioclazul include cristale de feldspat, petece sdrențuite de hornblendă și cristale de magnetit.

Sfenul e incolor sau foarte slab brun, limpede, nepolihroic dar cu o slabă diferență în absorbțiune după două direcțiuni principale. E maclat polisintetic; maclașinea este vădit datorită presiunii din magma devenită vâscoasă, în mișcare. Fâșiile foarte subțiri alunecate (maclă prin alunecare) se ascut și nu străbat toată secțiunea. Între nicolii încrucișați suprafețele de alunecare au aparența unor ciavagii. Sfenul mai prezintă și o serie de spărturi neregulate dar aproape paralele între ele și aproximativ perpendiculare pe planele de alunecare, care dau plăcii aspectul unei rețele neregulate. Birefrigența mineralului e ridicată și, din cauza suprafeții neplane a plăcii, de o culoare de amestec de nuanța unui bronz deschis. El e puternic dispers.

Magnetitul este deopotrivă de răspândit în granodiorit cât și în granitul amfibolic. N'are conture regulate; în secțiuni se prezintă în formă de petece sdrențuite corodate. Magnetitul este inclus în toate elementele, la rândul său include zircon și apatit.

Tot ca elementul accesoriu socotese un biotit verde cu polihroismul în

Biotitul verde	$n'_g$ verde închis oliv
	$n'_r$ galben foarte deschis





și cu birefrigența ridicată. Acest biotit este foarte răspândit în granodiorit și aproape lipsește în granitul amfibolic. El se prezintă în lamele scurte și înguste formând șiraguri împletite în jurul cristalelor de hornblendă, înșirându-se pe toate crăpăturile lor, umplând crăpături în feldspat, înconjurând cristalele de feldspat și de magnetit sau în sfârșit fixându-se pe părțile laterale ale colonetelor de mică. Pe alocurea șiragurile de fluturași de biotit verde împletit fac impresia unei mize dintr'o rocă cu structura cataclastică, aci însă nu poate fi vorba de presiune căci celelalte minerale sunt intacte; pare a fi fost o ultimă rămășiță din partea bazică a roci care plutea ca o spună și care s'a consolidat mai în urmă.

Epidotul primar se găsește în foarte mică cantitate în întreaga serie granit amfibolic-granodiorit. El este un pistazit cu caracterile comune ale acestuia și se prezintă în grăunțe alături de magnetit sau sfen, sau formând mici flonete în feldspatul plagioclaz. El pare a fi, ca și sfenul sau ca biotitul verde oliv, posterior plagioclazului.

Apatitul, extrem de puțin, este răspândit fără preferință pentru granodiorit sau granit amfibolic; local se acumulează în cantitate ceva mai apreciabilă; se prezintă în prisme scurte și subțiri.

Zirconul este și el în cantitate extrem de mică; se prezintă în prisme scurte, mici, bipiramidate, inclus în elementul negru.

3. Analiza chimică (DR. G. PAMEL) a celor două varietăți principale din seria granit amfibolic-granodiorit dă următoarele rezultate:

	I Anal. No. 99 Granit amfibolic	II Anal. No. 786 (Granodiorit)
SiO <sub>2</sub>	74,47	66,35
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,44	14,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	3,79
FeO	1,89	3,56
MnO	0,09	urme
MgO	0,23	0,89
CaO	2,52	3,89
Na <sub>2</sub> O	4,15	3,68
K <sub>2</sub> O	2,39	2,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,37
Perte au feu.	0,42	0,74
	100,08 (1)	99,24

(1) Urme de zircon.



Aceste analize dau după metoda de calcul a petrografilor americani (1) următoarele compoziții mineralogice tip:

Pentru granitul amfibolic:

Cuarț	35,64	Anortit	8,34	Magnetit	1,62
Ortoclaz	14,46	Bisilicați	4,14	Apatit	0,62
Albit	35,11	Ilmenit	0,15		

Pentru granodiorit:

Cuarț	39,00	Anortit	16,96	Ilmenit	0,76
Ortoclaz	12,79	Corindon	0,10	Magnetit	5,57
Albit	31,44	Bisilicați	3,22	Apatit	0,93

O analiză de gaze (2) dă pentru granitul amfibolic următoarele rezultate:

Volumul de gaz cules la  $\frac{1}{10}$  gr. de rocă = 82,97 cme.

Produse sublimabile nedozate  $\text{NH}_4\text{Cl}$ , As, Sb.

$\text{CO}_2$	la $\frac{1}{10}$ de volum . . . . .	7,45
O	" " " " . . . . .	57,44
H	" " " " . . . . .	—
$\text{CO} + \text{CH}_4$	" " " " . . . . .	7,44
N	" " " " . . . . .	26,61
Gaze rare (3)	" " " " . . . . .	1,06
$\text{H}_2\text{O}$	" " " " . . . . .	0,253

Acastă rocă conține și urme de fluoruri.

#### b. Tonalitul

Caracterele cari deosebesc granodioritul de granitul amfibolic se accentuează cu cât ne apropiem în înălțime de tonalit. Feldspatul plagioclaz devine mult mai bazic și predomină cu mult asupra feldspatului potasic iar biotitul predomină din ce în ce mai mult asupra hornbleadei.

Tonalitul se caracterizează ca facies periferic al granitului amfibolic și granodioritului cari formează roca principală a masivului, nu numai prin poziținea

Tonalitul.

(1) W. Cross, J. Innes, L. Pinson, H. Washington: Quantitative Classification of Igneous Rocks. Chicago 1903.

(2) Dr. G. PAMTE: Contribution à l'étude des produits volatils des roches. Bull. d.l. Section Scientifique de l'Académie Roumaine III-ème Année 1914. No. 2, pg. 72.

(3) Intre acestea precis Helium observat spectroscopiceste.



sa față de complexul acesta ci și prin textura sa mai mărunță și printr'o pronunțată tendință de a avea două timpuri de cristalizare.

Tonalitul propriu zis se localizează spre partea cea mai înaltă a catenei dela Greci între peretele sudic al văii Viilor, spre S, până aproximativ în valea Rakova. În dreptul văii Morzu el trece la N și NE spre gabbro pe vârfuri și pe o bună parte din cîna de E a masivului.

1. Descrierea macroscopică. Tonalitul se prezintă ca o rocă granitică grăunțoasă formată din cristale albe și negre de feldspat și cuarț, biotit și hornblendă, în mărime până la 1 mm, uniform împrăștiate în întreaga masă, ceea ce-i dă o culoare cenușie deschis cu o ușoară nuanță brună din cauza alterării. În această masă grăunțoasă mărunță plutesc foarte rare cristale mai mari—cel mult 3—4 mm—de feldspat, cuarț și biotit, cari pe alocurea dau roci un aspect ușor porfiric.

Elementul leucocrat este format în cea mai mare parte din feldspat plagioclaz alb mat, grăunțos zaharoid, bine conservat, rareori clivat și precumpăniad mult asupra feldspatului potasic care macroscopic aproape nici nu se distinge și asupra cuarțului care se prezintă în cristale mici allotriomorfe.

Elementul melanocrat este format din biotit în cristale tabulare de cele mai multe ori cu conturul hexagonal păstrat, rareori cu reflexe aurii sau polichrome din cauza alterării și în mult mai mare cantitate decât al doilea mineral melanocrat hornblendă comună verde care se prezintă în prisme scurte de culoare neagră sau neagră-verzuie, cu clivagiile desc. Hornblendă înconjoară de multe ori biotitul și numai foarte rareori i se disting conture idiomorfe.

Dintre elementele accesorii se distinge cu greu magnetitul (ilmenitul?)

Rareori se întâlnesc și faciesuri în cari cristalele izolate mai mari nu există și altele cari din cauza bobului mai mic, uniform și din cauza unui procent mai ridicat în hornblendă au un aspect cenușiu deschis cu nuanță vânătă.

2. Descrierea microscopică. Înșirate după cantitatea în cari se găsesc în rocă, mineralele principale din acest tonalit sunt: feldspatul plagioclaz, apoi biotitul și cuarțul în raporturi cantitative variabile, ortoclazul și hornblendă. Feldspatul plagioclaz predomină în rocă, formând aproape 50% din substanța ei.

Mineralele accesorii în cantitate minimală și în proporții



variabile, sunt reprezentate prin magnetit, (ilmenit?) zircon, epidot (pistolazit), apatit, rutil și ceva ortit.

Feldspatul plagioclaz se prezintă în indivizi relativ mari, idiomorfi, în genere izometrici dar cu tendință de Feldspatul plagioclaz. a se dezvoltă în cristale tabulare, cu conturul rectangular când sunt tăiați în secțiuni perpendiculare pe M (010) sau, prezintă foarte distinct conturul (100) (201) (101) (001) când sunt în secțiuni mai mult sau mai puțin paralele cu fața M (010). Acelaș feldspat se mai prezintă și în indivizi aproape microlitici de asemenea idiomorfi și cu aceeași tendință de a forma cristale tabulare. Indivizii mari prezintă aproape în totdeauna clivajii distincte după direcțiunile P (001), M (010) și destul de vizibile după  $h^1$  (100).

Atât cristalele mari cât și cele microlitice sunt zonate. Zonele au recurențe bazice din care s'au numărat până la trei reveniri cu bazicitatea scăzând de la interior spre exterior. În unele varietăți se întâlnesc feldspați zonați fără recurențe bazice.

Indivizii zonați de feldspat plagioclaz prezintă un sâmbure, de cele mai multe ori foarte redus, corodat în spații rectangulare umplute cu substanța plagioclastică mai acidă. Compoziția acestui sâmbure este în jurul unui andesin aproape bazic.

Identificarea lui se bazează pe următoarele măsurători:

1. Secțiuni perpendiculare pe  $n_p$ , foarte aproape de a fi centrate

Unghiul de extincțiune	$n_p/M$	+ 23 1/2°
		- 24 1/2°

2. Secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , centrată

Unghiul de extincțiune	$n_p/P$	- 8°
------------------------	---------	------

3. Secțiune din zona perpendiculară pe M (100), macrată după legea Karlsbad + albit.

		(1)	(1')	(2)	(2')
Unghiul de extincțiune	$n_p/M$	13°	12 1/2°	4 1/3°	4 1/3°

Secțiuni aproape perpendiculare pe un ax optic, cercetate în privința semnelor optice după procedeul lui BECKE (1), dau reacțiune pozitivă.

(1) F. BECKE: Optische Untersuchungsmethoden, Denkschriften d. k. Akad. d. Wissensch., Math. Naturw. Klasse, Bd. 75, I Halbd. pag. 80, Wien 1913.

F. BECKE: Zur Physiographie der Gemengteile der Krystallinen Schiefer. Ibidem pag. 97.



În sfârșit după metoda indicilor de refracție se găsește

$$n_p < \varepsilon \quad n'_g > \omega$$

Toate aceste măsurători păstrate așa cum au fost găsite, indică compoziția unui andesin aproape bazic în limite perfect mulțumitoare între 37—39% An.

Peticele de feldspat cari umplu locurile corodate în sămbure nu se mai întâlnesc în zonele feldspaților din aceeaș rocă, substanța lor formează însă ea însăși sămburi de feldspat în alte părți ale roci. Compoziția acestei substanțe feldspatice este aceea a unui andesin acid cu 32—34% An după cum rezultă din următoarele măsurători:

1. Secțiuni perpendiculare pe  $n_p$ , foarte aproape de a fi centrate

$$\begin{array}{l} \text{Unghiul de extincțiune } n'_p/M \text{ loc corodat umplut} \quad +19\frac{1}{2}^\circ \\ \text{un sămbure} \quad +19\frac{1}{2}^\circ \end{array}$$

2. Secțiune perpendiculară pe  $n'_g$ , centrată

$$\text{Unghiul de extincțiune } n_p/P \text{ un sămbure} \quad -2^\circ$$

Indicii de refracție după procedeul citat:

$$n'_g < \varepsilon \quad n'_p > \omega$$

În unele varietăți foarte puțin distincte de roca descrisă aci ca tipică, zonele nu se succed cu treceri încete, trecerile sunt brusco cu conture nete și par a însemna sărituri în succesiunea cristalizării feldspaților, sărituri mai accentuate în special dela sămbure la zone decât între zone și, abea în partea acidă a acestora trecerile devin mai încete. Așa se explică probabil și faptul că numai sămburii sunt corodați iar nu și zonele.

În zonele cari se succed se pot distinge:

1. Un oligoclaz bazic aproape andesin acid cu 30% An

Secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , foarte aproape de a fi centrată

$$\text{Unghiul de extincțiune } n'_p/M \quad +15^\circ$$

2. Un oligoclaz bazic cu 24—26% An

Secțiune perpendiculară  $n_p$ , foarte aproape de a fi centrată

$$\begin{array}{l} \text{Unghiul de extincțiune } n'_p/M \quad +8\frac{1}{2}^\circ \\ \quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad +5^\circ \end{array}$$



## 3. Un oligoclaz acid cu 17—20% An

Secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , centratăUnghiul de extincțiune  $n'_y/M$   $-1^\circ$ Secțiunea perpendiculară pe  $n_p$ , centratăUnghiul de extincțiune  $n'_y/P$   $+3^\circ$ 

## 4. Un oligoclaz albit cu 13—15% An

Secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , foarte aproape de a fi centratăUnghiul de extincțiune  $n'_y/M$   $-6^\circ$ Secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , centratăUnghiul de extincțiune  $n'_y/P$   $+10^\circ$   
 $+12^\circ$ 

Indicii de refracție la această din urmă zonă sunt

$$n'_y > N \quad n'_x = N \quad (N = \text{indicele de refracție al balsamului}).$$

Semnele sunt date pretutindeni fără ambiguitate.

Feldspatul plagioclaz se prezintă în totdeauna maclat. Legea cea mai frecventă de maclare este legea albit. Lamelele de maclă sunt fine, continue și străbat placa dela un capăt la altul prin toate zonele. Macla după legea albit este foarte des asociată cu macla după legea Karlshad. Urma feței de asociație a acestei din urmă macla este în totdeauna lineară, foarte rar în trepte și, niciodată n'am observat asocieri după o suprafață neplană. La feldspatii mai mari cari prezintă indivizi corodați și umpluți cu substanță mai acidă, imaginea maclelor este descori neclară. Asociația de macla după legea albit și periclinu se întâlnește în general extrem de rar și nu se întâlnește aproape de loc la indivizii mai mari. Macla după legea periclinului se prezintă și ea în lamele fine, dese și continue.

Feldspatii plagioclași sunt foarte puțin alterați. Local, sămburii bazicii sunt în măsură restrânsă transformați în mică albă microlitică în paiele foarte fine dispuse uneori într-o țesătură fină cu aspectul sericitului, foarte puțin clinozoizit și uneori o substanță pulverulentă fină, poate caolinit. Zonele și substanța mai acidă cari umplu locurile corodate în sămburi sunt complet nealterate.

Feldspatul plagioclaz are local incluziuni rare de zircon, magnetit și mult apatit în ace prismatice.



Ortoclazul reprezintă în proporții variabile în diferitele părți ale suprafeții ocupate de tonalit, însă în genere în cantitate subordonată mult plagioclazului, se prezintă în indivizi complect allotriomorfi, umplând locurile goale dintre celelalte elemente sau formând zone mai mult sau mai puțin dezvoltate, în general foarte subțiri, în jurul feldspatului plagioclaz. Ortoclazul a fost determinat numai după birefrigența lui scăzută și după indicii săi de refracție mai mici decât ai balsamului de Canada.

Ortoclazul nu se întâlnește în rocă nici odată homogen; el este străbătut de firisoare și vinișoare neregulate de substanță plagioclastică cari dau secțiunilor aspectul cunoscut al micropertitului.

Vinișoarele de substanță plagioclastică din acest ortoclaz-micropertit pornesc de foarte multe ori dela marginea în contact cu un cristal de plagioclaz, șerpuid, subțindu-se și ramificându-se în spre interior. Local la marginea din spre plagioclaz și ortoclaz-micropertit, firisoarele de substanță albică sunt așa de dese încât dau impresiunea unei treceri continue între cei doi feldspați, ceea ce de altfel este foarte posibil. În secțiunile paralele cu fața  $M(010)$  sau apropiate de această pozițiune, intercalațiunile de substanță plagioclastică din ortoclaz-micropertit apar în petece zdrețuite, limbi de flacăre, cu indicii de refracție și birefrigența mai ridicate. Rar se întâlnește, în secțiunile din zona de simetrie, lamele de substanță plagioclastică din micropertit maclate după legea albitului. Pe secțiunile din această zonă se întâlnește și petece neregulate cu indicii de refracție și birefrigența mai mari ca ai gazdei, cari din cauza legăturii cu lamelele de albit maclate dau impresiunea unui kriptopertit. Păcile în totdeauna foarte mici nu favorizează o observare mai amănunțită și deci verificarea acestei supozițiuni.

La contactul feldspatului plagioclaz cu ortoclaz-micropertitul se formează concrețiuni de mirmekit cari în unele părți ale roci sunt numeroase și foarte frumoase dar în totdeauna foarte mici, iar în alte părți lipsesc cu totul.

Mirmekitul se prezintă în forme reniforme intrând în ortoclaz-micropertit, cu convexitatea spre acesta din urmă, având uneori prelungiri ceva mai lungi decât late, un fel de digitații, cu capetele rotunjite.

Substanța feldspatică a mirmekitului este mai refrigentă decât ortoclazul iar în raport cu cuarțul indicii ei de refracție sunt

$$n'_p < n'_c = \omega$$

deci corespunde unui oligoclaz acid.

În acest mirmekit, cuarțul se dispune în fire viciiforme-mielinice foarte fine, dispuse radiar divergent spre ortoclaz-micropertit sau



grupate în ramuri (un fel de dendrite) tot cu aceeași direcțiune generală. În substanța feldspatică a unor concrețiuni mirmekitice de felul acesta se poate uneori distinge o foarte fină maclațiune după legea albitului în aceeași direcțiune cu lungimea firisoarelor vermiculare de cuarț. Uneori mirmekitul are în partea din spre ortoclaz-microperlit o zonă liberă de cuarț care urmărește conturul grăuntelui de microperlit și care evident este tot de plagioclaz pentru că s'an întâlnit astfel de zone în cari maclațiunea albit se continuă și cari au birefrigența și refrigența mai ridicate ca ale ortoclaz-microperlitului. După orientarea și niveinul la care aceste creste sunt tăiate de preparat, ele pot apare ca grăunțe izolate sau ca cruste în cari firisoarele de cuarț secționare perpendicular pe direcțiunea lor apar ca niște puncte.

Tenuitatea firisoarelor vermiculare de cuarț pusă în legătură cu compoziția de oligoclaz acid a substanței feldspatice a mirmekitului ar întări părerea lui BECKE(1) după care cantitatea cuarțului separat într'o astfel de concreștere ar fi proporțională cu conținutul în anortit al substanței ei feldspatice. În acest caz zona liberă de cuarț ar fi de compoziția unui albit curat sau aproape curat. Dată fiind sărăcia în anortit a zonelor celor mai externe ale plagioclazilor pe cari se mai pot face destul de ușor determinări precise (ele sunt un oligoclaz-albit cu 12% An) ideea că această ultimă coajă a crestei de mirmekit ar fi formată din albit curat sau aproape curat nu e neverosimilă.

Cuarțul se prezintă în grăunțe allotriomorfe umplând locurile

Cuarțul.

goale în jurul mineralelor consolidate înaintea lui. Grăunțele de cuarț sunt crăpate, iar în diferitele secțiuni se observă extincțiuni ondulatorie pronunțate și șicuri numeroase de incluziuni gazoase și lichide cu libelă și cu cristale mici cubice de NaCl probabil.

Cuarțul intră de jure împrejur în cristalele de feldspat plagioclaz pe care le înconjoară până la un anumit nivel ca pe găurile unui burete. Un cristal de feldspat tăiat pe la mijloc se prezintă într'un asemenea caz ca trimițând în plașa de cuarț înconjurătoare tentacule scurte, relativ groase, neregulate, viermiforme, cu capetele rotunjite, legate uneori între ele ca substanța care mărginește ochiurile unui burete. În mod analog secțiunile de cuarț tăiate de preparat la nivelul acestor înaintări tentaculare apar ca plăci de cuarț cu concreșteri pegmatitice de o formă neregulată, viermiforme, legate sau nu între ele formând ca o rețea cu ochiuri neregulate, cu firul grosolan rupt pe unele locuri, formată dintr'un feldspat plagioclaz maclat și cu toate părțile de cuarț din aceeași placă la fel orientate. În nici un caz nu s'a întâlnit în vreo secțiune de astfel de cuarț, un feldspat mai bazic

(1) F. BECKE: Ueber Mirmekit. T. M. P. M. XXVII. Heft. 4. 1906. pg. 377.





decât oligoclazul bazic și nicăieri într'o secțiune centrală printr'un cristal de feldspat plagioclaz nu s'a întâlnit cuarțul înaintând mai adânc decât zona de oligoclaz bazic. Firește că între cele două secțiuni extreme descrise este loc pentru multe secțiuni cari vor prezintă diferite imagini după nivelul la cari au fost tăiate, dela un oligoclaz bazic în care sunt petece de cuarț în felul cuarțului care ocupă locuri corodate, până la o placă de cuarț care are incluse petece izolate de feldspat de forme curioase, aparținând toate aceluiaș individ sau la doi indivizi maclați de oarece toate aceste petece sunt la fel orientate și maclațiunea se continuă în toate.

Descrierea de mai sus exclude complet ideea unei concreșteri pegmatitice.

Biotitul se întâlnește în cristale hipidiomorfe prismatice scurte cari în secțiunile bazale se arată foarte rar cu conture hexagonale; mai des în petece informae. Are polihroismul lui cunoscut

$n_p$  brun foarte deschis, aproape brun galben  
 $n_g$  brun închis, aproape brun acajon

Iar birefrigența  $n_g - n_p = 0,04$  sau ceva mai mare.

Cristalele de biotit au incluziuni de zircon în grăunțe izolate sau în cuiburi de grăunțe foarte mici, cu aoreole policromice; cuiburi mici lenticulare de epidot așezate dealungul clivagelor; local numeroase cristale mici prismatice de apatit; grăunțe mici informae de magnetit (sau ilmenit) și ace de rutil (sagenit).

Secțiunile din zona perpendiculară pe bază se prezintă cu urme slabe de influențe mecanice, sunt slab ondulate și prezintă din distanță în distanță, perpendicular pe direcțiunea clivagelor, inflexiuni cari ar corespunde după BECKE (1) planelor de alunecare ce iau naștere în direcțiunea razelor din figurile de levire.

Biotitul prezintă pe alocurea un slab început de alterare. Alterarea începe pe margini, pe clivagii, pe crăpăturile neorientate întâmplătoare din secțiune și are de efect o pălire a culorii care devine verde deschis; mineralul își păstrează birefrigența ridicată. Cu cât fenomenul înaintează cu atât birefrigența scade și mineralul devine clorit. Este un fenomen de alterare din timpul consolidării.

Pe unele locuri, la marginea lui, biotitul are un șirag subțire de grămejcare de grăunțe foarte mici negre probabil de oxid de fier; și sagenitul, de altfel foarte sporadic, pare a se fi format pe marginii și

(1) F. BECKE: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. T. M. P. M. Bd. XII, pg. 387.



în preajma crăpăturilor. Atât sagenitul acesta cât și mai sus amintitul oxid de fier trebuie probabil atribuiți unui început de alterare care depune fierul și titanul, deosebit probabil e conținut în biotit, sub formă de oxizi.

Local conținutul în apatit inclus în biotit devine mai mare și în asemenea cazuri crește și conținutul în magnetit; aceste minerale nu sunt însă un produs de alterare. Incluziunile magnetitului în biotit se prezintă atunci în forme corodate vermiciforme, aparținând foarte probabil unuia și aceluiaș cristal de magnetit, printre cari a pătruns substanța biotitului cristalizând ca un individ unic, în felul unei structuri pocilnice.

Transformarea în clorit a mers uneori așa de departe încât în plăcile de acest mineral n'a mai rămas decât petece în formă de aschii subțiri de biotit.

Cloritul care epigenizează biotitul, păstrează forma mineralului primar din care derivă, însă în afară de forma aceasta, se întâlnește clorit și independent de biotit în mici petece triunghiulare cu structura sferolitică așezate la marginea biotitului.

Simultan cu alterarea biotitului și cu formarea cloritului pare a fi luat naștere hornblenda. Aceasta e în cantitate mult mai mică decât biotitul și vădit mult ulterioară acestuia. Hornblenda este de specie comună verde are însă local variațiuni în compoziție.

Rare ori se prezintă cu polichroismul

- $n'_g$  verde închis cu o nuanță slabă albastruie
- $n'_m$  verde închis cu o nuanță brună
- $n'_p$  verde foarte deschis cu o ușoară nuanță gălbui.

Unghiul de extincție cel mai mare găsit este  $n'_p/c = 21^\circ$ .

Pe alocurea hornblenda devine o hornblendă comună verde cu polichroismul în nuanțe mai palide

- $n'_g$  verde deschis
- $n'_p$  galben verzui.

Hornblendele descrise până aci se întâlnesc în petece zdrențuite concrescute cu cloritul, închizând petece mici zdrențuite de biotit și numai rareori în cristale idiomorfe.

În alte cazuri hornblenda nici nu ajunge să se individualizeze în cristale mai mari ci se separă în grămezi în formă de fluturași scurți, izometrice, de hornblendă cu polichroismul verde închis albastru până



la verde deschis cu o nuanță brună, aranjate fără regulă, arătând între nicolii încrucișați un agregat multicolor de birifigență mijlocie, uneori cu părți dispuse în mânunchiu. Aceste grămejoare se adună în jurul unor grămezi foarte fine de magnetit (sau ilmenit?).

Între aceste două moduri extreme de consolidare, există treceri în cari hornblendă comună verde cu polichroismul în tonuri verzi palide s'a consolidat în indivizi mai mari, iar hornblendă cu polichroismul în tonuri mai închise înconjoară marginile, corodate sau nu, ale primei cu un chenar îngust, formează petece în locurile corodate într'însa sau cristalizează în paiete scurte dispuse în jurul cristalelor de biotit cu direcțiunea de turtire perpendicular pe marginea cristalelor acestora. Avem deci două generații de hornblendă.

Dintre elementele accesorii e caracteristică lipsa completă a sfenului. În unele părți ale roci se întâlnesc cristale sporadice de un ortit. El se prezintă în cristale idiomorfe de aparență monoclinică, de oarece prezintă extincțiuni asimetrice; cristalele sunt zonate. Centrul lor este format dintr'un sămbure polichroic în tonuri castanii

$n'_g$  brun castaniu deschis  
 $n'_p$  galben brun foarte deschis

iar zonele au polichroismul în tonuri galben brune foarte deschise. Birefrigența în culori vii nu trece de culorile ordinului întâiu.

Epidotul sub forma pistazitului se găsește destul de frecvent în rocă ca incluziuni lenticulare, formate din grăunțe fine, în biotit, cum a fost descris la acest din urmă mineral.

În aceleași eșantioane se întâlnește înems în hornblendă un epidot manganifer în grăunțe mult mai mici, concreșcut cu pistazitul. El este incolor, cu refrigența ridicată și cu polichroismul

$n'_g$  roz ca de mangan  
 $n'_p$  galben cu o ușoară nuanță verzuie.

Apatitul se găsește în unele părți în cantitate remarcabilă; el este inclus în biotit și hornblendă și mai puțin în plagioclaz și magnetit.

În aite cazuri apatitul se găsește deopotrivă de răspândit în toate elementele roci; el este dezvoltat în prisme mici, improprii pentru observarea în lumina convergentă, dar perfect limpezi.

Magnetitul se prezintă în cristale fără formă, corodate, și servește de cele mai multe ori ca sămbure pentru cristalizarea biotitului.



Zirconul se găsește în prisme lungi piramdate la extremități sau în grăunțe izometrice, ca incluziuni în biotit și hornblendă.

Rutilul foarte rar în grăunțe mici roșii brune sau în ace de sajenit este inclus de preferință în biotit și clorit.

3) Analiza chimică a tonalitului (DR. G. PAMFIU) dă următoarele rezultate:

III, Anal. No. 761  
Tonalit

SiO <sub>2</sub>	69,95
TiO <sub>2</sub>	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,34
FeO	1,47
MnO	0,16
MgO	0,87
CaO	3,63
Na <sub>2</sub> O	3,02
K <sub>2</sub> O	1,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26
Perte au feu	0,73
	<u>99,71</u>

Această analiză dă după metoda de calcul a petrografilor americani (1) următoarea compoziție mineralogică tip:

Quart	32,28	Anortit	16,68	Ilmenit	2,58
Ortoclaz	8,31	Corindon	3,26	Magnetit	0,93
Albit	25,68	Bisilicați	3,78	Apatit	0,52

O analiză de gaze (2) dă pentru tonalit următoarele date:

Volumul de gaze culesse la  $\frac{1}{10}$  gr. de rocă=129,94 cmc.

Produse sublimabile nedozate NH<sub>3</sub>, Cl, S și foarte puțin Sb și As.

CO <sub>2</sub>	la % de volum	14,43
O	» » » »	46,15
H	» » » »	—
CO + CH <sub>4</sub>	» » » »	—
N	» » » »	39,42
Gaze rare	» » » »	urme
H <sub>2</sub> O	» » » »	1,199

(1) W. Cross, etc., loc. cit.

(2) DR. G. PAMFIU: loc. cit.



## 2. SERIA GABBRO - ROCI CONEXE DE DIFERENȚIARE ALE GABBROULUI - GRANIT NEMICACEU.

Cuprind într-o singură grupă toate aceste roci căci deși perecurg întreaga serie dela o rocă foarte acidă granitul nemicaceu (cu 83,19 mol la %  $\text{SiO}_2$ ) până la un gabbro (cu 50,81 mol la %  $\text{SiO}_2$ ) sunt totuș foarte strâns legate geologiceste și -- cum se va vedea mai târziu -- sunt din punct de vedere al diferențierii lor foarte înrudite, reprezentând o fază deosebită în procesul de diferențiere al magmei masivului dela Greci.

### a. Gabbroul

Gabbroul propriu zis ocupă în masivul dela Greci o fâșie în- Localizarea și întin- gustă care încununează partea mijlocie și cea mai derea gabbroului. înaltă a catenei. El constituie vârful Căcata (Morzu), partea răsăriteană a vârfului Ghiunaltu și întreg fundul văii Morzu cuprins între aceste două vârfuri.

Continuarea acestei fâșii în spre dealul Bohului, Impușita și movila Căuticiu în direcțiunea NW și în spre Pîscul Innalt și valea Luncaviței în spre SE sunt formate din faciesurile de diferențiere ale acestui gabbro în spre magma mai acidă din adâncime.

Nicăieri nu se întâlnește un gabbro tipic format numai dintr'un plagioclaz mai bazic decât labradorul acid și din dialag. Pretutindeni chiar în tipul cel mai bazic din acest masiv, echilibrul magmei a fost în momentul consolidării deja mai mult sau mai puțin schimbat în sensul formării unui plagioclaz mai acid, în sensul instabilității piroxenului și al transformării lui în hornblendă în acelaș timp cu depunerea primară a acestui din urmă mineral.

1. Descrierea macroscopică. Din punct de vedere macroscopic gabbroul se prezintă ca o rocă compactă cu bobul în mărime de maximum 2mm, de culoare neagră vânătă verzuie cu numeroase stropituri albe, cu structura ofitică. El este format din feldspat plagioclaz aproximativ 30% din întreaga rocă, în grăuțe mai mult sau mai puțin vizibil idiomorfe, alb zaharoid, mat, uneori slab verzuu; din dialag în cristale tabulare groase, cu clivagiul distinct, de culoare negre cenușii, de o strălucire slabă, allotriomorfe în raport cu feldspatul plagioclaz; din cristale prismatice subțiri de hornblendă comună de culoare neagră verzuie, cu luciu pronunțat, neregulat răspândite în toată masa; magnetitul se (ilmenitul?) observă foarte greu cu ochiul liber.



Local, feldspatul plagioclaz — mai ales în preajma contactelor cu magma mai acidă din adâncime — creşte în cantitate până la 60% din toată roca, piroxenui devine mai rar, şi mai frecventă hornblendă comună verde şi actinotul cari dau rocci o culoare mai deschisă verzuic. În asemenea cazuri la elementul negru se asociază şi ceva biotit şi în lipsa acestuia clorit.

2. Descrierea microscopică. La microscop gabbroui se prezintă cu structura optică caracteristică gabbrouilor.

El este format principal dintr'un feldspat plagioclaz şi piroxen.

Feldspatul plagioclaz este un labrador acid cu aproximativ 55% An. Determinarea lui se bazează pe următoarele măsurători:

1. Secţiune macrată după legea albit, o faţă P (001) sau din zona de simetrie foarte aproape de faţa P (001)

Unghiul de extincţiune  $n'_p / M$  —  $6^\circ 30'$

2. Secţiune perpendiculară pe  $n'_p$ , centrată

Unghiul de extincţiune  $n'_p / P$  —  $32^\circ 30'$

Semnul optic pozitiv.

Feldspatul plagioclaz este dispers. Pe feţele perpendiculare pe  $n_p$ , dacă punem la extincţiune în apropierea muchiei M/P şi rotim în sensul acelor de ceasornic plagioclazul devine albăstriu închis; rotit în sens opus devine alb-cenuşiu-galben ceea ce înscamnă ca avem o dispersiune a bisecritelor şi anume  $P: n_{pp} > P: n_{pv}$  (1).

Feldspatul plagioclaz se prezintă în forme idiomorfe împedându-se în creştere unele pe altele în felul de aşezare caracteristic structurii optice; indivizii sunt mai mult tabulari decât izometici. E foarte rar zonat; o singură zonă subţire a cărei constituţiune n'a putut fi determinată; se ştie numai că e ceva mai acidă.

Indivizii de feldspat plagioclaz sunt macraţi după legea albit sau periclin, mai rar în asociaţiunile acestor două legi sau una din ele în asociaţiune cu legea de Karlsbad.

Plagioclazul este într'o stare înaintată de alterare; este transformat într'un amestec de epidot şi clinozoit cu mică albă microflică care-i şterge aproape complet macraţiunea. Are rare in-

(1) F. Becke: Petrographische Studien am Tonait der Rieserferner. T. M. P. M. 13, 1892 pg. 392.



cluziuni de ilmenit care alături de rutil este înconjurat (împreună cu acesta) de o zonă de leucoxen.

Elementul negru este format din dialag predominant și ceva hornblendă comună verde. Dialagul se prezintă în plaje mari allotriomorfe în raport cu feldspatul, cristalizând în locurile goale poliedrice dintre feldspații plagioclași.

Dialagul. Arc elivagiul pronunțat dar scurt, cu interpozițiuni aciculare scurte după două direcțiuni, cu polichroismul deși în tonuri foarte slabe însă vizibil

$n_g$	slab roșietec aproape incolor
$n_p$	slab verzui

Unghiul de extincțiune pe o secțiune aproape de birefingență maximă  $n_g/c=43^\circ$ .

Semnul optic pozitiv; dispers.

Interpozițiunile sunt uneori aciculare, scurte așezate în linii drepte, și paralele după două direcțiuni în plan; altele fiind tăiate de preparat perpendicular pe direcțiunea lor apar ca niște lamele mici, scurte, dreptunghiulare, așezate în plane paralele. Interpozițiunile sunt de culoare brună, au indicele de refracție mai mare ca al gazdei și uneori sunt așa de numeroase încât local placa pare alterată.

Aceste interpozițiuni microlitice sunt probabil de un mineral titanifer (?) primordial conținut în soluțiunea solidă care constituia piroxenul, iar pe urmă separat în urma scăderii temperaturii (1).

Dialagul este înconjurat de o zonă îngustă de hornblendă comună verde, cu polichroismul pronunțat în tonuri verzi-verzi albaștri—galben deschise, de care se deosebesc prin polichroism, prin indicele său de refracție mai mare și prin birefringența ceva mai ridicată.

Această hornblendă are aspectul unui început de transformare

Hornblendă, a piroxenului și e constant însoțită de o depunere de epidot secundar în grăunțe fine.

În același timp cu transformarea piroxenului s'a format și o hornblendă comună verde brună cu polichroismul în

$n_g$	verde brun oliv
$n_m$	verde brun oliv
$n_p$	galben verzui foarte deschis.

Minerale accesorii sunt puține. Magnetitul în mică cantitate Minerale accesorii. în cristale corodate, o foarte probabil foarte tita-

(1) J. H. L. VOGT: On Labradorite-Norite with Porphyritic Labradorite-Crystals: a Contribution to the Study of the «Gabbroidal Eutectic». The Quarterly Journal of the geological Society Vol. LXV, part. 2, No. 258. Mai 1909, pag. 101.



nifer dacă nu chiar ilmenit curat, căci lângă grăunțele de acest mineral se găsesc cristale de rutil împreună cu care e mulat de leucoxen.

Leucoxenul ca și rutilul sunt foarte probabil rezultatul transformării ilmenitului.

3. Analiza chimică (DR. G. PAMFIL) a gabbroului dă următoarele rezultate:

VI Anal. No. 150 Gabbro	
SiO <sub>2</sub>	46,53
TiO <sub>2</sub>	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,52
FeO	5,13
MnO	0,23
MgO	8,42
CaO	10,64
Na <sub>2</sub> O	3,25
K <sub>2</sub> O	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (T)	0,46
Perte au fen.	3,49
	<u>101,32</u>

Această analiză dă după metoda petrograților americani următoarea compoziție mineralogică tip:

Ortoclaz	2,78	Hipersten	7,45	MgO	4,92
Albit	28,30	Ilmenit	0,76	FeO	2,08
Anortit	38,92	Magnetit	3,71		
Diopsid	10,01	Apatit	0,93		

Analiza gazelor (G. PAMFIL) din gabbro dă următoarele date:

Volumul de gaze cules la 1/10 de grame de rocă = 224,50 cm<sup>3</sup>.

Produse sublimabile nedozate NH<sub>4</sub>Cl.

N	la 1/10 de volum	17,86
H	" " "	0
Gaze rare	" " "	0,20
CO <sub>2</sub>	" " "	17,86
CO + CH <sub>4</sub>	" " "	0,60
H <sub>2</sub> O	" " "	35,67
O	" " "	64,28





a<sub>2</sub> Gabbroul cu hornblendă.

1. Descrierea macroscopică. Chiar fără să se producă vreo schimbare în compoziția mineralogică principală sau o schimbare mai însemnată în structură, se observă oare cari deosebiri între diferitele faciesuri locale, neregulat răspândite, dar rânduite în special în spre marginile petecului de gabbro propriu zis și anume:

Structura a rămas încă evident gabbroidă cu toate că acest caracter nu este așa de pronunțat ca la roca descrisă mai sus. Elementul alb constituit tot numai din feldspat plagioclaz este tot idiomorf în raport cu elementul negru. El este însă ceva mai acid decât plagioclazul descris la gabbroul de mai sus și anume este un andesin bazic aproape de labrador, cu 45—47% An.

2. Descrierea microscopică. Feldspatul plagioclaz constitue aproape 60% din întreaga rocă, raporturile dintre elementele componente sunt deci schimbate în defavoarea elementului feromagnezian.

Determinarea feldspatului plagioclaz se bazează pe următoarele măsurători făcute în totdeauna cu ocularul BERTRAND:

1. O secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , aproape centrată

Unghiul de extincțiune  $n'_p/P$   $-18^\circ$  deci 45% An.

2. O secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , foarte aproape de a fi centrată, clivagiu P și M

Unghiul de extincțiune  $n'_p/M$   $-18^\circ$  deci 45% An

3. O secțiune maclată după legea albit—Karlsbad, foarte aproape de zona de simetrie

Unghiul de	(1)	(1')	(2)	(2')
extincțiune $n'_p/M$	$+26^\circ$	$-30'$	$+10^\circ30'$	$-5^\circ30'$
	deci 45% An			

4. O secțiune din zona de simetrie maclată după legea albit+Karlsbad

Unghiul de	(1)	(1')	(2)	(2')
extincțiune $n'_p/M$	$27^\circ30'$	$27^\circ30'$	$20^\circ30'$	$19^\circ30'$
	deci 46% An.			

Semnii optici pozitiv.

Acest feldspat plagioclaz se prezintă de cele mai multe ori în



cristale tabulare maclate după legea albit și foarte deseori după legea albit + Karlsbad, mai rar după legea albit + periclin. El este în parte alterat: într'insul a născut mică albă microlitică în fluturași măricei neregulat dispuși și grăunțe de epidot și clinozoit care se îngrămădesc mai ales la contactul feldspatului cu piroxenul.

În jurul indivizilor de feldspat, în unele părți ale masivului de gabbro numai în jurul a foarte puțini indivizi și în foarte mică măsură, în alte părți în jurul tuturor indivizilor și într'o măsură foarte largă, se află o zonă de feldspat plagioclaz cu treceri flue uneori, fără recurențe bazice; la contactul ei cu plagioclazul din sămbure se observă fenomene de coroziune cum de altfel evidente fenomene de coroziune și cicatrizare a locurilor goale cu feldspatul care formează zona se observă și în numeroase locuri în sămbure. Compoziția acestei zone n'a putut fi determinată cu precizie. Semnul constant pozitiv în secțiunile aproape perpendiculare pe un ax optic indică, că în nici un caz, compoziția lui în An nu se coboară mai jos de 37% (and es in acid). În eşantioanele în cari această zonă mai acidă este mai larg reprezentată se observă bine cum feldspatul mai acid al zonei nu mai este idiomorf față de piroxen; el este allotriomorf și față de plagioclazul mai bazic pe care-l mulează întocmai ca piroxenul în structura gabbroidă. Așa dar consolidarea lui este ulterioară piroxenului.

Piroxenul este un dialag de acciaio natură ca cel descris mai sus, și e reprezentat prin puține rămășițe de altfel destul de bine conservate.

Dialagul.

De jur împrejurul piroxenului poste tot la contactul cu feldspatul plagioclaz sau cu orice alt mineral din rocă, în genere ori unde se semnaleză o discontinuitate între minerale se găsește în jurul dialagului o zonă învălitoare concrecută, îngustă, homogenă, de o hornblendă verde brună polichroică în

Hornblenda.

polichroică în

$n_g$	brun curat cu o slabă nuanță verzuie
$n_m$	brun curat cu o slabă nuanță verzuie
$n_p$	galben brun foarte deschis

Semnul optic negativ; clivagiul foarte precis.

Această hornblendă a pătruns și pe clivagiile piroxenului formând în masa lui petece mici rectangulare, în special la întretăierea clivagiilor, de acciaio orientare cu gazda; alte ori petece mici de formă neregulată invadează pe clivagii placa în felul unei concreșteri de «quartz vermiculic» dând impresia unei concreșteri de natură eutectică de piroxen cu hornblendă, dar care în realitate nu este decât o cicatrizare a locurilor corodate în piroxen prin substanța hornblendei brune



care îl înconjoară. În foarte multe secțiuni din acelaș preparat, alături de peticele de hornblendă comună verde brună astfel incluse în piroxen se întâlnesc grăunțe mărunte de formă neregulată, uneori în formă de picături, de un minereu negru brun, probabil un mineral titanifer (?) conținut cum am mai relevat și în altă parte în soluțiunea solidă care constituia piroxenul, iar în urmă separat.

E prea puțin probabil că la formarea hornblendei comune verde brună să fi contribuit și substanța absorbită a piroxenului căci hornblendă formează pe alocurea cristale mai mari între indivizii de feldspat, în felul piroxenului din structura gabbroidă, în locuri unde nu se găsește nici urmă de piroxen în masa sa; această hornblendă pare a avea deci o individualitate a parte, pare a fi primară.

Piroxenul suferă o alterare parțială. În unele faciesuri ale rocei el se transformă într'un serpentin fin fibros (clorit) sau într'un amestec de clorit și serpentin cu incluziuni de grămejoare foarte mici de grăunțe foarte fine de epidot. Această transformare a piroxenului pare ulterioară depunerii hornblendei comune verde pentru că indivizii de piroxen concreșcuți în felul descris mai sus cu hornblendă, deci complet înecați într'însa, nu sunt atinși de această alterare. Ea pare a fi produsă de soluțiunile relictate alumino-magneziene cu mulți vapori de apă care au circulat în rocă într'una din fazele consolidării ei. Această soluțiune a dat naștere unui clorit cu înfățișarea lemnoasă a micii care a prins într'însul petece din hornblendă comună verde brună, aschii din hornblendă comună fibroasă (schiffige Hornblende) (1) și ace mici de actinot (wandernde Hornblende), iar acolo unde a venit direct în atingere cu piroxenul l'a transformat în serpentin fibros în masa căruiă au mai rămas urme slabe din mineralul primitiv.

La contactul serpentinelui și cloritului depus de această soluțiune cu hornblendă comună verde brună și cu magnetitul sau epidotul din rocă, serpentinel și cloritul se transformă pe o zonă îngustă cu treceri cari se pierd în formă de aschii spre clorit sau serpentin, într'un mineral mult mai birefrigent, probabil o hornblendă fibroasă. Fenomenul este desigur datorit faptului că o parte din calciul și fierul acelor minerale a trecut la contact în soluțiunea alumino-magneziană. Acelaș lucru se observă și la vinișoarele de serpentin-clorit, cari își păstrează acest caracter atâta vreme cât străbat prin plagioclaz, dar cari la trecerea printr'un amfibol se transformă complet în hornblendă comună verde deschis.

Hornblendă comună verde brună se transformă, poate prin in-

(1) Cf. H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd. I, 2te Hälfte 1905, pag. 285.



fluența aceleiaș soluțiuni care circulă prin rocă, într'o hornblendă fibroasă (schilfige Hornblende) iar trecerea între mineralul primitiv și partea transformată se face printr'o zonă îngustă în care hornblenda este de culoare verde deschis cu policroismul în

$n'_0$  verde deschis cu o slabă nuanță albăstrie  
 $n'_2$  verde gălbui foarte deschis aproape incolor,

și păstrează însă caracterul compact.

Zona îngustă de hornblendă comună verde deschis dela contactul hornblendei verde brună cu cea fibroasă este mai slab birefringentă decât aceasta din urmă (care foarte probabil se apropie de actinot) și are un unghi de extincție intermediar între unghiul de extincție al celor două hornblende între cari se găsește și anume mai mare decât al celei fibroase.

Această hornblendă comună verde deschis trece treptat ca un fel de nour spre hornblenda comună verde brună și uneori, acolo unde preparatul taie în acest din urmă mineral secțiuni la un nivel superior părți complet transformate în hornblendă fibroasă, formează pete mai deschise într'însul ca și cum local hornblendei brune i s'a extras covă «ausgelaugt», fără a există vr'o discontinuitate în masa mineralului.

În unele părți această hornblendă comună verde deschis este și ea concreșcută cu piroxenul în felul descris mai sus pentru hornblenda comună verde brună, care este redusă la un rol din ce în ce mai neînsemnat în rocă.

În sfârșit unele faciesuri din această zonă a trecerii spre roca mai acidă din adâncime, se caracterizează prin prezența biotitului.

Acesta este unul din cele mai vechi minerale, cristalizat poate și înaintea piroxenului, dar după plagioclazul cel mai bazic și poate contemporan sau cu puțin mai nou ca ilmenitul cu care are comun conținutul mare în titan și fier.

Biotitul înconjoară rare grăunțe de ilmenit și prezintă caracterul biotitului din granite, poate cu singura deosebire a bogăției în fer și titan. Mineralul e foarte bogat în incluziuni de ace fine de sagenit dezvoltate mai ales în apropierea discontinuităților din masa gazdei. O parte din biotit este complet transformat în clorit, care păstrează structura lamelar-fibroasă a micii și e plin de incluziuni de grămejoare mici de fine grăunțe de epidot. Transformarea în clorit a venit odată cu alterarea piroxenului cauzată poate de schimbarea în echilibrul chimic care a provocat formarea hornblendei comune verzi deschisă, mult mai bogată și mai bine individualizată în acest din urmă facies.

Biotitul.



În secțiunile perpendiculare pe bază, biotitul se prezintă ca un pachet de fibre fine paralele, de birefrigență foarte ridicată, de culoarea biotitului în faza antemergătoare cloritizării (verde foarte deschis). De jur împrejurul acestor cristale, în hornblenda comună verde deschis care le înconjoară, sunt împrăștiate ca dintr'un pulverizator stropituri foarte mărunte paralele orientate de un minereu negru brun (foarte probabil ilmenit).

Pe alocurma n'a mai rămas din biotit decât puține fibre complete decolorate, iar minereul s'a acumulat în grăunțe mai mari. Când preparatul tăie hornblenda comună verde deschis numai la nivelul aoreolei biotitului, atunci în plaja verde se văd numai stropiturile de minereu titanifer.

Raporturile dintre hornblenda comună verde deschis și hornblenda verde brună sau între prima și piroxen sunt cele descrise mai sus.

Schimbarca care a intervenit în roca gabbroidă se întinde și la mineralele accesorii. Ilmenitul crește în cantitate, e aliotriomorf în raport cu feldspatul plagioclaz, în același timp însă stabilitatea lui scade. Ele se transformă în leucocoxen care include grăunțe galbene ca mierea, ovale sau de o formă neregulată de anataz și rămășițe de ilmenit. Uneori la contactul ilmenitului cu plagioclazul se află o zonă îngustă de clorit în paiete scurte subțiri așezate perpendicular pe marginea acestuia din urmă; alteori contactul dintre ilmenit și plagioclaz este însemnat printr'o zonă îngustă de grăunțe de epidot. Ilmenitul este anterior hornblendei comune verzi deschis; transformarea lui este foarte probabil datorită schimbării care a produs cristalizarea acestuia.

Apatitul apare în mare cantitate; el se prezintă în grăunțe ovoidale destul de mari, aliotriomorfe în raport cu plagioclazul; alteori în prisme destul de groase și lungi.

Tot simultan cu schimbarea intervenită se observă o creștere a conținutului în epidot. Și alterațiunea feldspatului este caracterizată prin faptul că se transformă mai mult în epidot și clinozoit decât în mică albă microlitică dar se întâlnește și epidot primar destul de des în grăunțe mari asociate cu hornblenda comună verde deschis.

În secțiunile mai bogate în epidot, hornblenda comună verde deschis se apropie — dat fiind foarte slabu-i polichroism — mai mult de tremolit de cât de actinot, este deci foarte aproape gândul că prin inundarea magmei cu soluțiunea magneziană s'a schimbat echilibrul chimic în sensul că topitura care avea să dea naștere hornblendei comună verde brună plus calcicul, aluminiul extras din plagioc-



claz și fierul extras din ilmenit să dea hornblenda comună verde deschis plus epidotul care de altfel se și dezvoltă la contactul cu plagioclazul.

### b. Rocile de diferențiere conexe gabbroului.

(Gabbroul cuarțifer și separațiunile leucocrate.)

Aceasta este în linii generale descrierea gabbroului propriu zis; marea nestabilitate a magmei gabbroide și aici, ca de obicei în orice magmă gabbroidă a dat naștere la o mare varietate de faciesuri mineralogice în general localizate în spre adâncimea masivului unde—datorită sporirii acidității—instabilitatea ei se accentuează în urma depărtării compoziției ei chimice de compoziția eutecticului gabbroidal (1).

În toată zona care se întinde în spre marginea ei vestică și nord-nordestică, separațiunea gabbroidă devine de o așa varietate de facies chiar pe suprafețe mici de 1 dm<sup>2</sup>, încât o descriere absolut exactă este iluzorie. Vom căuta să clasificăm totalitatea acestor separațiuni în câteva mai esențiale care să însemne în același timp momente caracteristice în fenomenul diferențierii acestei magme, apoi vom descrie roca care formează masa principală — gabbroul cuarțifer — în care separațiunile leucocrate câștigă în volum pe măsură ce înaintăm spre periferia sau adâncimea petecului de gabro și în sfârșit vom descrie roca care constituie diferitele categorii de separațiuni.

Ceva mai în spre marginea și adâncul petecului de gabro aspectul general al roci se schimbă. Roca cu înfățișarea gabbroului descris mai sus prezintă cuiburi lenticulare formate din element leucocrat. Ele sunt de mărimi deosebite de la lăntile subțiri, mari de 2—3 cm<sup>2</sup> și groase de 1/2 cm în partea lor centrală, până la petece mari de câteva palme, de formă zdrențuită neregulată.

În adâncimea masivului, pe văi, și mai spre marginea suprafeței ocupată de gabro, aceste separațiuni leucocrate câștigă cu înctul întreaga rocă.

Separațiunile leucocrate sunt grăunțoase compacte, cu structura granitică, cu grăunțele izometrice, în mărime până la 2—3 mm.

Ele variază în compoziție de la o rocă formată din feldspat plagioclaz, cuarț, piroxen, epidot foarte puțin și foarte puțin amfibol, până la o rocă formată din feldspat plagioclaz, cuarț, epidot și foarte puțin amfibol.

(1) I. H. J. Vogt: loc. cit.



Aceste două varietăți observate macroscopiceste în compoziția mineralogică a separațiilor din magma gabbroidă, permit clasificarea rocii gabbroide cu separațiuni în două varietăți care se localizează în zone distincte în spațiu.

Prima varietate cu separațiuni leucocrate — cu separațiunile piroxenice — se întâlnește pe culmi într'o zonă în vecinătatea gabbroului, în partea de NE a acestuia și, de subteranul împădurit, ea se evidențiază mai bine în porțiunea

Localizarea gabbroului cu separațiuni leucocrate piroxenice. cuprinsă dela culmea dealului Bohului până la apus de vârful Căpușa. În regiunea aceasta separațiunile leucocrate ale gabbroului — separațiunile piroxenice — sunt așa de bogate încât câștigă întreaga rocă.

A doua varietate cu separațiuni leucocrate — cu separațiunile nepiroxenice — se întâlnește pretutindeni în regiunea gabbroului acolo unde văile taie ceva mai adânc mantaua de gabbro și de rocă gabbroidă cu separațiuni piroxenice, deci într'o zonă la un nivel mai jos în masiv.

Partea vestică a zonei gabbroului, evidentă pe coastele care coboară spre valea Grecilor, este în întregime constituită de roca cu separațiunile din această a doua varietate.

Trecerea acestor separațiuni mai mici sau mai voluminoase, din prima sau a doua varietate, în spre roca gabbroidă în care formează lentile este — observată cu ochiul liber — în cele mai multe cazuri bruscă. În puține cazuri desamestecul nu s'a făcut așa de net și elemente din roca mai închisă la culoare se amestecă în mai mare cantitate pe o zonă îngustă de 1—2 cm în separațiunea leucocrată.

Trecerea dela zonele bogate în separațiuni leucocrate în spre granitul nemicaceu care ocupă tot restul masivului în spre N, se face printr'o zonă în care separațiunile leucocrate, iarăș foarte bogate, sunt formate din cuarț, feldspat plagioclaz, amfibol și epidot.

#### b. Gabbroul cuarțifer.

1. Descrierea macroscopică. Roca principală mai ales în spre linia mediană a suprafeții ocupată de gabbro se deosebete prea puțin de gabbroul cu hornblendă descris mai sus. Ea este compactă și are acelaș aspect pestrît în care din masa albă este în evidență prin culoarea neagră strălucitoare și conturile sale prismatice hornblenda comună verde, uniform și foarte des răspândită în întreaga rocă.

Elementul negru format din această hornblendă la care se mai adaugă și ceva clorit și epidot primar în cantități egale, constituie peste 40% din întreaga compoziție mineralogică.

Elementul alb este format în întregime din feldspat pla-



gioclaz complet proaspăt și extrem de puțin cuarț. Feldspatul se prezintă alb, zaharoid spre stielos formând aproximativ 60% din rocă.

Cristalele de hornblendă și de plagioclaz ating dimensiuni de maximum 2-3 mm; pe alocurea elementul alb formează separațiuni până la 4-5 mm diametru cari se înșiră prin rocă.

2. Descrierea microscopică. Rocă nu se deosebete de gabbroul cu hornblendă descris mai sus decât prin prezența în foarte mică cantitate a cuarțului. Acesta se întâlnește complet allotriomorf, în puține petece colțurate, în locurile goale dintre celelalte minerale; el este cel mai nou element. Influența intervenirii lui asupra celorlalte elemente este nulă; nici nu corodează cât de puțin feldspatul plagioclaz. Aceasta ar dovedi poate, sărăcia lui în mineralizatori și o temperatură nu prea ridicată.

### b<sub>2</sub> Separațiunile leucocrate nepiroxenice.

1. Descrierea macroscopică. Rocă separațiunilor din zona din mai adânc formată din cuarț, feldspat plagioclaz și puțin amfibol — se prezintă tot ca o masă grăunțoasă granitică compactă cu cristalele de aceeași mărime, de culoare albă, în care ies în evidență în special feldspatul plagioclaz alb cu clivagii strălucitoare și eu arțul stielos, rare cristale de amfibol și grăunțe de epidot.

2. Descrierea microscopică. Din punct de vedere microscopic separațiunile cari constituiesc zona dela un nivel inferior gabbroului și gabbroului cu separațiuni piroxenice sunt formate dintr'o rocă cu structura aproape panidiomorf grăunțoasă. Ea este constituită din feldspat plagioclaz în cantitate de peste 60% din întreaga rocă, epidot vreo 30%, foarte puțin cuarț, foarte puțin sfen și mult mai puțin actinot; epidotul cade uneori pe ultimul plan și în locul lui trece amfibolul.

Feldspatul plagioclaz este evident de două vârste, deși în totalitatea lui de aceeași compoziție. În primul rând Feldspatul plagioclaz sunt indivizi mari, idiomorfi (2 mm maximum). Compoziția acestora este aceea a unui albit-oligoelaz în jurul lui 10% An. Determinarea lor se bazează pe următoarele măsurători efectuate cu ocularul lui BERTRAND:

1. Secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , aproape centrată

Unghiul de extincțiune  $n'_p / M$  12°

2. Secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , foarte aproape de a fi centrată

Unghiul de extincțiune  $n_p / P$  14°30'





Semnul optic pozitiv. Indicii de refracție  $n_p < N$ ,  $n_y > N$ .

Plagioclazul e perfect proaspăt, se prezintă în grăunțe izometrice, fără un idiomorfism prea pronunțat din cauza întrepătrunderii cristalelor între ele. Cristalele sunt maclate după legea albit, mai rar după legea albit + periclin și extrem de rar după legea albit + Karlsbad, în lamele cari se ascut și se pierd în mijlocul plăcii.

Tot cu aceleași caractere morfologice și cu aceeași compoziție se întâlnesc și indivizi de feldspat de dimensiuni mult mai mici, vădit din aceeași generație.

În afară de acest plagioclaz se mai întâlnesc plăci de un feldspat complet allotriomorf, de aceeași compoziție cu dânsul, prezentând însă maclațiunea mărunță și deasă după legea albit + periclin care se va descrie în amănunt la plagioplitte sub numele de structură în scândură de șah (Schachbrettalbitoligoklas) și care se va întâlni și la faciesul marginal porfiric al granitului amfibolic.

Acest feldspat plagioclaz pe lângă că mulează complet celelalte elemente ale rocei afară de cuarț—este deci de consolidare mai recentă—se îngrămădește în petece mari și mici împreună cu grăunțe mici din primul feldspat și cu cristale de cuarț în jurul cristalelor mari de plagioclaz din prima generație dând rocei un aspect care se aseamănă pe de departe cu aspectul porfiric. Se pare că, caracterul aplitic e pronunțat numai în această parte a compoziției mineralogice.

În toate cristalele de feldspat se întâlnesc macle indoite, extincțiuni ondulate, spărturi: urme vădite de mișcare în staro vâscoasă.

Cuarțul se prezintă în plaje allotriomorfe în felul cunoscut din Cuarțul granite.

Epidotul primar este un pistazit ușor de recunoscut după indiciile său de refracție mare, după birefringența ridicată în culori vii; e incolor sau verzui deschis, polihroic în

$n_p$  verde deschis

$n_y$  verde gălbui deschis.

Semnul optic negativ; secțiunile perpendiculare pe  $n_p$  au extincțiune dreaptă; planul axelor optice este perpendicular pe direcțiunea de alungire identică cu direcțiunea de clivagiu (100).

Epidotul se întâlnește în grăunțe îngrămădite uneori mai multe la un loc, izometrice sau alungite, libere de incluziuni. Față de plagioclaz, epidotul este mai nou, este mai vechiu însă decât cuarțul.

Ingrămădirile de grăunțe de epidot sunt uneori în necontestabilă legătură cu filonase de un amestec de cuarț, epidot și foarte puține acc de actinot cari străbat roca, aci subțindu-se, aci îngroșându-se străbătând feldspații spărți și variind în compoziție, când



numai cuarț și ace de actinot, când numai epidot, când în sfârșit un amestec din toate.

Epidotul include uneori capetele unor fire de actinot, ceea ce ar dovedi că e mai nou și decât acesta.

Actinotul de un verde foarte deschis, slab polichroic, se desosebște bine de muscovit prin unghiul de extincțiune mai mare  $n_g/C = 17^\circ$ ; semnul optic negativ.

E în foarte mică cantitate, liber de orice incluziuni, formând fire, ace, rare ori grupate în buchete, iar uneori formând plăci mici cu marginea răsfirată.

Există în această rocă actinot exfoliat—desigur din generația mai nouă intim injectat dealungul exfoliațiilor cu plagioclaz, cu cuarț, ceva sfen—epidot; acest complex formează uneori șnururi scurte ondulate.

Dintre elementele accesorii se observă sfenul, în felul descris mai sus sau în grăunțe mai mari asociat cu epidotul.

Cantitatea de cuarț din această rocă poate crește local până la 30%; în asemenea cazuri epidotul trece pe planul al treilea, rămânând ca incluziuni foarte numeroase și tot primare în toate celelalte elemente de rocă. Acolo unde este inclus în cuarț, epidotul apare corodat în plăci neregulat găurite.

\*

În spre marginea acestor separațiuni, în spre roca gabbroidă cuarțiferă — care formează, în această zonă marginală, marea masă a Treceera spre gabroul rocii — feldspatul plagioclaz rămânând același din toate punctele de vedere cu toate că pe alocurca cel din prima generație este mai puțin limpede căci conține numeroase incluziuni de mică albă microlitică.

În același timp amfibolul devine mai frecvent și se distinge destul de bine două forme. Una din ele în mică cantitate se prozintă în cristale compacte compleci allotriomorfe în raport cu feldspatul plagioclaz din prima generație. Are polichroismul în verde albastru-verde gălbui foarte deschis, deci este aproape sigur un smaragdît.

Cealaltă formă de amfibol este fibroasă, se întâlnește în snopi, uneori mai resfirați, de stînghi foarte subțiri cu polichroismul foarte slab, cu extincțiunile în jurul lui  $15^\circ$ , cu birefrigența ridicată, injectat pe clivagii cu substanță cuarțofeldspatică la care s'a asociat și epidot. Este deci actinotul descris mai sus. El este în totdeauna înecat în feldspatul cu macelațiunea fină scurtă în scăundură de șah din a doua generație.

Ca mineral accesoriu este ceva mai frecvent leucoxenul cu incluziuni de rămășițe de ilmenit și de cristale de anataz.



Încă și mai aproape de restul rocei melanocrate, chiar la contactul intim cu dânsa, în chiar suprafața de 1 cm<sup>2</sup> cât se întinde un preparat microscopic, avem pe deoparte, în spre separațiunea leucocrată, roca descrisă aci imediat mai sus caracterizată prin prezența feldspatului din a doua generație, a cuarțului în mai mare cantitate și a epidotului, iar în spre gabbro în partea melanocrată roca este formată din feldspat plagioclaz numai din prima generație, piroxen, amfibol și ceva cuarț.

Feldspatul plagioclaz, un albit-oligoclaz cu 10% An, are aceleași caractere morfologice și de conservare ca feldspatul din prima generație al rocei de mai sus.

Elementul negru, reprezentat în primul rând printr'o hornblendă comună verde, capătă o extindere mai mare. Ea se întâlnește în plăci allotriomorfe în raport cu feldspatul plagioclaz.

De cele mai multe ori hornblenda se prezintă, în totdeauna în partea centrală a plăcilor ei, ca o grămădire de aschii paralele sau întrepesute după două direcțiuni perpendiculare, formate—pare-se—din două sisteme de asemenea fibre, fiecare sistem având o orientare proprie și deosebită de a celuilalt, în felul unei maclețiuni fine dese și scurtă, în scândură de șah. Aceasta este desigur o stare de transformare intermediară în spre amfibolul care în restul separațiunii se întâlnește—transformat complet—in aschii izolate de actinot.

Toate aceste plăci de hornblendă în curs de transformare au numeroase interpozițiuni de puncte negre-brune de obicei îngrămădite în spre centru. Această parte centrală care este și partea cu îngrămădirea de stîngii descrisă mai sus are polichroismul în tonuri verzi foarte deschise aproape de nerecunoscut, iar marginea liberă de incluziuni, care este în acelaș timp compactă unitară, este de culoare verde mai intens, cu polichroismul pronunțat în verde oliv deschis-verde albăstriu deschis.

Hornblenda slab polichroică rezolvită într'un agregat de stîngii și cu interpozițiuni de minoreuri este foarte probabil transformată dintr'un piroxen care în urmă a fost înconjurat de hornblenda comună verde compactă. În favoarea acestei păreri militează și faptul că între aschiile de hornblendă fibroasă se recunosc petece de piroxen ușor de identificat după semnul optic deosebit de al amfibolului înconjurător și după indicele său de refracție mai mare. Această transformare care în genere se atribuie proceselor dinamice (1), este datorită aci evident unui proces chimic, la care s'a adăugat factorul de mai mică mobilitate pricinuit de o stare pronunțat vâscoasă.

(1) Cf. H. ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd. I. 2-te Hälfte 1905, pg. 207.

Hornblenda comună verde care înconjoară piroxenul transformat în actinot se individualizează și singură în această parte a rocei, în petece mari complet allotriomorfe crescute în jurul plagioclazului în felul structurii optice.

Pe toată marginea dintre separațiunea leucocrată propriu zisă și această parte a gabbroului astfel transformată, se găsesc multe cristale de epidot cu incluziuni de ace de actinot (wandernde Hornblende) cum de altfel asemenea ace de actinot se găsesc și în felspații separațiunii leucocrate. Epidotul este primar și are caracterul celui descris mai sus.

Mai adânc spre roca gabbroidă, transformarea piroxenului se efectuează într'un agregat serpentinos-cloritos în jurul căruia a crescut hornblenda comună verde; epidotul trece în ultimul plan și cuarțul dispare complet făcându-se astfel racordarea cu fenomenul de alterațiune mai puțin adâncă descris la pagina 67.

### b. Separațiunile leucocrate piroxenice.

(Granitul piroxenic).

1. Descrierea macroscopică. Roca separațiunilor piroxenice — din zona de pe culmi, dela același nivel cu gabbroul —, are aspectul granitic compact, cu cristalele de mărime până la 2 mm; ea este de culoare albă-roz din cauza felspațiilor, cu grăunțe verzi oliv foarte palid de diopsid cari dau întregei roci o nuanță verzuie palidă.

Roca acestor separațiuni leucocrate, compusă din feldspat plagioclaz, cuarț și piroxen, care formează pe o margine a gabbroului o zonă distinctă de separațiuni pe culmi, aproape la nivelul gabbroului, câștigând pe întinderi mari aproape întreaga masă a rocei, poate fi considerată ca o individualitate a parte, ca un granit piroxenic.

Structura acestei roci este hipidiomorf-grăunțoasă. Ea este formată din aproximativ 70% clement leucocrat (60% feldspat plagioclaz și 10% cuarț) iar restul în cantități aproape egale piroxen și sfen.

2. Descrierea microscopică. Feldspatul plagioclaz este allotriomorf în raport cu piroxenul. Și în această rocă se observă cele două forme de plagioclaz: cel maclat normal și cel cu structura în scândură de șah.

Feldspatul plagioclaz cu maclațiunea normală este un albit-oligoclaz cu 8-10%. An. Determinarea lui se bazează pe următoarele măsurători făcute cu ocularul lui BERTRAND:

1. Secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , perfect centrată  
Unghiul de extincțiune  $n_p/P$   $17^\circ$
  2. Secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , necentrată  
Unghiul de extincțiune  $n_p/M$   $14^\circ 30'$
- Indicii de refracție  $n_o \geq N$   $n_p < N$ .

Semnul optic pozitiv.

Acest feldspat se prezintă în cristale aproape izometrice, maclate după legea albit, albit+periclin și albit+Karlsbad. Centrul cristalelor, în plăci mărginite uneori de conture lineare drepte, de obicei însă de conture ovale corodate «Einbuchtungen», este în parte transformat (destul de puțin) în puțină mică albă microlitică și în epidot (elinozoiziți) secundar. Această parte centrală este înconjurată de o zonă de acelaș feldspat identic orientat cristalograficește de oarece liniile de maclă trec și în această zonă, însă perfect limpede fără nici o incluziune secundară. Substanța zonei umple toate locurile corodate și continuă să crească desăvârșind plajele. În unele părți, în această zonă, la maclațiunea după legea albit (cea mai frecventă) se asociază o maclațiune după legea periclin tot de aparența obicinuită însă care se pierde în formă de pene fine scurte, în felul unei maclațiuni în scândură de șah de dimensiuni mai mari.

Forma a doua a feldspatului plagioclaz—feldspatul cu maclațiunea în scândură de șah—continuă uneori zona despre care am vorbit, iar alteori cristalizează independent de primul feldspat, înconjurându-l, pătrunzând în locurile goale săpate prin coroziune. El e allotriomorf în raport cu toate celelalte elemente de rocă afară de cuarț cu care pare a fi simultan. Acest feldspat este perfect proaspăt are foarte puține incluziuni primare și este în cantitate foarte mică în raport cu primul plagioclaz.

În primul plagioclaz se întâlnesc incluziuni de piroxen, sfen și apatit. Când aceste incluziuni se găsesc în partea centrală (cea mai alterată) ele au în jurul lor o zonă îngustă de feldspat mai limpede (liberă de mică albă microlitică), iar piroxenul are pe margini un slab început de transformare în actinot. Pare deci îndreptățită presupunerea că o soluțiune cuarțo-feldspatică a pătruns în rocă depunând o parte din feldspat în jurul sămburilor deja existenți pe cari ramolindu-i pe margine i-a reconstituit improspătându-i, a pătruns pe toate discontinuitățile cu acelaș efect, transformând în acelaș timp o parte din piroxen pe margine, într'o slabă măsură, în actinot.

Elementul negru este format în părți aproape egale de piroxen și sfen (piroxen ceva mai mult). Piroxenul este un diopsid. Determinarea lui se bazează pe următoarele date:

Diopsidul.

xen și sfen (piroxen ceva mai mult). Piroxenul este un diopsid. Determinarea lui se bazează



Unghiul de extincțiune pe secțiunea de birefrință maximă

$$n_g/C \quad 38^{\circ}20'$$

Birefrința maximă  $n_g - n_p = 0,025 - 0,030$

Este complet incolor,  $n_g$  este bisectriță ascuțită, deci este pozitiv. Clivagiul des și fin, fără interpozițiuni.

Diopsidul acesta se prezintă în grăunțe uneori izometrice, alteori în forme alungite și deși este idiomorf față de feldspat nu se prezintă în forme distincte ci mai mult în grăunțe cu conture neregulate, spart, fibros. Pe marginea din spre feldspat se observă un început de transformare în fibre foarte subțiri de actinot, care s'a format și în șnururi fine pe crăpăturile din masa piroxenului. Piroxenul este uneori inclus în sfen.

Acesta este cel mai nou mineral. Se întâlnește în plaje mari allo-  
Sfenul, Epidotul, triomorfe în raport cu feldspatul plagioclaz nor-  
Apatitul. mal; este gălbui, foarte dispers, uneori cu inclu-  
ziuni ovale de anataz.

Alte elemente accesorii sunt epidotul primar ca incluțiuni în feldspat și piroxen în cantitate mică, și mult mai frecvent apatitul în coloane prismatice, uneori cu conture ovale, inclus în special în feldspat.

3. Analizele chimice (Dr. G. PAMFIL) ale rocei care conține separațiunile leucocrate (Anal. No. 661 și 28) și a unei separațiuni piroxenice (granitul piroxenice Anal. No. 699), dau următoarele rezultate.

	V. Anal. No. 661 Gabbro cuarțifer.	VI. Anal. No. 28 Gabbro cuarțifer.	VII. Anal. No. 699 Granit piroxenice.
SiO <sub>2</sub>	54,46	54,37	64,90
TiO <sub>2</sub>	0,42	1,94	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,97	16,65	15,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,49	4,10	1,37
FeO	4,76	5,97	1,65
MnO	0,12	0,36	urme
MgO	5,52	4,04	2,43
CaO	9,88	7,46	7,63
Na <sub>2</sub> O	2,23	2,92	6,12
K <sub>2</sub> O	0,66	0,61	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33 (1)	0,45	0,38 (1)
Pierd. p. calcin.	1,72	1,12	0,43
	<u>99,91</u>	<u>99,99</u>	<u>101,36</u>

(1) Urme de Ca.



Aceste analize dau după metoda de calcul a petrografilor americani următoarea compoziție mineralogică tip:

Pentru gabbroul cuarțifer No. 661.

Cuarț	10,56	Anortit	35,03	Ilmenit	0,76
Ortoclaz	3,89	Diopsid	10,75	Magnetit	3,71
Albit	19,39	Hipersten	15,12	Apatit	0,62

Pentru gabbroul cuarțifer No. 28.

Cuarț	12,66	Anortit	30,58	Ilmenit	3,80
Ortoclaz	3,89	Diopsid	3,62	Magnetit	6,03
Albit	25,15	Hipersten	13,46	Apatit	0,93

Pentru granitul piroxenic.

Cuarț	13,56	Anortit	14,73	Ilmenit	1,06
Ortoclaz	1,11	Diopsid	14,69	Magnetit	2,09
Albit	51,35	Wollastonit	0,70	Apatit	0,93

Analiza gazelor a fost făcută numai pentru cele două gabbrouri cuarțifere (Dr. G. PAMFI); ea dă următoarele rezultate:

Gabbroul cuarțifer No. 661.

Volumul de gaze cules la  $\frac{1}{3}$  de grame de rocă = 203,20 cmc.

Produse sublimabile nedozate  $\text{NH}_4\text{Cl}$  și S.

$\text{CO}_2$	la $\frac{1}{100}$ de volum	25,05
O	" " " "	65,21
H	" " " "	0,70
$\text{CO} + \text{CH}_4$	" " " "	0,50
N	" " " "	8,64
Gaze rare	" " " "	urme
$\text{H}_2\text{O}$	" " " "	1,45

Gabbroul cuarțifer No. 28.

Volumul de gaze cules la  $\frac{1}{10}$  de gr. de rocă = 194,1 cmc.

Produse sublimabile nedozabile  $\text{NH}_4\text{Cl}$  și S.

$\text{CO}_2$	la $\frac{1}{100}$ de volum	27,69
O	" " " "	25,25
H	" " " "	2,58
$\text{CO} + \text{CH}_4$	" " " "	3,26
N	" " " "	49,84
Gaze rare	" " " "	0,38
$\text{H}_2\text{O}$	" " " "	4,80



### c. Granitul nemicaceu.

La nord și nord-estul petceului de gabbro și gabbro cu separațiuni leucocrate, ocupând toată marginea de nord a catenei dela Greci, de

Localizarea granitului - la o linie care merge de alungul văii Socilor lui nemicaceu.

în direcția SE, pe la W vârfului Căpușa, prin vârful dealului Bobului deacurmezisul catenei până în valea Luncașița, dela această linie spre N până la E de vârful Vârteaja, până la obârșia văii Jijila și până în valea Ascunsă, se localizează un facies de adâncime al granitului, caracterizat prin lipsa elementului negru ca element constitutiv.

Trecerea dela acest granit în spre gabbroul dela sudul și sud-estul său se face prin gabbroul cu separațiuni leucocrate. Cum masa gabbroului este foarte probabil de o grosime nu prea mare, trebuie să presupunem și existența unei treceri dela acest granit lipsit de element negru la granitul amfibolic care formează partea mijlocie și centrală a catenei, prin adâncime. Pe văile săpate în această parte nu prea adânc în masiv nu s'a putut descoperi nicăieri urma vreunei asemenea treceri.

1. Descrierea macroscopică. Roca se prezintă cu structura granitică grăunțoasă, este de culoare roz foarte deschis din cauza feldspatului potasic, cu numeroase pete violacee opalescente datorite grăunțelor de cuarț.

Pe slocurea roca are o nuanță slab verzuie din cauza unui biotit verde în fluturași puțini și foarte mici cari plutesc ca o spumă în rocă.

2. Descrierea microscopică. Roca are structura hipidiomorf-grăunțoasă și este formată din aproximativ 60% feldspat potasic complet micropertit iar restul, în cantități aproape egale, din feldspat plagioclaz și cuarț (cuarț ceva mai mult).

În ordinea cristalizării, s'a format întâi feldspatul plagioclaz, apoi micropertitul și în urmă cuarțul.

Feldspatul plagioclaz este un albit cu 5--7% An. Determinarea Feldspatul plagioclaz. lui se bazează pe următoarele măsurători.

1. Secțiuni perpendiculare pe  $n_p$ , necentrate, maclate după legea albit

		(1)	(1')
Unghiul de extincțiune	$n'_{1/2}M$	-12°30'	15°20'
		-12°	14°

2. Secțiuni perpendiculare pe  $n_p$ , centrate

Unghiul de extincțiune	$n_{p1}P$	+ 19°30'
		+ 18°30'





3. Secțiune din zona simetrică, maclată după legea albit + periclin, bisectrița se vede încă în câmp

		(1)	(1')
Unghiul de extincțiune	$n'_p/M$	-14°	14°

Semnul optic pozitiv;  $n_g < N$  ( $N$  = indicele de refracție al balsamului).

Feldspatul plagioclaz se prezintă în indivizi până la 1 mm mărime, limpezi, isometrici, maclăți după legea albit și albit + periclin; nu s'a întâlnit nici odată macla de Karlsbad. Cristalele arată urme de presiune în stare vâscoasă: lamelele de maclă sunt uneori îndoite, arare ori sparte.

Feldspatul plagioclaz are incluziuni puține de mică albă microclitică și foarte puține grăunțe foarte mici de epidot, pare-se primar.

Feldspatul potasic este un microclin-micropertit desigur în totalitatea lui deși în unele părți ale roci structura în ostrețe nu este de loc vizibilă și mineralul ar putea fi luat ca ortoclaz-micropertit.

In secțiunile din zona de simetrie feldspatul potasic are în cele mai multe cazuri extincțiune dreaptă; când structura în ostrețe este destul de vizibilă lamelele fin maclate sting la 15° de o parte și de alta a urmei maclăi albit.

In plăcile cari ar putea fi luate drept ortoclaz-micropertit pe o secțiune perpendiculară pe  $n_g$  necentrată, unghiul de extincțiune

$$n_p/P = \text{aproximativ } 15^\circ$$

deci în orice caz mineralul este un ortoclaz cu multă substanță albitică. Lucrul este confirmat și de semnul optic care în unele secțiuni de astfel de ortoclaz este pozitiv. In plăcile de microclin-micropertit, pe o secțiune perpendiculară pe  $n_g$  (centrată) unghiul de extincțiune

$$n_p/P = 4^\circ.$$

Plagioclazul care formează micropertitul este foarte probabil un albit cu maximum 5% An.

Pe aceeași secțiune perpendiculară pe  $n_g$  de mai sus acest plagioclaz arată unghiul de extincțiune

$$n_p/P = 19^\circ$$

iar într'o secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , maclată după legea albit, unghiul de extincțiune

	(1)	(1')
$n'_p/M$	16°	14°



Maximul unghiului de extincțiune din zona simetrică a fost găsit

$$n_p/M = 21^\circ.$$

Plagioclazul care formează micropertitul se găsește chiar în acesta maclat uneori după legea albit-|·periclin.

Feldspatul potasic micropertit de care e vorba se prezintă în plăci mari allotriomorfe față de plagioclaz, însă cu un distinct idiomorfism față de cuarț. Cristalele sunt limpezi, prezintă urme evidente de presiune în stare vâscoasă.

Micropertitul este bogat și este foarte distinct în secțiunile din zona simetrică. Pe fețele din celelalte zone el se distinge în felul obișnuit în șnururi sau pete. Uneori micropertitul cucerește întreaga plajă mai ales pe mijlocul ei.

Între grăunțele de feldspat potasic s'au observat foarte puține cari aveau irizațiuni în albastru (orthose opalisante = Schillerfeldspat?).

Cuarțul, în cristale allotriomorfe, se prezintă spart uneori în bucăți foarte mici întrepătrunse dințat și par'că rotunjite și închegate, uneori amestecate cu cristale mici allotriomorfe de ortoclaz; are aspectul unui mozaic cu particulele neegale ca mărime și neregulat dispuse. Se întâlnește cu aceasta structură granulitică, formând ghirlande între feldspați sau în jurul cristalelor mai mari de cuarț în șnururi fine formate din indivizi mărunți. Are numeroase incluziuni lichide în felul cuarțului granitic.

În rocă se mai întâlnește și ceva muscovit în fluturași scurți sau în plăci mici cu conturul zdrențuit, îngrămădite mai multe la un loc în jurul vreunui cristal de magnetit corodat sau formând șnururi subțiri cari ondulează printre cristalele de cuarț și feldspat. O mică albă microlitică se găsește și în fluturași foarte mici, neregulat dispuși, incluși numai în plagioclaz, extrem de rar în ortoclaz.

Magnetit se întâlnește foarte puțin, în felul descris mai sus. Asociate cu magnetitul se găsesc și foarte puține mineralele accesorii. cristale de zircon.

Extrem de rare se întâlnesc șnururi foarte subțiri formate din fluturași de biotit verde cu aceiași incluziunii de magnetit ca și muscovitul, precum și fine și rare filonete de epidot.

Într'un singur eşantion sau observat foarte rare cristale dintr'un mineral roșietec concrescat cu epidotul și cu sfenul în felul cum am mai descris în tonalit ca epidot manganifer (vezi pg. 59).

Chiar la roca descrisă mai sus se schițează în unele preparate fenomene cari accentându-se în alte părți ale masivului îi imprimă local un caracter deosebit de cel de rocă de adâncime.



Cuarțul are chiar în roca descrisă mai sus caracterul cuarțului din granulite (în sensul german; microgranite); pe măsură ce ne apropiem de marginea masivului, în special lucrul este vizibil în partea de E pe dealurile Jablă, Cârposi, Domuz-amnar, tendința aceasta devine așa de accentuată încât preparatul are aspectul profric în care fenocristalele sunt constituite din feldspat potasic și acest cuarț granulitic.

Feldspatul potasic, care în toate rocile descrise mai sus este bogat în substanța albitică cum reiese și din constantele sale optice, suferă o disociație a moleculei de ortoclaz-albit. În micropertitul descris deja în rocile de mai sus această disociere se complică pe măsură ce înaintăm spre marginea masivului cu faptul că proporția de substanță albitică din acești ortoclași sodici crește. În micropertit petecele de plagioclaz câștigă în întindere, se unesc între ele. Simultan cu îmbogățirea micropertitului în substanța plagioclazică se ivesc într'insul și foarte numeroși fluturași extrem de mărunți de mică albă microlitică.

În spre marginea masivului în partea de răsărit indicată, tendința de predominare a feldspatului sodic asupra celui potasic se accentuează odată cu caracterul din ce în ce mai aplitic al rocii. Feldspatul plagioclaz câștigă cu încetul întreaga placă, indivizii sunt limpezi, feldspat potasic nu mai rămâne decât ca peteco și zdrențe mici cu conturul neregulat constituind ceea ce BECKE după descrierea lui HEUNIG numește Antipertit.

Acest facies este o trecere în spre roca care constituie marginea masivului și care este un microgranulit puțin orientat (gneisic).

Această din urmă rocă se prezintă cu o structură microgranulitică (microgranitică) și este formată din aproximativ 70% feldspat plagioclaz iar restul cuarț și foarte puțin clorit.

Feldspatul plagioclaz se prezintă în două generații. Feldspatul plagioclaz din prima generație este cel descris mai sus. El se prezintă în cristale până la 1mm mărime, idiomorfe, maclate după legea albit și albit + periclin. E complet limpede și prezintă urme evidente de presiune: macle ondulate, frânte. Feldspatul din a doua generație se prezintă în cristale allotriomorfe în raport cu primul feldspat, înconjurându-l, continuându-l în creștere sau formând în petece mici împreună cu cuarțul microgranitic masa în cari sunt foarte des răspândite cristalele de feldspat din prima generație. Feldspatul plagioclaz din a doua generație are aceeași compozițiune ca cel din prima (5% An) poate foarte puțin mai acid, prezintă însă particularitatea de a fi maclat în macle după legea albit scurte și subțiri în felul care s'au descris în amănunt la separațiunile gabbroide și cum se vor mai întâlni la faciesul microgranulitic al granitului prin-



cipal cu deosebirea că aci această macelațiune în scândură de șali este de o mult mai mare finețe, suprafața prezentându-se ca un agregat de fine ace scurte, paralele orientate așezate în rânduri mai mult sau mai puțin paralele pe întreaga suprafață.

Cristalele de feldspat plagioclaz din această a doua generație nu prezintă nici odată urme de sdrobire, strivirea roci care se recunoaște și macroscopic, se vedește la acest din urmă feldspat prin faptul că indivizii sunt uneori trași lentiliform.

Cuarțul se prezintă cu structura granulitică formând un mozaic în șnururi late ondulate în jurul cristalelor de plagioclaz din prima generație.

Elementul negru foarte slab reprezentat — vreo la 10% din întreaga rocă — considerat și aci ca element accesoriu, este format din clorit, dispus în fluturași îndoiți, suciți, formând salbe de fluturași printre cuarț și feldspat în asociație cu ceva sfen și magnetit. Este foarte probabil un clinoclor: semnul optic pozitiv, alungirea negativă. În feldspat există foarte puține incluziuni de zircon.

3. Analiza chimică (G. PAMFIL) a granitului nemicaceu: da următoarele rezultate:

VIII. Anal. No. 683.  
Granit nemicaceu

SiO <sub>2</sub> . . . . .	76,56
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,07
FeO . . . . .	0,18
MnO . . . . .	
MgO . . . . .	0,47
CaO . . . . .	0,47
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,10
K <sub>2</sub> O . . . . .	3,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,13
Pierd. p. calcin. . . . .	0,12
	99,41

Această analiză da după metoda de calcul a petrografilor americani următoarea compoziție mineralogică tip:

Cuarț	43,38	Ortoclaz	20,57	Anortit	5,56
Corindon	4,28	Albit	34,58	Hipersten	2,78



Analiza gazelor (1) din granitul nemicaceu dă următoarele rezultate:

Volumul de gaze cules la  $\frac{1}{100}$  de grame de rocă=74,69 cmc.

Produse sublimabile nedozate  $\text{NH}_4\text{Cl}$ .

$\text{CO}_2$	la $\frac{1}{100}$ de volum	20,42
O	" "	12,90
$\text{CO} + \text{CH}_4$	" "	9,68
N	" "	56,20
Gaze rare	" "	0,80
$\text{H}_2\text{O}$ la	" "	0,36

### 3. MICROGRANITUL AMFIBOLIC ȘI MICROGRANULITUL (faciesul marginal al masivului).

Pe toată marginea de W a masivului eruptiv dela Greci începând dela dealul Țugulea (peretele de N al văii Morzu în capătul lui din spre valea Grecilor) și formând aproape în întregime toate mameloanele cari la sud de valea Morzu se înșiră până în valea Carabalu iar de aci până valea Coșlug constituind aproape întreg peretele de West al catenei se dezvoltă un facies marginal al masivului eruptiv pe care-l separă de corneena învâlișului sedimentar.

In toată porțiunea dela valea Morzu până la valea Rakova, acest facies marginal constituit dintr'un microgranulit, se dezvoltă pe o lățime de 100-250 m; începând dela peretele sudic al văii Rakova microgranulitul ia o dezvoltare mai mare, atingând până la 500-600 m lățime în special ceva mai la N de valea Coșlug unde constituie aproape în întregime vârfurile Moroianu și Ioaneșul (426 m înălțime).

In partea de răsărit a catenei pe văile tăiate adânc în învâlișul sedimentar format din strate din formațiunea de Carapelit, acelaș facies marginal microgranulitic a fost întâlnit în puținele iviri existente însă în deajuns de numeroase pentru a stabili existența lui și pe versantul de răsărit al masivului.

Pe alocurea se poate observa că trecerea în spre granitul amfibolic de adâncime se face printr'un microgranit amfibolic.

(1) Dr. G. PAMFIL: loc. cit.



### a. Microgranitul amfibolic.

1. Descrierea macroscopică. Microgranitul amfibolic se prezintă ca o rocă fin grăunțoasă zaharoidă de culoare albă-roșietecă cu foarte numeroase stropituri fine de element negru cari îi dau o nșoară nuanță vânătă. El este format din feldspat, cuarț și puțin amfibol și magnetit.

2. Descrierea microscopică. Microgranitul amfibolic se prezintă sub microscop ca o masă lipidiomorfgurăunțoasă de cuarț și feldspat potasic în care plutesc multe cristale mărunte idiomorfe de plagioclaz.

Feldspatul plagioclaz se prezintă în cristale foarte mici idiomorfe, tabulare după bază, incluse câte odată Feldspatul plagioclaz. mai multe într'un grăunte de cuarț sau de feldspat potasic. Compoziția lui, după maximum de extincțiune din zona simetrică este aceea a unui albit cu aproximativ 5% An.

Indivizii de feldspat plagioclaz se prezintă în toldeauna maelați după legea albit, în indivizi fini; mai rar se întâlnește asociațiunea de macle după legea de Karlsbad + albit sau periclin + albit.

Feldspatul plagioclaz este în parte transformat; prezintă relativ multe incluziuni de mică albă microlitică.

Feldspatul potasic este un ortoclaz-micropertit; micropertitul are aceeaș compoziție ca plagioclazul care Ortoclaz-micropertitul. a cristalizat în cristale idiomorfe. Ortoclazul a fost determinat după indicii săi de refracție și după unghiul de extincțiune  $n_p/M=6^\circ$  pe o secțiune perpendiculară pe  $n_p$ . Pe aceeaș secțiune unghiul dintre filonetele de albit și clivagiul P (001) este de aproximativ  $115^\circ$ .

Cuarțul complet alotriomorf are pronunțate extincțiuni ondulate și incluziuni lichide cu libelă. Cuarțul.

În rocă se găsește o cantitate apreciabilă de magnetit și Hornblenda, Magne- hornblendă comună verde în fluturași mici. titul; Mineralele acce- Intre mineralele accesorii se semnalcază ceva sfen, sorii. ceva apatit și ceva mică albă în șnururi ondulate în jurul ortoclazului sau pe crăpăturile lui.

### b. Microgranulitul.

Trecerea în spre microgranulit este continuă.

1. Descrierea macroscopică. Microgranulitul se prezintă ca o masă compactă, uneori aproape cornoasă, de culoare albă roșietic deschisă, cu grăunțele așa de fin încât nu se poate distinge



individual. In această masă a rocei plutesc foarte dese cristale de maximum 1 mm mărime de feldspat de culoare albă și roz și de cuarț. Arareori se observă și fluturași mici de ilmenit. Există unele faciesuri—mai mult în spre margine—in cari fenocristalele de cuarț și feldspat sunt extrem de rare.

2. Descrierea microscopică. Din punct de vedere microscopic roca care constituie faciesul marginal al masivului se prezintă cu caracterul precis porfiric. Ea este formată dintr'o pastă constituită aproape exclusiv din cuarț și feldspat și din fenocristale din aceleași elemente.

Fenocristalele sunt constituite din feldspat plagioclaz și cuarț. Feldspatul plagioclaz este un albit cu aproximativ 5% An. El se prezintă în forme idiomorfe, nealterate, limpezi, maclate de preferință după legea albit-periclin, în lame cari se ascut și se pierd înaintea de a ajunge la marginea secțiunii.

Aproape în tot atâtea cazuri în același preparat fenocristalele de feldspat plagioclaz au maclațiunea fină și scurtă așezată în șiruri paralele între ele, percurgând secțiunea perpendicular pe direcțiunea de alipire a maelor, maclațiune care a mai fost descrisă sub numele de scândură de șah la separațiunile acide din gabbro și la faciesul marginal aplitic al granitului nemiceacu. Și aci se întâlnesc cazuri unde fenocristalele de plagioclaz maclate obicinuît cresc mai departe cu această maclațiune în scândură de șah.

Fenocristalele de cuarț au, unele din ele, conturul aproape hexagonal, altele sunt rotunjite sau ovale. Atât feldspatul cât și cuarțul — mai ales acesta din urmă — sunt corodați, iar locurile goale umplute cu substanța pastei.

Tot printre fenocristale se pot clasă și foarte puținele cristale mărunte de epidot manganifer concresecut cu o hornblendă comună verde foarte polichroică.

Pasta acestui microgranulit, este uneori formată în întregime dintr'un agregat microgranitic de cuarț și plagioclaz vârgat, în grăunțe foarte fine și intim întrepătrunse. De cele mai multe ori însă această pastă cuarțo-feldspatică a cristalizat într'o structură granofirică.

Textura acestui granofir este foarte variată.

În jurul fenocristalelor de feldspat — nu și în jurul celor de cuarț — sunt concreșteri granofirice de cuarț și feldspat intim unite cu fenocristalul, ca un fel de continuare a lui; uneori chiar substanța fenocristalului este pe margini concresecută granofiric cu cuarțul. Itern



foarte ușor de observat acolo unde o lină macelațiune albit se continuă și în feldspatul granofirului; alte ori granofirul independent de fenocristale se resfiră ca o grămadă de picături răsturnate pe un plan lăsând la mijloc — în jurul punctului de la care diverg — o placă mică neregulată de feldspat, liberă de picături de cuarț; alteori o placă de feldspat este străbătută în rânduri absolut paralele de șiruri de grăunțe foarte mici de cuarț cari iau aspectul unor linii drepte par'că ar fi un pertit de cuarț; în sfârșit alteori placa granofirică e ca un evantai, ca un sector dintr'un sferolit necomplet, format din lame fine de plagioclaz cari la capete devin în direcția lungimei mai lungi și mai late și trec într'un agregat — tot în formă de evantai — de lamele de plagioclaz vărgat, fără urmă de cuarț. Nicăieri nu s'a putut distinge în pastă nici cea mai mică urmă de feldspat potasic; după toate probabilitățile nici nu există.

În această pastă granofirică se întâlnesc în unele eșantioane multe și foarte dese discontinuități în structură. Masa cuarțofeldspatică consolidată tot în al doilea timp constituiește în masa granofirică cuiburi sau șiruri scurte de feldspat plagioclaz în grăunțe mărunte, bine individualizate, aproape izometrice dar cu tendința de a formă stînghii maclate după legea albit în doi indivizi sau în macelațiunea scurtă și fină după legea albit, în scândură de șah, iar totul cimentat de grăunțe de cuarț allotriomorfe. Aceste cuiburi cu structură microgranitică câștigă uneori aproape tot preparatul, constituind trecerea spre o pastă microgranitică fină; cu cât înnaintăm spre interiorul masivului tendința aceasta se accentuează în rocă.

Pe lângă cuarțul și plagioclazul care o constituiesc, pasta mai cuprinde — mai ales în părțile ei de mai în spre interiorul masivului caracterizate printr'o structură microgranitică extrem de puțini fluturași de clorit și hornblendă comună verde, Cloritul, Hornblendă, extrem de rare, foarte mărunte și rare grăunțe Ortitul. de ortit, ceva epidot manganifer și ceva ilmenit transformat aproape în întregime în leucocen.

3. Analiza chimică (G. PAMFIL) a microgranitului dă următoarele rezultate:

IX. Anal. No. 219  
Microgranulit

SiO <sub>2</sub>	78,59
TiO <sub>2</sub>	urme
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,26
FeO	—
MnO	—





MgO . . . . .	0,22
CaO . . . . .	1,14
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,14
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,01
Pierd. p. calcin. . . . .	0,16
	<hr/> 100,98

Această analiză dă după metoda de calcul a petrografilor americani următoarea compoziție mineralogică tip:

Cuarț . . . . .	45,78
Ortoclaz . . . . .	8,34
Albit . . . . .	34,58
Anortit . . . . .	5,56
Hipersten . . . . .	1,42

Analiza gazelor (1) din microgranulit dă următoarele rezultate:

Volumul de gaze cules la % gr. de rocă — 44,14 cme.

CO <sub>2</sub>	la % de volum	58,34
O	» » »	3,13
H	» » »	9,78
CO+CH <sub>4</sub>	» » »	11,67
N	» » »	16,78
Gaze rare	» » »	0,30
H <sub>2</sub> O	» » »	0,20

#### 4. FILOANE DIFERENȚIATE LEUCOCRATE.

(Plagioplite, albitit, microgranulit, cuarț filonian).

În valea Morzu pe pârsele care suie din cariere în spre vârful Căcata, în aceiaș vale pe coasta care suie spre N către vârful Piatra Roșie, apoi pe coasta care coboară de la vârful Țuțuiatu spre Baba Rada mică în apropierea vârfului, în valea Carabalu puțin deasupra carierelor precum — deși mai rar — și pe toată regiunea în spre S până în dealul Coslug și în spre N până în dealul Vârteaja se întâlnesc o serie de filoane de aproape înrudite între ele.

(1) Dr. G. PAMPIL: loc. cit.



Unele din ele se evidențiază cu greu la prima vedere din roca înconjurătoare, dar nici asupra lor examenul microscopic nu lasă vreo îndoielă.

Direcțiunea filoanelor este aceea a diaclazelor din roca pe care o străbat, iar lățimea lor variază dela aproximativ 4 m până la câțiva milimetri.

Cea mai mare parte din aceste filoane sunt filoane mixte și numai puține din ele — cele mai extrem diferențiate sunt filoane simple.

Compoziția chimică a filoanelor cari străbat granitul amfibolic adică a celor cari străbat masivul în părțile lui mai adânci este mai bazică decât a rocci înconjurătoare, iar filoanele cari străbat granodioritul și tonalitul sau faciesul marginal microgranulitic adică, acele cari se localizează mai în spre periferia masivului, în înălțime sau spre margini, sunt mai acide decât roca înconjurătoare.

Cu cât filoanele se depărtează mai mult de masa magmei din adâncime pătrunzând prin fisurile din ce în ce mai înguste ale rocei deja consolidate, cu atât diferențierea se accentuează din ce în ce mai mult.

O întrecăgă soric de caractere comune regăsindu-se dela filoanele cari străbat roca cea mai adâncă până la termeni cei mai diferențiați, ne fac să presupunem că această întreagă serie de filoane provin din aceeași magmă.

Din văile Morzu și Carabalu, unde eroziunea a făcut tăieturi mai adânci în masiv, până pe vârfuri în dealul Căcata (Carabalu) și în dealul Stupina (Morzu) și până în dealul Coslug — la marginea de S a butonierei eruptive — sau până în dealul Vârteaja în marginea cea mai de N a ei, în filoane de câțiva metri lățime sau de câțiva decimetri până la filonașe înguste de câțiva mm se pot urmări toate fazele diferențierii magmei care a dat naștere acestor filoane.

În aceste treceri se pot urmări toate variațiunile plagiaplitelor în sensul lui DUPARC și JERCHOFF (1) dela dioritaplite (plagiaplite cu mult amfibol) prin granodioritaplite și tonalitaplite prin microgranulite până la albitite și cuarț filonian.

În acelaș filon mixt marginile și mijlocul diferă între ele atât din punct de vedere al compoziției chimice cât și din punct de vedere mineralogic și uneori și structural.

Din punct de vedere al compoziției chimice marginea filonului constituie la filoanele plagiaplitice o trecere în spre roca pe care filonul o străbate, ea este deci mai bazică decât mijlocul filonului când acesta străbate granodioritul și tonalitul și este mai acidă decât mijlocul filonului când acesta străbate granitul amfibolic.

(1) L. DUPARC et S. JERCHOFF: Sur les plagiaprites filoniennes du Kosswinisky. Arch. des Sc. phys. et Nat. Genève 1902.



Din punct de vedere structural marginea filonului este panidiomorf-microgrăunțoasă iar atunci când filonul este destul de îngust, are și în mijlocul său aceeași structură; când însă filonul este puternic și deci mai lat în secțiune transversală, roca din mijlocul filonului are o structură granitică compactă.

La întreaga serie de filoane mixte mijlocul filonului este, în afară de aceasta, caracterizat prin lipsa completă a biotitului care uneori este înlocuit prin clorit și prin lipsa totală a feldspatului potasic.

\* \* \*

Voiu descrie pe rând întâiu plagiaplitele mai bazice decât roca înconjurătoare (dioritaplitele) cele care sunt mai aproape de magma din adâncime, deci reprezintă un stadiu mai puțin înaintat de diferențiere, apoi plagiaplitele din ce în ce mai acide pentru a sfârși cu termenii cei mai extremi de diferențiere.

#### 1. Plagiaplitele mai bazice de cât roca înconjurătoare.

(Dioritaplite).

A. Mijlocul filoanelor. Roca care formează mijlocul filoanelor mai bazice decât granitul amfibolic pe care-l străbat este un dioritaplit în înțelesul lui DUPARC și JERCHOFF \*) adică un plagiaplit cu mult amfibol.

1. Descrierea macroscopică. Din punct de vedere macroscopic roca se prezintă cu o masă fin grăunțoasă formată în cea mai mare parte din prisme mici până la 1 mm lungime, negre strălucitoare de hornblendă, amestecate în proporțiuni egale cu cristale de aceeași mărime de cuarț și feldspat.

Elementul leucocrat se acumulează ici și colo în rocă formând pete acide în diametru de maximum 10 mm.

2. Descrierea microscopică. Roca are o structură apropiată de structura panidiomorf-grăunțoasă și este formată din aproximativ 40% hornblendă comună verde, iar restul element leucocrat din care 85% feldspat plagioclaz și aproximativ 15% cuarț.

Feldspatul plagioclaz se prezintă și aici în două generații. Plagioclazul din prima generație formează aproximativ 70% din cantitatea totală de feldspat, iar cel din Feldspatul plagioclaz. a doua generație, în todeauna allotriomorf și în todeauna și pe întreaga placă cu textura în scândură de șali formează restul feldspatului.

Feldspatul plagioclaz din prima generație, este un oligoclaz

\*) L. DUPARC et S. JERCHOFF: loc. cit.



bazie cu 27%. An după cum rezultă perfect concordant din următoarele măsurători făcute prin metode diferite:

1. Secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , aproape centrată

Unghiul de extincțiune  $n'_p/M$   $\pm 10^\circ$

2. Secțiune maclată după legea albit, aproape perpendiculară pe un ax optic, studiată prin metoda BECKE, cu camera clară, datele măsurate prin metoda grafică, dau

Unghiul dintre axele celor doi indivizi	AB'	13°	(167°)
Unghiul dintre planul axelor celor doi indivizi	11'	158°	(22°)

$$n'_p < \varepsilon \quad n'_g > \omega.$$

Feldspatul plagioclaz din prima generație se prezintă în cristalo idiomorfe atât cât permite gradul de panidiomorfism al roci.

Cristalele de plagioclaz au structură zonală, foarte puțin dezvoltată, consistând numai dintr'o singură zonă lată. Ele sunt mai mult lungi decât izometrice (mai mult tabulare) și se împiedică reciproc în creștere.

Feldspatul plagioclaz este frecvent maclat după legea albit, în lamele fine, mult mai rar după legea periclin sau Karlsbad. Asociații de macle se întâlnesc mai ales după legea albit combinată cu periclin.

Feldspatul plagioclaz este relativ limpede, are totuși destul de numeroase incluziuni de mică albă microlitică și clinozoit așezate de preferință în centru lăsând în spre margine o zonă lată liberă de incluziuni; în feldspatul acesta se găsesc și foarte puține incluziuni de epidot primar și apatit în ace lungi prismatice. Pe marginea zonei acide care se scoboară până la un feldspat cu 9—10% An, maclațiunea după legea albit se continuă uneori mai departe printr'o foarte fină maclațiune albit în scândură de șah.

Plagioclazul din a doua generație caracterizat prin textura sa în scândură de șah, cu un oligoclaz-albit cu aproximativ 9—10% An. Se prezintă uneori crescut cu aceeași orientare în jurul plagioclazului mai vechiu în felul unei zone mai acide; în cea mai mare parte a cazurilor el formează grănțe complet allotriomorfe în raport cu toate mineralele afară de o parte din cuarț, incluzând cristale întregi de feldspat din prima generație și de hornblendă.



Acest feldspat plagioclaz cu textura în scândură de șali este în totdeauna limpede și, afară de rari fluturași foarte fini de mică albă microlitică, complet lipsit de alte minerale de alterație.

Cuarțul se prezintă în grăunțe allotriomorfe umplând locurile  
Cuarțul. goale rămase. Prezintă slabe extincțiuni ondulate.

Elementul negru este format exclusiv dintr-o hornblendă comună verde. Hornblendă este complet proaspătă, se prezintă în  
Hornblendă. cristale frumoase cu idiomorfismul păstrat în gradul pe care-l permite structura panidiomorfă a roci, uneori îngrămădite în trei sau patru la un loc, cu elivagii perfecte după cele două direcțiuni cunoscute, maclate după (100) simplu sau poli-sintetic. Cristalele sunt izometrice sau ceva alungite. Hornblendă este colorată în verde, polichroică.

$n_p$	verde oliv deschis
$n_m$	verde oliv foarte deschis
$n_p$	galben slab verzui deschis

uneori în tonuri ceva mai oliv, alteleori în tonuri slab albastrui. Unghiului de extincțiune

$$n_g \cdot C = 14-16^\circ$$

$$\text{birefrigența } n_o - n_p = 0,02 \text{ } 0,23$$

Hornblendă are puține incluziuni de magnetit și sfen, epidot primar și foarte puțin rutil.

În câteva cazuri prezintă ușoare urme de zdrobire; de câteva ori este înconjurată de o zonă de clorit.

Dintre elementele accesorii se întâlnește în primul rând magnetitul în forme intens corodate, de obicei în-  
Mineralele accesorii. conjurat de leucoxen, uneori erăpat și chituit de acest din urmă mineral. Sfenul se găsește rar singur în cristale allotriomorfe; de cele mai multe ori el este un leucoxen limpede, de originea eclui amintit mai sus.

Epidotul primar se găsește în rare grăunțe mici rotunzite incluse în feldspat sau în hornblendă; este un pistazit.

Apatitul se întâlnește foarte puțin în prisme lungi aciculare.

B. Marginea filloanelor de plagioplită mai bazice decât roca înconjurătoare nu este formată dintr-o rocă filoniană.

Din descrierea ce va urma se desprinde clar caracterul ei de rocă de adâncime care a suferit schimbări însemnate în compoziția



ei mineralogică prin influența magmei filonului asupra magmei prin care a erupt. Se reamintește că aceasta din urmă — granitul amfibolic — se prezintă ca o masă grăunțoasă granitică ale cărei grăunțe variază între 1—5 mm, de nuanță violacee-roșietică în care predomină culoarea opalescentă a cuarțului amestecată cu stropiturile albe și roșietice foarte deschise ale cristalelor de feldspat în cantitate aproape egală cu cuarțul și cu stropituri mult mai mici și mai rare negre sau verzi-închise din elementul melanocrat.

1. Descrierea macroscopică. Chiar dela simplul examen macroscopic roca care formează marginea filonului se deosebește de roca înconjurătoare descrisă mai sus. Ea rămâne tot granitic grăunțoasă cu grăunțele în mărime dela 1—5 mm, însă se prezintă mai compactă și se caracterizează prin cantitatea mai mare în element negru—biotit și hornblendă în cantități egale — prin cantitatea ceva mai restrânsă de cuarț și prin apariția în cantitate mai mare a epidotului. Cu cât înaintăm spre filon conținutul în element negru — aproape exclusiv hornblendă comună verde — crește, el este însă mai puțin individualizat în cristale idiomorfe și, fără a imprima rocei o structură gneisică, se orientează vizibil; roca este mai cenușie din cauza dispariției aproape totale a feldspatului potasic și a sărăciei în cuarț, cu o pronunțată nuanță verzue datorită în cea mai mare parte mării ei bogății în epidot primar; în acelaș timp feldspatul plagioclaz devine mai bazic.

2. Descrierea microscopică. Roca are o structură hipidiomorf grăunțoasă din ce în ce mai pronunțată pe măsură ce este mai depărtată de mijlocul filonului. Ceea ce însă o caracterizează atât în raport cu mijlocul filonului — care are de altfel o structură panidiomorf grăunțoasă — cât și în raport cu marea masă a rocei de adâncime înconjurătoare, sunt urmele puternice și caracteristice de presiune la toate elementele rocei, precum și fenomenele intense de resorbțiune, recristalizare și depunere contemporane fazelor când cel puțin o parte din mineralele din magmă erau consolidate sau numai se individualizaseră.

Dat fiind că toate aceste fenomene nu se întâlnesc mai departe în roca înconjurătoare și nici în dioritaplitul care constituie mijlocul filonului, pare îndreptățită concluziunea că ele sunt în legătură cu schimbări ce trebuie să fi produs magma eruptivă fluidă la venirea ei în contact cu o altă magmă poate ceva mai vâscoasă pe care a străbătut-o.

În vecinătatea mai apropiată a dioritaplitolui roca e formată din



feldspat plagioclaz, ortoclaz, cuarț și hornblendă comună verde.

Feldspatul plagioclaz este de compoziția unui oligoclaz bazic cu 27% An. El se prezintă în cristale foarte desăgregate, pline cu incluziuni mărunte de zoizit cari sunt așa de dese încât de cele mai multe ori îi șterg complet maclătușea și puțin frecventă structură zonală. Acești feldspați sunt frânți, iar părțile lor sunt uneori puțin dislocate după suprafețe de alunecare; au numeroase crăpături, paralele între ele însă nu și cu direcțiuni cristalografice determinate, umplute cu șnururi de grăunțe de pistazit.

Alături de acești feldspați cari se prezintă în indivizi idiomorfi, izometricei, s'au dezvoltat, fie în jurul lor ca o zonă lată fie ca indivizi independenți tot idiomorfi, cristale dintr'un feldspat pentru care  $n_o < \omega$   $n_p < \varepsilon$  deci un albit-oligoclaz care după toate probabilitățile după puținele măsurători posibile — are un conținut de maximum 9—10% An. Feldspatul acesta e limpede, maclat după legea albit în lamele înguste sau după legea albit asociată cu Karlsbad. Prezintă și el fenomene de îndoire a maclor și spargeri cu dislocarea părților după suprafețe de alunecare.

Acest feldspat are numeroase incluziuni de epidot primar (pistazit) în grăunțe cu conturul neregulat, potrivit de mari. Epidotul acesta pare a se fi produs printr'un fenomen de decalcificare al topiturii feldspatice ce a dat naștere indivizilor de feldspat în cari sunt găzduiți.

Decalcificarea a avut loc în momentul când magma mai bazică a filonului va fi venit în amestec cu magma mai acidă a roci înconjurătoare care de altfel, eră și mai bogată în alcalii. O ultimă parte a substanței plagioclazice a cristalizat în grăunțe allotriomorfe de compoziția unui albit-oligoclaz cu 5—9% An și cu o textură în scândură de șah. Acest din urmă feldspat formează părți de zonă în jurul celorlalți, umple ultime locuri goale în rocă sau umple crăpături în ceilalți feldspați. Depunerea lui este anterioară cuarțului și poate și puținului feldspat potasic existent în rocă. Topitura lui împreună cu a epidotului rezultat din decalcificarea feldspatului, au circulat împreună în rocă pentru că în feldspații mai vechi se întâlnesc filonete de grăunțe de epidot mărginite de salbande înguste din acest feldspat allotriomorf.

Feldspatul potasic este foarte slab reprezentat în rocă prin rare grăunțe allotriomorfe de ortoclaz-micropertit, cari umplu locul dintre celelalte minerale. Nu se întâlnește niciodată maclat; este complet proaspăt.

Feldspatul potasic.



Cuarțul în cantitate mică însă ceva mai abundent decât feldspatul potasic se prezintă în grăunțe complect allotriomorfe, cu puternice extincțiuni ondulatorie spart rareori și uneori ondulat într'un sens determinat ca și cum în masa lui încă vâscoasă s'ar fi propagat o undă. Are numeroase și ruri de incluziuni gazoase cu libelă.

Hornblenda. Elementul negru este format dintr'o hornblendă comună verde. Din această hornblendă n'au mai rămas decât rămășițe cari nu se pretează la o determinare precisă. Ea se prezintă în petece informe, îndoit, rupte, corodate, cu polichroismul în

$n'_p$  verde oliv cu o nuanță brună  
 $n'_p$  galben brun foarte deschis.

Plăcile se prezintă necomogene căci au dese petece foarte mici de o hornblendă cu nuanțe verzi albastrii deschise, formând în legătură cu crăpăturile mineralului o rețea fină care cuprinde toată plaja.

Biotitul verde. Pe spărturi, pe clivagiile largite și ondulate, uneori și pe locuri corodate în interiorul plajei s'au depus puține fâșii de clorit, de muscovit, grăunțe de epidot în cantitate foarte mare precum și foarte numeroase paiete dreptunghiulare scurte de un biotit verde cu polichroismul în

$n'_p$  verde oliv  
 $n'_p$  galben brun foarte deschis

cu birefrigența ridicată. Acest biotit formează șnururi în jurul cristalelor de hornblendă și în paiete scurte dreptunghiulare se răspândește în jurul lor în feldspații înconjurători. În felul acesta centrul format din hornblendă evident mai veche, și aceste minerale formate în jurul ei și într'însa, în parte pe contul ei, se prezintă între nicolii încrucișați ca un mozaic neregulat viu și divers colorat. Uneori hornblenda este complect exfoliată după clivagii și fin injectată cu șnururi de grăunțe de epidot, de lamele de biotit verde, muscovit și clorit, încât din mineralul primitiv n'au mai rămas decât fâșii înguste, iar tot complexul e uneori îndoit.

Biotitul verde este răspândit pretutîndeni în rocă în șnururi groase uneori ondulate, formate din fluturași dreptunghiulari scurți, amestecați cu grăunțe de epidot, cu fluturași de clorit, rare ori de muscovit, cu ceva magnetit (ilmenit), sfen și foarte puțin apatit, pătrunzând printre feldspați, înconjurându-i și formând ici și colo cuiburi. Orientațiunea fluturașilor din jurul grăunțelor de hornblendă este neregulată cu o ușoară tendință de a formă râuri.





Biotitul verde nu se prezintă cu caracterul de mineral secundar format pe socoteala hornblendei cum e hornblendă cu nuanțe în tonuri albăstrii față de cea verde. Conturile hornblendei sunt tranșante la marginea din spre biotitul verde, nu există treceri continue și biotitul nu formează zone în jurul ei. Acestea precum și faptul răspândirii lui în toată roca independent de hornblendă, vorbesc pentru originea primară a biotitului verde. Schimbarea de echilibru produsă în magmă, care a făcut ca depunerea hornblendei să înceteze și ca elementul melanocrat să continue a se depune sub forma biotitului verde trebuie să li fost aceeași cu aceea care a cauzat decalcificarea substanței feldspatice bazice și depunerea ei ca feldspați acizi și epidot.

Epidotul este foarte răspândit în rocă. În afară de grăunțele neregulate de epidot răspândite în cristale limpezi în feldspatul plagioclaz idiomorf mai acid, epidotul umple numeroase crăpături în feldspații vechi formând șiruri de grăunțe prismatice orientate cu muchia prismei perpendicular pe marginile crăpăturii. El se întâlnește și în numeroase grăunțe fără formă regulată, de multe ori ovale, uneori prismatice, amestecate în grămejoarele de biotit verde, cu rămășițele de hornblendă, cu fluturași de clorit și cu ceva sfen, evident depus odată cu aceste minerale, însă în urma hornblendei.

Roca mai conține și foarte puțini indivizi de un magnetit (probabil ilmenit) răspândit în grăunțe corodate în cuiburile de element negru descrie mai sus; ilmenitul este în totdeauna înconjurat de o zonă de leucoxen neregulată ca contur, care intră și pe crăpăturile mineralului și desigur a luat naștere din alterarea acestuia.

Foarte puține grăunțe de apatit în prisme hexagonale pline cu nouri de incluziuni caracteristici sunt răspândite rar în rocă.

\*

Dioritaplitul descris este evident o rocă filoniană. Pentru această părere vorbește într-o măsură oarecare structura aproape panidiomorf-grăunțoasă a roci precum și faptul că feldspatul plagioclaz apare în două generații bine distincte. Dar caracterul de rocă filoniană ese și mai bine în evidență când comparăm compoziția mineralogică și morfologia acestei roci cu ale plagiaplitelor descrise mai jos.

De asemenea bogăția în calciu care se va regăsi la celelalte roci filoniene în marea cantitate de epidot, leucoxen și în parte în hornblendă se regăsește la dioritaplitul descris în plagioclazul mai bazic, în hornblendă abundentă și în parte în leucoxen.



## 2. Plagiaplitele mai acide de cât roca înconjurătoare. (Tonalitaplite, Granodioritaplite)

Caracteristica mineralogică a tuturor acestor roci este lipsa completă a feldspatului potasic, lipsa completă a biotitului sau instabilitatea cu trecerea lui aproape completă în clorit și prezența unei a doua generațiuni de feldspat plagioclaz exclusiv în scândură de șah. Aceste caractere se regăsesc identice la roca care ne preocupă.

A. Mijlocul filoanelor. 1. Descrierea macroscopică. Mijlocul filoanelor acestora este în general o rocă cu structura panidiomorf-grăunțoasă bine caracterizată, cu o ușoară tendință spre un facies porfiric produsă prin dezvoltare ceva mai pronunțat idiomorfă, vizibilă numai la microscop, a câtorvâ indivizi de feldspat plagioclaz.

Roca este un plagiaplit fin grăunțos zaharoid, de culoare albă cu o foarte slabă nuanță vânătă (roșietecă prin desagregare) cu stropituri mărunte negre verzui. Ea este formată din 60—80% feldspat plagioclaz în cristale fine izometrice cari dau roci aspectul zaharoid, 30—10% cuarț și restul hornblendă comună verde în prisme până la  $1\frac{1}{2}$  mm lungime și până la  $\frac{1}{2}$  mm grosime.

Intre aceste filoane există tipuri la cari mijlocul filoanelor are o structură care n'ar îndreptăți clasarea lor printre rocele filoniane.

Compoziția lor chimică și mineralogică identică cu a celorlalte plagiaplite precum și felul cum au fost puse în loc îndreptătesc pe deplin, cum se va vedea mai jos, așezarea lor printre plagiaplite.

Macroscopiceste, aceste tipuri insuficient caracterizate ca filoniane, se prezintă cu o structură grăunțoasă granitică compactă, cu bobul mijlociu (până la 2—3 mm) de înfățișare pestriță, în care elementul alb constituit din peste 70% plagioclaz și aproximativ 30% cuarț întrece cam  $1\frac{1}{2}$  în cantitate elementul negru format exclusiv din hornblendă în prisme mici până la 1—3 mm lungime și groase până la  $\frac{1}{2}$  mm.

2. Descrierea microscopică. Structura panidiomorf grăunțoasă este bine caracterizată la tipurile fin grăunțoase zaharoid și nu se recunoaște de loc la tipurile grăunțoase compacte.

a. Tipurile fin grăunțoase. Feldspatul plagioclaz este un oligoclaz-albit zonat, cu compoziția variind delacntru spre periferie de la 15—12% An. Determinarea lui se bazează pe următoarele măsurători:

1. Secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , foarte aproape de a fi centrată maclată după legea albit-periclin, o singură zonă

Unghiul de extincțiune	$n_p/M$	în sâmbure	— $6^{\circ}30'$
		în zonă	— $9^{\circ}30'$



Plagioclazul pare a fi cristalizat în două generații cu toate că acest caracter nu este suficient pronunțat pentru a caracteriza o structură porfirică. Indivizii mai mari — se pot discerne ca atari numai la microscop — sunt dezvoltati în cristale mai mult lungi decât late, transformate mai ales în partea mijlocie în mult clinozoizit, mică albă secundară și ceva mai puțin epidot. Ei sunt macrați după legea albit, albit + periclin, albit + Karlsbad sau — foarte rar — numai Karlsbad; cristalele arată rareori urme de presiune. Ele sunt corodate pe margini sau în interior și golurile sunt umplute de un feldspat de acciaș aciditate cu zona.

Structura zonală este reprezentată în genere printr'o singură zonă de compoziția indicată mai sus dar care local se poate coborî până la un albit-oligoclaz cu 9% An. Substanța feldspatică care constituie această zonă externă s'a consolidat și în numeroase cristale mici, aproape izometrice, nezonate precum și în petece allotriomorfe printre celelalte minerale, nu cu mult înaintea cuarțului în care aceste cristale mici sunt răspândite neregulat.

Acești indivizi de feldspat plagioclaz cari ar constitui o a doua generație de plagioclaz (1) sunt mult mai proaspeți decât cristalele mari; ei se prezintă macrați după legea albit, albit + periclin, mai rar albit + Karlsbad. Compoziția lor este aceea a unui oligoclaz-albit cu 9—12% An.

Cuarțul se întâlnește uneori în plaje mari de umplutură, cu conture allotriomorfe zdrențuite, umplând locuri corodate în feldspat și pe marginea acestuia. De cele mai multe ori însă cuarțul se întâlnește în petece mici, aproape numai ochiuri corodate de preferință în feldspatul cel tânăr și mai proaspăt. Cuarțul prezintă urme de presiune, vădite prin pronunțate extincțiuni ondulate și prin crăpături.

Elementul negru este constituit exclusiv din hornblendă comună verde cu o pronunțată tendință spre o structură fibroasă, cu polichroismul

$n'_g$  verde foarte deschis

$n'_p$  aproape incolor.

Local se întâlnesc și rămășițele unor cristale de hornblendă comună verde cu polichroismul în tonuri verzi mai intense la cari se observă bine că au suferit de la periferie spre interior o transformare în actinof.

Hornblendă fibroasă se prezintă în puțini indivizi cari să aibe un foarte pronunțat caracter idiomorf; ei au clivagele caracteristice după (110) și sunt macrați de obicei numai în doi indivizi, după legea

(1) F. Becke: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner T. M. P. M. 13 1892, pg. 419.



obicinuită (100). De cele mai multe ori însă hornblendă se prezintă în colonete, bețișoare de 2—3 ori mai lungi decât groase, clivate, cu capetele rezolvate în paiete scurte dreptunghiulare, dislocate și intrate în masa mineralelor înconjurătoare.

O parte din hornblendă a cristalizat evident înaintea elementului leucocrat; ea a fost despiciată în stîngii dealungul clivagelor sau corodată de magma acidă, care a cristalizat în locul rămas gol între clivagii — în stîngii — sau în golurile corodate. Paiete mici subțiri aproape aciculare, asociate câteodă la un loc formate din aceste sfărămături de hornblendă sunt incluse ici și colo în elementul alb.

Hornblendă se întâlnește și în petece allotriomorfe în raport cu feldspatul. Ea are incluziuni de apatit pe alocurea destul de abundente, puține incluziuni de zircon și de epidot primar.

Foarte des asociat cu hornblendă se întâlnește sfenul care local este cel mai frecvent mineral accesoriu din aceste roci. Sfenul se întâlnește în cristale allotriomorfe chiar față de feldspat, cristalizat în grăunțe mici, foarte adeseori pe clivagiile hornblendei exfoliate. Cristalele de sfen sunt incolore cu o pronunțată nuanță brună murdară, macleat des prin alunecare din cauza presiunii; între nicolii încrucișați se arată intens dispers.

Sfenul este rareori asociat cu un epidot primar (pistazit), frecvent și acesta în aceste roci, evident posterior elementului alb față de care e allotriomorf și în care uneori formează vinișoare pe spărturi. Într'un singur loc s'a găsit un singur grăunțe de pistazit concreșcut cu allanitul. Apatitul — local mai abundent — se prezintă în prisme foarte subțiri bipiramidate, cu cunoscute nouri de incluziuni.

b. Tipurile grăunțoase. În afară de lipsa completă a biotitului și a feldspatului potasic — în felul tuturor acestor plagio-plite cari constituiesc mijlocul filoanelor mixte ce formează obiectul acestui capitol — ele mai sunt caracterizate și prin prezența necontestabilă a două generații de feldspat plagioclaz, bine distinse între ele atât din punct de vedere al compoziției cât și din punct de vedere morfologic. Structura acestor tipuri nu se poate caracteriza ca panidiomorf-grăunțoasă, dar ele intră greu în grupul rocilor lipidiomorf-grăunțoase. Cuarțul are un spațiu de cristalizare care se întinde cu mult deasupra limitei inferioare de cristalizare a plagioclazului din prima generație; feldspatul plagioclaz cristalizează într'o a doua generație după ce cristalizarea cuarțului s'a încheiat complet. Preparatul prezintă imaginea unui aglomerat de plăci de feldspat plagioclaz, izometrice, macleate, deopotrivă de mari (până la 2 mm) și idiomorfe în măsura în care nu s'an împedat în creștere unele de altele sau de cristalele de hornblendă, apoi plăci neregulate de cuarț cari includ numeroase cristale foarte



mici, izometrice, maclate, din acelaș plagioclaz, dispuse uneori în co-roană în plaja de cuarț, în sfârșit cristale de hornblendă în cantitate variabilă, în prisme scurte, izolate, iar totul înnotând în plăci com-plect allotriomorfe constituite din plagioclazul din a doua generație care are pretulindeni fără excepție și pe toată întinderea plajei o foarte bine caracterizată structură în scândură de șah.

Feldspatul plagioclaz din prima generație se prezintă în  
Feldspatul plagioclaz cristale maclate foarte frecvent după legea albit,  
albit + periclin și albit + Karlsbald.

Compoziția lui este aceea a unui oligoclaz-albit cu aproxi-mativ  $12\frac{2}{3}$  An, cum reese din următoarele măsurători:

1. Secțiune perpendiculară pe  $n_p$ , aproape centrată, maclată după legea albit.

$$\text{Unghiul de extincțiune } n'_p/M \quad \begin{array}{cc} (1) & (1') \\ -11^\circ & +13^\circ \end{array}$$

$$\text{Indicii de refracție } n'_x > N \quad n'_y > N$$

Feldspatul plagioclaz are incluziuni nu prea bogate de mică albă microlitică, clinozoit și epidot.

Feldspatul plagioclaz din a doua generație este cu foarte puțin mai acid

$$\text{Unghiul de extincțiune } n'_p/M \quad 10^\circ$$

$$\text{Indicii de refracție } n'_x > N \quad n'_y < N$$

El se prezintă în plăci com-plect allotriomorfe chiar în raport cu cuarțul, în totdeauna și pe toată placa fin maclat în lamele scurte după legea albit asociată rar cu legea periclin, așezate în șiruri înguste paralele, constituind structura în scândură de șah.

Secțiunile din zona perpendiculară pe zona de simetrie au as-pectul plajelor de micropertit din aceeaș zonă (flammenartig).

Acest feldspat are incluziuni de cristale din toate celelalte ele-mente începând cu hornblenda, trecând prin feldspații plagioclași din prima generație și terminând cu cuarțul.

Atât raporturile cu celelalte minerale cât și structura acestui pla-gioclaz dau la prima vedere impresiunea ortoclazului din granite.

Plagioclazul din a doua generație prezintă foarte neînsemnate fenomene de alterare, al căror rezultat sunt puține și foarte fine paiete de mică albă microlitică.

Cuarțul se prezintă în cristale potrivit de mari allotriomorfe în raport cu feldspatul plagioclaz din prima generație dar idiomorfe în raport cu plagioclazul fin maclat din a doua generație. Cristalele de cuarț prezintă urme de presiune.

Cuarțul.



Elementul negru este format dintr'o hornblendă comună verde întru câtva diferită de hornblendă descrisă la granite și la filioanele cu caracter aplitic mai pronunțat descrise mai sus. Ea se prezintă în cristale pronunțat idiomorfe de obicei grupate mai multe la un loc, nemeclate și cu clivagiile caracteristice după (110).

Este intens polichroică

$n_g$  verde oliv cu o foarte slabă nuanță albăstrie

$n_m$  verde oliv slab gălbui

$n_p$  galben brun foarte deschis.

Pe secțiunile cu cea mai mare birefrigență găsite (nu s'a găsit secțiune de birefrigență maximă) unghiul de extincțiune

$$n_g / C = 20 - 25^\circ$$

Hornblendă aceasta este slab dispersă

$$C/n_g > C/n_p$$

Semnul optic negativ.

O altă hornblendă înconjoară uneori ca o zonă subțire hornblendă descrisă mai sus; ea are polichroismul

$n_g$  verde albăstrui deschis

$n_p$  verde foarte deschis aproape incolor

și unghiul de extincțiune mai mare ca al hornblendei care formează sămburele.

Hornblendă o proaspătă; are incluziuni de magnetit și ceva zircon. Ea este local însoțită de clorit în cantitate cu mult mai mică decât dânsa.

Cloritul se întâlnește în secțiuni din zona prismatică, evident în pseudomorfoze după biotit căci îi păstrează structura precum și uneori — extrem de rar — include petece de biotit necomplet alterate. Cloritul este polichroic

$n_g$  verde închis ca iarba fragedă

$n_p$  galben brun foarte deschis.

Are birefrigența relativ ridicată; culoarea de birefrigență albastru cenușiu deschis.

E uneori inclus în hornblendă; are numeroase incluziuni de magnetit, ceva zircon cu aoreole polichroice și epidot.

Pe clivagii s'a depus în felul cunoscut la biotit, cuburi lenticulare de epidot secundar în grăunțe fine. Lamellele de clorit sunt îndoite, ondulate.



În unele varietăți foarte sărace în element negru sau cu totul lipsite de acesta apare uneori muscovitul în paiete subțiri formând șnururi ondulate; deoarece însă prezența lui e însoțită de urme puternice de presiune cred că nu poate fi considerat ca mineral primar.

Dintre mineralele accesorii sunt abundente sfenul și epidotul

Sfenul, Epidotul, Ilmenitul, Apatitul. Sfenul se prezintă allotriomorf în raport cu plagioclazul din prima generație; e foarte des asociat cu pistazitul. O bună parte din sfen rezultă din transformarea ilmenitului din care se mai găsesc urme în plajele de sfen.

Epidotul (pistazit) este și el posterior plagioclazului din prima generație în care constituie vinișoare.

Ilmenitul se întâlnește relativ rar și împreună cu sfenul de obicei în plagiaplitele mai bogate în element negru; el se prezintă în grăunțe corodate înconjurate de sfen.

Apatitul se întâlnește mai ales însoțind elementul negru; se găsește în cantitate mică.

Zirconul se întâlnește rar.

**B. Marginea filoanelor. 1. Descrierea macroscopică.** Marginea filoanelor de plagioplit mai acide de cât roca înconjurătoare este formată dintr'o rocă care macroscopic se prezintă în grăunțoasă zaharoidă cu grăunțele variind în mărime dela 1 mm până la  $1\frac{1}{2}$  mm, de înfățișare pestriță în care elementul negru mai mult sau mai puțin fin dispersat este uniform împrăștiat printre mineralele leucocrate cari sunt în cantitate de două ori mai mare. Când bobul este foarte fin roca are o nuanță slab verzue murdară. În masa aceasta în grăunțoasă formată din feldspat plagioclaz, cuarț, ortoclaz, hornblendă și biotit, plutesc rare cristale ceva mai mari — până la 2 mm — de feldspat plagioclaz, cuarț, biotit și hornblendă.

Elementul negru formează uneori în această masă culburi mici până la 5 mm diametru.

**2. Descrierea microscopică.** La microscop roca înfățișează o structură panidiomorf grăunțoasă fină. Puține cristale de feldspat plagioclaz, biotit și hornblendă s'au dezvoltat ceva mai mari decât restul mineralilor cari formează o masă deasă — încărcată — de cristale mici de feldspat plagioclaz înconjurate de zone de ortoclaz, cristale de cuarț, de biotit și de hornblendă.

Feldspații mai mari se prezintă în indivizi idiomorfi, aproape izometrici, macrați după legea albit, albit + Karlsbad sau albit + periclin, bogat zonați, cu recurențe bazice.

Compoziția acestui plagioclaz a fost determinată pentru sămburi prin metoda BECKE cu camera clară și masa, într'o Feldspatul plagioclaz. secțiune maclată după legea periclin, aproape perpendiculară pe un ax optic. Datele calculate prin metoda grafică dau

$$\begin{aligned} AB^{\pi} &= 15^{\circ} \\ 11^{\pi} &= 22^{\circ} 30' \end{aligned}$$

cesace corespunde unui oligoclaz bazic cu 28% An.

Semnul optic negativ.

Zona cea mai externă a acestor cristale de plagioclaz s'a depus simultan cu o parte din cuarț și cu feldspatul potasic formând concreșteri mirmekitice.

Substanța feldspatică a unei asemenea concreșteri mirmekitice, uneori maclată după legea albit, cercetată prin metoda indicilor de refracție dă

$$n'_{\gamma} > \varepsilon \quad n'_{\sigma} = 0$$

Așa dar zona cea mai externă a plagioclazului este formată dintr'un oligoclaz-albit cu 16—18% An.

Cristalele mici de feldspat cari constituiesc marea masă a rocii au aceeași compoziție ca feldspatii mari. Ei se prezintă în indivizi mai lungi decât groși, idiomorfi, maclati de obicei în doi indivizi după legea albit sau Karlsbad, zonați în acelaș fel ca indivizii mai mari și aproape constant înconjurați de o zonă mai mult sau mai puțin îngustă de feldspat potasic. Mai ales în jurul indivizilor mici de plagioclaz s'au format concreșterile mirmekitice.

Feldspatii plagioclaji sunt în sămbure foarte alterați; sunt transformați în multă mică albă, clinozoizit, și caolin.

Cuarțul deși în cantitate mai mică decât feldspatul plagioclaz, constituiește împreună cu acesta, țesătura care imprimă rocii înfățișarea ei specială. El se prezintă în indivizi rotunzi cu conturul aproape dihexaedric, idiomorfi în raport cu o bună parte din feldspatul plagioclaz (partea mai acidă) și cu o parte din elementul negru. Cristalele de cuarț închid indivizi mici de plagioclaz (sămburi nezonați) așezați în coroană concentrică cu marginea, ceea ce ar indica pentru cuarț o perioadă de cristalizare mai lungă.

Ultima parte din acest mineral care a cristalizat simultan cu feldspatul potasic și cu ultima zonă de plagioclaz s'a depus în petece complete allotriomorfe printre celelalte minerale.

Cuarțul prezintă urme evidente de presune; el are și numeroase incluziuni cu libelă, dispuse în șiruri.





Elementul negru este format din biotit și mult mai puțină hornblendă comună verde.

Biotitul este cel descris la granite, cu polichroismul

Biotitul.  $n_g$  galben brun foarte deschis  
 $n_p$  brun deschis

și cu birefringența maximă  $n_g - n_p$  aproximativ 0.015.

El se prezintă în prisme scurte allotrimorfe în raport cu partea cea mai bazică din feldspatul plagioclaz și cu o parte din cuarț, însă idiomorfe în raport cu ortoclazul și cu cuarțul care s'a depus mai târziu.

Biotitul este concresecut cu hornblendă comună verde care pare a fi mai veche decât dânsul cu toate că și ea este allotrimorfă în raport cu sămburii de feldspat plagioclaz.

Biotitul are incluziuni puține de zircon cu arocele polichroice, sagenit, pistazit. El este în parte cloritizat, iar fenomenul de transformare, magmatic fără îndoială, e însoțit de depuneri de grămejoare de grăunțe foarte fine de epidot.

Hornblendă comună verde este tot cea descrisă la granite, cu  
Hornblendă. polichroismul

$n_g$  verde deschis cu o nuanță brună  
 $n_p$  verde foarte deschis gălbui.

Ea se prezintă în grăunțe sau în stîngii lungi clivate în felul caracteristic, rareori măclate după (100). Are și ea aceleași incluziuni de apatit, epidot (pistazit) și ceva magnetit.

În rocă există și o a doua generație de element negru format din fluturași scurți din biotitul verde amintit la descrierea granitelor (pag. 48) care inundă ca o spumă rară toată roca formând grămezi sau șiruri subțiri printre feldspați sau se depune în jurul hornblendei și a biotitului în barbete scurte cu direcțiunea clivagelor perpendiculară pe marginea mineralelor.

În varietățile cu grăunțele foarte fine, elementul negru format în aceleași proporțiuni din biotit și hornblendă este fin divizat în fluturași scurți și petece mici printre cristalele de element leucocrat; în aceste din urmă roci în cari și fenomenele de presiune sunt mai evidente, a cristalizat și ceva muscovit în șnururi subțiri.

Printre elementele accesorii se întâlnește mai frecvent epidotul, zirconul, sagenitul, apatitul, elementul negru, zirconul în grăunțe prismatice scurte bipiramidate incluse în biotit, în sfârșit rutilul în forma acelor



do sazenit inclus în biotit și ceva apatit în prisme aproape aciculare inclus de preferință în elementul alb. Sfenul lipsește cu desăvârșire.

\*

Nu numai din felul cum sunt puse în loc, dar și din descrierea lor petrografică, rezultă pentru rocele de mai sus natura lor filoniană.

a) În cazurile când structura panidiomorf grăunțoasă este bine pronunțată, rocele se clasifică ușor printre aplitite. În adevăratele sunt caracterizate prin grăunțele lor fine, prin sărăcia lor în elemente melanocrate, prin structura panidiomorf grăunțoasă, prin predominarea sămburilor feldspatice și prin înfățișarea lor miarolitică (zaharoidă) (1).

Locul special al fiecărui tip în această grupă de roce filoniene este indicat de compoziția lui mineralogică.

Roca panidiomorf grăunțoasă care constituie mijlocul filoanelor, este cum s'a văzut complet lipsită de ortoclaz și biotit; feldspatul este un plagioclaz acid (oligoclaz-albit) cu 15% An, cuarțul se găsește în rocă în cantitate apreciabilă, iar elementul melanocrat este reprezentat prin foarte puțină hornblendă comună verde (în cea mai mare parte transformată în actinot). După aceste caractere roca intră ușor în subgrupa plagiaplitelor creată de L. DUPARC și S. JERCHOFF în urma studiilor lor în Uralul de N (2). Ea este o rocă accentuat diferențiată dintr'o magmă tonalitică: este un tonalitaplit.

Roca panidiomorf-grăunțoasă care constituie marginea acestor filoane, are o compoziție mineralogică care ne îndreptățește să o caracterizăm ca aplit al unui granodiorit: granodioritaplit.

Ea este o rocă accentuat diferențiată dintr'o magma granodioritică.

În adevăr din studiul seriei (3) aplitelor magmelor granitice propriu zise se observă că în ceea ce privește compoziția mineralogică (raporturile cantitative dintre elemente, deci și compoziția chimică) se poate dovedi în această serie o trecere continuă între aplitul propriu zis care e o rocă diferențiată (oligoclaz, feldspat potasic, cuarț și muscovit respectiv lepidolit) atât în ceea ce privește compoziția chimică globală cât și în ceea ce privește raporturile cantitative dintre mineralele componente, și între un aplit diferențiat numai din punct de vedere al compoziției chimice globale și proa puțin în

(1) H. ROSENBSCH: Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine. Bd. 2. I Hälfte IV Auflage 1907, pg. 579.

(2) L. DUPARC et S. JERCHOFF: loc. cit.

(3) Autorul întrebuițează noțiunile serie și familie în sensul lui C. BRÜGGER: Die Eruptivgesteine des Kristianlagebietes, I, pg. 169.



ceea ce privește raporturile cantitative dintre mineralele componente, deci un aplit care se deosebesc de granitul propriu zis aproape numai prin structura sa panidiomorf-grăunțoasă cum sunt de pildă biotitaplitetele studiate de A. ANDREAE în Granito rosso dintre Baveno și Friolo și de E. COHEN în Odenwald (Baden) (1). ROSENBUSCH caracterizează aceste roci ca granite filoniene aplitice (aplitische Ganggranite).

Desigur că pentru fiecare varietate dintr'o familie de roce eruptive se poate stabili o întreagă serie (de structura panidiomorf-grăunțoasă) care să meargă la o rocă pronunțat diferențiată, în acelaș raport față cu roca de adâncime corespunzătoare, ca aplitul propriu zis față de granit, până la o rocă diferențiată numai din punct de vedere al compoziției chimice globale, care să aibe aceeași compoziție mineralogică și aproape cu aceleași raporturi dintre minerale ca roca de adâncime corespunzătoare, întoemai ca biotitaplitetele față de granit.

Roca filoniană care ne preocupă se găsește față de granodioritul descris la pag. 40 exact în aceste din urmă condițiuni. În adevăr din punct de vedere mineralogic rocile se deosebesc numai prin aceea că plagioclazul este mai acid la roca filoniană (de altfel întreaga rocă e de așteptat să fie mai acidă decât roca de adâncime corespunzătoare din cauze în legătură cu cele spuse mai sus) restul este analog în limitele observației de mai sus asupra acidității. Ortoclazul este în cantitate cu mult subordonată plagioclazului, biotitul în parte cloritizat e acelaș și predomină cu mult asupra hornblendei comune verzi care o de asemenea identică și, în ambele cazuri există o a doua generație de biotit verde. Din punct de vedere structural însă deosebirea este netă, roca filoniană fiind panidiomorf-grăunțoasă.

Clasarea acestei roci printre aplitetele corespunzătoare granodioritului nostru este deci îndreptățită. Ea este diferențiată numai din punct de vedere al compoziției chimice totale față de granodiorit, deci nu este aplitul propriu zis al acestuia ci un granodiorit filonian aplitic (ar zice ROSENBUSCH «ein aplitischer Ganggranodiorit»).

Exact pentru aceleași considerațiuni și tonalitaplitul trebuie considerat propriu zis ca un tonalit filonian aplitic.

b. Pentru varietățile grăunțoase compacte cu grăuntele ceva mai mare cari formează mijloc de filon și la cari structura panidiomorf-grăunțoasă este foarte puțin pronunțată sau lipsește cu totul, clasificarea e mai greu de făcut. Din punct de vedere geologic am văzut că ele apar în filoane cu un facies marginal—de cele mai multe ori a putut fi urmărită numai una din marginile filonului—pronunțat panidiomorf-grăunțos: granodioritul filonian aplitic descris mai sus.

(1) Cf. H. ROSENBUSCH: loc. cit. II 1 pg. 584.



Dacă lăsăm la o parte structura care o îndepărtează de o rocă filoniană propriu zisă, roca prezintă din punct de vedere al compoziției mineralogice aceleași particularități care caracterizează plagiaplitul descris mai sus și anume: biotitul și ortoclazul lipsesc și aici, plagioclazul are aceeași compoziție și apare în două generații cu aceleași caractere morfologice care la plagiaplite disting o generație de alta (structura în scândură de șah la feldspatul mai tânăr), epidotul e și aici în mai mare cantitate de asemenea și sfenul rezultat din transformarea ilmenitului, în sfârșit puțină hornblendă complet transformată într-o hornblendă fibroasă (actinot).

Prezența pentru unele minerale a două timpuri de cristalizare apropie aceste roci și mai mult de rocile filoniene. Ele sunt evident un facies structural în sensul lui ROSENBUSCH (1) al magmei diferențiate care cristalizând în alte condițiuni, mai repede, a dat naștere tonalitaplitolui. Identitatea faciesurilor marginale și într'un caz și în celălalt întărește această concluziune. Această rocă rămâne deci tot un plagiaplit; în familia rocelor de adâncime la care alăturăm această subgrupă ea corespunde unui cuarțdiorit acid.

De o parte și de alta a acestui tip se găsesc tot ca roce filoniene, roce cu variațiuni în structură și în raporturile cantitative dintre minerale, cari fac trecerea pe de o parte la roce cu extrem de puțin feldspat plagioclaz în scândura de șah (din a doua generație) cu mai puțin cuarț și ceva mai multă hornblendă comună verde deci fac trecerea în spre dioritele cuarțifere, roci de adâncime propriu zise, iar pe de altă parte tipuri mai pronunțat aplitice, mai sărace sau complet lipsite de element negru, foarte bogate în feldspatul din a doua generație și cu ceva muscovit deci o trecere în spre plagiaplite propriu zise.

### 3. Microgranulitul filonian, albititul și filoanele de cuarț.

Pe măsură ce ne depărtăm de mijlocul masivului, pe aceeași măsură diferențierea se accentuează în sensul acidității crescânde.

În dealul Coslug—la marginea de sud a butierei—și în dealul Căcata (Carabalu) se poate urmări o fază mai înaintată a diferențierii în care elementul negru a dispărut complet însă la care în limitele filonului se observă aceeași lege de diferențiere ca și la plagiaplite: sunt filoane de microgranulit la care mijlocul filonului constituit dintr'o rocă identică cu cea care formează microgranulitul marginal este caracterizat față de marginea lui prin lipsa ortoclazului, complet înlocuit printr'un albit cu 5%. An cu macelașunea fină scurtă în scândură de șah descrisă de alătea ori mai sus.

(1) H. ROSENBUSCH: loc. cit. II 1, pg. 80.



Într-o fază următoare a diferențierii ortoclazul dispare complet și în același timp diferențierea se accentuează prin aceea că iau naștere filonașe de cuarț și filonașe curat albitice; primele formând o rețea în microgranitul dela gura văii Morzu (în partea de nord), cele din urmă: albititul, mai în spre interior (Piscul Piatra Roșie, Morzu).

Așa dar în seria de diferențieri ale acestei magme filoniane vom avea încă trei feluri de filon: microgranulite, albitite și cuarț filonian.

a. Microgranulitul se prezintă de obicei în filonașe dela 2—3 dm până la 2 cm lățime.

Din punct de vedere macroscopic roca se prezintă întocmai ca Microgranulitul. microgranulitul care formează faciesul marginal.

Sălbanda filonului se prezintă uneori de culoare vânătă din cauza marelui cantități de pulbere microscopică de magnetit care impregnează roca. În această masă vânătă se distinge cu ochiul liber fenocristale roz până la 1 mm mărime de ortoclaz și cristale mult mai mici de cuarț.

1. Descrierea macroscopică. Mijlocul filonului este un microgranulit cu fenocristale foarte mărunte de cuarț și plagioclaz, exact ca cel care constituie faciesul marginal; nici aici nu s'a putut distinge, nici în pastă, vreo urmă de feldspat potasic.

Roca conține și ceva magnetit, sfen, foarte rar grăunțe de un epidot manganifer cu polichroismul în roz, ceva zircon și puțini fluturași de hornblendă comună verde.

Marginea filonului este un microgranulit propriu zis. Fenocristalele sunt formate din ortoclaz, mai puțin cuarț și încă și mai puțin plagioclaz.

2. Descrierea microscopică. Ortoclazul este în totalitate microperitic, cu un început destul de pronunțat de Schachbrettalbit. Chiar părțile în care microperitul nu apare, par a fi constituite dintr'un ortoclaz care conține în soluțiune multă substanță albitică de oarece unghiul de extincțiune pe o secțiune perpendiculară pe  $n_p$  este

$$n_p/P \quad + 9^\circ 30'$$

Cristalele idiomorfe de ortoclaz includ un plagioclaz pozitiv, cu indicele de refracție mai mic ca al balsamului. Feldspatul plagioclaz care după maximul unghiului de extincțiune pe secțiunile din zona simetrică este un albit cu 5% An.



Plagioclazul se întâlnește și singur în cristale idiomorfe; el este maclat după legea albit sau albit + periclin.

Cuarțul se prezintă în forme foarte apropiate de conturul dihexaedric. Ca și feldspații, cuarțul e corodat și locurile goale sunt umplute cu pastă.

Pasta e formată din părți cu structura microgranitică în cari se poate deosebi un plagioclaz vârgat și cuarț.

Aceste părți microgranitice sunt în cantitate neînsemnată în raport cu restul pastei care e formată dintr'o concreștere granofirică de două minerale cu refrigența deosebită dintre care unul este — precis — cuarț, iar celălalt este un feldspat, foarte probabil un plagioclaz tot așa de acid ca și fenocristalele.

În această concreștere granofirică predomină cuarțul într'o mai mare măsură decât în microgranulitul care formează faciesul marginal al masivului. El se întâlnește și în plăci mai mari zdrențuite.

În pastă se mai găsesc ca fenocristale, rare schelete de magnetit; iar în partea ei granofirică sunt presărate numeroase cuiburi de pulbere, înă de acelaș mineral. În afară de acest mineral accesoriu se mai întâlnește — grupate câte mai multe la un loc — cristale mici cu conturul neregulat de un epidot manganifer cu polichroismul în

$n'_g$  roz

$n'_p$  galben brun verzui, foarte deschis.

Acest mineral este din prima generație.

Când filoanele formate de acest microgranulit sunt foarte înguste (2 cm) salbanda filonului este o fâșie îngustă de 1 mm formată numai din pastă microgranitică (fără fenocristale). În asemenea filoane diferențierea între margine și mijlocul filonului nu s'a făcut din punct de vedere chimic așa încât în mijlocul filonului se întâlnește încă ortoclaz-micropertit în fenocristale.

\*

b. Albítitul se prezintă în filoane late de 2—3 dm cum e cel de la Piatra Roșie (Morzu), străbătând granitul amfibolic.

Observat cu ochiul liber sau cu lupa, albítitul se prezintă ca o masă compactă albă zaharoidă foarte măruntă.

1. Descrierea microscopică. Roca are structura pronunțat panidiomorfo-grăunțoasă. În masa uniformă formată exclusiv din albit se observă și puține grăunțe mai mari maclate după legea albit sau nemaclate, cu unghiul de extincțiune,

$n'_p/M$  20°

$n'_p/P$  20°



Grăunțele acestea nu au conture geometrice și sunt înconjurate de cristale mai mici tot de albit. Pe alocurea dimensiunile acestor grăunțe cari formează masa roci ajung foarte mici. In alte părți ale aceluiași preparat se dezvoltă în jurul grăunțelor de plagioclaz mai mare plăci mari de albit cu maclațiunea după legea albit scurtă fină în scândură de șah. Acestea au numeroase incluziuni din plagioclazul de dimensiuni mici.

La indivizii mici de plagioclaz sunt urme evidente de presiune; uneori maclațiunea se face numai pe margine ca și cum ar fi în legătură cu o respirație a feldspatului.

Elementul negru este reprezentat prin foarte puțin sten și foarte puțin zircon.

c. Cuarțul filonian pe care-l consider ca ultima fază a diferențierii magmei din ce în ce mai acide și mai sodice care a dat naștere plagiaplitelor, se țese ca o rețea de filonașe dela câțiva mm grosime până la 4—5 dm în toată zona de microgranit amfibolic care se întinde pe marginea de W a masivului dela valea Morzu spre N până în valea Viilor. El se regăsește și în unele floane în granitul nemica ceu de pe dealul Rakelu. Cuarțul filonian este alb lăptos, și umple toate crăpăturile roci formând uneori o serie de linii rigurose paralele în direcțiunea diaclazelor ei.

Din întreaga această serie de roci am avut la dispoziție numai analiza chimică (Dr. G. PAMPIL) a unui tonalitaplit și a unui granodioritaplit.

Aceste analize au dat următoarele rezultate:

	IX. Anul No. 748 Tonalitaplit	X. Anul No. 759 Granodioritaplit
SiO <sub>2</sub> . . . . .	72,66 . . . . .	70,62
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,37 . . . . .	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,04 . . . . .	14,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,50 . . . . .	1,97
FeO . . . . .	0,39 . . . . .	1,44
MnO . . . . .	0,49 . . . . .	0,08
MgO . . . . .	0,59 . . . . .	1,05
CaO . . . . .	4,08 . . . . .	3,37
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,19 . . . . .	4,73
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,53 . . . . .	1,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,19 . . . . .	0,58
Pierd. p. calcin. . . . .	0,73 . . . . .	0,96
	<u>100,76</u>	<u>101,75</u>



Calcularea acestei analize după metoda petrografilor americani  
dă următoarea compoziție mineralogică tip:

Pentru tonalitaplit (No. 748).

Cuart	35,46	Albit	35,63	Corindon	0,51
Ortoelaz	3,34	Anortit	18,90	Hipersten	4,80
		Ilmenit	0,76	Apatit	0,31

Pentru granodioritaplit (No. 759).

Cuart	28,74	Anortit	13,34	Ilmenit	0,76
Ortoelaz	10,01	Corindon	0,20	Magnetit	2,78
Albit	39,82	Hipersten	3,00	Apatit	1,24

Analiza gazelor acestor două roci (Dr. G. PAMFIL) dă următoarele rezultate:

Pentru tonalitaplit (No. 748).

Volumul de gaze culese la  $\frac{1}{3}$  gr. de rocă = 80,69 cmc.

CO <sub>2</sub>	la $\frac{1}{3}$ de volum	27,66
O	" "	29,79
H	" "	11,70
N	" "	20,40
Gaze rare	" "	1,45
H <sub>2</sub> O	" "	0,63

Între gazele rare examenul spectroscopic a semnalat Helium

Pentru granodioritaplit (No. 759).

Volumul de gaze culese din  $\frac{1}{3}$  gr. de rocă = 118,20 cm<sup>3</sup>

CO <sub>2</sub>	la $\frac{1}{3}$ de volum	21,44
O	" "	2,15
H	" "	49,98
C + CH <sub>4</sub>	" "	4,29
N	" "	21,54
Gaze rare	" "	0,60
H <sub>2</sub> O	" "	0,85





## 5. FILOANE DIFERENȚIATE MELANOCRATE

(Diabasporfirit).

Masivul eruptiv dela Greci este străbătut în numeroase locuri, atât el cât și învâlișul lui sedimentar de filoane de diabasporfirit.

În roca eruptivă aceste filoane în lățime de maximum 2 m, străbat pe diaclaze.

Diabasporfiritul filonian a putut fi urmărit în toată regiunea studiată geologică în lucrarea de față, deci și de jur împrejurul masivului dela Greci, străbătând deopotrivă rocile sedimentare permocarbonice și devonice. El a mai fost întâlnit în tot restul Dobrogei de N străbătând toate formațiunile eruptive și sedimentare în special ale catenei kimerice.

1. Descrierea macroscopică. Diabasporfiritul se prezintă cu structura compactă ofitică, în care se pot bine distinge cristalele fine, tabulare de plagioclaz în masa neagră verzuie de piroxen.

2. Descrierea microscopică. Diabasporfiritul este format din feldspat plagioclaz, piroxen, ceva sfen și ilmenit.

Feldspatul plagioclaz este un oligoclaz mijlociu cristalizat în indivizi tabulari, idiomorfi, maclat după legea albit în doi indivizi. Este zonat; o singură zonă ceva mai acidă. Mijlocul feldspatului este plin de incluziuni de clinozoizit și epidot.

Piroxenul este un piroxen augitic aproape complet transformat în uralit.

Sfenul și ilmenitul impregnează roca.

## VI. STUDIUL CHIMIC AL ROCELOR ERUPTIVE

Din materialul cules în regiune s'au ales pentru analiză douăsprezece roci din cele cari studiate la microscop au servit la caracterizarea principalelor tipuri petrografice diferențiate din magma primordială a masivului dela Greci. Materialul analizat a fost ales perfect nealterat.

Rocile analizate sunt: un granit amfibolic (Anal. No. 99), un granodiorit (Anal. No. 756), un tonalit anortozitic (Anal. No. 761), un tonalitaplit (Anal. No. 748), un granodioritaplit (Analiza No. 759), ambele aceste din urmă roci constituind una mijlocul și cealaltă marginea aueluiaș filon, un tonalitaplit (Anal. No. 760), un gabbro (Analiza No. 150), două faciesuri de diferențiere acide ale gabbroului (Analiza No. 661 și 28), un granit piroxenitic (Analiza No. 699), un microgranulit (Anal. 219) și un granit nemicaen (Anal. No. 683).



În tablourile următoare sunt date rezultatele acestor analize și calculele lor după felul de calcul al lui BECKE (1) și anume, în primul tablou, compoziția chimică a fiecărei roci și proporțiunile moleculare ale oxizilor  $\times 1000$ , la cari pentru  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  și  $\text{K}_2\text{O}$  s'a divizat prin jumătatea greutății moleculare, ceea ce în tablou se exprimă prin  $\frac{1}{2}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , etc. Aceste proporțiuni moleculare sunt astfel proporționale cu numărul atomilor de Al, Fe, Na, K dintr'un mol de rocă. În al doilea tablou se dau proporțiunile moleculare calculate la sută în felul lui OSANN adică  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  transformat în FeO, Mn adunat cu Fe, Ti cu Si. Urmează în acelaș tablou  $a$ ,  $e$ ,  $f$ , raporturile lui OSANN calculate la suma  $a + c + f = 20$ . BECKE calculează însă aceste raporturi într'un fel întru câțva diferit de OSANN și anume pe când acesta din urmă calculează A, C, F și  $k$  din proporțiunile moleculare calculate la  $\frac{1}{100}$ , primul calculează aceste valori din proporțiunile moleculare brute (2). Apoi T care reprezintă prisosul de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  rămas după calcularea lui A și C. În cazul când  $T \neq 0$  se dau în tablou o a doua serie de valori  $a'$ ,  $e'$ ,  $f'$ , pentru a căror calculare se ia  $A' = A + T$ ,  $C' = C$  și  $F' = F$ . În acelaș tablou sunt date procentele de atomi de metal (Metallatomprozent) după ROSENBUSCH, cărora le urmează valorile  $S_i$ ,  $U = \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mg}$ ,  $L = \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$  și cantitatea de Ab, Au și Or la suta de substanță feldspatică calculate din analiză; se dau apoi valorile  $a_0$ ,  $e_0$ ,  $f_0$  pentru cari  $a_0 : e_0 : f_0 = 2a : c : \frac{1}{2}f$  iar  $a_0 + e_0 + f_0 = 10$  și,  $a'_0$ ,  $e'_0$ ,  $f'_0$  calculate în acelaș fel din  $a'$ ,  $e'$ ,  $f'$ . În sfârșit  $k$ , coeficientul acidului silicic calculat după OSANN, însă nu ea la acesta din proporțiunile moleculare la  $\frac{1}{100}$  ci în felul următor: se adună proporțiunea moleculară de  $\text{SiO}_2$  necesară lui A pentru formula  $\text{R}'_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ , lui C pentru formula  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$  și lui F pentru formula  $\text{RO} \cdot \text{SiO}_2$  și se divide cantitatea de  $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$  din rubrica proporțiuni moleculare (nemultiplicate cu 1000) cu această sumă: valoare obținută este  $k$ . Se mai adaugă în tabloul acesta Q care corespunde cantității de cuarț liber și care se calculează scăzând din suma  $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$  de proporțiuni moleculare cantitatea de  $\text{SiO}_2$  necesară pentru A, C, F, după formulele de mai sus și multiplicând diferența cu ponderea moleculară a  $\text{SiO}_2 = 60,36$ .

Pentru datele necesare discuției analizelor și pentru a înlesni comparația cu analizele din alte regiuni se dau mai jos încă o serie de tablouri cu date calculate din analize.

(1) F. BECKE: Chemische Analysen von Krystallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschriften der k. Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 75, Heftd. I, pag. 153.

(2) F. Becke: Comunicare prin scrisoare particulară.



Tabela I.

MASIVUL ERUPTIV DELA GRECI													
	Anal. No. 99 Craint smiltitic	Anal. No. 156 Grosodol rit	Anal. No. 761 Tonsilit anchizitic	Anal. No. 748 Tonsilit aplit	Anal. No. 759 Granodiorit ritaplit	Anal. No. 760 Tonsilit aplit	Anal. No. 698 Craint porfiroic	Anal. No. 159 Gastro	Anal. No. 881 Segarașu ne acidă în Gastro	Anal. No. 88 Segarașu ne acidă în Gastro	Anal. No. 219 Măgura nănil	Anal. No. 688 Craint neptiacen	
Compoziția chimică.													
SiO <sub>2</sub>	74,47	66,36	60,95	72,66	70,62	67,15	64,90	46,53	64,46	51,37	78,59	76,56	
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,37	0,17	0,37	0,44	0,92	0,59	0,37	0,42	1,94	urme	0,03	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,44	11,63	15,74	15,04	14,77	15,36	15,71	10,58	16,97	16,65	14,06	13,87	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	3,79	2,34	1,50	1,97	3,53	1,37	2,52	2,49	4,10	1,26	1,07	
FeO	1,89	2,56	1,47	0,99	1,44	1,69	1,65	5,13	4,76	5,97	—	0,18	
MnO	0,09	urme	0,16	0,48	0,68	0,18	urme	0,23	0,12	0,36	—	—	
MgO	0,23	0,89	0,87	0,59	1,05	1,59	2,43	8,42	5,52	4,04	0,22	0,47	
CaO	2,52	3,89	3,63	4,08	3,37	4,47	7,63	10,64	9,88	7,46	1,14	0,47	
Na <sub>2</sub> O	4,15	3,68	3,02	4,19	4,73	3,89	6,12	3,26	2,23	2,92	4,14	3,10	
K <sub>2</sub> O	2,39	2,15	1,37	0,53	1,74	0,61	0,15	0,42	0,66	0,61	1,40	3,41	
P.p.e. <sup>(1)</sup>	0,42	0,74	0,73	0,73	0,96	0,75	0,43	3,49	1,72	1,12	0,16	0,12	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32 <sup>(2)</sup>	0,37	0,26	0,19	0,58	0,38	0,38 <sup>(3)</sup>	0,46 <sup>(3)</sup>	0,33 <sup>(3)</sup>	0,45	0,01	0,13	
	100,08	99,42	99,71	100,76	101,75	100,52	101,36	101,32	99,91	99,89	100,98	99,41	
Proporțiuni moleculare × 1000													
SiO <sub>2</sub>	1248	1121	1178	1211	1168	1122	1072	793	928	917	1299	1285	
TiO <sub>2</sub>	1	5	2	5	6	12	7	5	5	25	—	1	
1/2 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	246	290	311	255	287	302	305	338	340	330	273	274	
1/2 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13	43	29	19	24	44	17	32	32	52	16	13	
FeO	26	36	20	5	33	24	23	73	68	54	—	3	
MgO	6	23	22	15	26	40	60	215	141	102	6	12	
CaO	45	70	66	73	60	80	135	194	130	135	20	8	
1/2 Na <sub>2</sub> O	133	120	98	135	151	126	196	107	38	95	133	100	
1/2 K <sub>2</sub> O	51	46	29	11	37	13	3	9	7	13	30	73	

(1) Pierdere prin calcinare.

(2) Urme de Zr.

(3) Urme de Ce.



Tabella II

MASIVUL ERUPTIV DELA GRECI												
	Anal. No. 90 Granit amfibolic	Anal. No. 786 Granit diabaz	Anal. No. 787 Tonalit amfibolitic	Anal. No. 748 Tonalit split	Anal. No. 689 Granit trifidit	Anal. No. 709 Tonalit aplit	Anal. No. 669 Granit piraxenic	Anal. No. 150 Gabbro	Anal. No. 687 Separati- ne acide in gabbro	Anal. No. 26 Supersat- ura acida in gabbro	Anal. No. 919 Micro- granulit	Anal. No. 683 Granit normalsen
Proportii moleculare procentuale												
SiO <sub>2</sub>	80,26	73,57	76,66	78,20	70,16	73,44	68,97	60,81	59,51	61,25	83,85	83,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,85	9,48	10,11	9,47	9,29	9,76	9,73	12,64	10,82	10,73	8,83	8,86
FeO	2,65	5,47	3,41	1,99	2,03	4,36	2,53	6,89	6,43	9,16	0,45	1,03
MgO	0,97	1,46	1,42	0,94	1,08	2,68	3,83	13,05	8,98	6,63	0,55	0,76
CaO	2,00	4,50	4,25	4,64	3,36	5,18	8,61	12,32	11,47	8,76	1,30	0,54
Na <sub>2</sub> O	4,32	3,91	3,20	4,35	4,89	4,06	6,23	3,40	2,98	3,04	4,27	2,36
K <sub>2</sub> O	1,64	1,51	0,95	0,86	1,19	0,42	0,10	0,29	0,46	0,43	0,95	3,27
a	7,1	4,3	4,1	5,0	5,6	3,4	3,6	1,1	1,0	1,4	11,1	1,9
c	2,3	3,2	5,8	5,1	3,0	4,0	1,9	2,7	2,5	3,9	5,5	2,3
f	10,6	12,5	10,1	9,9	11,4	12,6	14,5	14,2	16,5	16,7	3,4	5,8
T	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—	0,76	1,67
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	—	11,9	13,4
c'	—	—	—	—	—	—	—	—	2,4	—	5,0	1,9
f'	—	—	—	—	—	—	—	—	16,1	—	3,1	4,7
Procente de atomi ai elem. constitutive												
Si	70,96	64,05	67,19	68,51	66,09	64,36	59,48	43,78	52,45	50,71	73,15	72,70
Al	13,90	16,48	17,69	16,58	16,07	17,07	16,73	21,70	19,01	18,73	15,39	15,47
Fe	2,35	4,76	2,97	1,75	2,54	3,97	2,18	5,80	5,65	7,98	0,88	0,99
Mg	0,82	1,27	1,25	0,83	1,45	2,24	3,39	11,72	7,99	5,80	0,31	0,66
Ca	2,57	9,99	3,71	4,10	3,33	4,52	7,41	10,37	10,09	7,63	1,14	0,47
Na	7,01	6,82	5,58	7,60	8,46	7,11	10,72	5,83	4,11	5,40	7,46	5,65
K	2,89	2,63	1,61	0,63	2,06	0,73	0,18	0,50	0,79	0,75	1,67	4,12
Si	70,96	64,05	67,19	68,51	66,09	64,36	59,48	43,78	52,45	50,71	73,15	72,70
U	18,57	22,51	21,91	19,16	20,06	23,28	22,21	39,02	32,56	33,22	16,55	17,03
L	12,47	13,44	10,90	12,33	13,85	12,36	18,31	16,90	14,09	13,78	10,27	10,27
An	14,7	27,7	33,0	33,0	21,2	33,0	22,0	55,6	60,0	51,5	11,5	9,2
Ab	60,3	51,4	51,0	61,0	63,0	68,0	76,5	40,4	33,0	42,0	71,3	57,0
Or	23,0	20,9	16,0	6,0	15,8	7,0	1,5	4,0	7,0	6,5	17,2	33,8
a <sub>0</sub>	6,5	4,8	4,3	5,0	5,6	4,0	4,1	1,6	1,6	2,1	7,5	8,2
c <sub>0</sub>	1,1	1,8	3,1	2,5	1,4	2,4	1,2	2,1	1,9	2,2	1,9	0,8
f <sub>0</sub>	2,4	3,5	2,5	2,7	3,0	3,6	4,4	6,3	6,5	5,7	0,6	1,0
a' <sub>0</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	2,2	—	7,8	8,6
c' <sub>0</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	1,8	—	1,6	0,6
f' <sub>0</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	6,0	—	0,6	0,8
k	3,3	2,6	3,3	3,3	2,5	2,7	2,0	1,1	1,5	1,9	4,4	4,3
Q	52,5	41,7	43,3	51,94	44,76	43,23	33,22	3,28	20,79	14,43	60,57	59,59

III. Tabela pentru constantele lui Rosenbusch.

Anul No.	Loca	(Na + K) : Ca	(Na + K + 2Ca) : Al	(NaK) : AlSi <sub>2</sub> ; Ca : Al <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> Na + K + Ca	Mg; Na + K + Ca	Zahl	MAZ	AZ	MAGMA	Observații
59	Granit amfibolic	9,90 >> 2,37	15,04 : 18,90 (1 : 1)	39,60 : 17,99 (2 : 1)	0,32 < 12,47	154,88	176,22	482,38	magmă (δ) corală, magmă (γ)	E curios raportul Na : K
756	Granodiorit	9,46 >> 3,99	17,43 : 16,48 (1 : 1)	37,80 : 27,98 (4 : 3)	1,27 < 13,44	160,97	176,51	474,94	magmă (δ)	
761	Tonalit	4Ca > 7,19 >> 3,71	14,61 : 17,69 (1 : 1)	28,76 : 25,97 (1 : 1)	1,25 < 10,90	162,71	176,23	481,53	magmă (δ)	
748	Tonalitapit	8,33 >> 4,10	10,43 : 16,58 (1 : 1)	32,92 : 23,70 (5 : 7)	0,83 < 12,33	154,65	177,78	484,84	magmă (δ)	E curios raportul Na : K
759	Granodioritapit	10,62 >> 5,33	17,18 : 18,07 (1 : 1)	43,08 : 23,81 (2 : 1)	1,45 < 13,85	153,37	178,75	482,21	magmă (δ)	
760	Tonalitapit	7,84 >> 4,52	16,88 : 17,07 (1 : 1)	31,96 : 31,64 (1 : 1)	3,24 < 12,36	152,43	176,94	463,39	magmă (δ)	
699	Granit piroxenit	10,90 >> 7,41	26,72 : 16,73 (3 : 2)	43,60 : 20,40 (2 : 1)	3,30 < 18,31	155,99	182,29	479,28	magmă (δ)	E curios raportul Na : K
756	Gabbro	6,33 < 10,57	27,74 : 21,70 (4 : 3)	73,99 : 23,32 (1 : 3)	11,72 < 10,90	156,96	183,62	463,68	magmă (φ)	E curios raportul Na : K
667	Gabbro cu separ. acide	4,90 < 10,09	26,08 : 19,01 (5 : 4)	19,69 : 49,38 (1 : 3)	7,90 < 14,99	156,60	173,82	465,87	magmă (φ)	
281	Gabbro cu separ. acide	6,15 : 7,63	21,41 : 18,73 (7 : 6)	24,60 : 24,08 (1 : 1)	5,80 < 13,78	151,51	176,37	461,66	magmă (φ)	
219	Microgranulit	9,19 : 1,14	11,41 : 15,39 (3 : 4)	36,62 : 7,98 (5 : 1)	0,31 < 10,27	155,06	177,69	491,65	magmă (γ)	
758	Granit nemit- caceu	9,80 : 0,47	10,47 : 15,47 (2 : 3)	39,20 : 9,29 (12 : 1)	0,66 < 10,27	153,97	177,11	488,75	magmă (γ)	

IV. Tabela de constantele pentru reprezentarea grafică a lui Michel-Lévy.

Anal. No.	No. esanșionului și localitatea	K	g <sub>1</sub>	g <sub>2</sub>	f	m	c	c'	Caracteristica
99	Granit amfibolic	2,4	4,1	—	2,9	0,2	1,7	0,8	Magnet granitic propriu zis
766	Granodiorit	2,3	3,7	2,8	6,4	0,9	3,4	—	granito-tonalitică
761	Tonalit	1,4	3,1	5,1	3,8	0,9	3,3	—	»
748	Tonalitplit	0,5	4,2	0,6	1,5	0,5	3,8	—	»
759	Granodioritplit	1,7	4,7	0,3	3,0	1,0	2,6	—	»
760	Tonalitplit	0,6	3,9	0,8	4,3	1,6	4,0	—	»
699	granit piroxenic	0,2	6,1	—	2,4	2,4	2,9	4,2	granito-estereitică
28	Gabbro cu separat acide	—	3,3	—	7,4	3,6	8,1	2,1	»
661	Gabbro su separat. acide	0,7	2,3	—	7,0	5,6	7,0	2,6	»
150	Gabbro	0,6	2,9	—	8,2	4,1	6,9	0,6	nefelino-keranitică
219	Microgranit	1,4	4,1	3,6	1,35	0,2	1,1	—	granito-tonalitică
683	Granit nemicaciu	3,4	3,1	4,5	1,2	0,3	0,4	—	albifică

V. Tabelă pentru clasificarea lui Michel-Lévy.

No. Antr.	Roca	Nume americane	Clasă		Ordinea		Bazalturi intrangul.			FUMEROLOA			SCORIA									
			No.	%	y	No.	%	z	No.	%	r	Φ		CY		U'						
												No.	%	No.	%		No.	%	No.	%		
261	Granit cuif- osific	Lassenose	1,5	I	2,1	IV	2,0	II	0,6	IV	4,3	V	0-ambicli- rită sau tonalitică	IV	0,6	III	0,3	III	Micro-sb- m. mag- calică	14,3	III	Festă
266	Granodiorit	Xelavet- nosa	3,3	I	3,2	IV	3,1	III	0,6	IV	5,2	VI	Tonalitică	IV	0	I	0	III	Mega-sb- m. mag- calică	1,1	III	"
261	Tonalit	X	3,0	I	1,1	III	2,7	II	0,5	IV	5,7	VI	Tonalitică	III	0	I	0	III-III-III	Peric- magne- siatică	4,2	III-III-III	Peric-
268	Tonalitoplit	Amalcrose	2,3	I	1,6	III	3,5	III	0,1	V	3,2	VI	Tonalitică	I	0	I	0	I	Persocică	2,3	I	Magnesiană
269	Granodiorit- plit	Yelovto- nose	4,2	I	2,9	IV	2,7	II	0,4	IV	3,9	V	Granitoid- ritică	III	0	I	0	I	Diosidică mesosidică	3,0	I-II	Magne- sist-ic- magnesiană
270	Tonalitoplit	Volecanose	5,1	I	5,3	IV	3,2	III	0,3	IV-V	5,0	VI	Tonalitică	I-II	0	I	0	I	Persocică sau magne- sistică	2,7	I	Mugaxiană
283	Granit, gneis- uit	Făcurose	14,5	II	4,2	IV	4,4	II	0,05	V	3,1	IV	Alcalino- gran.	I	0,6	III	0	I	Persocidică m. mag- calică	4,0	I	"
29	Gabbro cu aparat. acide	Bandose	17,3	I lim. II	3,5	IV	1,6	IV	0,2	IV-V	6,3	VI	Tonalitică	I-II	0,6	III	0	I	Persocidică sau mag- sistică	2,0	I	"
231	Gabbro cu separat. acide	Paadose	15,2	II	3,7	IV	3,3	IV	0,3	IV	3,0	VI	Tonalitică	II	0,6	III	0	I	Diosidică magnesiană	1,3	I	"
150	Gabbro	Herbachose	22,2	II	1/3-3/3	V	1,2	IV	0	V	3,6	IV	Granitoid- sistică	I	0	I	0	I	Persocidică	3,1	III	"
219	Microgranit	Ashbachose	1,0	I	1,7	III	13,7	II	0,3	IV	3,7	VI	Tonalitică	II	0	I	0	I	Diosidică magnesiană	6,3	III	Festă
383	Granit, neoi- escic	Liparose	12,5	lim. II 3/3-6/6 II	1,1	III	10,9	I	1,1	III	4,7	VI	Tonalitică	I	0	I	0	I	Persocidică	2,4	I	Magnesiană

VI. Tabelă pentru constantele lui Osann.

No. analizăi	Loca	S	A	C	F	a	c	f	m	Seria	tipul de comparație
399	Granit anfibolitic	80,26	5,90	1,90	4,02	10	3	7	7,24	β	Granit de tipul Kazende s
766	Granodiorit	73,57	6,22	4,06	7,40	6	6	9	7,21	β	Granit de tipul Uphan s
701	Tonalit	76,66	4,15	5,96	3,12	6	9	5	7,71	α	Anorozit de tipul Lister
746	Tonalitaplit	78,20	4,71	4,76	2,86	8	7,5	4,3	4,25	α	Seria Osann, F. s, R. s, R. s, Plagiolit de tipul Koswinssky I
738	Granodioritaplit	76,16	6,06	3,21	5,26	8,5	4,5	7	8,04	α	Plagiolit de tipul Melchiro Peak I
760	Tonalitaplit	73,14	4,18	5,28	7,04	6,5	6	8,5	9,06	α	
699	Granit piroxenitic	69,97	6,33	3,40	11,57	6	3	11	9,80	α	
152	Gabbro	60,81	3,09	8,95	23,91	2	5	13	9,21	α	Gabbro de tipul Sulf-telma
681	Gabbro cu separat. acide	59,51	2,79	8,08	18,85	2	5,5	12,5	8,35	α	Idem
28	Gabbro cu separat. acide	61,36	3,41	7,26	17,29	2,5	5	12,5	8,76	α	Idem
219	Microgranulit	83,84	5,22	1,30	0,80	14,5	3,5	2	8,20	α	Apit granitic de tipul Milton
683	Granit nemicranit	63,19	5,73	0,51	1,79	14	1,5	4,5	5,7	β	Urit de tipul Rurta





## A. DISCUȚIA ANALIZELOR

Gabbroul cu faciesurile sale de trecere spre roca mai acidă  
Clasificația lui Rosen- din adâncime constituiește în sensul ideilor lui  
busch.

ROSENBUSCH (1) diferențieri dintr'o magmă gab-  
broidă ( $\psi$ ). Raportul feldspațiilor alcalini către cei calici  
variază de la 1:3 în partea cea mai bazică a gabbroului, până la 1:1  
în gabbroul cu separațiuni mai acide care constituiește trecerea  
în spre adâncime. Magnezia crește cu bazicitatea crescândă a  
rocii; este însă curios raportul Mg:Fe = 11,72:5,71, din gabbroul  
cel mai bazic (analiza No. 150), cu mult mai mare decât cel obișnuit  
în magmele ( $\psi$ ) și apropiat — între rocile citate de ROSENBUSCH în lu-  
crarea sa — de un basalt nefelinic dela Darmstadt.

Seria granit amfibolic-tonalit confirmă din punct de vedere  
chimic, concluziunile studiului petrografic al unei magme a cărei di-  
ferențiere de la periferie în înălțime — spre interior, tinde spre pro-  
duse din ce în ce mai acide.

Rocile din această serie fac parte din grupul magmelor gra-  
nitodioritice ( $\beta$ ) ale lui ROSENBUSCH. Relațiunile după cari acest  
cercetător clasifică rocile eruptive sunt pentru rocile din seria granit-  
amfibolic tonalit următoarele. (Vezi și tabela III pag. 117).

Pentru granitul amfibolic (anal. No. 99).

$$(\text{Na} + \text{K}) > \text{Ca} = 9,90 > 2,57; (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}): \text{Al} = 16,04:13,90 = 1:1$$

$$(\text{NaK}) \text{Al Si}_2 : \text{Ca Al}_2 \text{Si}_2 = 39,60:17,99 = 2:1$$

$$\text{Mg} < (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) = 0,32 < 12,47$$

Pentru granodiorit (anal. No. 756).

$$(\text{Na} + \text{K}) > \text{Ca} = 9,45 > 3,99; (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}): \text{Al} = 17,43:16,43 = 1:1;$$

$$(\text{NaK}) \text{Al Si}_2 : \text{Ca Al}_2 \text{Si}_2 = 37,80:27,93 = 4:3;$$

$$\text{Mg} < \text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca} = 1,27 < 13,44$$

Pentru tonalit (anal. No. 761)

$$4\text{Ca} > \text{Na} + \text{K} > \text{Ca} = 7,19 > 3,71$$

$$(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}): \text{Al} = 14,61:17,69 = 1:1$$

$$(\text{NaK}) \text{Al Si}_2 : \text{Ca Al}_2 \text{Si}_2 = 28,76:25,97 = 1:1$$

Raportul bazelor feldspatizabile variază la început în favo-  
rea calciului, calciul crește mult, alcaliile scad foarte puțin — dela

(1) H. Rosenbusch: Ueber die chemischen Beziehungen der Erupivgesteine. T.  
M. P. M., Bd. XI, pg. 163, 1890.



granitul amfibolic la granodiorit; dela acesta din urmă la tonalit raportul continuă a varia în acelaș sens însă de astădată în defavoarea alcaaliilor — alcaliile descreșe repede iar calciul descrește și el, foarte încet însă. În acelaș mod variază și raportul feldspaților alcalini către cel calcic. În prima fază roca se îmbogățește în feldspat calcic, feldspatul alcalin scăzând foarte încet; în a doua fază tendința spre mai bazic se evidențiază prin scăderea feldspatului alcalin, cel calcic scăzând și el însă foarte încet.

Siliciul urmărește perfect fluctuașinea calciului în raport invers; scade deci, mult în prima fază atunci când creșterea calciului e mare, apoi crește încet paralel cu descreșterea încetă a calciului. Aceste raporturi es bine în evidență din următorul tablou

Anal. (1) No.	Na+K	Ca	Si
99	9,90	2,57	70,66
756	9,45	3,99	63,50
761	7,18	3,71	66,84

Deosebirea aceasta în legea diferențierii dela granitul amfibolic spre granodiorit și dela acesta la tonalit, face ușoară presupunerea că în această trecere avem o separașione mai importantă a unei magme intermediară într'o magmă care a dat naștere granitului amfibolic și una care a dat naștere granodioritului-tonalitului.

Această primă diferențiere mare e făcută foarte verosimilă și prin faptul că în seria magmelor granitodioritice ( $\delta$ ) ale lui ROSENBUSCH, granitul amfibolic mai acid se localizează mai aproape de limita spre magmele granitice ( $\gamma$ ), pe când mai aproape și mai reprezentative pentru tipul rocilor granitodioritice sunt granodioritul și tonalitul.

Aceștea din urmă — ambele — se aseamănă cu tonalitul dela AVIOSSO descris de G. vom RATU (2) (primul tonalit caracterizat ca atare), în afară de conșinutul covă mai mare în silice care aduce după sine o scădere a elementului feromagnezian.

Filoanele de plagiaplite dau datele din tabela III pg. 117; Anal. No. 748 pentru mijlocul filonului (tonalitaplit) și Anal. No. 759 pentru marginea lui (granodioritaplit).

Diferențierea în filon a mers în sensul că dela mijloc la margi-

(1) Datele sunt exprimate în numărul atomilor la %, de atomi (excluzându-se la formarea aceste șute oxigenul) (Metallatomzahl la %) cf. IL ROSENBUSCH: loc. cit.

(2) G. vom RATU, Z. D. G. G., 1861, XVI, pg. 268.

nea filonului conținutul în Ca scade, iar cele în Na+K crește; în acelaș mod variază feldspații alcalini și cei calciei. Siliciul scade dela mijloc spre margine.

Valori analoage cu cele din tabloul de mai sus, ale unei magne intermediare — obținute făcând media valorilor ambeior roci — din care s'ar fi diferențiat mijlocul și marginea filonului,  $\left(\frac{748+759}{2}\right)$ , comparate cu valorile corespunzătoare ale magmei intermediare care a dat naștere granodioritului și tonalitului  $\left(\frac{756+761}{2}\right)$  arată că magma care a dat naștere celor două părți ale filonului este o magmă ceva mai sodică, mai puțin potasică, cam tot așa de calcică, ceva mai acidă decât prima, dar evident o altă magmă deși tot granodioritică; ea este în acelaș timp ceva mai sodică și mai calcică dar mai puțin potasică și mai puțin acidă decât magma granitului amfibolic (vezi tabela de mai jos).

Este deci o magmă mai sodică, mai calcică și mai puțin potasică decât magma seriei granit amfibolic — tonalit.

Anal. No.	Na	K	Ca	Si
89	7,01	3,89	2,57	70,06
$\frac{756+761}{2}$	6,20	2,12	2,50	65,17
748	7,60	3,03	1,10	68,10
759	8,16	2,06	3,33	65,33
$\frac{748+759}{2}$	8,03	1,31	3,71	66,71

Granitul piroxenic este, din punct de vedere al raporturilor alcaliilor către calciu, intermediar între magma (ε) și (φ), aparținând mai mult primei.

Este de remarcat conținutul cel mare în Ca=7,41, care îl apropie de magmele (φ); în acelaș sens este de remarcat raportul (Na+K+2Ca):Al ceva mai mare ca 3:2 și cantitatea mare de Mg; în schimb raportul feldspaților (NaK) AlSi<sub>2</sub>:CaAl, Si<sub>2</sub>>2:1 îl apropie de o magmă (ε). E curios raportul Na:K=10,72:0,18.

Granitul nemieaceu și microgranulitul marginal corespund unor magme granitice (γ) cari iau un loc aparte în ra-



port cu magma rocilor din seria granit amfibolic — tonalit prin proporția mai scăzută de Ca, prin raportul mult mai mare al feldspaților alcalini către cei calciici. Este evidentă tendința spre o diferențiere filoniană.

Din punct de vedere al clasificății lui ROSENDSCH, privit în liniile lui mari — gabbro, tonalit, granodiorit, granit amfibolic, granitul nemicaeu — mecanismul diferențierii în masivul dela Greci se caracterizează prin izolarea pe rând a unor sămburi gabbroid ( $\phi$ ), granitodioritic ( $\beta$ ) și în sfârșit granitic ( $\gamma$ ). Magma gabbroidă ( $\phi$ ) prezintă foarte slabe fenomene de diferențiere, magma granitodioritică ( $\beta$ ) prezintă — conform naturii ei — bogate varietăți de facies și în sfârșit magma granitică ( $\gamma$ ) are pronunțată tendința spre separări aplitice prin separarea sămburelui (NaK) AlSi.

Ordinea diferențierii urmărește perfect ordinea cristalizării mineralelor dintr'o topitură, confirmând încă odată marea lege a lui ROSENDSCH.

Privită din punctul de vedere al clasificății lui MICHEL LÉVY (1) imaginea diferențierii în masivul dela Greci apare mai completă.

Gabbroul cu faciesurile sale de trecere în spre magma mai acidă din interior se caracterizează ca o magmă bine individualizată prin valoarea mare a magneziei, care în concepția lui MICHEL LÉVY este aceea care dă măsura dezvoltării elementului feromagnezian în rocote bazice și, prin prezența calcei libere (nefeldspatizabilă) în cantitate mare.

În diferențierea lui spre adâncime gabbroul, este caracterizat printr'o ușoară creștere a potasei paralel cu descreșterea calcei feldspatizabile.

Accastă schimbare se traduce mineralogicește prin ivirea în

(1) A. MICHEL LÉVY: Mémoire sur le porphyre bleu de l'Estercel. Bulletin des services de la Carte géologique de la France et des topographies souterraines No. 57. Tome IX 1897—1898.

A. MICHEL LÉVY: Note sur la classification des magmas des roches eruptives. Bulletin de la Soc. Géologique de France. Serie III, Tome XXV 1897, pg. 326.

A. MICHEL LÉVY: Contributions à l'étude des magmas chimiques dans les principales séries volcaniques françaises (application de la nouvelle classification quantitative américaine). Bull. d. Serv. dela Carte Géol. de la France, etc. No. 92. Tom. XIV 1902—1903.

A. MICHEL LÉVY: Contribution à l'étude des magmas chimiques dans les principales séries eruptives françaises. Paramètres magmatiques. Ibidem. No. 96. Tome XV, 1903—1904.



rocă a feldspaților plagioclaji mai acizi și a hornblendei primare.

Magma gabbroului este o magmă nefelinokersantitică dioritodiabazică, iar faciesurile sale de diferențiere în spre adâncime sunt o magmă granitoclastică dioritodiabazică. Caracterizată prin parametrii ei magmatici această magmă are o scorie microaluminoasă (megacalcică) magneziană ( $V=0,6-2,6$   $V'=0,9-2,0$  și o fumerolă granitodioritică spre alcalinogranitică cu diferențieri spre o magmă tonalitică persodică dosodică  $\Phi=3,6$   $5,0$   $r=0-0,3$ .

Pentru seria granit amfibolic-tonalit se vede din diagramele lui MICHEL LÉVY mai clar cum în această serie se individualizează două magme parțiale deosebite (compară planșa I).

Magma granitului amfibolic are toată alumina feldspatizată, iar calcea în bună parte intră în compozițiunea elementului feromagnezian,  $a=0$   $c'=0,8$ .

Magma granodioritului și a tonalitului se deosebesc de prima tocmai prin faptul că toată calcea este feldspatizabilă, iar din alumina rămâne un exces care intră în compozițiunea altor minerale decât feldspații, și care e cu atât mai mare cu cât ne apropiem de tonalit.

Acastă deosebire în poziția triunghiului feromagnezian se traduce mineralogicește prin faptul că granitul amfibolic este mai bogat în hornblendă decât granodioritul și tonalitului cari sunt mai bogați în biotit.

Dacă în cadrul concepției lui MICHEL LÉVY admitem că elementul a cărui variațiune este caracteristică pentru variațiunea elementului feromagnezian este magnezia iar pentru elementul leucocrat, în rocele acide, silicea, atunci existența a două magme parțiale în seria de roci granit amfibolic-tonalit se confirmă odată mai mult. În adevăr conținutul în magnezie este constant ( $m=0,9$ ) pentru granodiorit și tonalit și mai mare decât conținutul în magnezie ( $m=0,2$ ) al granitului amfibolic iar silicea aproape constantă ( $SiO_2=67-69\%$ ) și inferioară cantității de silicea a acestuia din urmă.

Dacă considerăm acest granodiorit și tonalitului ca diferențiate dintr-o magmă intermediară ai cărei parametri ar fi media parametrilor acestor două roci, ea s'ar caracteriza prin

$$k_p=1,8 \quad n=3,4 \quad a=3,9 \quad f=5,1 \quad m_p=0,9 \quad c_m=3,3$$

ar fi deci o magmă alcalinoteroasă granitotonalitică, diorititică.

Caracterizate prin parametrii lor magmatici aceste două magme



parțiale se arată constituite: prima, granitul amfibolic, dintr'o scorie ferică microaluminoasă (microcalcică)  $C' = 0,8$   $\Psi = 14,5$  și o fumerolă granitodioritică spre tonalitică, dosodică (mesopotasică)  $\Phi = 4,3$   $r = 0,6$  iar a doua, granodioritul-tonalitul, dintr'o scorie ferică spre feromagneziană megaluminoasă (microcalcică)  $C' = 0$   $\Psi = 7,1 - 4,2$  și o fumerolă tonalitică dosodică (mesopotasică spre mesosodică)  $\Phi = 5,2 - 5,7$   $r = 0,6 - 0,5$ .

Așa dar într'o magmă de natură granito-dioritică ( $\beta$ ) în sensul lui ROSENEUSCH sau alcalinoteroasă ( $m_p < a$ ) în sensul lui MICHEL LÉVY, o diferențiere mare a dat naștere—in sensul celui dintâi—la o magmă granitică ( $\gamma$ ) și la o magmă granitodioritică ( $\beta$ ), iar în sensul lui MICHEL LÉVY la o magmă granitică propriu zisă ( $m_p < a$ ,  $a = 0$ ) și la o magmă granito-tonalitică ( $m_p < a$ ,  $a$ ) sau cum se mai exprimă acelaș cercetător la o magmă granitodioritică ( $\Phi = 3,5 - 4,3$ ) și la una tonalitică ( $\Phi = 4,4 - 6,6$ ).

Caracterul aplitic al plagiaplitelor filonice—numai al acelor a căror analize le-am avut la îndemână—este intuitiv în evidență din diagramele lui MICHEL LÉVY.

Magma intermediară din care s'au diferențiat marginea și mijlocul filonului—granodioritaplitul și tonalitaplitul—este o magmă alcalinoteroasă, granitotonalitică dacitică spre pechsteinitică ( $k_{c,p} = 1,1$   $n = 4,4$   $a = 0,4$   $f = 2,2$   $m_p = 0,8$   $c_p = 3,2$ ) deci evident o magmă mai acidă decât magma din care s'au diferențiat tonalitul și granodioritul.

Această magmă intermediară a magmelor filonului, este caracterizată ca aplitică prin triunghiul feromagnezian foarte redus în raport cu cel alcalinocalcic (compară planșa 1).

Diferențierea se face prin scăderea aluminei libere ( $a$ ) la aproape jumătate dela mijlocul filonului spre margine, dela tonalitaplitul spre granodioritaplitul. Paralel cu această scădere are loc o creștere a fierului la dublu și o creștere la aproape dublu a magneziei; în acelaș sens se face și o creștere a potasei paralel cu o descreștere a calcei. În general deci diferențierea se face prin migrarea elementului feromagnezian și a potasei spre margine și în sens invers a aluminei libere și a calcei (toată feldspatizabilă).

Caracterizată prin parametri magmaticei roca care formează mijlocul filonului tonalitaplitul—se arată constituită dintr'o scorie magneziană megaluminoasă (microcalcică)  $C' = 0$   $\Psi = 2,5$  și dintr'o fumerolă tonalitică persodică  $\Phi = 5,3$   $r = 0,1$ , iar marginea—granodioritaplitul—printr'o scorie magneziană spre feromagneziană megaluminoasă (microcalcică)  $C' = 0$   $\Psi = 3,0$  și printr'o fumerolă granitodioritică dosodică (mesosodică)  $\Phi = 3,9$   $r = 0,4$ .



Granitul piroxenic se caracterizează în raport cu gabbroul al cărui facies de diferențiere îl consider, prin proporția mică de potasiu feldspatizabil, prin creșterea sodiului feldspatizabil și scăderea în aceeași proporție a calcei feldspatizabile, prin marea scădere a magnezicii deci prin scăderea elementului feromagnezian dar prin creșterea calcei libere, deci prin creșterea cantității de silicați calcimagnezieni.

Pentru această rocă diagrama triunghiulară a lui MICHEL LÉVY (compusă planșa I) oglindește excelent compoziția mineralogică: feldspați plagioclași acizi și diopsid.

Magma este alcalinoteroasă granitoestereilitică pechsteinitică.

Caracterizat prin parametrii lui magmatici, granitul piroxenic are o scorie microaluminoasă megacalcică magneziană  $C=4,2$   $\Psi=1,0$  și o fumerolă alcalinogranitică persodică  $\Phi=3,1$   $r=0,03$ .

Granitul nemicaceu și microgranulitul marginal se caracterizează prin cantitatea mare de alumina liberă și de sodiu, prin calce și magnezie în cantitate mică și prin ceva mai multă potasă; această magmă ocupă un loc aparte printre rocele din regiunea dela Greci. Primul este o magmă feroasă-alcalină, iar al doilea o magmă alcalinoteroasă granitotonalitică pechsteinitică.

Caracterizați prin parametrii lor magmatici, granitul nemicaceu are o scorie megaaluminoasă microcalcică magneziană  $C=0$   $\Psi=2,4$  și o fumerolă tonalitică persodică  $\Phi=4,7$   $r=1,1$ , iar faciesul marginal microgranulitic are o scorie megaaluminoasă microcalcică ferică  $C=0$   $\Psi=6,3$  și o fumerolă tonalitică dosodică (megasodică)  $\Phi=5,1$   $r=0,3$ .

Din punctul de vedere al lui MICHEL LÉVY, considerată în liniile ei mari și pusă în același timp în concordanță cu observările geologice, diferențierea în magma dela Greci pare a fi avut în primul rând două etape mari. O primă etapă în care s'a consolidat poate bolta lacolitelui din care a mai rămas neerodată numai partea de nord a regiunii până în valea Morzu — regiunea gabbroului, a granitului piroxenic și a celui nemicaceu —; o a doua etapă în care s'a consolidat partea centrală a lacolitelui pusă astăzi la zi în toată partea centrală și sudică a regiunii.

Rocile din prima etapă de consolidare au un pronunțat aer de înrudire prin scorii lor în genere microaluminoasă magneziană și prin fumerola lor în genere persodică sau în caz excepțional megasodică, deși din punct de vedere al



acidității rocilor din acest grup parcure toată seria de la 83,19 mol la %  $\text{SiO}_2$  (granitul nemiceu) până la 50,81 mol la %  $\text{SiO}_2$  (gabbro).

Raportul Mg : Fe la suta de Mg + Fe nu scade niciodată sub 42 : 58 și se urcă până la 67 : 33, cum de altfel era de așteptat la o magmă cu scoria magneziană.

Și din punct de vedere geologic toate aceste roci sunt strâns legate între ele. Ele constituiesc cum s'a mai amintit, partea de nord a regiunii dela Greci pe care o ocupă în întregime într'o strânsă succesiune cu treceri continue.

Rocile formate în a doua etapă a diferențierii prezintă aspectul unui grup în care diferențierea a fost mai bogată. Scoria lor parcure toate stadiile dela ferică până la slab magneziană și este în cea mai mare parte a cazurilor megualuminosă; fumerola este în genere tonalitică și în genere mesosodică-mesopotasică.

Și în lăuntrul acestui grup aciditatea variază larg între 83,85 mol la %  $\text{SiO}_2$  (faciesul marginal microgranulitic) până la 73,57 mol la %  $\text{SiO}_2$  (granodiorit). Nicăieri însă raportul Mg : Fe la suta Fe : Mg nu se ridică mai sus de 38 : 62 dar se scoboară la 13 : 87, constituind prin valoarea lui scăzută caracteristica chimică a acestui grup.

Și din punct de vedere geologic toate rocile acestui grup formează o unitate strânsă și izolată de prima, în partea de mijloc și de sud a masivului.

Dacă admitem împreună cu BECKE, că atât creșterea absolută cât și creșterea în raport cu fierul a Mg dintr'o rocă, este în raport strâns cu luzibilitatea mai grea (punct de topire mai ridicat) al silicaților de magneziu în raport cu cei de fier, trebuc să admitem, bazați pe diferența raporturilor Mg : Fe semnalată mai sus, pentru magma dela Greci, două faze mari în mersul diferențierii ei, faze corespunzătoare unei însemnate schimbări brusce în condițiunile fizico-chimice din timpul consolidării. Asupra naturii acestor cauze nu putem încă presupune nimic.

În lăuntrul fiecărui grup, diferențierea dela mai bazic spre mai acid a urmat legi analoage.

Diferențierea urmează anume din lăuntrul grupului o lege ritmică, care oglindește oscilațiunile compoziției magmei în jurul compoziției ei primordiale.

În primul grup parametrii scoriei variază în raport cu aciditatea rocii după o curbă sinusoidală și în mod analog acei ai fumerolei ceace reese din datele următoare și fig. 3.





Const.	Gabbro	Separ. în Gub.	Granit pérox.	Granit nealcia- cau
	No. 150	No. $\frac{28+661}{2}$	No. 699	No. 683
$\psi$	0,9	1,7	1,00	2,4
$c'$	2,1	1,6	4,2	0
$\Phi$	3,6	5,3	3,1	4,7

Scoria rămânând mereu magneziană și în genere megalcalică, oscilează apropiindu-se și depărtându-se alternativ de o

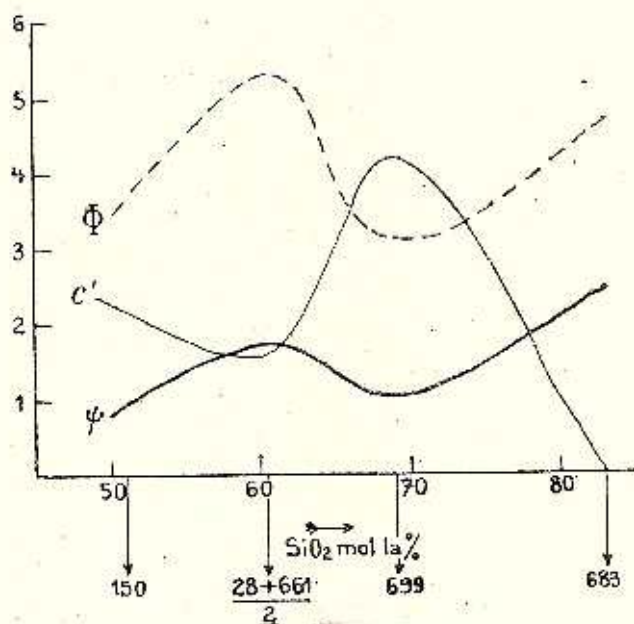


Fig. 3.

compoziție ceva mai ferică și mai microcalică. Fumerolei granitodioritică, aproape alcalinogranitică persodică, a gabbroului îi urmează în ordinea acidității crescânde o fumerolă tonalitică megasodică care trece mai departe din nou într'una alcalino-granitică persodică și aceasta în sfârșit din nou într'una tonalitică persodică (compară tabloul de mai sus și fig. 3).

În a doua grupă de roci parametrii scoriei și ai fumerolei variază în linii mari după o lege analogă (vezi tabloul următor).

Const.	Granodio- rit-tonaliti	Granodio- rit-tonaliti- sptit	Granit amb.	Microgna- noli
	No. $\frac{756+761}{2}$	No. $\frac{748+759}{2}$		
$\Phi$	5,5	4,5	4,3	4,7
$\Psi$	5,5	2,75	14,5	6,3

Diferențierea urmează și aici o curbă sinusoidală (fig. 4). Unei scorii ferice îi urmează una feromagneziană, apoi curba urcă din nou spre o scorie magnezianoferică și în sfârșit ferică.

Fumerola la început tonalitică mesopotasică trece într'una granitodioritică mesosodică careia îi urmează din nou o fumerolă tonalitică mesopotasică și în sfârșit una tot tonalitică megasodică.

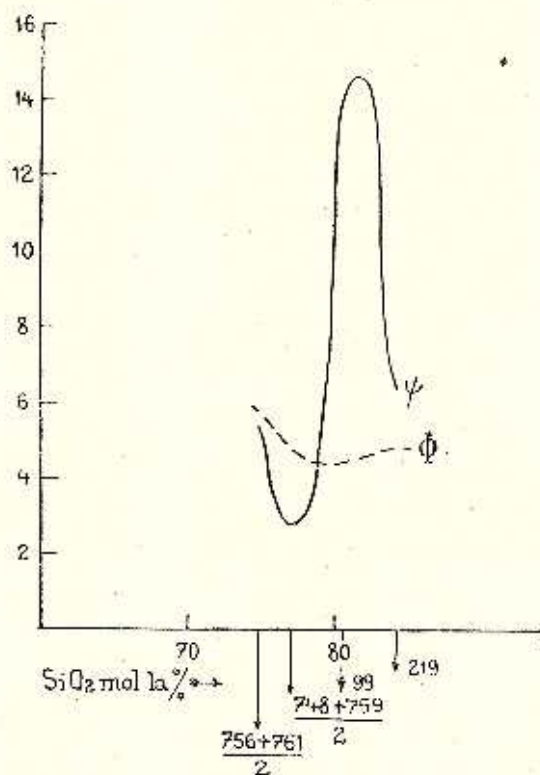


Fig. 4.

Așa dar două grupe de roci, două magme parțiale cari în diferențierea lor spre din ce în ce mai acid, oscilează dela mai alcalic la mai calcic ( $\Phi$ ), dela magnezian la feric ( $\Psi$ ).

Din studiul diagramelor de mai sus reiese încă un amănunt foarte important. Gabbroul și granitul piroxenic au o scorie cu parametri foarte apropiați, mai asemănători între ei decât cu ai celorlalte roci din acelaș grup—afară de cantitatea de calce liberă (C) a cărei prezență în cantitate așa de mare în granitul piroxenic se explică prin cantitatea mare de piroxen în raport de aciditatea plagioclazului—deși unele din acele roci sunt mai bazice decât granitul piroxenic. Pentru gabbro și granitul piroxenic și fumerola este foarte asemănătoare (alcalinogranitică persodică) și deosebită de a celorlalte roci din acelaș grup (tonalitică mega—persodică).

Și tot așa—ca o precizare a celor de mai sus—se individualizează pentru aceste două roci un raport  $Mg : Fe$  la sută de  $Fe + Mg$  aproape acelaș pentru amândouă și diferit de al celorlalte roci din acelaș grup cu toate că—accentuez—aciditatea lor este mai diferită decât între fiecare din ele și alte roci din acelaș grup.

Aceleași asemănări se pot constata și între gabbroul cu separațiunile acide (Anal. No. 28 și 661) și granitul nemiceacu (Anal. No. 683).

Din tablourile de mai sus se vede că pentru aceste din urmă roci, parametrii scoriei (afară iarăș de C) sunt foarte apropiați și tot așa foarte apropiați sunt și parametrii fumerolei (tonalitică mega-persodică); în acelaș timp aceste valori diferă de cele ale rocilor precedente. În sfârșit în mod analog raportul  $Mg : Fe$  variază în limite mici și diferite de valorile dela gabbro și granitul piroxenic; deși și în acest subgrup avem diferențe de aciditate mai mari decât față de unele roci din subgrupul precedent.

Este deci foarte aproape gândul că în magma parțială magneziană, care ocupă tot nordul regiunii dela Greci s'a efectuat o separațiune într'o magmă la rândul ei mai magneziană care a dat naștere gabbroului și granitului piroxenic și una ceva mai puțin magneziană și în genere ceva mai acidă care a dat naștere gabbroului cu separațiuni și granitului nemiceacu; în fiecare din ele diferențierea s'a făcut mai departe dela mai bazic spre mai puțin bazic.

Granitul piroxenic este de altfel și geologiceste în legătură strânsă cu gabbroul în care formează—la marginea lui spre E—un mare șlier, după cum de altfel o strânsă legătură geologică se poate observa și între gabbroul cu separațiuni și granitul nemiceacu.

Și din diagrama grupului tonalit—granodiorit—microgranulit se poate deduce un mers identic în procesul diferențierii.

Parametrii scoriei granodioritului-tonalitului sunt foarte asemănători cu ai microgranulitului, scoria este pentru ambele



aceste roci ferică microcalcică; tot așa parametrii lumerozei sunt aproape egali, numai sodiul e în cantitate ceva mai mare în microgranitul marginal. În acelaș mod raporturile Mg:Fe la sută de Mg+Fe sunt foarte apropiate la aceste două roci și deosebite de ale celorlalte roci din acest grup, cu toate că din punct de vedere al acidității rocile din subgrupul tonalit-microgranulit sunt foarte diferite și fiecare din ele are mai de grabă asemănări cu rocile din subgrupul granit amfibolic-plagioplit. În acest din urmă subgrup de roci însă, granitul amfibolic și magma care a dat naștere plagioplitelor, rămân izolați, constituind faze succesive în procesul de diferențiere.

Rămâne totuș foarte importantă observarea că microgranulitul este din aceeaș fază de diferențiere cu granodioritul și tonalitul, și deosebită de a granitului amfibolic și de a plagioplitelor.

În interiorul subgrupului granodiorit-tonalit-microgranulit diferențierea a continuat în sensul acidității crescânde dând naștere la faciesul marginal microgranulitic și la granodiorit-tonalit.

Între faciesul microgranulitic și rocile din acelaș subgrup cu dânsul (granodioritul-tonalitul), în acelaș timp cu o strânsă legătură geologică se observă și unele particularități petrografice comune cum este de exemplu prezența ortitului.

Într-o fază de diferențiere următoare au luat naștere rocile din celălalt subgrup. Aci însă trebuie făcută o deosebire.

Magma granitului amfibolic, dacă ținem seama de raportul Mg:Fe la sută de Mg+Fe față de aciditatea ei sporită, se apropie mai mult de magma subgrupului tonalit-granodiorit-microgranulit de cât de plagioplite, ea este deci o magmă de aproape înrudită cu aceasta din urmă.

Magma plagioplitelor analizate se deosebește mult de aceea a subgrupului tonalit etc., căci deși are un raport Mg:Fe la sută de Mg+Fe mai apropiat de al subgrupului citat, raportat însă la aciditatea ei care este mai ridicată, acest raport ne indică existența unei magme mult mai magneziană de cât prima. Și în această din urmă magmă diferențierea merge în sensul acidității.

Magma plagioplitelor ar constitui deci o a treia mare etapă în diferențiere: o revenire la o magmă magneziană.

Așa dar, discutată în lumina concepției lui MICHEL LÉVY, diferențierea în masivul eruptiv dela Greci urmează o lege pendulatoare. În primele faze ale consolidării diferențierea se face după conținutul în magnezie, în fazele ulterioare după aciditate.



Clasificarea lui OSANN (1) ne permite să aruncăm o privire mai adâncă în mecanismul diferențierii grupului de roci tonalit-granodiorit-microgranulit care, examinat în lumina concepției lui MICHEL LÉVY, rămăsese cam vag.

În ceea ce privește granodioritul și tonalitul reese din formulele lui OSANN cari sunt

pentru primul și

$$s_{7322} a_0 c_1 f_4 n_{7321}$$

$$s_{7090} a_0 c_2 f_5 n_{7091}$$

pentru al doilea, că aceste roci au același  $a$  însă raporturile  $c:f$  sunt exact inverse. Este deci foarte naturală bănuiala că aceste roci s'au separat dintr-o magmă intermediară de formulă

$$s_{7011} a_0 c_1 f_7 n_{7010}$$

media formulelor celor două roci.

Această magmă intermediară ar fi din familia dioritelor, foarte aproape de tipul tonalitului de Val Moja

$$s_{74} a_{0.5} c_1 f_{0.5} n_{73}$$

din regiunea dela Adamello (2). Ar fi un diorit cu cea mai ridicată valoare pentru  $c$  ( $c=7$ ) deci un capăt extrem al familiei dioritelor. Valoarea foarte mică a lui  $f$  ( $f=7$ ) cea mai mică din această familie, indică pozițiunea acestei extremități ca fiind nu în directă continuare spre gabbrouri ci în spre familia anortozitelor de care o apropie raportul  $c>a$ , simultan cu valoarea foarte mică a lui  $f$ .

Din această magmă dioritică intermediară care se localizează în triunghiul lui OSANN-BECKE pe linia mediană A (punctul p în planșa II), s'au separat granodioritul și tonalitul, două roci complementare în ceea ce privește raporturile dintre calcea feldspatizabilă și elementul feromagnezian, cum și reese din raporturile  $c:f$ .

Prima din aceste roci—granodioritul este după OSANN din familia dioritelor; ea se apropie de tipul Szaska de formulă

$$s_{7107} a_{0.01} c_3 f_{0.01}$$

și este chimicește foarte asemănătoare cu Banatitul dela Szaska, Banat (3) și cu un granodiorit, o rocă foarte de aproape înrudită cu

(1) A. OSANN: Versuch einer chemischen Classification der Eruptivgesteine T. M. P. M., Bd. XIX, pg. 351, 1900.

(2) C. RIVA: Sopra un disco di diorite quarzoso-micacee presso Rino in Val Camonica. Atti della Soc. ital. sc. nat., 36, Milano 1895. cf. A. OSANN, loc. cit., pg. 415.

(3) Festschrift für das Jubiläum der Bergakademie Freiberg 1866, cf. A. OSANN loc. cit., pg. 415, anal. No. 132.



tonalitul. Dela magma dioritică intermediară de tipul Val Moja semnalată mai sus ( $s_{102,1}$   $a_6$   $e_7$   $f_7$   $n_{7,10}$ ), această rocă s'a diferențiat în spre familia granitelor, căci formula acestui granodiorit se apropie de tipul Upham ( $s_{70}$   $a_{6,5}$   $e_4$   $f_{3,5}$ ) și tot așa și compoziția mineralogică.

A doua rocă diferențiată din magma dioritică de tipul Val Moja, tonalitul, intră în familia anortozitelor, singurele roci de adâncime la cari  $e > a > f$ . Ea se apropie chimicește mult de anortozitul de tipul Lister (I) ( $s_{31,38}$   $a_{3,2}$   $e_{1,2}$   $f_{1,3}$   $n_{3,7}$ ) este deci un tonalit anortozitic.

Roca noastră este un termen acid din seria Charnockit-Mangerit-Anortosit și este pe latura care face trecerea în spre seria granit-diorit-gabbro la nivelul tonalitului de Val Moja, magma din care s'a diferențiat.

Diferențierea în această magmă intermediară dioritică de tipul Val Moja nu s'a făcut deci în seria granitelor alcalinocalice căreia îi aparține—în sensul bazicității scăzându, ci lateral de o parte și de alta a seriei granitelor alcalino-calice, și anume prima rocă, granodioritul de tipul Szaska, în spre cuarțdiorite propriu zise, căci în raport cu roca intermediară din care a luat naștere,  $e$  scade iar  $f$  crește, iar a doua rocă tonalitul anortozitic în spre anortozite căci  $e$  crește iar  $f$  scade, rămânând aproape constantă silicea.

Pentru plagiăplite—in special pentru tonalitaplit și granodioritaplit, mijlocul și marginea unui aceluiaș filon—pornind dela o observație analoagă aceleia dela granodiorit și tonalit, adică dela constatarea, că mijlocul și marginea filonului au acelaș  $a$  iar  $e$  și  $f$  variază exact în raport invers, ni se ivește și aci presupunerea că și în aceste floane s'a produs o diferențiere în cece privește calcea și elementul feromagnezian.

Magma intermediară în care s'a făcut această diferențiere și ai cărei parametri ar fi media parametrilor acestor două roci, ar fi de formula

$$s_{77,13} \quad a_{9,23} \quad e_6 \quad f_{5,75} \quad n_{9,94}$$

Socotită ca rocă de adâncime ea este de un tip intermediar între tipul Melibocus

$s$	$A$	$C$	$F$	$a$	$e$	$f$	$n$	$\alpha$
76,6	6,80	3,42	3,65	9,05	6	5,5	8,2	

și tipul Dorsey's Run

$s$	$A$	$C$	$F$	$a$	$e$	$f$	$n$	$\beta$
69,4	6,58	5,83	5,78	7	6,5	6,5	6,4	

Magma intermediară —magma mamă a plagiaplitelor— comparată cu magma dioritică de tipul Val Moja din care a luat naștere grano-

(1) A. OSANN: loc. cit. T. M. P. M. XIX, 1909, pg. 383.

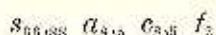


dioritul și tonalitul, se deosebesc de dânsa printr'un  $a$  mai ridicat și printr'un mai mare procent de silice. Este deci mai acidă. Ea se localizează tot pe linia A, însă mai departe de centrul triunghiului, în spre A (punctul  $o$  în planșa II).

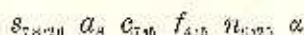
Plagiaplitul care formează mijlocul filonului — tonalitaplitul — se apropie și din punct de vedere chimic de plagiaplitele lui L. DUPARC și S. JERCOFF (1) și anume de tipul Kosswinsky I



și în special de roca de formulă (2)

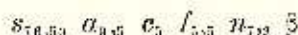


căci roca noastră are formula



Plagiaplitele lui DUPARC și JERCOFF cad în câmpul VI al triunghiului lui OSANN sau foarte aproape de el; ele au  $c > a > f$  sunt deci corespunzătoare anortozitelor. Tonalitaplitul nostru care este de tipul plagiaplitelor Kosswinsky I are și el  $c = a > f$  și cade în sextantul I dar foarte aproape de limita spre câmp VI; el reprezintă deci o diferențiere în spre anortozite. Este plagiaplitul corespunzător tonalitului anortozitic atât din punct de vedere chimic cât și mineralogic.

Marginea filonului, — granodioritul — se apropie de tipul Elektrik Peak I (2) de formulă.



Rocă dela Elektrik Peak I este caracterizată ca Quarz-glimmerporphyrit, și este roca filoniană corespunzătoare dioritului de tipul Szaska. Dar dioritul de tipul Szaska este tipul căruia i s'a alăturat granodioritul nostru (anal. 756), așa dar plagiaplitul care formează marginea filonului (anal. No. 759) este și chimicește plagiaplitul corespunzător granodioritului (vezi și studiul microscopic pag. 107).

Magma intermediară din care s'au diferențiat plagiaplitele constituie prin cantitatea mare de calce și alcalii o trecere dela granite la diorite (3).

Așa dar într'o magmă dioritică — Val Moja — s'au diferențiat granodioritul și tonalitul anortozitic; dintr'o magmă mai acidă dioritică spre granitică — Melibocus-Dorsey's Run — s'au diferențiat plagiaplitele respectiv corespunzătoare lor.

(1) L. DUPARC et S. JERCOFF: Sur les plagiaplites filoniennes du Koswinsky. Arch. des Sc. phys. et nat. Genève 1902.

(2) A. OSANN: loc. cit., T. M. P. M., XXI, pg. 573, anal. 38.

(3) A. OSANN: loc. cit., T. M. P. M., XIX, pg. 589.



Afât tonalitul cât și plagiaplitul corespunzător — tonalitaplitul — reprezintă după cele spuse mai sus diferențieri în spre seria anortozitelor cari sunt magme anchimonominerale după concepția lui Vogt (1), iar granodioritul și granodioritaplitul ar reprezenta după concepția aceluiaș autor diferențieri în spre magme anchieutectice.

Așa dar, în aceste două mari grupe de roci, după diferențierea conform raportului  $Mg:Fe$  la sută de  $Mg+Fe$  care a permis separarea lor în două individualități: magneziană și feromagneziană, și după scindarea fiecăreia din ele mai departe după aciditate, avem o diferențiere mai înaintată în sens anchieutectic și anchimonomineral.

Variațiunea lui  $a$  dealungul liniei A din triunghiul lui Osann și a raportului  $c:f$  de o parte și de alta a acestei linii în fiecare din cele două magme mari (feromagneziană și magneziană filoniană) pare a fi ceva inherent diferențierii în această parte din magma dela Greci.

Analiza granitului amfibolic (Anal. No. 99) rămâne izolată fără un opus simetric în raport cu linia A din triunghiul lui Osann.

Pentru a completa seria de roci care începe dela tonalitul anortozitic vom interpola și magma simetrică granitului amfibolic în raport cu linia A. Această magmă ar avea constantele

$$s_{80-120} \quad a_{20} \quad c_7 \quad f_3$$

Ambele aceste magme simetrice ar eși dintr'o magmă intermediară de formula

$$s_{80} \quad a_{10} \quad c_7 \quad f_5$$

de tipul Melibocus (Hornblendegraniit [ $s_{70} \quad a_{30} \quad c_7 \quad f_{11}$ ]).

Magma simetrică cu a granitului amfibolic ar corespunde la Osann cu tipul Presten (Anal. No. 151, Osann loc. cit. XIX, pg. 421).

Ea ar fi un oligoclasit care ar avea față de granitele propriu zise aceeaș situație ca anortozitele față de gabbrouri.

Deși Vogt nu consideră oligoclasitul ca o rocă anortozitică ea nu este mai puțin o rocă anchimonominerală, care ar putea fi considerată ca extrapolarea familiei anortozitelor dincolo de limita ei cea mai acidă.

Existența unui oligoclasit n'a putut fi constatată în regiunea dela Greci în nici unul din cele 300 preparate examinate; ea este însă foarte probabilă, din cauza existenței întregii serii de roci anchimonominerale și devine cu atât mai probabilă cu cât în regiunea noastră am putut găsi un albitit filonian deci un termen mai acid din numita serie.

(1) J. H. L. Vogt: Ueber anchimonomineralische und anchieutektische Eruptivgesteine. Videnskabs-Selskabets Skrifter I Natb. Natur. Klasse, 1908 No. 10, pg. 39.





În sfârșit microgranulitul marginal (Anal. No. 219) se proiectează în prelungirea seriei anortozitelor; el are formula  $s_{35,5} a_{11,5} c_{2,5} f_2 n_{8,2}$  și intră în familia aplitelor granitice de tipul MILTON ( $s_{41,5} a_{14,5} c_{2,5} f_2$ ).

Și microgranulitul marginal reprezintă o diferențiere în sensul anchimonomineral de oarece și la dânsul raportul  $Or : Ab + An = 17,2 : 82,8$  se depărtează foarte mult de raportul acestor minerale în eutectic  $0,4 Or : 0,6 (Ab + An)$ .

Fără să considerăm microgranulitul ca o rocă anchimonominerală nu implică numai decât o extindere a familiei anortozitelor peste marginea cea mai acidă a acestei familii, însă chiar această ipoteză că familia anortozitelor ar putea avea și termeni mai acizi decât aceea pe care îi socotește VOGT ca limita cea mai acidă, nu ni se pare neverosimilă.

Oligoclazitul lui KOLDERUP (2) pe care VOGT nu-l socotește printre anortozite din cauza cantității așa de mare de  $K_2O$  încât conține și microclin, este în adevăr mai străin de anortozite decât microgranulitul nostru care pentru o aciditate cu mult mai mare are o cantitate așa de mică de  $K_2O$  încât feldspatul potasic nu s'a putut individualiza.

Dacă după același procedeu ca la granitul amfibolic încercăm să interpolăm de data aceasta roca anchieutectică corespunzătoare microgranulitului, simetrică în raport cu linia A din triunghiul lui OSANN, ea ar fi de formula  $s_{8,5} a_{11,5} c_2 f_{2,5}$  și ar corespunde unui aplit granitic de tipul Mariposa ( $s_{8,5} a_{11} c_2 f_1$ ).

Dacă această rocă, precum și roca anchimonominerală de tipul Presten corespunzătoare granitului amfibolic există în adevăr în așa de bogată în diferențieri regiune dela Greci, rămâne analizelor de mai târziu să dovedească.

Așa dar pentru grupul rocilor din regiunea dela Greci, caracterizate printr'un raport  $Mg : Fe$  la sută de  $Mg - Fe$  inferior lui  $40 : 60$ , se poate stabili cu destulă precizie și cu oarecari puține lacune, a căror completare revine cercetărilor ulterioare, existența a două serii principale de roci alcalicalcice: una anchimonominerală începând cu microgranulitul și sfârșind cu un tonalit anortozitic și paralel cu dânsa o serie anchieutectică începând cu granitul amfibolic și sfârșind cu granodioritul.

Dacă ținem seama și de concluziunile obținute la discuțiunea conform concepțiilor lui MICHEL LÉVY, diferențierea în magma parțială originară a acestui grup de roci se va fi făcut prin separarea unei magme mai magnezice din care s'au diferențiat magma care

(2) C. F. KOLDERUP; Die Labradorfelse des westlichen Norwegens; I bei Ekersund Soggeendaal; II im dem Bergensgebiete; Lolotens und Westeraalens Gabbrogesteine. Bergens Museums Aarbog bezw. V, 1896; XII, 1903; VII, 1908.



a dat naștere granodioritului-tonalitului și magma care a dat naștere microgranulitului, o oscilațiune largă în sensul acidității crescânde, iar în magma mai puțin magneziană rămasă s'au separat magma cari a dat naștere plagiaplitelor (Anal. No.  $\frac{748 + 759}{2}$ ) și magma din care s'a separat granitul amfibolic, o oscilațiune mai mică în sensul acidității crescânde.

În fiecare din aceste patru magme parțiale s'au produs diferențieri laterale adică cu aceeași aciditate dar în sens anchimonomineral și în sens anchientectic, dând naștere granodioritului și tonalitului anortozitic, microgranitului marginal și poate corespunzătorului lui anchientectic, celor două plagiaplite, granitului amfibolic și poate corespunzătorului lui anchimonomineral.

În celălalt grup mare de roci caracterizate prin raportul Mg : Fe la sută de Mg + Fe mai mare decât 40 : 60, roci cari într-o strânsă legătură genetică ocupă întreaga jumătate de N a masivului eruptiv dela Greci, gabbroul cu formula  $s_{30,3} a_2 c_3 f_{13} n_{3,21}$  corespunde tipului Sulitelma ( $s_{32,5} a_{2,5} c_{4,5} f_{13}$ ) și în special gabbroului cu olivină dela Pigeon Point (1). În același tip intră și gabbroul cu separațiunile acide (Anal. No. 28 și 661).

Granitul piroxenic (Anal. No. 699) de formula  $s_{38,67} a_c c_3 f_{11} n_{7,8}$  face parte din familia dioritelor de tipul Bute ( $s_{57} a_c c_{3,5} f_{13,5}$ ). Este un diorit foarte acid pe care numai prezența abundantă a diopsidului și strânsa lui legătură genetică cu gabbroul ne face să-l considerăm ca atare de oarece făcând parte din dioritele foarte acide ar putea fi considerat și ca un granit sodic de tipul Upham ( $s_{70} a_{6,8} c_1 f_{6,8}$ ).

În sfârșit granitul nemiceacu (Anal. No. 683) cu formula  $s_{33,12} a_{11} c_{1,38} f_{1,3} n_{3,37}$  este un granit aplitic de tipul Mariposa ( $s_{40,35} a_{14} c_3 f_1$ ).

Dacă și la acest grup mare de roci ținem seamă de concluziunile cari rezultă din discuția conform cu concepțiile lui MICHEL LÉVY, după care magma care a dat naștere rocilor din acest grup s'a scindat în două magme diferite prin raportul Mg : Fe la sută de Mg + Fe, și în fiecare, diferențierea s'a făcut în sensul acidității crescânde, imaginea diferențierii apare mai puțin complicată. În adevăr în fiecare din magmele cari se înșiră după bazicitatea descrescândă nu mai avem oscilațiunile laterale în sensul anchimonomineral și anchientectic.

Așa dar, din întreaga această discuție a rezultatelor analizelor chimice, se desprinde următoarea privire generală asupra diferențierii în masivul eruptiv dela

(1) BAYLEY: Bull. U. S. Geol. Survey, No. 109, 1893.



Greci. Din magma primordială a masivului, care după toate probabilitățile a fost o magmă dioritică, o primă mare diferențiere a separat două magme secundare după raportul Mg: Fe la sută de Mg + Fe. Prima din aceste magme, cu valoarea raportului mai mare decât 40 : 60, a dat naștere rocilor care ocupă partea de N a masivului și au format foarte probabil partea superioară a bolții lacolitului; cealaltă, cu valoarea acestui raport mai mică decât 40 : 60, a dat naștere rocilor puse la zi în partea centrală și sudică a masivului și care foarte probabil formează inima lui, cel puțin în partea centrală.

În prima magmă secundară are loc o nouă diferențiere tot după raportul Mg : Fe și în fiecare din aceste noi magme terțiare, o diferențiere după aciditatea crescândă.

În a doua magmă secundară are loc în primul rând o diferențiere de natura aceeași care i-a dat naștere chiar ei adică după raportul Mg: Fe, apoi în fiecare din magmele terțiare astfel formate o nouă diferențiere după aciditatea crescândă și în sfârșit în fiecare din aceste noi magme cuaternare o ultimă diferențiere după raportul  $c : f$  în sensul anchimonomineral și anchientectic.

\*

Caracterul tonalitic al unora din rocile noastre, mai ales al

Comparația cu alte celor din grupul granodiorit-microgranulit, în masive tonalitice. dreptățește compararea lor cu rocile din unele masive tonalitice mai bine studiate.

Din această comparație cu rocile din masivele tonalitice dela Rieserferner și Ulten Masse din Tirol reces pentru rocile noastre o sumă de noi particularități.

Înlăturăm dela început grupul de roci mai magneziene (gabbroul-granitul nomicacou), ca reprezentând un pol al diferențierii neexistent la rocile dela Rieserferner și Ulten Masse.

Din examenul proiecțiunii analizele noastre în triunghiul lui БЕККЕ (planșa III) rezultă că pentru cea mai mare parte din rocile noastre diferența  $f_0 - c_0 > 0$  spre deosebire de rocile din Tirol pentru cari în marea majoritate a cazurilor  $f_0 - c_0 < 0$ .

Rocile din regiunea dela Greci se apropie deci mai mult de linia  $A_0 F_0$  spre deosebire de rocile din celelalte două regiuni cari în cea mai mare parte se localizează sub linia  $A_c$ .

Raportul  $f_0 - c_0 < 0$  determină însă la rocile din Tirol un plagioclaz bazic, iar la Greci valoarea acestui raport  $f_0 - c_0 < 0$  este simultană cu un plagioclaz mai acid de cât la rocile din Tirol.

Caracterul general al rocilor noastre este deci deosebit de al celor din Tirol, din punct de vedere al bazicității plagioclazului.



Și din punct de vedere al suprasaturării cu  $\text{SiO}_2$ , se deosebesc rocile noastre de cele din Tirol. Din diagrama care dă variația  $\text{SiO}_2$  mol la % în raport cu variația lui  $a_0$  (plasa III fig. 2), se vede că rocile noastre au un procent de  $\text{SiO}_2$  cu cel puțin 5%, mai ridicat de cât rocile din Tirol.

Dar chiar la acele dintre roci pentru cari  $f_0 - c_0 < 0$  ca și la cele din Tirol și cari se localizează în proiecțiune în imediata apropiere a unora dintre acestea, adică la tonalitul nostru anortozitic și microgranulitul marginal (în apropierea tonalitului dela Reintal respectiv a aplitului tonalitic dela Burgkofel-Taufers) se observă unele deosebiri în raport cu rocile corespunzătoare din Tirol cari devin tipice pentru întreaga serie.

În adevăr pentru ambele aceste roci alcaliile și în special Na e mai ridicat decât la rocile corespunzătoare din Tirol, și e cu atât mai ridicat (Na) cu cât roca e mai tipic de adâncime; în acelaș timp cu creșterea Na se semnaleză la rocile noastre o descreștere a Ca față de rocile din Tirol. Ca urmare acestui fapt rocile noastre au un feldspat plagioclaz mai acid cu An 11,5 respectiv 33,0 la % de feldspat față de 19,0 resp. 53,0 la % de feldspat din rocile din Tirol.

Elementul feromagnezian este mult mai scăzut la cele două roci dela Greci în raport cu corespunzătoarele lor din Tirol ( $\text{Fe} + \text{Mg}$  la % = 4,32 față de 8,9%); din potrivă  $\text{SiO}_2$  la % este cu mult mai ridicat la Greci (93,85 respectiv 76,66%, față de 81,3 resp. 67,2%).

Aceste caractere tipice deosebitoare față de rocile tonalitice din Tirol, se pot urmări în adevăr la toate celelalte roci din grupul tonalit-granodiorit-microgranulit. Pretutindeni alcaliile și în special sodiul e mai ridicat la rocile noastre; el variază la Greci între 4,11 - 10,72% față de 2,4 - 6,1% în Tirol. Complet schimbate sunt condițiunile pentru calciu; el variază la noi între 0,47 - 7,41% față de 1,7 - 17,4% în Tirol.

Influența acestor raporturi dintre Ca și Na la rocile dela Greci față de cele din Tirol, constă în aceea ca în rocile tonalitice dela Greci avem un feldspat mai acid decât în Tirol (An la % 9,2 - 35,0 față de 13 - 54% în Tirol).

La toate aceste roci la Greci, elementul feromagnezian mai scăzut față de Tirol (1,19 - 6,21%  $\text{Mg} + \text{Fe}$  față de 0,9 - 22,2 în Tirol) a influențat asupra bogăției în elementul negru, iar raportul  $\text{Mg} : \text{Fe}$  la sută de  $\text{Mg} + \text{Fe}$ , mult mai mic la Greci decât în Tirol, a influențat asupra cantității biotitului.

Așa dar caracterul general deosebitor al rocilor noastre constă în faptul că acestea par a se fi diferențiat dintr'o magmă mai acidă decât rocile din Tirol. Mersul diferențierii pare însă a fi fost acelaș, lucru vădit din examenul proiecțiunii



analizelor în triunghiul lui BECKE unde se vede aceeași tendință de a da rocă aplitică și granodioritică.

Faptul că majoritatea analizelor rocilor noastre se proiectează în triunghiul lui BECKE (planșa III) deasupra liniei  $A_2$  spre deosebire de cele din Tirol cari se proiectează sub această linie, în care împrejurare BECKE vede unul din caracterele familiei Atlantice, nu ni se pare, singur luat, suficient pentru a recunoaște rocilor dela Greci un astfel de caracter.

În afară de această deosebire ( $f_0 - c_0 > 0$ ), toate celelalte deosebiri nu sunt suficiente pentru a conchide în sensul caracterului Atlantic.

Unele din ele întăresc chiar caracterul hotărît Pacific al rocilor dela Greci. Așa de pildă pentru rocile noastre nivelul supra-saturațiunii cu  $SiO_2$  (vezi planșa III) este mai înalt chiar decât la rocile din Tirol (considerate ca Pacifice) pe când la cele Atlantice acest nivel este sub linia de saturație (vezi diagrama rocilor dela Monzoni la BECKE) (1).

Valoarea lui  $L = Ca + Na + K$  în raport cu  $U = Al + Fe + Mg$  variază la rocile noastre luate în totalitatea lor chiar, între aceleași limite ca pentru rocile din Tirol și ca la rocile Pacifice în genere. (Tabloul și diagrama rocilor Pacifice BECKE-ROSENBRUCH) (2).

(1) F. BECKE: Chemische Analysen von Kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschriften d. k. Akad. d. Wissensch. Math. Naturw. Klasse 75 Bd., I. Halbb. pg. 28.

(2) F. BECKE: Ibidem pg. 197.



## VI. STUDIUL GAZELOR DIN ROCILE DELA GRECI.

Studiul gazelor din minerale și roci datează încă din 1818 dela observația lui Sir DAVID BREWSTER (1) asupra exploziunii unui cristal de topaz încălzit la roșu.

Problema studiului gazelor, la început pur analitică, a devenit în urma studiului gazelor din meteorite și a identificării lor cu gazele exhalățiilor vulcanice, o problemă cosmogonică.

În timpurile recente, pornind dela concepția că roca nu este decât rămășița cristalizată a magmei care i-a dat naștere și care era mult mai complexă, s'a ajuns la concluzia că pentru studiul complet al legilor echilibrului în această din urmă este necesar ca studiul gazelor să completeze cercetarea microscopică și chimică a rocilor unui masiv.

La Laboratorul de Mineralogie și Petrografie al Universității din București se urmărește sub conducerea D-lui Prof. L. MRAZEC studiul gazelor din roci, paralel cu studiul lor microscopic și chimic, în vederea acestei din urmă probleme, a legilor echilibrului magmelor.

Metoda de lucru este în genere cea întrebuintată de BRUN (2): punerea în libertate a gazelor rocii pulverizate prin încălzire până la aproximativ 1000°, colectarea lor cu o pompă automată cu mercur și analiza chimică calitativă și cantitativă a gazelor colectate.

Rezultatele cercetărilor asupra unor roci din masivul eruptiv de la Greci datorite D-lui Dr. G. PAMFIL (3) asistent la Laboratorul de Mineralogie și Petrografie al Universității din București sunt date în tabela următoare:

(1) R. TH. CHAMBERLIN: The Gases in Rocks. Washington 1908 pg. 3.

(2) A. BRUN: Recherches sur l'exhalaison volcanique Genève 1911.

(3) Dr. G. PAMFIL: Contribution à l'étude des produits volatils des roches.

Bulletin de la Section Sc. de l'Acad. Roumanie. III-e Année No. 2 pg. 72 1914.



No. roci anal.		R O C A	Produse sublimabile	Volunt de gaz în comp. generat % SA. de roci	CO <sub>2</sub> %	O %	H %	CO <sub>2</sub> + CUL <sub>2</sub> %	N %	Gaz rare % <sup>1)</sup>	H <sub>2</sub> O %
450		Gabbro	NH <sub>4</sub> Cl	224,50	17,86	64,28	—	0,60	17,66	0,20	3,507
28		Gabbro cu sep. acide	{ NH <sub>4</sub> Cl S	238,20	25,06	65,21	0,70	0,50	8,64	urme	1,152
601 <sup>1)</sup>	La magnă par- tială: magnéziană	Gabbro cu separ. acide	{ NH <sub>4</sub> Cl S	191,1	27,69	25,25	2,88	2,26	40,84	0,38	4,808
683		Granit nemicaacu	NH <sub>4</sub> Cl	74,6	20,42	12,90	—	4,68	56,20	0,80	0,861
761		Tonalit	{ NH <sub>4</sub> Cl, S As și Sb f. puțin	129,31	14,43	46,15	—	—	33,42	urme	1,199
719		Microgranulit	nu s'a căutat	44,14	58,34	9,13	9,78	11,69	16,78	0,30	0,309
99 <sup>1)</sup>		Granit amfibolic	{ NH <sub>4</sub> Cl As Sb	82,97	7,45	57,44	—	7,44	26,61	1,03	0,252
748 <sup>1)</sup>	În magnă par- tială: magnéziană	Tonalitplit	nu s'a căutat	80,69	27,66	29,79	11,70	—	29,40	1,45	0,692
759		Granodioritplit	nu s'a căutat	118,50	21,24	2,11	49,03	5,29	21,51	0,60	0,855

1) La aceste roci, singurele de alfa cercetate în această privință, s'a observat spectroscopicește Helium. *Observație.* Toate rocile conțin și urme de HFL.

În fiecare din cele trei grupuri mari de roci, rezultatul celor trei mari etape în diferențiarca magmei masivului dela Greci stabilite în capitolul precedent, cantitatea de gaze percurge o serie de valori între un maximum și un minimum independent pentru fiecare grup de roci.

În rocile din grupul gabbro-granit nemicaceu — prima etapă în consolidare — volumul gazelor la  $\frac{1}{100}$  gr de rocă percurge valorile dela 224,50 cme în gabbro până la 74,60 cme în granitul nemicaceu.

În rocile din grupul tonalit anortozitic-microgranulit marginal — a doua etapă în diferențiară — volumul gazelor la  $\frac{1}{100}$  gr de rocă percurge valorile dela un nou maximum de 129,94 cme în tonalitul anortozitic până la 43,14 cme în microgranulit.

În rocile din grupul plagiaplitelor — a treia etapă în diferențiară — numărul insuficient al analizelor permite să se observe numai că avem din nou un maximum, o nouă îmbogățire a magmei în gaze și că dela mijlocul filonului la marginea lui, într'un filon mixt format din tonalitaplit (mijlocul) și granodioritaplit (marginea), volumul gazelor la  $\frac{1}{100}$  de grame de rocă crește.

Cele trei etape mari ale consolidării magmei masivului dela Greci sunt așa dar caracterizate fiecare printr'o reinbogățire în gaze, cari în fiecare din aceste etape se repartizează în cantitate mai mare în rocile bazice.

Maximul volumului de gaze la  $\frac{1}{100}$  gr de rocă este cu atât mai ridicat cu cât magma este mai magneziană.

Toate aceste observațiuni confirmă constatarea lui WOLFF (1) după care rocile bazice, deci cele caracterizate printr'o cantitate mai mare de silicați feromagnezieni sunt mai bogate în gaze.

Din punct de vedere calitativ un rezultat foarte însemnat a cercetării gazelor din rocile masivului eruptiv dela Greci este prezența  $\text{NH}_4\text{Cl}$  în toate rocile de adâncime, independent dacă ele sunt bazice sau acide. Felul în care  $\text{NH}_4\text{Cl}$  este legat în rocă a rămas încă neprecizat din încercările făcute. Cercetările continuă în direcția de a izola diferitele minerale ale rocilor cari conțin acest produs și de a le cerceta în parte. D-l Prof. L. MRAZEC înclină spre ideea că acest produs ar juca rolul apei de cristalizare din unele minerale și înclină în special a crede că el intră în compoziția mineralelor de alterație din timpul consolidării, în special a cloritelor.

Sulfur și el conținut în cele mai multe din aceste roci este probabil conținut în sulfurile cari însoțesc întotdeauna mineralele opace de primă consolidare cum este magnetitul.

Foarte remarcabilă este prezența As și Sb găsiți numai în granitul amfibolic și în tonalit și lipsind cu totul în rocile

(1) T. v. WOLFF: Der Vulkanismus. Bd. I 1 Hälfte pg. 79.



din grupul gabbro-granit nemicacu. Din nefericire lipsește analiza produselor sublimabile din plagiaplite; poate că ar fi atunci posibil să se conchidă în sensul că aceste elemente sunt mineralizatori caracteristici rocilor acide.

## VII. ROCILE DE CONTACT.

Roca eruptivă a fost intrusă odată cu ridicarea anticlinalului cutat format din strate de Carapelit. Așa se explică faptul că deși avem o intrusiune concordantă, lacolitică, totuși roca sedimentară a suferit la contactul cu roca eruptivă un metamorfism de contact slab. Aproape nicăieri nu sunt fenomene de digerare a învâlișului sedimentar, nici fenomene de injecțiune a stratelor «lit par lit» cu substanță eruptivă.

Din acest punct de vedere metamorfismul de contact din regiunea lacolitului dela Greci și în general metamorfismul exercitat de toate masivele permice sau post-permice din întreaga Dobroge, se deosebesc net de metamorfismul de adâncime mare cu fenomene de injecție și asimilare care caracterizează masivele postdevonice-antepermice din aceeași regiune.

Descrierea și repartitia rocilor care constituiesc învâlișul metamorfozat al masivului dela Greci a fost făcută odată cu descrierea tuturor rocilor din formațiunea din care fac parte la capitolul care tratează despre Permocarboniferul din Dobrogea de N, pag. 20, ssq.

Ele se pot grupa în corneene și în conglomerate. În cele ce urmează vom da descrierea lor microscopică.

### A. STUDIUL MICROSCOPIC.

Corneenele sunt formate dintr'o masă fin grăunțoasă cu structura granoblastică, formată din grăunțe mărunte, de  $\frac{1}{2}$  mm maximum, de cuarț, foarte puțin feldspat plagioclaz maclat după legea albit și mult mai rar grăunțe foarte mici de un mineral opac, probabil magnetit, care formează ochiurile unei rețele a cărei țesătură este constituită din fluturași extrem de mărunți mai lungi decât lați de o mică foarte slab verzuiie oliv, iar altelei ceva mai intens colorată. Această mică are elivagiul foarte distinct, alungirea după țafa de elivagiu pozitivă, polichroismul

$n'_y$  verde brun oliv deschis

$n'_p$  galben foarte deschis.



Fluturași de acest mineral întim întreșuși cu puțină mică albă, inconjoară ondulându-se grăunțe de cuarț și feldspat colțurate umplând locul gol dintre ele.

La mica verde oliv deschis se asociază și puțini fluturași de sericit și în multe cazuri și grăunțe de epidot (pistazit) cari dau local corneenei un aspect verzui.

În unele cazuri corneena se orientează din cauza presiunii exercitate asupra ei. În asemenea cazuri pachetele de mică albă amestecată cu biotitul verde oliv se orientează separând roca în pături subțiri vizibile numai la microscop. Cuarțul și plagioclazul se orientează și ei în parte, dând structurii un aspect gneisic.

Conglomeratele sunt constituite dintr'o serie de troceri dela simple corneene cu grăunțele inegal dezvoltat ca Conglomeratele, mărime până la adevărate conglomerate cu bucăți de rocă și minerale mari de 1-2 dmc.

Materialul care formează bucățile mari din acest conglomerat este granit grăunțos-fibros, cuarț și cuarțit.

Din materialul care formează pasta conglomeratului se disting bine două varietăți de minerale: grăunțe colțurate de feldspat plagioclaz limpede, maclat după legea albit, ortoclaz și cuarț, toate evident de natură detritică din materialul primitiv sedimentat și, minerale mult mai fine formând o pastă care chi-tuiește totul, între cari se disting aceleași elemente de mai sus întim amestecate cu mineralele noi cari au luat naștere prin contact.

Aceste minerale noi formate prin cornificarea pastei sunt mica albă în fluturași fini, mica verde oliv deschis, descrisă și la corneene, o hornblendă verde albăstruie foarte deschis în fluturași fini și local mult epidot (pistazit). Întreaga pastă este presărată cu grăunțe de magnetit, în parte transformate în hematit. Compoziția acestei paste nu este aceeași în toată întinderea rocii. Mai departe de contact ea este formată exclusiv din mică albă și grăunțe foarte fine de cuarț și feldspat, iar mai aproape de roca eruptivă predomină un amestec de hornblendă comună verde albăstruie cu mică verde oliv deschis și cu epidot.



## VIII. CONCLUZIUNI GENERALE

1) Din discuțiunea literaturii asupra Dobrogei rezultă că partea de NW a acestei țări este ultima rămășiță în fața Carpaților din vasta regiune kimerică, ca însăși o individualitate din sistemul de cute varisee. Regiunea kimerică se întinde în spre NW, pe întreg arealul ocupat astăzi de pânzele Carpaților de răsărit, până în regiunea dela Przemysl.

Origină catenelor dobrogene. Părțile ei scufundate se găsesc împinse prin adâncime în spre NW și sunt acoperite de pânzele fișului Carpaților de răsărit cari s'au supracutat ca un reflex al acestei mișcări de scufundare și sub-împingere prin adâncime.

Părțile de S și de W ale acestei regiuni se găsesc sub depozitele Câmpiei Române și sub platforma prebalcanică care o încalcă deatungul linișei Peceneaga-Camena (Dobrogea). În spre E ea s'ar întinde până în munții Crimeei.

2) Colțul de NW al Dobrogei este constituit din strate de Vârsta formațiunilor cuarțite, filite, calcare dolomitice și amcelor mai vechi. fibolite străbătute de granite grăunțos-fibroase cari le-au metamorfozat în parte.

Toate aceste roce trebuie considerate de vârstă devonică pe baza fosilelor ce unele din ele poartă; ele au toate direcțiunea generală NW—SE și incl. 30—60° NE.

3) În complexul de strate devonice amintit mai sus se pot distinge următoarele linii directe mari:

a) Anticlinalul Orlița-Aganim cu continuarea sa în spre S prin Priopcea-Parabair-Cerna;

b) Anticlinalul Cheia-Pricopan-Sulukulak cu continuarea sa în spre S prin Megina-Ramanbair-Iskiakulak și

c) Anticlinalul Bugeac-Kitlău-Gogoncea-Sarâkumluk (Hancearca), separate între ele prin sinclinale și anume:

a) Sinclinalul care începe între șirul Orlița-Aganim și șirul Cheia-Pricopan și se sfârșește între Piatra Râioasa-Priopcea și Boldea-Megina.

b) Sinclinalul cuprins între șirul Pricopan-Magina-Iskiakulak și șirul Kitlău-Gogoncea-Sarâkumluk.

c) Sinclinalul dela W de anticlinalul Orlița-Priopcea;

d) Sinclinalul dela E de anticlinalul Bugeac-Kitlău.



Toate aceste linii directoare mari au direcțiunea generală a straturilor devonice NW—SE.

Pe linia Akpunar-Örtakioi pătura devonică dispăre sub calcarele cretacee.

4) În anticlinalele Cheia-Priopcea-Megina și Bugoac-Rocile cari constă dintr-o serie de straturi devonice pe cari le-a metamorfozat în parte, partea superioară a unui important basîn magmatic reprezentat prin câte o catenă de granit grăunțos-fibros altă dată continui. Din aceste catene astăzi n-au mai rămas decât părți izolate înșirate dealungul liniei tectonice pe care o jalonează, și anume: în anticlinalul Cheia-Pricopan-Megina șirul Cheia-Sulukulak și șirul Megina-Ramanbair-Iskiakulak; în anticlinalul Bugoac-Kitlău o serie de iviri izolate în Bugoac, Dealul cu monument (Garvăn), dealul Pietros (Văcăreni), dealul Kitlău, dealul Gogoncei, Sarakumluk.

Anticlinalul Örliga-Priopcea este formată din straturi devonice în special cuarțite și filite cutate în formă de evantai.

Zona dela răsărit de anticlinalul Bugoac-Kitlău, în special pe porțiunea Kitlău-Gogoncea este o zonă de injecțiune constituită din filite și cuarțite injectate cu material granitic și transformate într-o mică măsură în micașturi și gneise de injecție.

O zonă de injecțiune analogă, care e constituită în afară de acestea și din amfibolite, se întinde în capătul de Nord al primului sinclinal semnalat mai sus pe toată porțiunea dintre Örliga și Cheia precum și în capătul Sud al aceluiaș sinclinal pe toată porțiunea între Priopcea și Megina. Injecțiunea este în legătură cu venirea eructivă care a metamorfozat devonul.

5) Peste acest devonic cutat în cele trei anticlinale amintite, s'a depus la sfârșitul carboniferului și începutul permianului straturile din formațiunea de Carapelit constituie din gisuri argiloase, gresii, arcoze, și conglomerate.

Din această pătură care a acoperit devonul și ale căror roci își au originea în chiar roca de fundament, au mai rămas astăzi, în afară de mici petece izolate pe dealul Saia kulak (Cerna) și Kitukluk (Akpunar), încă în o zonă îngustă mărginită de Dunăre la W și de șoseaua Măcin-Cerna la E, care se întinde dela Măcin cu discontinuități marcante, prin Iacobdeal-Piatra Roșie până la Cârjelar, precum și o pătură continuă în marile sinclinal devonic cu-



prins între anticlinalele Pricopan-Megina și Kitlău-Gogoucea-Sarâkumluk.

6. Mișcări permice sau postpermice au provocat rupături longitudinale și transversale însoțite de scufundarea unor părți mari din pătura devonică — care local, lipsește astăzi cu totul la contactul dintre roca eruptivă nouă și stratele din formațiunea de Carapelit — în bazinul magmatic din adâncime.

Acste dislocațiuni însoțite de scufundări au provocat năvălirea unei noi magme în cutele păturii mai plastice de strate din formațiunea de Carapelit punând la zi — pe locul sinclinalului devonic dintre Pricopan-Megina și Kitlău-Gogoucea — masivul eruptiv dela Greci, într'un anticlinal lacolitic cu o mare vale sinclinală (valea Grecilor) cuprinsă între apofizele lacolitului.

Tot dealungul unor astfel de dislocațiuni longitudinale, însoțite sau nu de scufundări ale păturii devonice a fost pusă în loc — pe locul sinclinalului devonic dela W și alui Orlița-Pricopcea — seria de anticlinale lacolitice, cari constituiesc marile dyk eruptiv, Măcin-Iacob-deal-Piatra Roșie-Cârjelari.

Acesta pare a fi singurul mecanism care permite să se explice geneza acestor masive permice sau postpermice.

7. Punerea în loc a acestei magme permice sau postpermice a determinat metamorfismul stratelor din formațiunea de Carapelit numai în apropierea imediată a contactului, iar fenomenele tectonice simultane erupției au provocat o cutare paralelă cu direcțiunea N30-50°W, direcțiunea vechilor eutări varisee.

Tot în legătură cu această venire eruptivă, pun și filoanele melanocrate și leucocrate cari înconjoară ca o aureolă aceste masive eruptive în Pricopan, în devonul din spre Lunca vița-Taița, în devonul și stratele din formațiunea de Carapelit din regiunea Cerna și în legătură cu cari se văd pretutindeni fenomene pneumatohidatogene și de segregatie.

8. Metamorfismul devonului efectuat de venirea grauitului grăunțos-fibros este într'o mare măsură un metamorfism în adâncimi mari, caracterizat prin digerarea și injectarea stratelor acoperișului în urma unei intruziuni concordante (metamorfoza regională în sensul lui LEPSIUS) (1).

(1) R. LEPSIUS: Ueber die Wesentlichen Unterschiede zwischen diskordanten und konkordanten Granitstöcken und zwischen Kontakt- und Regionalmetamorphose der Granite. Geologische Rundschau, Bd. III, 1912, p. 1.



9. Amfibolitele devonice din zona de injecțiune dintre Orlița Aganin și Cheia-Pricopan și cele din zona de injecțiune dintre Priopcea și Megina sunt de origine sedimentară metamorfozate de injecțiunile în legătură cu granitul grăunțos-fibros care a metamorfozat devonul. În zonele de injecțiune se pot urmări treceri dela roca eruptivă prin amfibolit, filit amfibolic până la filit calcaros.

10. Metamorfizmul permocarboniferului efectuat de noua venire de magmă eruptivă se reduce peste tot la un simplu metamorfism de contact cu recristalizarea—in parte—a elementelor rocii, care a dat naștere corneenelor și conglomeratelor cornificate pe distanță de maximum 500 m dela roca eruptivă.

Deși intruziunea are caracterul unei intruziuni concordante, nu avem nici o urmă de metamorfism prin injecțiune, ceea ce ar indica poate că deși cutarea anticlinalului este simultană cu intruziunea, ea nu se datorește acesteia ci mișcărilor tectonice cari le-au provocat pe amândouă.

11. Masivul lacolitic dela Greci este constituit dintr'o serie de roci alcali calcice. Marea masă a masivului—in partea sa centrală și sudică—e formată din granit amfibolic care spre periferie în înălțime trece într'o zonă de granodiorit și aceasta la rândul ei într'un tonalit anortozitic. Odată cu această zonă periferică diferențiată în înălțime, se separă lateral spre E și W masivului un facies marginal constituit din microgranit. Trecerea dela această rocă spre granitul amfibolic din mai adânc se face printr'un microgranit amfibolic.

12. Partea nordică a masivului dela Greci este constituită dintr'o altă serie de roci, strâns înrudite între ele, începând cu granitul nemicaeu și sfârșind prin gabbro.

Trecerea dela seria aceasta în spre seria granit amfibolic-granodiorit-tonalit se face printr'un gabbro cuarțifer.

13. Diferențele însemnate cari există și mineralogicoaste între aceste două serii de roci indică existența a două faze mari în procesul de diferențiere al masivului lacolitic dela Greci.

În adevăr studiul chimic a permis să se deosebească etape mari în diferențierea magmei dela Greci.



O primă etapă caracterizată printr'o magmă parțială bogată în magneziu având raportul Mg : Fe la sută de Fe + Mg în totdeauna mai mare decât 42 : 58 deși aciditatea rocilor consolidate din această magmă percurge întreaga serie dela 83,19 mol la  $\%$  SiO<sub>2</sub> până la 50,81 mol la  $\%$  SiO<sub>2</sub>. Din această magmă parțială au luat naștere granitul nemicaceu și gabbroul cu faciesurile sale conexe de diferențiere.

A doua etapă este caracterizată prin faptul că raportul Mg : Fe la sută de Mg + Fe nu trece peste 38 : 62 și se scoboară până la 13 : 80 în timp ce aciditatea percurge un interval mult mai mic, dela 83,85 mol la  $\%$  SiO<sub>2</sub> până la 73,57 mol la  $\%$  SiO<sub>2</sub>. Din această magmă s'au consolidat rocile din seria granit amfibolic-granodiorit-tonalit.

14. În lăuntrul fiecăruia din aceste două magme parțiale, diferențierea urmează o lege analoagă. Fiecare din cele două magme se scindează într'o magmă mai magneziană și într'una mai puțin magneziană. Astfel avem din prima magmă parțială două alte noi magme: una în care raportul Mg : Fe la sută de Mg + Fe în valoare dela 67:33—60:40 corespunde unei variațiuni în aciditate dela 68,97—50,81 mol la  $\%$  SiO<sub>2</sub>, este magma din care s'au diferențiat gabbroul și granitul piroxenitic; a doua în care pentru raportul Mg : Fe la sută de Mg + Fe în valoare de 50:50—43:57 corespunde o variație în aciditate dela 60,38—83,19 mol la  $\%$  SiO<sub>2</sub>; magma din care a consolidat granitul nemicaceu și faciesurile de diferențiere acide ale gabbroului; și tot așa din a doua magmă parțială în care s'a scindat magma primordială dela Greci, în mod analog o primă nouă magmă parțială în care pentru raportul Mg : Fe la sută de Mg + Fe în valoare de 26:74—27:73 corespunde o variație în aciditate de aproximativ 75—83,85 mol la  $\%$  SiO<sub>2</sub>, este magma granodioritului-tonalitului-microgranulitului, și o a doua nouă magmă parțială, la care pentru raportul Mg : Fe la sută de Mg + Fe corespunde o aciditate de 80,26 mol la  $\%$  SiO<sub>2</sub>, magma granitului amfibolic.

În lăuntrul fiecăreia din aceste patru magme parțiale diferențierea a mers în sensul acidității crescând de oeeace a dat în fiecare din aceste patru magme parțiale serii de roci cari—cum s'a văzut mai sus—percurg intervale destul de mari în oeeace privește aciditatea.

De altfel deși intervalele de aciditate ale celor două magme noi ale fiecăreia din primele două magme parțiale se încăleacă pe o bună



porțiune, totuși în fiecare din aceste două prime magme parțiale, diferențierea se face și în sensul acidității crescându-se nu numai în sensul descreșterii raportului  $Mg : Fe$ .

15. Înainte ca magma granitului amfibolic — ultimul dintre rocile de adâncime consolidate — să se fi consolidat complet, a fost injectată în diaclazele rocilor din seria granit-amfibolic-tonalită în partea mijlocie și sudică a regiunii, o ultimă parte a magmei primordiale dela Greci. Ea a dat naștere filoanelor diferențiate leucoerate.

Caracteristica acestei venituri este întoarcerea la un raport  $Mg : Fe$  de o valoare înaltă. În adevăr la singurele analize pe cari le-am avut la dispoziție, — granodioritaplitul și tonalitaplitul, — deși rocile analizate reprezintă un stadiu relativ înaintat al diferențierii acestei magme raportul  $Mg : Fe$  este în medie 33 : 67, prin urmare mai mare decât valorile acestui raport pentru magma seriei granit amfibolic-tonalită; și chiar pentru filoanele înaintat diferențiate în privința acidității, acest raport trebuie să fie încă destul de mare deoarece microgranulitul flonian este identic cu microgranulitul marginal deci are un raport  $Mg : Fe > 25 : 75$ .

Firește că atunci când diferențierea prea înaintată dă naștere la roce monominerale cum sunt albititul și cuarțul, aceste roci nu se ratașează la această a treia magmă parțială decât prin geneza lor și prin unele particularități mineralogice.

16. Diferențierea care în totalitatea acestor filoane merge dela mai bazic la mai acid, în limitele aceluiaș filon însă — acolo unde avem filoane mixte — urmează legea generală a scindării magmei în mai bogată magnezică la mijloc și mai puțin bogată: la margini.

Diferențierea acestei noi magme se poate urmări până la periferia masivului în înălțime și în lături. Incepând din adâncime rocile flonice cari iau naștere sunt dioritaplite în scusul lui DUPARC adică plagiaplite cu mult amfibol, tonalitaplite, granodioritaplite, microgranulite cu și fără feldspat potasic, albit și cuarț flonian. O bună parte din aceste filoane — cele plagiaplitice — sunt filoane mixte.

17. Înscunată și dusă mai departe, analiza acestui proces de diferențiere pare a ne arăta că fenomenul urmează





o lege ritmică. În adevăr magma primordială s'a scindat în trei magme parțiale a căror individualizare a fost succesivă în timp: o primă magmă parțială pe care voiu caracteriza-o ca magneziană și la care raportul  $Mg : Fe$  nu scade în nici una din rocile cărora le-a dat naștere sub 40 : 60 — rocile din seria granit nemiceacu-gabbro —, o a doua magmă parțială pe care voiu caracteriza-o ca feromagneziană și la care raportul  $Mg : Fe$  nu se ridică la nici una din rocile cărora le-a dat naștere mai sus de 31 : 69 — rocile din seria granit amfibolic-granodiorit-tonalit-microgranulit marginal —, și în sfârșit o ultimă venire de magmă pe care voiu caracteriza-o tot ca magneziană și la care raportul  $Mg : Fe$  în marea majoritate a rocilor extreme de diferențiere cărora le-a dat naștere nu scade mai jos de 27 : 73 — rocile filoanelor leucocrate.

Prima magmă parțială se scindează la rândul ei într-o magmă mai magneziană, cu raportul  $Mg : Fe > 60 : 40$ , — magma granitului piroxenitic și a gabbroului —, și una mai puțin magneziană cu raportul  $60 : 40 > Mg : Fe > 40 : 60$  — magma gabbroului cu separațiuni leucocrate și a granitului nemiceacu.

Fiecare din acestea se separă la rândul lor într-o magmă mai bazică și una mai acidă, dând respectiv prima: gabbroul și granitul piroxenitic, și a doua: gabbroul cu separațiuni leucocrate și granitul nemiceacu.

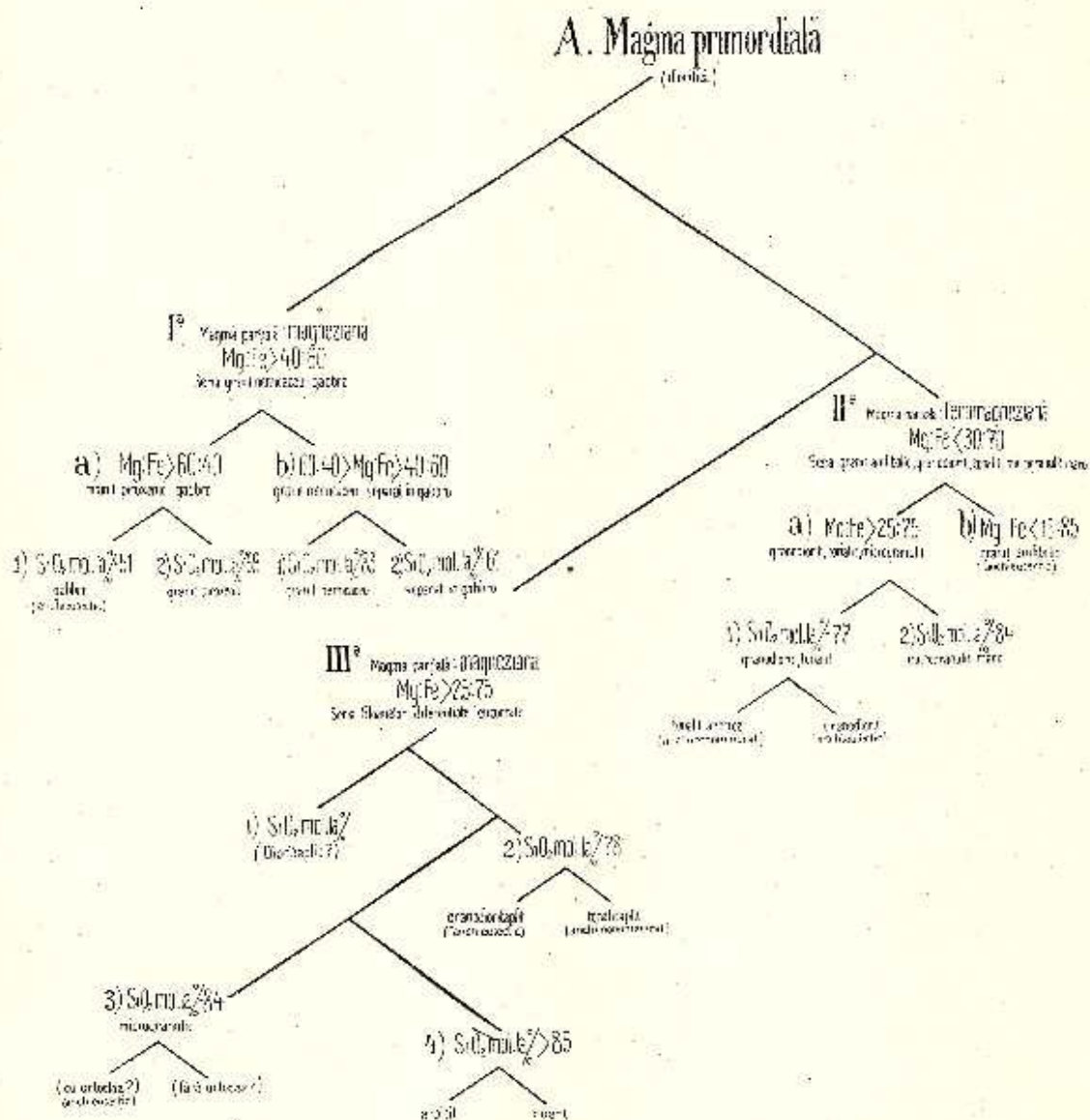
A doua magmă parțială, feromagneziană, se scindează într-o magmă mai magneziană cu raportul  $Mg : Fe > 25 : 75$  — magma granodioritului, tonalitului și a microgranulitului marginal — și una mai puțin magneziană, cu raportul  $Mg : Fe > 15 : 85$  — magma granitului amfibolic.

Prima se separă la rândul ei într-o magmă mai bazică — magma granodioritului și tonalitului — care la rândul ei se scindează într-o magmă anchimonominerală — tonalit anortozitic — și una anchieutectică — granodioritul —, și într-o magmă mai acidă — magma microgranulitului marginal — anchimonominerală. A doua dă naștere numai la granitul amfibolic, anchieutectic.

În sfârșit a treia magmă parțială, magneziană, se scindează într-o serie de magme din ce în ce mai acide cu cât filoanele se depărtează mai mult spre periferie. La diferite nivele de aciditate, magma se separă într-o magmă anchieutectică și una anchimonominerală cum sunt de pildă în același filon spre margine granodioritaplitul (anchieutectic) și spre mijloc tonalitaplitul (anchimonomineral).



Mersul acestei diferențieri ritmice se poate urmări mai ușor în schema alăturată.



Dacă nu s'au putut găsi toți termeni cari completează procesul, cauza poate fi în afară de capriciozitatea diferențierilor iacolitice, în general de natură a împiedica evoluția completă a procesului, și numărul mic de analize chimice cari mi-au stat la îndemână.



18. Venirea magmei filoniene a fost însoțită de o acțiune pneumatolitică care a produs în roca Fenomene pneuma- tolitice din timpul con- solidării. inconjurătoare schimbări mai intense sau mai pu- țin intense în măsura în care această rocă era în momentul intrusiei filoniene complet consolidată sau nu încă și în măsura în care compoziția ei era favorabilă acestor schimbări. Așa în granitul amfibolic care probabil nu era încă consolidat complet erupțiunea filoniană a produs în salbandă modificări tipice cari regăsindu-se, firește într-o mai mică măsură, și mai departe în restul roci ca și în granodiorit ne-au determinat să le atribuim peste tot aceleiaș acțiuni pneumatolitice.

În primul rând se semnalează o schimbare bruscă în compoziția feldspatului plagioclaz care dela un oligoclaz bazic scade la un oligoclaz-albit. Discontinuitatea se evidențiază, afară de faptul că acest nou feldspat formează în jurul celui vechin o zonă lată fără treceri continue, mai ales prin aceea că substanța lui este perfect limpede spre deosebire de a celui dinlăi și este plină de incluziuni de grăunte destul de mari de epidot primar. Prezența acestui epidot o atribuim descompunerii moleculei feldspatice într'un feldspat mai acid și un rest de substanță calceică care cu fierul din soluțiunea care circulă prin rocă a dat epidotul. Faptul pare a se confirma și din numeroasele filonașe cari străbat mineralele de mai înainte consolidate, dealungul spărturilor, formând vinișoare al căror mijloc este format din grăunte de epidot iar marginea din acest feldspat mai acid.

Chiar în zone mai depărtate de filon modificarea aceasta a feldspatului se observă la contactul lui cu celelalte minerale din rocă. Soluțiunea feldspatică a pătruns pe locul liber dela contactul mineralelor depunând în jurul feldspatilor o zonă îngustă acidă care la contactul cu ortoclazul a dat concreșteri mirmekitice.

În aceeaș ordine de idei se observă, în apropierea imediată a filonului, că cea mai nouă generație de feldspat plagioclaz este un albit-oligoclaz cu structura în scândură de șah pe toată plaja, structură pe care o socotesc ca o formă a feldspatilor cari cristalizează dintr'o soluțiune apoasă.

Micropertitul este de asemenea foarte bogat în aceste zone, dar frecvența lui firește depinde și de bogăția în substanță plagioclastică a feldspatului potasic, de aceea este mai bogat în granodiorit decât în granitul amfibolic.

În al doilea rând efectele acestei activități pneumatolitice se manifestă la elementul negru. Hornblenda are un început de transformare imediat după consolidare într'o hornblendă actinolitică cu polichroismul în tonuri verzui albastre deschise cari probabil este datorită unei extrageri a fierului pe margini și pe



discontinuitățile din masă. În același timp cu această schimbare cristalizează un biotit verde oliv în fluturași mici cari impregnează roca depunându-se în jurul și în crăpăturile cristalelor, și numeroase grăunte de epidot cari înșirate în vinișoare străbat mineralele celelalte pe spărturi. Tot acestor fenomene pneumatolitice se datorește și transformarea ilmenitului pe margini în leucoxen.

19. Fenomene analoage de descompunere în timpul cristalizării, se întâlnesc și la rocile conexe ale gabbroului, de astădată datorite schimbării de echilibru dela trecerea magmei mai bazice a gabbroului în magma mai acidă din mai adânc care a dat naștere granitului nemicaceu, adică tocmai în zona nestabilă a desamestecului.

Echilibrul feldspaților bazici este rupt și substanța lor se descompune într'un feldspat mai acid și în mult epidot; piroxenui începe a se transforma în amfibol și serpentin iar substanța elementului negru cristalizează sub formă de hornblendă și actinot; ilmenitul se transformă în leucoxen și cristalizează și aici un albit-oligoclaz cu structura în scândură de șah.

20. O venire cu totul posterioară, poate post-triasică, generală pentru întreaga Dobroge, deci independentă de Diabaz porfiritul. bazinul magmatic local dela Greci, a injectat rare filoane de diabaz porfirit în diaclazele rocii eruptive dela Greci

21. Intruziunea eruptivă dela Greci este — după toate cele spuse până aici — de un tip intermediar între Tipul intruziunii masivului dela Greci. tipul lacolitic propriu zis cu intruziune concordantă și tipul batolitic de intruziune cu pătrunderea stratelor. Violența intruziunii a fost în bună parte anulată prin faptul că învălișul a fost simultan cutat de mișcările orogenetice cari au produs punerea în loc a magnei. Mecanismul acesta pare a fi caracteristic pentru intruziunile cari se fac în sindinalole unde mișcările orogenetice fac ca cutarea învălișului să fie simultană și independentă de intruziunea magnei.

Magma intrusă prezintă fenomene de diferențiere cu schimbări repezi, așa cum trebuie să se întâmple într'o magmă care injectată foarte aproape de suprafață într'o regiune în mișcare întâlnește condițiuni de echilibru repede schimbătoare: diferențierea este și ea de tipul lacolitic (hipabisală).



## IX. CONSIDERAȚIUNI ECONOMICE ASUPRA ROCELOR UTILIZABILE DIN MASIVUL DELA GRECI

În văile Morzu și Carabalu, în dealurile Ghiunaltu și Baba Rada care formează părțile de Sud al primei văi și în dealul Țugulea care formează părțile ei nordice, se extrage granitul amfibolic și granodioritul, mai mult cu permisiuni de exploatare decât în cariere bine organizate. Exploatarea se face la zi, prin trepte. Blocurile se desfac din masiv cu ajutorul explozivelor așezate în găuri făcute prin simplă săpare. Roca se lucrează în cea mai mare parte pentru pavele, mai puțin pentru borduri de trotuare și monumente, iar resturile se utilizează ca piatră brută pentru anrocamente. Transportul se face de pretutindeni cu căruțele până la Gura Armanului la Dunăre (lângă Turcoaia) unde se încarcă pe ciamuri și șlepurii.

N'am avut la îndemână decât puține date asupra proprietăților tehnice ale rocilor exploatate la Greci, singurele existente de altfel, rezultatul unor încercări făcute în Laboratorul de Chimie al Școlii Naționale de Poduri și Șosele din București (1).

Granit din regiunea dela Greci.

CARIERA	Densitatea	Uzura cu mașina Dory	Facultatea de absorbție	Rezistența la sfărâmare	
		La 100 rotații de mașina cubul de rocă în care pierde din masa sa, grame	100 părți de rocă absorb până la saturare, părți de apă	La presiuni de 5 cm. laime raportate la 1 cm. de înălțime medie a cub. experimentat	
				Kg pe cm <sup>2</sup>	
				Usate	Sareți cu apă
Cariera Carabalu	2,762	10,98 gr în volum 3,98 cc	0,09	1556	1510
Cariera Morzu	2,67	9,81 gr în volum 3,6 cc	0,08	1422,2	1381,4

Abea în 1911-1912 s'areluat din nou exploatarea de Soc. Turcoaia Granit în dealul Baba Rada, Țugulea, de V. I. ȘTEFĂNESCU în dealul Ghiunaltu și de Ing. D. CAPRIEL în Valea Carabalu. Următorul tablou dă în m<sup>3</sup> cantitatea anuală de rocă extrasă din aceste cariere începând cu anul 1911-1912.

(1) Aceste date le datorez amabilității d-lui Dr. PRUMBU, profesor la Școala Națională de Poduri și Șosele.



MATERIALELE	CĂRIERA BABA RADA I (MORZU)			CĂRIERA JUOUREA (MORZU)		CĂRIERA GHECVALTE (MORZU)		CĂRIERA CARABAIT					
	1911-12 1912	13-1913	14-1914-15	1913-14 1914	15-1911	12-1912	13-1913-14	15-1914-16	12-1912	13-1913-14	1914-15		
Platră clopănită 0,10-0,30 m	1778 mc	1877 mc	1782 mc	465 mc	—	552 mc	—	445 mc	375 mc	—	380 mc	100 mc	—
Platră clopănită 0,30-1,30 m	160 mc	280 3/4 mc	440 mc	125 mc	200 mc	255 mc	—	212 mc	325 mc	—	—	260 mc	—
Platră brută 0,10-0,30 m	—	30 mc	36 mc	10 mc	85 mc	—	—	—	—	—	—	450 mc	100 mc
Platră brută 0,30-1,30 m	—	—	50 mc	—	—	—	—	—	—	—	—	450 mc	650 mc

(1) Aceste date le datorează amabilității d-lui Ing. BALASINOVICI și d-lr. Ing. PESAHOV de la Serviciul Minelor și Cărierelor din Ministerul de Industrie și comerț.

LABORATORUL DE MINERALOGIE ȘI PETROGRAFIE  
AL UNIVERSITĂȚII DIN BUCUREȘTI.

# DAS ERUPTIVMASSIV VON GRECI

(DISTRIKT TULCEA, DOBROGEA)

## PETROGRAPHISCHE STUDIE

VON

DAVID ROTMAN

### EINLEITUNG

Auf Anregung des Herrn Professors Dr. L. MRAZEC habe ich im Jahre 1907 die geologische Erforschung der Granitmassivzüge der nordwestlichen Dobrogea begonnen.

Die vorliegende Arbeit, die erste in der Reihenfolge der Untersuchungen, die nötig sind, die interessanten Probleme zu ergründen, welche mir zur Erforschung in dieser bergigen, von der Donau umschlossenen Ecke anvertraut worden sind, hat zum Gegenstand das Studium des Eruptivmassives von Greci.

Dieses Massiv, südöstlich von Braila und 15 Km östlich der Donau gelegen, umgreift die höchsten Gipfel der ganzen Dobrogea, (der Vârful Ghiunaltu ist hoch 456 m). Es stellt eine geologische und petrographische, durch seinen lakkolithischen Charakter und durch die chemisch-mineralogische Zusammensetzung der Gesteine, aus denen die Eruptivmasse gebildet ist, bestimmte Einheit dar.

Bevor ich aber auf die genaue geologische und petrographische Beschreibung des Massives von Greci eingehe, werde ich in dieser einführenden Arbeit die Lage geologisch festzustellen suchen, die dieser Teil der Dobrogea im Komplex der Ketten einnimmt, welche den südöstlichen Teil Europas durchziehen.

K. PETERS (1), der klassische Erforscher der Dobrogea, glaubte, dass die Berge im Nordwesten dieses Landes, soweit ihre ältesten Bildungen im Betracht kommen, genau wie die banatisch-serbische Kette ein Ausläufer der grossen siebenbürgischen Masse sind, wenn auch von dieser letzteren weit abgetrennt.

Für E. SUSS (2) bildete noch bis 1897 die nordwestliche Ecke der Dobrogea, die er mit dem Namen «Berge von Măcin» bezeichnet hat, ein Rätsel. Die Reihenfolge der Bildungen erinnerte ihn an die Alpen, aber das Streichen der Grünschiefer im Norden von Constanța und das des Trias von Tulcea an die Leitlinien des

(1) K. PETERS: Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha, Denkschriften d. k. k. Akad. d. Wissenschaften, Math. Naturw. Classe, Bd. XXVII, 1867 p. 204.

(2) E. SUSS: La Face de la Terre, 1897, Tome I, pg. 633.



Kaukasus. Ausserdem stellte SUSS noch fest, dass das Streichen des Gneisses von Măcin (1) viel nördlicher gerichtet ist als das der Falten der Karpathen. Ausserdem stimmt die Horizontalität des Oberjuras, welcher im südlichen Teile des Distriktes Tulcea die Grünschiefer bedeckt, mit alledem, was von den jüngsten Bewegungen der Karpathen bekannt ist, gar nicht überein.

Noch 1897 war es für SUSS feststehend, dass die nordwestliche Ecke der Dobrogea «einen Bruchstück eines grösseren Faltenzuges von kaukasischer oder etwas mehr nördlicher Richtung wäre, doch mit alpiner Gesteinsfolge und der Hauptsache nach bereits vor dem oberen Jura gebildet». Wo er weiter (2) vom Verhältnis der Alpen zu den asiatischen Tertiärketten spricht, hebt SUSS wieder hervor, dass das vereinzelte Bruchstück der «Berge von Măcin» an der Donau sich in ganz abweichender Art zu diesen Ketten verhält.

Schon 1877 waren C. M. PAUL und Dr. E. TIETZE (3) bei Erwähnung der exotischen Blöcke, die sich in den Konglomeraten der nachjurassischen Ablagerungen der karpathischen und subkarpathischen Gebiete, namentlich aber in der miozänen Salzformation Ostgaliziens befinden und die zum grössten Teil aus chloritischen und amfibolitischen Gesteinen mit titonischen Kalkblöcken vermennt gebildet sind, zur Annahme geneigt, dass die obgenannten Blöcke von einem felsigen Strand stammen, der ungefähr dort gewesen sein muss, wo heute diese neogenen miozänen Konglomerate auftreten.

Die Formationen, deren Gesteine in diesen Konglomeraten sich vorfinden, hätten am Anfang des Neogens eine randliche Gesteinszone am östlichen Rande der Karpathen Ostgaliziens gebildet. Reste dieses grossen Grenzwalles wären nur noch einige Kalkfelsen und die Grünsteine bei Krasna in der Bukowina (4) sowie «ein kegelförmiger, von zahlreichen Quarzadern durchzogenen, aus grünlichen Talkschiefern gebildeter Berg», den schon COQUAND (5), als er die Petroleum- und Erdwachsagerstätten von Slănic in der Moldau erforschte, zwischen den Dörfern Grozoști und Hârja entdeckt hatte. Nörd-

(1) Es ist dies der Gneiss des Pricopan.

(2) E. SUSS: a. a. O. S. 674.

(3) C. M. PAUL u. Dr. E. TIETZE: Studien in der Sandsteinzone der Karpathen Jahrbuch d. k. k. geol. R. A., Bd. XXVII, 1877, S. 125.

(4) C. M. PAUL u. Dr. E. TIETZE: Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XXIX, 1879, S. 291.

(5) H. COQUAND: Sur les gites de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contiennent. Bull. de la Soc. Géol. de France, Paris, 1867, pg. 519.





lich davon hat man solche grüne Konglomerate exotischer Natur in der miozänen Salzformation bis nach Boryslaw (1) verfolgt.

Bei der Annahme der Existenz eines randlichen Gesteinswalles längs der östlichen Grenze der Ostkarpathen — wobei sie aber nicht feststellen, ob er bloss ein ausgedehnter «Rücken», eine Erhebung im Meer war, hoch genug, um von den Wellen zerstört zu werden oder ob er nicht auch zeitweilig ausserhalb des Wassers war, indem er den Charakter einer fortlaufenden Kette oder einen insularen Charakter (2) gehabt hat — waren PAUL und TIETZE auch von anderen Erwägungen geleitet.

Schon in einem Studium über die Bildung der Quertäler in den Karpathen Galiziens (3) bemerkt TIETZE, dass die Fazies der Kreide des galizischen Hügellandes sich nicht in den Karpathen vorfindet, wie man auch anderseits die Fazies des kretazischen Karpathensandsteines im galizischen Hügellande nicht antrifft. Ausserdem schien ihm die Unterkreide in den Karpathen ganz zu fehlen und sehr auffallend war ihm auch der Mangel der eozänen und oligozänen Bildungen in den Hügeln Galiziens und Podoliens.

Um das zu erklären, kehren PAUL und TIETZE zur Hypothese zurück, die sie 1877 (4) anlässlich der Frage des Ursprungs der exotischen Elemente aus den Konglomeraten der karpathischen miozänen Salzformation aufgestellt haben, nämlich zur Annahme eines felsigen Rückens, der sich wahrscheinlich im unteren Miozän etwa da erhoben hat, wo sich heute die Konglomerate vorfinden.

Nur solch ein Landrücken, der das Kreide- und Tertiärmeer in zwei geteilt hätte, würde die Faziesunterschiede des Tertiärs und der Kreide der karpathischen und der podolischen Gebiete erklären können (5).

Diese Folgerung ist ihnen erleichtert worden durch die Analogie mit den Alpen und durch eine alte, heute verlassene Hypothese, die aufgestellt worden ist, um manche ähnliche Erscheinungen in den letztgenannten Gebirgen zu erklären. Es liegt nämlich eine sehr auffallende Analogie vor, einerseits zwischen den Konglomeraten der karpathischen salzführenden Bildung und den Konglomeraten der «bunten Nagelfluh» des ausseren Randes des Alpenbogens und

1) C. M. PAUL u. Dr. E. TIETZE: a. a. O. S. 292.

2) Dr. E. TIETZE: Zur Frage der exotischen Blöcke in den Karpathen, Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1885, S. 335.

3) Dr. E. TIETZE: Einige Bemerkungen über die Bildung der Quertäler. Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt, 1878, 3 Hefz, S. 90.

4) C. M. PAUL u. Dr. E. TIETZE: a. a. O. 1877.

5) C. M. PAUL u. Dr. E. TIETZE: Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. XXIX, 1879, S. 292.



andererseits zwischen dem Vorhandensein exotischer Blöcke in manchen Ablagerungen des Karpathensandsteines und in denen des Flysch in den Alpen.

Gleichzeitig kann man — nach demselben Gedankengang — eine Analogie zwischen den Alpen und Karpathen im Vorhandensein eines Unterschiedes zwischen den gleichaltrigen alpinen und extraalpinen Bildungen im Norden der Alpen und zwischen den karpathischen und extrakarpathischen Bildungen im Norden und Osten der Karpathen feststellen.

Was die Alpen betrifft, hat STUDER (1) 1853 die heute verlassene Hypothese aufgestellt, dass sich vor der Ablagerung der Molasse felsige, aus bunten Graniten, Porphyren, Serpentinien und metamorphen Schieferen bestehende Hügelketten am nördlichen Rande der Alpen erhoben haben. Während der Ablagerung der Molasse soll der grösste Teil dieses krystallinischen Randgebirges «das Windeliseische Gebirge» zerstört und unter dem eigenen Schutt begraben worden sein. Später habe sich der Kalkmantel der Alpen infolge des von den Alpen herkommenden Druckes gefaltet und sei über die genannte krystallinische Schwelle überfaltet worden (2).

Die Nagelfluhbänke, ein grosser Teil der Granitstöcke des erwähnten Vorlandes, ebenso wie der äussere Rand des Flysch, seien in die Tiefe versenkt und von den angehäuften und auf sie geschobenen Kalkmassen (3) bedeckt worden.

Verleitet durch die besprochene Ähnlichkeit mit den Alpen hat TIERZE die damals für die Alpen angenommene Erklärung auch auf die Verhältnisse in den Karpathen angewendet.

Nach ihm soll eine Bergkette oder eine einfache hohe, felsige, dem «Windeliseischen Gebirge» der Alpen analoge Erhebung bis zum Untermiozän an der Stelle, wo heute die Konglomerate mit exotischen Blöcken auftreten, vorhanden gewesen sein. Die Existenz einer solchen Kette schien zur Erklärung der exotischen Blöcke der Konglomerate der miozänen Salzformation und des Faziesunterschiedes in der karpathischen und extrakarpathischen Kreide und Untertertiär notwendig zu sein.

Für die Alpen hat FRÜH (4) in endgiltiger Weise später nachgewiesen, dass das Material der Nagelfluh und die erratischen Blöcke des Flysch alpinen Ursprungs sind.

Auch für das exotische Material der karpathischen Miozänkonglo-

(1) B. STUDER: Geologie der Schweiz, Bern u. Zürich, 1853, S. 387—389.

(2) C. M. PAUL u. Dr. E. TIERZE: 1879, a. a. O. S. 293.

(3) B. STUDER: a. a. O.

(4) J. FRÜH: Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. Neue Denkschriften der Allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften. Bd. 30, Zürich, 1890.



merate versuchten zuerst MRAZEC und TEISSEYRE (1) und später ganz unabhängig REINHARD (2) eine ähnliche Erklärung zu geben. Für die Karpathen blieb aber der Gedanke einer mit dem östlichen karpatischen Bogen parallelen Kette vorherrschend.

Schon 1900 haben MRAZEC und TEISSEYRE (3), als sie in den Konglomeraten der miozänen Salzformation im Karpathenbogen Rumäniens exotische Elemente festgestellt hatten, die jenen gleichen die in derselben Konglomeraten in den Distrikten Bacau und Neamtu vorkommen, als Erste hingewiesen, dass man diese Blöcke längs des ganzen Bogens der östlichen Karpathen bis in den östlichen Teil der Südkarpathen im Teleajenutale antrifft.

Den Zusammenhang zwischen den exotischen, in den Konglomeraten des Flysch am äusseren Rande der nördlichen Karpathen gefundenen Blöcken und zwischen den am äusseren Rand der östlichen Karpathen feststellend, teilt ZUBER (4) die durch solche Blöcke ausgezeichnete Zone in eine grosse westliche Gegend, die sich von Niederösterreich bis nach Przemysl ausdehnt und in eine grosse östliche von Przemysl bis ins Tal des Teleajen ein. Diese beiden Gegenden hätten die Blöcke aus tironischem Kalk gemein, die westliche aber wäre durch verschiedene Gesteine sudetischen Ursprungs, die östliche durch besondere chloritische grüne Gesteine eigentümlicher Beschaffenheit gekennzeichnet.

ZUBER (5) erkennt ferner als Erster die Identität dieser grünen chloritischen exotischen Blöcke mit den Grünschiefern, Amphiboliten und Diabasendes Paläozoicums der Dobrogea und hält, neben dem sudetischen und podolischen Horste die Dobrogea für einen dritten, dem Karpathen vorliegenden Horst, den einzigen sichtbaren Rest eines alten und wichtigen Randgebirges, welches zur Zeit der Ablagerung des karpatischen Flysch das podolische Gebiet vom karpatischen getrennt hat und sich von der heutigen Dobrogea in nordwestlicher Richtung bis in die Nähe von Przemysl ausdehnte, wo es in das sudetische Massiv der Sandomirergebirge (6) übergegangen ist. TIETZES Hypothese

(1) L. MRAZEC et W. TEISSEYRE: Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie. *Moniteur des Intérêts Pétrolifères Roumains*, 1902. No. 44, pg. 101.

(2) DR. MAX REINHARD: Discussion sur l'origine des conglomérats à roches vertes du Tertiaire Carpathique. *Comptes Rendus des Séances, Institut Géologique de Roumanie*. Tome II, 1911, pg. 27.

(3) L. MRAZEC u. W. TEISSEYRE: Ueber oligocäne Klippen am Rande der Karpathen bei Bacau (Rumänien). *Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt*, Bd. LI 1901, S. 240.

(4) F. ZUBER: Neue Karpathenstudien. *Jahrbuch d. k. k. geologischen Reichsanstalt*. Bd. LII, 1902, S. 249.

(5) F. ZUBER: a. a. O. S. 251-254.

(6) V. UHLIR: Bau und Bild der Karpathen. *Wien*, 1903, S. 838.



eines grossen, felsigen, mit den östlichen Karpathen parallelen randlichen Walles bekommt so einen Charakter grösserer Wahrscheinlichkeit.

Die Auffassung ZUBER'S wird in dem Masse bestimmter und fester als neue Studien genaue Feststellungen bringen.

MRAZEC erkennt dass der dobrogeoter Horst ein Rest einer variskischen Kette ist. MRAZEC (1) erkennt als Erster das der dobrogeoter Horst der Rest einer alten, teilweise abgesunkenen variskischen Kette ist, welche sich während des Paläogens und vielleicht auch während des Untermiozäns, viel nordwestlicher als die heutige Dobrogea fortgesetzt hat. Die Richtung der Falten dieser aus paläozoischen und triasischen, hier und da durch Eruptivgesteine (2) metamorphosierten Schichten bestehenden Kette wäre NW—SO. Die Dobrogea wäre ein «Pendant» zu den Sudeten, welche den westlichen Karpathen gegenüber dieselbe Rolle spielen würden (3) wie die Dobrogea den östlichen gegenüber.

Unter den Flyschdecken begraben, deren Randdecke — die Unterbeskiden V. UHLIG'S — aus Material sudetischen Ursprungs gebildet sein dürfte, ziehen sich die Sudeten nach SO hin und ebenso zieht sich die alte dobrogeoter Kette nach NW hin, versunken und begraben unter den Ablagerungen der Rumänischen Ebene, unter denen der Flyschdecken der Ostkarpathen, — die dobrogeoter Material enthalten — und unter den Decken der krystallinisch-mezozoischen Massive. Sie dürfte also mit den Sudeten parallel und nicht wie ZUBER behauptet mit dem Bogen der Ostkarpathen parallel und aussserhalb desselben gewesen sein.

Obwohl die nördliche Dobrogea dem variskischen Falten-system angehört, welches auch in den Sudeten, im Autochton der getischen Gebirge und im podolischen System vertreten ist,

(1) L. MRAZEC: Considerațiuni generale geologice și statistice asupra zăcămintelor de petrol din România. Lucrările Comisiunii însărcinate cu studiul regiunilor de petrol din România. Vol. I, 1904, S. 47. Siehe auch die französische Auflage, 1905, S. 11.

L. MRAZEC: Despre formarea zăcămintelor de petrol din România. Academia Română, Discursuri de recepție, XXX, 1907, S. 15.

L. MRAZEC: Ueber die Bildung der Rumänischen Petroleumlagerstätten. Congrès International du Pétrole, III-jème Session, 1907, S. 90. Bukarest.

(2) L. MRAZEC et W. TEISSIER: Esquisse tectonique de la Roumanie. Guide des Excursions I. S. 12. Congrès International du Pétrole, III-jème Session, Bukarest, 1907.

L. MRAZEC: Zăcămintele de Petrol. Industria Petrolului în România în 1908, S. 35.

L. MRAZEC: Les Gisements de Pétrole. L'Industrie du Pétrole en Roumanie, 1910, S. 31.

(3) L. MRAZEC: a. a. O. S. 42.



bildete sie doch eine von den erwähnten variskischen Gebirgsresten unabhängige geographische und geologische Einheit (1).

In Uebereinstimmung mit MRAZEC benennt SUSS (2) diese Kette, deren heute noch sichtbare Reste der Kimerische Kette. Norden der Dobrogea, die Insule Șerpilor (die Schlangensinsel) und die Berge der Krim wären, «kimmerische Kette».

In 1910 bringt I. SIMIONESCU (3) neue Angaben für den dobrogeoter Ursprung des exotischen Materials der miozänen Salzformation der Moldau.

In den von V. BUTUREANU und N. COSTĂCHESCU ausgeführten chemischen und petrographischen Analysen von Grünschieferblöcken aus dem Konglomerat des Miozäns der Moldau von Bârsoști zeigte sich deutlich eine grosse Aehnlichkeit mit der Zusammensetzung der Grünschiefer von Picineaga und Bașpunar in der Dobrogea. Das Fehlen der moskowitischen Formen in der jurasischen Fauna von Hârșova andererseits könnte nur durch einen Landrücken in ZUBER'S Sinne der das Wandern dieser Formen nach dem Süden verhindert hätte, erklärt werden.

Indem er diese neuen Daten sowie «die tektonischen Verhältnisse der heutigen karpathischen Vorländer und das Verhältniss zwischen diesen und der karpatischen kretazisch-paläogenen Geosynklinale, welcher die Ablagerungen des Flysch umgreift, wie auch die Ausdehnung der vorkarpathischen Ketten, welche heute wegen des Lostrennens der oberflächlichen Dislokationszonen des Erdballs in der Tiefe verschwunden sind», in Betracht zieht, unterscheidet MRAZEC (4) im Umfange des karpathischen Bogens und seiner Vorlande ausser der sudetischen Provinz und der getischen Provinz (das getische Gebirge mit der getischen Depression) Die kimmerische Pro- «eine dritte, kimmerische (dobrogeoter) Provinz. vinz», welche die Ostkarpathen in ihrer ganzen Breite, einen Teil Siebenbürgens, und die Subkarpathen Ostgaliziens, der Bukowina, der Moldau und des östlichen Rumäniens sowie den entsprechenden Teil der Rumänischen Ebene in sich schliesst.

Der Untergrund dieser Provinz bestände aus dem abgesunkenen

(1) L. MRAZEC: Comptes Rendus des Séances de l'Institut Géologique de Roumanie, Tome II, 1910, S. 40.

(2) E. SUSS: Das Antlitz der Erde, Bd. III, 2-te Hälfte, 1909, S. 22.

(3) I. SIMIONESCU: Sur l'origine des Conglomérats verts du tertiaire Carpathique, Annales Scientifiques de l'Université de Jassy, Tome VI, 4-ième fasc. 1910, S. 310.

(4) L. MRAZEC: Comptes Rendus des Séances de l'Institut Géologique de Roumanie, Tome II, 1910, S. 42.



Teil des nordwestlichen, karpathischen, Teiles der Dobrogea und der vorbalkanischen Platte.

MURGOCI (1), schliesst sich dieser Meinung an und glaubt, dass die posthumer Altaliden die kimmerische Provinz ein Rest der SUSS'schen posthumer Altaliden wäre etwa wie die Ural- und die Timankaninkette es sind.

\*

Das Verhältniss zwischen den Ostkarpathen und der grossen

Die Bedeutung der Verhältnisse zwischen den Ostkarpathen und der kimmerischen Provinz für die Tektonik aller Ueberschiebungsregionen im Allgemeinen.

kimmerischen Provinz ist von grosser Bedeutung nicht nur für die Tektonik der Karpathen sondern auch für die Tektonik aller Ueberschiebungsgebiete im Allgemeinen.

Um den Mechanismus der skandinavischen Ueberschiebungen zu erklären, nimmt HOLMQUIST (2) 1901, für solche Ueberschiebungen die Bildung einer Senkung in der Form eines Grabens an, dessen Wände auf der einen und der andern Seite über dem hinabgesunkenen Teil symmetrisch überkippt sind. Diese Senkung ist begleitet von einer Annäherung der beiden höher liegenden Ränder des Grabens gegen die Axe der Synclinale. Die in der Synclinale enthaltenen Ablagerungen werden zwischen diesen sich nähernden Rändern eingeklemmt, gefaltet, überquellen an den Rändern und gehen nach aussen in symmetrische Ueberschiebungen, die ein System von aufeinanderliegenden Falten bilden, über-

Da man aber in Skandinavien selbst, die stärksten dynamischen Effekte der Faltung nicht symmetrisch auf beiden Seiten der Kette sondern eher auf ihrer östlichen Seite antrifft, nimmt HOLMQUIST an, dass durch das ständige Hinabsinken nur eines Randes des Vorlandes die Ueberschiebung sich in Wirklichkeit in einem nach der Tiefe hin schief gerichteten Schieben verwandelt.

Unabhängig von HOLMQUIST nimmt MRAZEC (3) für der Bildung

Die Annahme MRAZEC's; Der Mechanismus der Ueberfaltung durch Unterschiebung.

der Schubdecken der Ost- und Südkarpathen einen viel wahrscheinlicheren analogen Mechanismus an.

(1) Dr. G. MURGOCI: Cercetări geologice în Dobrogea nordică. Anuarul Institutului Geologic al României. An. V. 1912, S. 486.

(2) P. J. HOLMQUIST: Bidrag till diskuss. om den skandinav. fjellkedjans tektonik. Geol. Förr. Förl. 1901, XXIII. S. 55-71.

(3) L. MRAZEC: Despre formarea zăcămintelor de Petrol din România. Academia Română. Discursuri de recepție, XXX, 1907, p. 43.

L. MRAZEC: Ueber die Bildung der Rumänischen Petroleumlagerstätten. Congrès International du Pétrole, III-ième Session, Bucarest, 1907. Tome II. S. 120.

L. MRAZEC et W. TEISSIERRE: Esquisse tectonique de la Roumanie. Guide des Excursions, I. S. 12. Congrès International du Pétrole, III-ième Session, 1907, Bucarest.

L. MRAZEC: Zăcămintele de Petrol. Industria Petrolului în România în 1908, S. 32. Siehe auch die französische Auflage, 1910. S. 30 u. folg.



Im Mechanismus der Ueberfaltung sind nach ihm zwei Momente zu unterscheiden.

Erstens ein sukzessives, stufenweises Hinabsinken des Stirnrandes des betreffenden Vorlandes, welches der Bildung der Geosynklinale des Flysch, des Miozän und des Pliozäns entspricht.

Diese Art des Absinkens welches sich auf Kosten des Vorlandes vollzieht und darin weiter hineingreift, bringt eine Verschiebung der Geosynklinale und speziell ihrer Achse gegen das Vorland mit sich, was MRAZEC «die Wanderung der Geosynklinale» nennt.

In unserem besonderen Falle sind die nordwestlichen Teile der kimmerischen Gebiete allmählig stufenweise abgesunken und haben «im Obermiozän eine Verschiebung der Achse der mediterranen Geosynklinale nach dem Vorlande zu hervorgebracht, also eine Transgression, die allmählig nach Osten und Süden vorgeschritten ist, gleich dem Tal einer wogenden Welle, während im Westen und Norden die paläocänen Ablagerungen der karpathischen Geosynklinale sich allmählig gehoben haben».

Ein zweites Moment ist die zuerst nachfolgende, dann gleichzeitige Unterschiebung in der Tiefe der abgesunkenen Teile des Vorlandes in der der fortschreitenden Geosynklinale entgegengesetzten Richtung, in unserem Falle die Unterschiebung gewissermassen horizontal, nach NW, der abgesunkenen Teile der kimmerischen Gebirge, also der variskischen Falten der Dobrogea und der vorbalkanischen Platte.

Das Ergebniss dieser zwei Bewegungen ist ein Überquellen und eine Ueberschiebung der Flyschablagerungen nach S und SO und die Entstehung der subkarpathischen Falten, alle diapir und dem Vorlande zu, überkippt.

Das Phänomen der Ueberschiebung im Allgemeinen muss als eine Reflexerscheinung (1) der Unterschiebung in der Tiefe betrachtet werden, welche durch das sich Aneinandernähern der horstförmigen Vorlande entstanden ist, eine Erscheinung die durch die Kontraktion der Erdkugel hervorgerufen worden ist.

Zu diesen interessanten Schlussfolgerungen führt uns die Erkenntnis des Verhältnisses zwischen den Ostkarpathen und der grossen kimmerischen Provinz ihres Vorlandgürtels.

(1) L. MRAZEC: Ueber die Bildung etc. S. 121.



Der von MRAZEC angedeutete Mechanismus ist vollständiger als der von HOLMQUIST angeführte und kann auf alle Überschiebungsercheinungen verallgemeinert werden.

Die nordwestliche Dobrogea ist also der letzte Rest des den Karpathen vorliegenden, kimmerischen Gebirges, und sie selbst eine Individualität des variskischen Systems. Die Dobrogea ist ein Überbleibsel der kimmerischen Provinz, die zum Teil unter den Ostkarpathen und der Rumänischen Ebene hin abgesunken ist. Das kimmerische Gebiet hat sich nach NW auf der ganzen Fläche, die heute von den Decken der Ostkarpathen eingenommen wird, bis nach Przemyśl ausgedehnt.

Seine abgesunkenen Teile sind in der Tiefe nach NW gedrängt worden; sie sind von den Flyschdecken und den mezozoisch-krystallinen Decken der Ostkarpathen bedeckt, welche sich durch die Reflexbewegung der Absenkung und Unterschiebung in der Tiefe der genannten Gebiete überschoben haben.

Der westliche Teil der kimmerischen Provinz liegt tief unter den Ablagerungen der rumänischen Ebene; der südliche Teil ist, wie MRAZEC<sup>(1)</sup> es bewiesen hat, längs der Linie Peceneaga-Gamena (Dobrogea) von der balkanischen Platte überschoben worden.

Nach Osten dürfte es sich nach SUSS bis zu den Bergen der Krim ausdehnen.

## I. DIE GEOLOGISCHE BESCHREIBUNG DER GEBIRGSGEGEND DER NORDWESTLICHEN DOBROGEA.

Von den Umrissen an, welche die Balta der Donau um die nordwestliche Ecke der Dobrogea zeichnet, tauchen Schichten devonischen Alters insbesondere durch Phyllite und Quarzite vertreten, aus der Balta auf und aus der Loessdecke, die sich tief ins Innere ausbreitet und bis zu den höchsten Erhebungen des Landes sich hinaufzieht.

Dieser devonische Schichtenkomplex ist in Antiklinalzüge zerlegt, die ungefähr NW-SE streichend, von wellig auftretenden aber zusammenhängenden Massiven von Graniten durchbrochen, sind die einen starken Kontaktlof aufweisen.

Die devonischen Schichten werden von einem permocarbonischen Schichtenserie überlagert, von welchen nur grosse isolierte Schollen übrig geblieben sind.

1. MRAZEC: Dări de seamă ale ședințelor Institutului Geologic. Bd. III 1912, S. 161.





Beide geologischen Bildungen sind von einem jüngern Eruptivmagma — also permischen oder postpermischen Alters — durchbrochen welches längs von Bruchlinien in der Hauptstreichrichtung ungefähr NW—SE lokalisiert ist und im Besonderen das Permokarbon metamorphosiert hat.

Diese Formationen die im Norden und Westen an die Donau reichen, ziehen sich gegen Süden hin bis an die Linie Akpunar-Ortakioi wo sie unter der Decke der kretacischen Kalke verschwinden, die sich von hier aus weit nach Süden ausdehnt. Gegen Osten grenzen sie an der triasischen Kalkzone an, unter die sie anscheinend untertauchen, längs einer Linie, die beinahe mit den Tälern des Luncavița und Taițabaches zusammenfällt.

Die Gesamtheit der Bildungen welche die NW Ecke der Dobrogea bilden, kann in folgender Weise gegliedert werden.

- |   |  |   |  |   |  |
|---|--|---|--|---|--|
| A. Devonische Bildungen:                                | Kristallinische Kalke,<br>Phyllite, Quarzite Amphibolite.  |   |  |   |  |
| B. Permokarbonische Bildungen:<br>(Karapelitformation). | Hornfelse, Arkosen,<br>Sandsteine Konglomerate,<br>blaugraue und violettrote Tonschiefer.  |   |  |   |  |
| C. Eruptivgesteine.                                     | <table border="0"> <tr> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">{</td> <td style="vertical-align: middle;">vorpermische- Körnigfaserige Granite<br/>postdevonische: (Gneisse) und Gefolge.</td> </tr> <tr> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">{</td> <td style="vertical-align: middle;">postpermische: Granite-Gabbro-Diabase.</td> </tr> </table> | { | vorpermische- Körnigfaserige Granite<br>postdevonische: (Gneisse) und Gefolge. | { | postpermische: Granite-Gabbro-Diabase. |
| {   | vorpermische- Körnigfaserige Granite<br>postdevonische: (Gneisse) und Gefolge.   |   |  |   |  |
| {   | postpermische: Granite-Gabbro-Diabase.   |   |  |   |  |

## A. DAS DEVON

### 1. DIE AUSDEHNUNG DES DEVON.

Der ganze im Westen und Norden von der Donau begrenzte zwischen Peceneaga, Galați, Isaccea und Ortakioi gelegene nordwestliche Teil der Dobrogea wird von einem mächtigen Komplex devonischer Schichten gebildet, die ungefähr nordwestlich-südöstlich streichend das allgemeine Fallen nach NO aufweisen.

In diesen devonischen Schichten kann man folgende grösseren Richtungslinien unterscheiden (Siehe die tektonische Skizze).

Die Pricopanlinie, eine Antiklinale, die sich über den Hügel Cheia-Pricopan bis nach Sulukulak hinzieht.

Die Antiklinale Pricopan-Megina. Dort wird sie unterbrochen, taucht im Süden des Calistratales auf und setzt sich über Megina-Ramanbair-Iskiakulak bis nach Akpunar fort.



Die Bugeaclinie, eine beinahe ununterbrochene Antiklinallinie, die man vom Bugeag über den Hügel «Dealul Die Antiklinale Bugeac-Kitlău, eu monument» (1), den Hügel Pietrosu (Garvăn), den Hügeln Cărarilor, Kitlău, Pietrosul mare, Gogoncea (Luncavița) und von hier aus erst wieder bei Sarăkumluk, nordwestlich von Hancearca, verfolgen kann.

Beide Linien werden bezeichnet durch zwei Gebirgsketten und Hügelreihen, welche zwei mächtige, aus körnigfaserigen Graniten und krystallinen Schiefen bestehende Züge bilden.

Sie sind zweifelsohne Ueberreste alter Antiklinalen devonischer Schichten die einst fortlaufend waren. Die Richtung dieser ein wenig nach SW geneigten Antiklinalen ist NW.

Westlich von der ersten Antiklinallinie und zu ihr parallel erhebt sich vom Hügel Orlița, im NW von Măcin, ein Die Antiklinale Orlița-Prîpocca, dritter Sattel — die Antiklinale von Orlița — auch aus devonischen Schichten gebildet und in einer fast fächerförmigen Falte aufgelöst.

Sie läuft den ersten zwei Antiklinalen parallel, ist nach derselben Seite geneigt und setzt sich über den Hügel Aganin fort. Nach einer grossen Unterbrechung taucht sie viel südlicher, von denselben Formationen gebildet und fast aus denselben Gesteinen bestehend auf und streicht über die Hügel Prîpocca-Curtbair-Parabair und Cerna, um südlich von diesen unter die Decke der Kreideschichten, im W vom Akpunar, zu verschwinden.

Die von MACOVEI (2) erwähnte Antiklinale Popina scheint eigentlich nur ein Teil einer grösseren Antiklinale und zwar der östliche Flügel der oben erwähnten Antiklinale Bugeac-Kitlău zu sein.

Die Bedeutung der ersten zwei Antiklinalen liegt darin, dass in ihnen der obere Teil eines grösseren magmatischen Herdes blossgelegt ist.

Die Intrusion des Massengesteines hat sich wohl nach der Ablagerung des Devons, das sie metamorphosiert haben, aber vor dem Ende des Karbons vollzogen.

Eine Sedimenthülle bedeckte am Ende des Karbons (3) das ganze Gebiet. Aus ihr ist der Komplex der Schichten der Karapeliteformation hervorgegangen.

Die dem Devon angehörenden Gesteine umfassen im nordwestlichen Teile der Dobrogea, den ganzen Bugeacvorsprung,

(1) Ein Hügel, auf dessen Spitze die Reste eines zerfallenen Grabdenkmals eines russischen Offiziers aus dem Kriege 1877 stehen.

(2) G. MACOVEI: Observațiuni asupra liniei de încălzire Peceneaga-Camena (Dobrogea). Dăci de seamă ale Ședințelor Institutului Geologic al României, 1912 vol. 111, S. 163.

(3) G. MACOVEI: Mündliche Mitteilung.



sowie den Bogen der Hügel und Berge, welche sich von Norden bis östlich von Măcin zwischen den Hügeln Orlița und Suluk hinziehen, dann die Gegend zwischen Jacobdeal-Piatra Roșie und dem Taițaș und lassen sich längs dieses Tales nach Norden bis in das Luncașițaș und bis zum Hügel Kitlău verfolgen.

Zum ersten Mal tritt der körnig-flaserige Granit, welcher die Kerne der ersten zwei Antiklinalen von devonischen Schichten bildet, im Bogen hervor, den die Donau vor Galați beschreibt und zwar in einem kleinen Hügel am Ufer des Baches Lățimea östlich vom Bugeașhügel. Von da nach SOS steht der Granit nur hier und da an, aus der grösstenteils von Loess überdeckten und manchmal auch mit Wald bewachsenen devonischen Hülle auftauchend. Solche Punkte befinden sich in der Nähe des Dorfes Garvăn (der «Dealul cu monument»), im Hügel Pietrosu im NWN von Văcăreni, im Hügel Kitlău im W von Luncașițaș, in dem von den beiden Abzweigungen des Luncașițatales umflossenen Hügel Gogoncea (Pietrosul mare) westlich der Mühle des Trandafie, im Hügel Tiganea im W des Dorfes Tiganea-Taițaș und im Hügel Sarăkumiuk am Nordende des Hügels Hancearca.

Die devonische Hülle ist von diesen Granitnarben durchdrungen

Der Granit von Bugeaș und zum Teil metamorphosiert.

Der Granit des nördlichsten Ausbruchspunktes ist ein körnigflaseriges, aus Orthoklas, Quarz, weissem Glimmer und etwas Hämatit bestehendes Gestein. Die Richtung der Bänke des Gesteins ist beiläufig WNW und ihre Neigung 50° NO. Das Gestein bildet wahrscheinlich eine obere Differenzierungsfazies des körnigflaserigen, in der Tiefe liegenden Granites, dessen normale Fazies man südlicher, auf der oben angegebenen Linie antrifft.

Die Ränder dieses kleinen granitischen Rückens verschwinden unter das Alluvium des ihn umgebenden Uberschwemmungsgebietes.

Der Granit, der sich im Hügel «Dealul cu monument» (Garvăn)

Der Granit vom «Dealul cu monument» etwas südlicher vom ersten zeigt, kann ebenfalls als ein körnigflaseriger Granit betrachtet werden, obwohl die flaserige Struktur weniger ausgesprochen ist. Er ist aus Biotit in teils frischen, teils in Chlorit verwandelten hexagonalen Tafeln, Kalifeldspat in gut erhaltenen isometrischen Kristallen, tief veränderten Plagioklas und Quarz zusammengesetzt.

Die Grösse dieser Elemente übersteigt nicht 3 mm.

Der Eruptivgesteinskern, der den Gipfel des Hügels bildet, wird

Die Phyllite. von einem Komplex quarziger Phyllite von blaugrauer Farbe umgeben die mit dem Granit zusammen das Streichen N50° W und die Neigung 60° NO aufweisen.



Diese Schiefer sind kompakt und haben nur selten schwache Sandsteineinlagerungen; ihre Schichtenfläche ist von Serizithäutchen überzogen.

Stellenweise sind die phyllitischen Schiefer injiziert „lit par lit“ von pegmatitischen Adern, durch welche sie in schmale Zonen von Glimmerschiefer oder von feinflaserigen chloritischen Schiefer verwandelt werden.

An dem zur Balta Jijila abfallenden Abhänge werden diese quarzigen Phyllite in ihrer Streichrichtung von ausgewalzten oder vielleicht einfach gepressten Porphyrgängen von höchstens 10 cm Breite durchzogen.

Die Phylliten verschwinden unter den Alluvionen der Balta, um wieder in einem nördlich gelegenen Hügel aufzutreten, diesmal mehr Quarz enthaltend und mit weiss-rötlichen Quarzitschichten abwechselnd. Hier werden die Phyllite von einem Gang eines melanokraten Gesteins, wahrscheinlich ein Diabas, durchbrochen.

Nach Norden hin begegnet man erst im Bugeaghügel Quarzite, welche östlich vom ersten geschilderten granitischen Aufbruch anstehen.

Im Bugeaghügel ist das vorherrschende Gestein ein weisser, stellenweise wegen der tonig-eisenhaltigen Verunreinigungen ein wenig rötlich-graugefärbter Quarzit.

Nach N hin hat dieses Gestein immer mehr Einschaltungen eines anderen Gesteins, eines bläulichen tonigen Quarzites. Das Streichen der Schichten nähert sich immer mehr dem Westen, bis es am äussersten Teil im Norden bei der Lățimea-Brücke fast rein westlich (N 80° W) ist, das Fallen ist 60° N.

Südlich von Garvăn gegenüber dem Dorfe Văcăreni stehen im Pietrosuhügel und im Hügel Cărârilor zwei Teile eines kleinen Eruptivgesteinkernes aus den Alluvionen der Balta auftauchend an. Es ist ein körnigflaseriger Granit von ausgesprochen kataklastischer Struktur, aus rötlichem Feldspat, Quarz, Chloritfetzen und weissem Glimmer bestehend. Im Granit kommen wenige, schmale Gänge eines dunkelgrünen Gesteines, dessen eruptive Natur noch erkennbar ist (wahrscheinlich ein umgewandelter Diabas) und eines körnigflaserigen, an Hämatit reichen Granites vor, der dem zuerst beschriebenen Granite in der Nähe des Bugeags gleicht. Das Gestein ist an den Diaklasen und andern Sprüngen von zahlreichen Epidotäderchen durchzogen.

Im Hügel Kitlău südwestlich von Luncavița steht derselbe Granit von neuem an. Hier ist aber die körnigflaserige Struktur weniger ausgesprochen: weisser Glimmer, gewellte Fasern bildend, ein wenig Epidot, Kalifeldspat, Oligoklasalbit und ein manchmal schillernder Quarz setzen ihn zusammen.

Am ganzen östlichen Abhang des östlich von den Quellen der



Jijila sich erhebenden Hügel Pietrosu trifft man in den Tälern gegen dem Luncavița-Taițatala zu, unter dem bewaldeten Gebiete auftauchend, injizierte Phyllite, Quarzite und Glimmerschiefer an, die eine Fortsetzung der quarzigen Phyllite sind, welche die Decke des Eruptivgesteinkernes im Bugeac bilden, aber mit von Diabas- und körnigflaserigen Granitgängen durchzogenen quarzigen Phylliten abwechselnd.

Am Abhange gegen dem Ascunsatala zu, an dessen Ende gegen Luncavița, findet man weissen phyllitisch-serizitischen Quarzit. Im Boutilale, welches in das Ascunsatal mündet, zieht sich den ganzen Rand des südlichen Abhanges entlang bis zum Fusse des Hügels

Die granitische Injektionszone vom Gogonceahügel.

Gogoncea (Pietrosul Mare) eine Zone granitischer Injektion mit Spuren von Eisenerzen (Eisenglanz) in denselben quarzigen Phylliten und Quarziten; stellenweise wird das Gestein ein echter Injektionsgneiss.

Gegen den oberen Teil des Boutilales zu, an den Stellen genannt Urzica, Poiana des Moș Savu Leopea, Cetățuia, welche alle zwischen dem nördlichen Teil des Gogonceahügels und dem Tale Ascunsa gelegen sind, besteht der Untergrund — soweit man in dem vollständig bewaldeten Terrain es erkennen kann — aus Quarziten sowie aus quarzigen injizierten und nicht injizierten und von Diabasgängen durchzogenen Phylliten. Alle diese metamorphosierten Gesteine, vom Bugeac angefangen, haben das Streichen beiläufig N 40–50° W, das Fallen schwankt in weiten Grenzen, weil sie sehr eng gefaltet, stellenweise gefältelt sind.

Südlicher, auf derselben von die anticlinale Bugeac ausgezeichnete Linie, die Injektionszone grenzend, befindet sich der Gogonceahügel. Er ist von demselben körnigflaserigen Granite gebildet, der

Der Granit vom Gogonceahügel.

von wenigen Mikrogranitadern und von einem Porphyrgang durchbrochen wird. Dieser besteht aus Orthoklaseinsprenglingen in einer mikrokristallinen Masse von Quarz Orthoklas und saurem Plagioklas. Der Porphyrgang streicht weiter südlich im Teilorhügel (la Lac).

Das mit Wald vollständig bedeckte Terrain verschleiert gänzlich den Bau der Gegend. In der Verlängerung obiger Linie nach Süden im Hügel Sarăkumluk nordwestlich des Dorfes Hancearca, erscheint unter den Schichten der ihn überlagernden Karapelitformation, derselbe körnig-flaserige Granit, hier von ausgesprochen kataklastischer Struktur. Ein wenig weisser Glimmer und Chloritblättchen, rosafarbiger Feldspat und Quarz setzen ihn hauptsächlich zusammen.

Am östlichen Abhang, der Grecigebirge dem Taițatala zu, stehen in allen Tälern dem Taițatala zu bis nach Balabanca an



devonische quarzige Phyllite und Quarzite von der Art deren im Bugeac.

Es bleibt also festgestellt das Vorhandensein dieses vom Eruptiv, das es metamorphosiert hat, injizierten devonischen Gesteinkomplexes, entlang der grossen antiklinal-linie Bugeac-Kitlău—vom Bugeac bis einige Kilometer nördlich von Ortakioi.

Ein ähnlicher Gesteinszug tritt im Bereiche der Antiklinalen Pricopan und Orliga und der sie trennenden Die Antiklinale Pricopan-Megina und Orliga-Priopcea. Synklinale auf, man kann drei parallele Zonen unterscheiden ungefähr nordwestlich-südöstlicher Richtung von die im O mit der Hugelzone nordwestlich-südöstlicher Richtung Orliga-Aganim (das Nordende der Antiklinale Orliga) beginnen, im O an die Zone derselben Richtung, die aus niedrigen Hügeln gebildet ist, welche von Orliga über Sărăria bis zum Fusse des Gipfels Cheia die Antiklinale Orliga von der Antiklinale Pricopan scheiden, grenzen und mit der parallelen Zone der Antiklinale Pricopan vom Gipfel Cheia bis Sulukulak endigen. Den Gesteinen, welche diese drei parallelen Zonen bilden, begegnet man in derselben Richtung nach Süden erst in einer Entfernung von 10 Km, wo man mit Piatra-Răioasă beginnend dieselben drei orographischen Zonen wieder verfolgen kann: in Priopcea-Cerna—das südliche Ende der Antiklinale Orliga-Priopcea,—in Megina-Raman Bair-Iskiakulak—das südliche Ende der Antiklinale Pricopan-Megina — und in der Zone, welche diese parallelen Antiklinalen scheidet und welche die Verlängerung der aus niedrigen Hügeln gebildeten Hügelreihe zwischen Orliga und Cheia ist. Bei Akpunar verschwinden sie unter den Schichten der Kreideformation.

Die ganze aus diesen Gesteinen gebildete Gegend ist blossgelegt, infolge dessen kann man hier den Bau studieren und im südlichen Teile der Gegend konnte das Alter und das Verhältnis der älteren Bildungen zu den neueren festgestellt worden.(1).

Die ganze Zone zwischen Orliga und Cheia bildet eine interessante Die Injektionszone Orliga-Cheia. aus Quarziten, Phylliten, Amphibolithen und Glimmerschiefer bestehende Injektionszone, die mit der den Kern der Antiklinalis Cheia Pricopan-Megina bildenden Eruptivmasse genetisch verbunden ist. Die westlichste, die dem Eruptivgestein fernste Zone, am Abhange der Antiklinale Orliga-Aganim ist aus quarzitischen, weniger metamorphosierten Gesteinen gebildet.

(1) I. SIMIONESCU și D. CĂDERE: Notă preliminară asupra straturilor fosilifere devonice din Dobrogea. An. Institutului Geologic al României Vol. I 1908, S. 361.

J. SIMIONESCU et CĂDERE: Note sur la présence du paléozoïque en Dobrogea. Ann. Sc. de l'Université de Jassy, Tome V 1908 S. 143.



Im Süden ist die Zone zwischen Priopcea und Megina mit ihrer  
 Die Injektionszone Priopcea-Megina. Verlängerung südlich des Cernatales, eine der  
 übrigen ganz gleiche Injektionszone. Sie steht  
 übrigens genau in der Verlängerung der Injektionszone Orliğa-Cheia.

Diese Injektionszone zwischen Priopcea und Megina ist genetisch  
 gebunden an den körnig-flaserigen Granit von Megina (im Osten), welcher  
 den Kern des südlichen Teiles der Antiklinale Priopcea-Megina bildet.  
 Die Injektionszone die im Osten von dem obengenannten körnig-fla-  
 serigen Granit von Megina begrenzt ist, lehnt sich im Westen an  
 der aus quarzitischen Gesteinen gebildeten Hügelreihe Priopcea-Cerna,  
 welche das südliche Ende der Antiklinale Orliğa-Aganim ist.

In der zwischen den zwei hier beschriebenen Injektionszonen  
 —der nördlichen und der südlichen—liegenden Gegend, die teilweise  
 mit den Ablagerungen des Calistratales ausgefüllt wurde, verbergen  
 neuere eruptive und sedimentäre Bildungen die Kontinuität, die vor-  
 handen sein dürfte zwischen den obengenannten zwei Teilen der  
 Injektionszonen.

Hier soll in allen Einzelheiten nur die südliche Gegend be-  
 schrieben werden; sie ist im Allgemeinen identisch mit der ihr ähnli-  
 chen Gegend im Norden. Diese südliche Gegend bietet ausserdem den  
 Vorteil, dass man hier das Alter dieser Bildungen feststellen und auch  
 deren Beziehungen zu den neueren Formationen verfolgen kann.

Längs der Strasse Măcin-Coraa erhebt sich vom Calistratal  
 beginnend, gegen Osten, in einer zusammenhän-  
 Der westliche Teil der Injektionszone Priopcea-genden Kette von Hügeln, der südliche Teil der  
 Megina. Orliğa-Priopcea Antiklinale. Die Antiklinale  
 erstreckt sich auf einige Kilometer ununterbrochen bis gegenüber dem  
 Dorfe Cerna, von wo sie, von einem Quertale —dem Cernatale—durch-  
 schnitten, sich bis nach Akpunar fortsetzt. Alle diese von Quarzitzen  
 gekrönten Hügel weisen dieselbe Gesteinszusammensetzung auf,  
 was aus der folgenden Beschreibung ersichtlich ist.

Der Hügel Priopcea wird auf seinem westlichen Abhange von  
 einem Komplex von mit grauen dolomitischen Kalken abwechseln-  
 den Phylliten gebildet. Die Beziehungen dieser Gesteine zu den fossil-  
 führenden devonischen Schichten gestatteten die Einreihung des gan-  
 zen Gesteinkomplexes in das Devon. Nicht weit vom Rücken des  
 Hügels treten mehr oder minder geschieferte Quarzite auf; sie sind  
 in kleine Falten gelegt, welche das allgemeine N40–50°W Streichen  
 des Hügelzuges aufweisen.

In den Quarziten lassen sich verschiedene Typen unterscheiden.  
 Die Quarzite. Es gibt einen kompakten, grauen, grünlichen  
 oder weissen Quarzit, mit muscheligem Bruch,



der da wo er keine ausgesprochene Verwerfungen erlitten hat, in mächtigen Bänken auftritt.

Ein anderer Typus stellt einen ebenso kompakten Quarzit vor, der aber in stark gefalteten Schichten auftritt. Durch Dynamometamorphismus bilden sich aus den tonigen Verunreinigungen der Quarzite häufig dünne, glimmerig-sericitische, die Schichtenfläche überdeckende Häutchen, die dem Gestein ein schieferiges Aussehen verleihen.

Der dritte Typus ist ein feldspatierter, an sericitischen und kaolinischen Elementen reicher Quarzit, der hauptsächlich in der Nähe der porphyrischen und granitischen Injektionen zu finden ist und dessen Zusammensetzung grösstenteils der Kontaktpneumatolyse zu verdanken ist. Manchmal geht diese Veränderung des Quarzites so weit, dass das Gestein in einen sericitischen Quarzitschiefer verwandelt wird.

Die Verteilung dieser Typen, nicht nur im Priopceahügel sondern in der ganzen Gegend, ist in unmittelbarem Zusammenhange mit den oben beschriebenen genetischen Eigentümlichkeiten.

Die Priopcea hat einen fächerförmigen, antiklinalen Bau. Kompakte Quarzite bilden den Kern der Teilantiklinalen, was man sehr deutlich am Nordende des Hügels beobachten kann. Hier ist, quer auf das Streichen, ein Teil der Gesteine abgesunken, und die Antiklinale erscheint im Querschnitt, in kleinen, fächerförmigen Falten aufgelöst.

In südlichen Teile des Priopceahügels, an seinem westlichen Abhänge, kommen dolomitische Kalke in unmittelbarer Berührung mit dem Quarzit; etwas mehr nach Norden, an demselben Gelände, wechseln die dolomitischen Kalke mit den oft kalkhaltigen Phylliten ab. Am Nordende des Hügels gehen die kalkhaltigen Phyllite allmählich in amphibolführende Phyllite, hernach in geschieferte Amphibolite über, und zugleich, je mehr man vom Norden nach dem westlichen Teil des Hügels vorschreitet, tauchen immer mehr leukokrate Eruptivgänge auf, durch welche die amphibolitischen Gesteine in feldspatierete Amphibolite umgewandelt werden.

Die Phyllite haben ihr gewöhnliches Aussehen; es sind bläulich-graue bis dunkelviolette, manchmal sehr schieferige Gesteine, deren, an kleinen Runzeln reiche Schieferoberfläche, von grünlichen Sericithäutchen bedeckt ist. Die kalkhaltigen Phyllite sind etwas kompakter, sonst aber ganz den schieferigen ähnlich.

Die Amphibolite welche sehr ausgedehnte Flächen umgreifen, werden von zahlreichen Eruptivgesteinsgängen durchzogen und weisen recht verschiedene Typen auf.





Ein phyllitöser Typus, ein amphibolführender, etwas ausgewalzter Phyllit, der nicht in unmittelbarer Berührung mit dem Eruptivgesteine kommt, ist von einem feinen Gewebe eines seidenartigen, aktinolithischen Amphibols zusammengesetzt. An seiner Schichtungsflächen entwickeln sich kleine chloritische Schüppchen.

Ein zweiter viel verbreiteter Typus, ein Garbenamphibolit, ist ein kompaktes Gestein mit noch gut sichtbarer Schichtung. Er ist aus zahlreichen, unregelmässig orientierten, dünnen Amphibolnadeln gebildet, welche an der Schichtenoberfläche, an der sich übrigens auch eine sehr dünne Schicht sericitischer und chloritischer Haut entwickelt, als wirt durcheinadergeworfene oder zu sternförmigen Garben vereinigte kleine, prismatische Nadeln wahrnehmbar sind.

Ein dritter Typus, ein dem Kontakte mit den Eruptivgesteinsgängen nabestehender feldspatisierter Amphibolit ist ein kompaktes, kör-

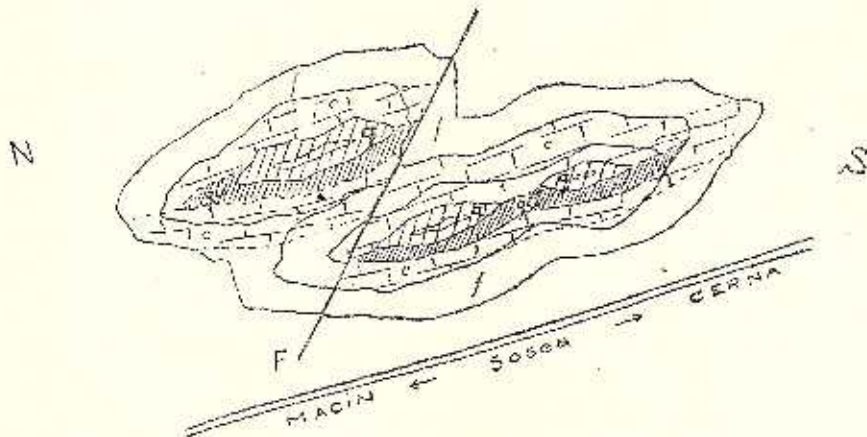


Fig. 1. Skizze des Hügels Parabair

F=Verwerfung, q=Quarzgang, e=dolomitische Kalke, f=Phyllit.

niges, mit etwas Feldspat, Quarz und äusserst wenig Pyrit injiziertes, amphibolführendes Gestein; an den Trennungflächen der, einige Centimeter schmalen Schichten, haben sich sericitische und chloritische Häutchen gebildet. Da, wo die Feldspatisierung am durchgänglichsten eingreift, besteht das Gestein aus dunklen Streifen aus strahlenförmigen Bündeln von Amphibolnadeln, welche eingelagert sind zwischen dünnen Schichten von mit Epidot vermengten Plagioklas. Dieses Gestein hat das fleckige Aussehen der Serpentine.

Beim Kontakt mit den Eruptivgesteinsgängen kann man alle Übergänge zwischen den obengeschilderten Typen verfolgen.

Der ganze Komplex von Phylliten, dolomitischen Kalken und Eruptivgesteinsgänge, Quarziten wird von einem Netz von Quarzgängen und Quarzadern durchzogen; am Gipfel des Hügels haben diese Gänge eine Breite von einigen Metern.



Querbrüche sind überall in den devonischen Schichten wahrzunehmen; häufige Blattbrüche streichen quer den Schichten durch das Devon und durch den es durchbrechenden Eruptivgesteinen.

Im Hügel Parabair, die südliche Fortsetzung des Hügels Priopcea ist der obengenannte Bau leicht ersichtlich Fig. 1.

Infolge der Verschiebung der ihn bildenden Schichten, ist der Hügel in zwei Hälften geteilt. Die Kämme beider Teile werden aus einem in phyllitösen Quarziten eingelagerten Quarzgang gebildet. Auf beiden Seiten des Quarzanges stehen die granen dolomitischen Kalke an, und erst nach ihnen, weiter unten am Abhänge, folgen die eigentlichen Phyllite. Die Aufeinanderfolge der Gesteine ist nur an der südlichen Hälfte des Hügels gut erkennbar Fig. 2.

Die Phyllite werden am Westabhänge des Hügels von einem Mikrogranitgang durchbrochen.

Die Gesteinsfolge ist im Hügel Cerna (Tielkybair), südlich vom Dorfe Cerna, die gleiche; hier ist aber nur am Westabhänge ein Profil verfolgbar.

Die Amphibolite am Nordende des Hügels Priopcea erstrecken sich über den ganzen nördlichen Abhang des Hügels, bis zum Gipfel

des Hügels Boldea; hier steht der körnig-flasige Granit von Megina an, der eine breite Zone bis in das Grecital umfängt, den Hügel Megina und seine Ausläufer in das Plopital (südlicher Teil des Grecital) bildend. Der Granit verschwindet am Westabhänge des Plopitales unter der Hülle der Karapelitformation.

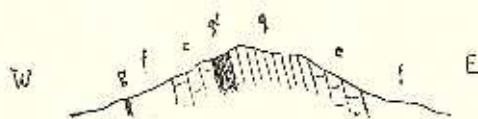


Fig. 2. Profil durch den Hügel Parabair  
 q=Quarzgang; qt=Quarzit; e=dolomitische Kalke;  
 f=Phyllit; g=Mikrogranitgang.

Der körnig-flaserige Granit wird von Gängen von Mikrogranit, Pegmatit und Quarz durchzogen. Ausserdem durchbrechen ihn Diorit-Diabas-, und Diabasporphyrithgänge, die letzteren sichtbar jüngeren Alters, da die leukokraten Gänge von den melanokraten öfters durchschnitten sind. Dieser Granit trägt stellenweise (gegen das Meginatal), auch Amphibolitschollen, welche als die letzten Spuren einer devonischen Schichtenhülle aufgefasst werden müssen.



Zwischen den Amphiboliten, welche die ganze Zone zwischen den Antiklinalen Priopcea und Megina bilden, sind geschieferte sericitische Quarzite eingeschaltet. Diese Gesteine kann man nach Süden hin über die ganze Zone zwischen den beiden Antiklinalen bis nach Akpunar verfolgen.

Die Succession der Gesteine zwischen den Antiklinalen Priopcea-  
Die Injektionszone Cerna und Megina-Iskiakulak kann in allen  
Priopcea-Megina. Einzelheiten, südlich des Meginatales, ein Nebental des Cernatales, an einem gegen Ramanbair ansteigenden Gehänge, sehr gut verfolgt werden.

Wenn man vom Cernatale aufsteigt, trifft man noch im Tale selbst harte, geschieferte, sericitische Quarzite an, die mit plattigen, manchmal ebenfalls äusserst geschieferten Amphiboliten abwechseln. Je mehr man nach Osten hin aufsteigt, desto mächtiger werden die Amphibolitschichten und desto schwächer die Quarzitbänke (bis ungefähr 10 cm); am Abhang hinauf, entwickelt der Amphibolit sich immer mehr, und nur stellenweise, treten schwache Einschaltungen von sericitischen Quarziten auf. Den Gipfel des Hügels bilden massive Amphibolite.

Die Quarzite und Amphibolite sind parallel zum Streichen, von Injektion in Amphibolit und Quarzit. zahlreichen dünnen Quarzgängen, von Porphyrbolit und Quarzit. und Mikrogranitgängen durchzogen, die eine wahrscheinlich durch den Injektionsdruck hervorgerufene, gegen dem Rande der Gänge hervortretende und ihm parallele Linearstruktur aufweisen. Diese in die Injektionszone zu zählenden Gänge haben bei der Metamorphose der Sedimentgesteine mitgewirkt. In ihrem Bereiche wird der Quarzit kompakter und scheint selbst umkristallisiert zu sein, der Amphibolit wird auch kompakter und ist mit pegmatitischer Substanz injiziert, die phyllitösen Quarzite gehen in eigentliche Glimmerschiefer über.

Im Meginatale, das nördlich dieses Profiles zu liegen kommt, steilen sich Aufbrüche eines biotitführenden körnig-faserigen Granites ein, welcher zweifelsohne die Fortsetzung des Meginagranites ist und den Kern und Untergrund der Amphibolithülle bildet. Im östlichen Teil des Hügels, dicht neben dem Gipfel Raman Bair, laufen im Amphibolit drei, im Streichen der Schichten (Richtung N 40—50° W. Fallen 50—60° NE) eingelagerte Gänge: ein Porphyrgang mit etwas Eisenglanz, ein Quarzgang und ein Diabasgang. Dieser letztere liegt genau in der Verlängerung eines Diabasganges auf der Megina. Diese drei Gänge liegen in einer Zone von ungefähr 10 Meter Breite.

Das Profil in derselben Richtung verfolgend, trifft man mächtige Einschaltungen von Quarzit, von Gängen von Porphyr mit gebänderter Struktur durchzogen und endlich, im Antiklinalgewölbe von Megina-Raman Bair, stellt sich der körnig-faserige Granit wieder ein.

Weiterhin, nach Osten, führt das Profil in ein, in dem körnig-fase-



rigen Granit eingeschnittenes Tälchen, in welchem sich eine an Biotit reiche Facies des Gesteines hervorhebt, die mit einem Muskovitgneis und mit einem körnig-flaserigen Muskovitgranit, mit sehr kleinen, roten Kristallen, wahrscheinlich einem Granaten, abwechselt. Das Streichen der Granitbänke ist N 40—50° W, das Fallen 50—60° NE.

Der Granit birgt Einschlüsse eines mit Pegmatitsubstanz injizierten, feldspatisierten Glimmerschiefers. Ein Glimmerschiefer-Einschlüsse im Granit. Diabasporphyritgang welcher den Granit in der Nähe einer Quelle desselben Tales durchbricht, schliesst seinerseits Stücke dieses Granites in sich ein.

In der Verlängerung des Profiles treten von Neuem die Amphibolite der Sedimentgesteinhülle auf. In Konkordanz liegt eine Scholle von Gesteinen der Karapelitformation auf ihr. Die Amphibolite bilden den übrigen Teil des Hügels bis in das Tal Akiázál, mit einer Neigung von 50—60° gegen NE, und verschwinden am Ostabhange der Megina—Raman Bair—Iskiakulak Antiklinale, unter dem westlichen Rande der Synklinale der Karapelitformation, welche sich im Osten entwickelt.

Die Gesamtheit der Gesteine der devonischen Decke weisen das allgemeine Streichen N 30—50° W auf, mit Schwankungen im Streichen und Fallen, was beim ersten Anblick den Eindruck eines, zwar in seinen grossen Zügen recht einfachen Baues macht, in Einzelheiten ist aber derselbe äusserst verworren.

Der Bau ist deutlich erkennbar auf dem Kamme des Hügels Saiakulak, der die Fortsetzung des Gipfels Raman Bair nach Süden bildet, in das Cernatal abfallend. Hier löst sich der Gesteinskomplex in eine Reihe kleiner Falten auf, deren Kerne aus körnig-flaserigem Granit gebildet sind, und in deren Hülle, mit Quarzit abwechselnde Glimmerschiefer und Amphibolite sich befinden. In Konkordanz mit diesen stehen Schichten der Karapelitformation in einer kleinen Scholle an, als letzter Zeuge der von diesen Schichten gebildeten Decke, die einst die ganze Gegend umging und mit der Zeit abgetragen wurde.

Alle Gesteine werden von Porphy-, Quarz-, Diabas- und Diabasporphyritgängen durchzogen.

In dem Hügel Kintukluk nördlich von Akpunar, und zwar im südlichen Teile des Cernatales, also südlich vom Cerna-Kintukluk. obigen Profil, zeigen sich dieselben kleinen Falten, in denen der Quarzit und Amphibolit abwechseln und die mit Schollen der Karapelitformation überdeckt sind. Diese sämtlichen, von erzführenden Quarz- und Porphyrgängen durchzogenen Gesteine, werden bei Akpunar von dem körnig-flaserigen Granit begrenzt, welcher den südlichen Teil der Antiklinale Oheia—Pricopan—Megina—Raman Bair—Iskiakulak bildet.



Gegen Osten hin verschwindet der Granit dieser Antiklinale unter der Karapelitformation, längs derselben Linie, wie der Granit von Megina-Raman Bair, aber etwas südlicher.

## B. DAS PERMOKARBON.

(Die Karapelitformation)

### 1. BESCHREIBUNG UND VERTEILUNG DER GESTEINE WELCHE DIE KARAPELITFORMATION BILDEN.

Die Karapelitformation umgreift ausser den isolierten Schollen, die auf den Amphiboliten von Saiakulak und Kiutukluk (Akpunar) lagern, das ganze östlich gelegene Gebiet. Es ist dies eine NW-SO streichende Zone, die sich erstreckt zwischen einer Linie, die vom Plopiatal (Greci) am Meginaabhang entlang, durch das Akiazältal, längs des Ostgehänges des Saiakulakhügels läuft und von hier aus in gerader Linie durch das Karapelit, bei Carapcea im Westen und zwischen der Linie Kitlău-Țiganea-Hancearca-Ortakioi, im Osten.

K. PETERS (1) deutet zum erstenmal diese Gesteine an, in seinem schon erwähnten Werke über die Nordecke der Dobrogea. Er bezeichnet die Sedimentgesteine, am Fusse des Țuțuiarungipfels (Grecigebirge) als Quarzite und Phyllite (2), und betrachtet sie als eine besondere Bildung (Quarzit-Phyllit-Stufe); die Gesteine aus der Gegend Cerna-Balabancea (3) dagegen, welche die quarzitischen und phyllitischen Gesteine überdecken würden, fasst er als Tonschiefer auf, und rechnet sie als eine andere besondere Bildung, die er „palaeozoische Formation“ nennt. Beide diese Formationen zählt er zum Karbon (4).

Die Sedimentgesteine von Greci unterscheiden sich nun von den sogenannten palaeozoischen Tonschiefern von Cerna-Balabancea nur dadurch, dass sie falls sie sich in der Nähe des Granitstockes befinden, in kompakte, bläulichgraue Hornfelse mit muscheligen Bruch metamorphosiert worden sind. Etwas ferner nach Süden, noch im Greital, gehen sie aber unmerklich, je mehr man sich vom Kontakt entfernt, in phyllitähnliche, immer weniger metamorphosierte Schiefer

1) K. PETERS: a. a. O., S. 83-237.

2) K. PETERS: a. a. O., S. 150.

3) Ibidem: S. 153.

4) Ibidem: S. 154.



über, welche identisch sind mit denen, die nach PETERS die palaeozoische Formation bei Cerna bilden würden.

Auch in der Gegend von Cerna, dort wo sie von Eruptivgesteinen durchzogen sind, werden diese palaeozoischen Tonschiefer beim Kontakt, in schmale Höfe von kompaktem Hornfels, mit gleichem Aussehen und gleicher Zusammensetzung wie die von Greci, verwandelt.

Diese Einteilung PETERS entspricht noch weniger den Tatsachen, bei der Annahme, dass die Hornfelse von Greci identisch mit den Quarziten von Bugeac wären und mit denen, die bei Cerna den Untergrund seiner palaeozoischen Tonschiefer bilden.

Die Quarzite und Phyllite des Bugeac sind in der That identisch mit denen der Basis, der palaeozoischen Tonschiefer von Cerna; sie sind aber devonischen Alters und weichen petrographisch vollständig von den Hornfelsen von Greci und den «palaeozoischen Tonschiefern» von Cerna ab, welchen ein jüngeres Alter zuzuschreiben ist (1).

Die Ausdehnung dieses letzten Gesteinkomplexes blieb bei PETERS nicht genau bestimmt, was übrigens den Wert der Arbeit dieses grossen Forschers über die Dobrogea, um Nichts beeinträchtigt.

L. MRAZEC und R. PASCU (2) berichten als erste, dass die Hügel Balabancea, Carapeea, Karapelit und Babair von vorherrschend Sandsteinen, von roten Tonschiefern, Tuffsandsteinen und Konglomeraten, in denen letzteren man hauptsächlich Quarzitkiesel, Porphyr und Porphyrit unterscheiden kann, gebildet sind, und dass die sehr mächtigen Schichten nach Norden hin, bis zu den Hügeln von Cerna sich hinziehen sollen. Sie nannten die sonst näher nicht bestimmbareren Gesteine, Karapelitsandteine, nach dem Namen des Hügels Karapelit nördlich von Ortakioi, wo diese Bildung zuerst beobachtet wurde.

Ausser ihrer roten Farbe und noch einigen unbedeutenden Unterschieden sind sie den palaeozoischen Tonschiefern PETERS aus der Umgebung von Cerna und Greci ganz gleich.

G. MURGOCI (3) scheint auch in Übereinstimmung damit zu sein und erstreckt zum erstenmal die Benennung Schichten der Karapelitformation auch auf alle die angeführten Gesteine, welche sich seines Erachtens nach, im Norden, bis in das Grecital beim Ditcovebental ausdehnen, und noch weiter hinaus im Norden, in einem Hügel östlich vom Sattel, der die Täler Greci und Jijila scheidet, vereinzelt auftreten. Jedoch betrachtete Murgoci damals die Hornfelse von Greci, zwischen

(1) D. ROTMAN: Comunicare preliminară asupra masivului eruptiv dela Greci. An. Inst. Geol. al României, 1910, B1. IV, Heft 1 S. 12. Mit deutschem Auszug.

(2) L. MRAZEC ET R. PASCU: Note sur la Structure Géologique des environs du village d'Ortskioi (District Tulcea; arr. Babadag). Bull. de la Soc. des Sc. Physiques de Bukarest, Roumanie, 1896, No. 12, S. 5.

(3) G. MURGOCI: Ridicări geologice în N. Dobrogei 1898 S. 27.



den Tälern Diteov und Morzu noch als Quarzite, und reihte sie in die Quarzite von Orliga, Măcin, Priopcea ein.

Im Jahre 1910 (1) werden zum erstenmal die sedimentären Gesteine der Umgebung von Greci, als Hornfelse der Schichten der Karapelitformation beschrieben, welche die Hülle des Eruptivmassives bilden, und so eine fortdauernde Decke von Kitlău bis Ortakioi, zwischen den oben angegebenen Grenzen zusammensetzen.

\* \* \*

Die Gesteine, welche im Osten von Cerna, die Karapelitformation zusammensetzen, weisen mannigfache Typen auf.

Der verbreiteteste Typus ist ein sehr kompakter, feinkörniger Sandstein von mattbläulich grauer Farbe, welcher dünne Schichten von einigen Millimetern bis 2--3 Centimeter Dicke bildet.

Die Beschreibung der Gesteine der Karapelitformation.

Geschieferter phyllitöser Typus.

Im südlichen Teil der Gegend wechselt dieser Typus mit einem Gestein ab, das genau dieselbe petrographische Facies, jedoch aber eine rot dunkelviolette Farbe aufweist. An den Stellen wo das Gestein gefaltet ist, zeigt der graue Typus eine dichtere Schieferung. Auf den Trennungsflächen der Schichten bilden sich in diesem Falle feine Sericithäutchen, welche bei sehr intensiver Auswalzung dem Gesteine ein ausgesprochenes phyllitöses Aussehen verleihen. Natürlich sind fortdauernde Übergänge dieser zwei Typen auch auf kleinen Räumen vorhanden. Diese phyllitöse Varietät weist immerwährend mannigfache feine Runzeln auf.

Einen anderen Typus bildet eine ausgewalzte Arkose. Sie ist ebenfalls geschiefert, hat aber ein weniger kleines und gleichförmiges Korn; das freie Auge kann Quarzkörner wahrnehmen und an den Schichtenoberflächen treten aus der grau-grünlichen Sericitmasse, hellfärbigere sericitöse Flecken, grüne, wohl chloritische Flecken auf, sowie auch stark ausgewalzte Feldspatstücke, die sich scharf hervorheben.

Es gibt eine ganze Reihe Übergänge von der Arkose bis zu den ausgewalzten Konglomeraten, deren Masse genau dieselbe petrographische Zusammensetzung darbietet, aber zahlreiche, manchmal faustgrosse, ovale und abgeplattete Granit- und Quarzgeschiebe enthalten.

In den Konglomeraten können übrigens auch abwechselnde bläulichgraue und rot dunkelviolette Faciese unterschieden werden.

Bei dem zuerst angeführten Typus, dem sandsteinartigen Typus, stellen sich alle Übergänge hinsichtlich der Grösse und der Gleichförmigkeit des Kornes, von den eigentlichen Sandsteinen bis zu den Konglomeraten, mit bis kopfgrossen Elementen ein.

(1) D. BĂTMAN: Comunicare preliminară etc. a. a. 3.



Ebenso gibt es graublau-Varietäten mit vorherrschendem granitischen Material, in dem man sehr deutlich Quarz und Feldspat unterscheidet, neben rot-dunkelviolett-Abarten mit vorherrschendem, dunkelrotem Porphyrmaterial und schliesslich noch eine andere Varietät, in der ein quarzitisches-phyllitisches Material vorherrscht.

Alle diese Abarten können wie folgt gruppiert werden: Eine Feinkörnige Facies, feinkörnige Facies zu den auch die ausgewalzten Arkose gehören und eine Konglomeratische Facies, Konglomeratische Facies, mit Inbegriff aller Übergänge von einem groben Sandstein bis zu einem eigentlichen Konglomerat.

Diese Faciese verteilen sich folgendermassen:

Vom westlichen Rande der Zone der Karapelitformation aus, das heisst von der Linie Ploptal, welche durch den Ost-  
 Verteilung der Facies der Karapelitformation, abhang des Meginahügels, und des Akiazältales, das Ostgehänge des Hügels Saiakulak, die Westseite des Karapelitales und Carapcea, nach Osten sich hinzieht, herrscht die bläulich-graue feinkörnige, mehr oder minder phyllitöse Facies vor. Aber schon im obersten Cernatale, dessen Ursprungsgebiet in der Karapelitformation liegt, auf dem Hügel Sutbair, stellen sich starke Einschaltungen von Konglomeraten ein. Diese Gesteine bilden eine N 30--50° W streichende, ungefähr 500 Meter breite Zone, die südlich von Sutbair durch das Martinatal, ein Nebental der Cerna, unterbrochen wird. Nach Norden streicht die Konglomeratzone über den Kamm zwischen Osmanpunar und Ortâderê (östlich vom Hügel Ciartlen), bis an den Südabhang des Arap Saisi, ein vom Vanceegipfel nach Westen sich vorschiebender Hügelrücken.

Im Osten dieses Konglomeratzuges folgt eine Zone von Schichten der feinkörnigen Facies, von etwa 500 Meter Breite im Norden des Rückens Arap Saisi. Sie zieht sich weiter gegen Süden hin über Osman Punar und Fântâna Pucigiului, längs des Ostabhanges des Sutbaira, wo sie sich bis zum Martinahügel, über das Martinatal und das Westgehänge des Hügels Meemet Saisi ausstreckt, bildet die Westseite des Kamms Karakuilar, durchschneidet das Tal längs des Westabhanges des Hügels Carapcea (Bababancea), setzt sich von hier in gerader Linie nach Süden hin, bis zu einer Entfernung von einigen Kilometern westlich von Ortakioi, im Westen die ganze klassische Gegend von Karapelit bis zur devonischen Zone von Iskiakulak-Akpunar umfassend.

Die obengeschilderten Konglomerate erstrecken sich auch östlich dieser Zone, und zwar südlich von Tiganca stehen die Konglomerate wieder an, und ihr Zug umschliesst die Gegend zwischen der Westseite des Vanceegipfels und das Tal Tiganca-Taița, auf einer Strecke





von beiläufig 3 Km Breite, die sich bis zu 1 Km Breite verschmälert, je mehr man nach Süden vorschreitet; im W wird diese Zone von der feinkörnigen Facies der Karapelitformation begrenzt und im Osten von einer geraden Linie, die von Mândratal (Almalia) ausgeht, und sich dem Rücken des Hancearca entlang nach Süden über den Hügel Carapcea (Balabancea), bis westlich von Ortakioi hinzieht.

Der östliche Abhang des Hügels Hancearca und teilweise auch der Ostabhang des Hügels Carapcea (Balabancea) werden auch von Schichten der Karapelitformation mit feinkörniger Facies gebildet. Die rot dunkelvioletten Varietäten treten in allen diesen Zonen auf, namentlich aber südlich vom Hügel Carapcea (Balabancea).

Rotdunkelviolette  
Abart.

Schichten der Karapelitformation mit feinkörniger Facies gebildet. Die rot dunkelvioletten Varietäten treten in allen diesen Zonen auf, namentlich aber südlich vom Hügel Carapcea (Balabancea).

\*

Die Schichten der Karapelitformation sind von zahlreichen Quarzgängen, sowie von erzführenden Porphyry- und Mikrogranitgängen durchbrochen, zu denen sich auch die viel jüngeren Diabasporphyritgänge gesellen. Die Eruptivgesteinsgänge in der Karapelitformation saueren Gänge liegen längs einer Linie, die mit dem Kamme des Hügels Hancearca zusammenfällt, welcher eine, durch die «mise en place» des Eruptivmassives von Greci in den Schichten dieser Formation entstandene Antiklinale, entspricht.

Die Gesteine der Karapelitformation werden im Bereiche der leukokraten Eruptivgänge, auf sehr schmalen Kontaktzonen, in einen typischen blaugrauen Hornfels metamorphosiert, der von einem Hof von Kupfer- und Eisenerzeinsprenglingen umgeben ist. Einigo, übrigens sehr seltene Einschaltungen von Quarzit und von einem sehr phyllitösen, an dem benachbarten devonischen Phyllit erinnernden Gestein, rufen die Vermutung hervor, dass sich an der Basis der Karapelitformation, auch diese älteren Bildungen vorfinden. Im Übrigen taucht unter der Karapelitformation, an der Nordecke des Hügels Hancearca, auf der Höhe Sarâkumluk, ein körnig-faseriger Granit auf, einer der letzten Aufbrüche der Hügelreihe, in welcher die grosse devonische Antiklinale Bugeac-Kitlâu-Gogoncea-Sarâkumluk, wie es auch weiter oben angedeutet wurde, sich offenbart.

\*

In den Schichten der Karapelitformation, auf der Linie die im Norden vom Plopital aus, nach Süden bis in das Cernatal führt, unweit von der westlichen Grenze der Bildung, streicht eine Synklinale genau in die Verlängerung des Grecitales durch. Im Osten wird diese Synklinale von einer Antiklinale begrenzt, die man vom Vanceagipfel aus (unmittelbare Fortsetzung des Grecimassives), durch

Tektonische Linien in  
der Karapelitformation.

Grenze der Bildung, streicht eine Synklinale genau

in die Verlängerung des Grecitales durch. Im Osten wird diese Synklinale von einer Antiklinale begrenzt, die man vom Vanceagipfel aus (unmittelbare Fortsetzung des Grecimassives), durch



das Martinatal, über Mecmet Saisi, Karakailar, bis an den Hügel Carapeca verfolgen kann. Das vorherrschende Gestein in dieser Antiklinale ist das Konglomerat der Karapelitformation.

An den Flügeln und in dem First der Antiklinale sind grosse Schwankungen in der Fallrichtung der Schichten zu beobachten, die den kleinen Falten, in welchen sich das Gewölbe auflöst zuzuschreiben sind.

\*

Die Schichten der Karapelitformation können nach Norden bis in die Gegend Kitläu-Sulukulak (1) und nach Westen bis an die NW Gehänge des Granitmassives von Jacobdeal und bis in die Balta, bei Blasova (2) verfolgt werden.

Nördlich von Cerna weisen die Gesteine der Karapelitbildung dieselbe petrographische Facies auf, wie die dieser Gegend; nur die rot dunkelviolettten Varietäten verschwinden fast gänzlich im Norden. In der Umgebung von Jacobdeal ist im Konglomerat auch kalkhaltiges Material vorhanden.

### C. NÄCHPERMISCHE OROGENETISCHE BEWEGUNGEN IN DER NW ECKE DER DOBROGEA.

Permische oder postpermische Bewegungen haben in dem von den Schichten der Karapelitformation bedeckten Devon Längsverwerfungen hervorgerufen, von welchen folgende hervorgehoben sind: der Bruch Luncavița-Taița, der zuerst von PETERS (3) vermutet wurde, und der Bruch oder das System von Brüchen, welche den oberen Lauf des Jijilatales bilden und die von MARGOCI (4) angedeutet wurden, beide ungefähr NWN—SES streichend. Sie sind von nicht unbedeutenden Querverwerfungen, eigentliche Blattverschiebungen begleitet, welche anscheinend den Lauf der wenigen Quertäler des NW Teiles der Dobrogea, wie zum Beispiel die Täler Calistra und Cerna, bedingten.

Das Vorhandensein eines ganzen Systems von Verwerfungen, wird noch wahrscheinlicher durch das Eintreten einer geologischen

(1) D. ROTMAN: Comunicare preliminară, etc., S. 37.

(2) I. MRAZEC et R. PASCU: Note sur la Structure, etc., S. 5.

(3) K. PETERS: Grundlinien etc., a. a. O. S. 110.

(4) DR. G. MARGOCI: Cercetări geologice în Dobrogea nordică. Anuarul Institutului geologic al României, 1914, Bd. V, Heft. 2, S. 316. Mit französischem Auszug.



Tatsache von permischem oder nachpermischem Alter, nämlich die «mise en place» des Eruptivstockes von Greci und der Eruptivmasse von Cârjelari-Piatra Roşie-Jacobdeal-Măcin, deren Intrusion nur durch die Annahme eines Systems von Brüchen gedeutet werden kann.

In der Verlängerung nach Süden des Bruchsystems des oberen Jijilatales oder, was dasselbe ist, in der Fortsetzung nach Westen der parallelen Brüche Lunca-Mechanismus der Ein- Jijilatales oder, was dasselbe ist, in der Fortsetzung nach Westen der parallelen Brüche Lunca-teilung des Eruptivges- zung nach Westen der parallelen Brüche Lunca-teinmassives von Greci. viţa-Taiţa, fehlt das Devon, da es wahrscheinlich in den Grenzen eines elliptischen Areals, das sich von Kitlău bis im Süden des Cernatales ausdehnt, in dem Magmaherd selbst abgesunken ist. Diese Erscheinung ist mit der «mise en place» der Eruptivgesteinsmasse vor sich gegangen oder, sie ist dieser vorausgegangen, und hat sie anscheinend verursacht. Das Magma ist längs Brüchen emporgedrungen, und hat die gewölbten und fächerartig gefalteten Schichten der Karapelitformation kontaktmetamorph umgewandelt. Da diese Intrusion zum Teil durch gebirgsbildende Kräfte verursacht wurde, ist es verständlich, dass die Karapelitformation sich während dieser Erscheinung in Falten gelegt hat. Diese Falten stellen grössere Mulden dar, wie z. B. im nördlichen Teil des Grecitales; an anderen Stellen sind es nur kleine, im Eruptivgesteine eingeklemmte Keile, Falten und Zipfel, wie das am Westabhange des Grecimassives der Fall ist.

Die Ellipse in der das Devon ausbleibt, wird von den devonischen Gesteinen welche die Antiklinale Cheia-Pricopan-Megina und Bugeac-Kitlău-Gogoncea-Sarâkumluk bilden, eingerahmt. Die beiden Ränder der Ellipse bündeln sich im Norden, beim Hügel Kitlău; von da aus ziehen sie nach Süden, der westliche Rand im Bogen durch den Pricopan bis nach Sulukulak, sodann durch die Megina-Raman-Bair-Iskiakulakhügel bis südlich vom Cernatale, wo er sich von neuem dem östlichen Rande nähert. Dieser, in einer leicht gegen Osten gewölbten Linie nördlich von Kitlău angefangen, zieht durch das Boulal und Urzica, zur Waldwiese des Moş Savu Leopae, dann bei Cetăţuia, Gogoncea (alle westlich von Lunca-vital) weiter hinaus gegen Süden fort, über den Sarâkumlukhügel, nordwestlich von Hancearea, bis südlich vom Cernatale.

In diese Ellipse drang durch den oben beschriebenen Mechanismus, das Magma des Lakkolith von Greci ein, in das Gewölbe der Schichten der Karapelitformation, die es beim Kontakt metamorphosierte. Eine seiner mächtigsten Apophysen streicht am westlichen Gehänge des Grecitales, von Sulukulak bis in das Dorf Greci, während der Hauptkörper des Lakkolith die höchsten Berggrücken bildet, deren Kamm an der Ostseite des Grecitales, vom Vârteajahügel,

Der Lakkolith von Greci.



süddlich von Kittláu, bis zum Hügel Țiganca sich fortsetzt, um von hier aus im Kern, der von ihm im Vancea erhobenen Antiklinale aufzutauhen.

Ein anderes granitisches Magma ist westlich der Antiklinale Orlița-Prîoșca in die Karapelit-schichten eingedrungen, und wahrscheinlich durch einen ähnlichen Mechanismus, in eine NWN streichende Reihe von Lakkolithen festgesetzt, welche, die im Süden von Cârjelari sich über Piatra-Roșie, Jacobdeal bis nach Măcin fortsetzenden Eruptivmassive bilden.

Lakkolithe von Cârjelari, Piatra Roșie, Jacobdeal, Măcin.

Orlița-Prîoșca in die Karapelit-schichten eingedrungen, und wahrscheinlich durch einen ähnlichen Mechanismus, in eine NWN streichende Reihe

von Lakkolithen festgesetzt, welche, die im Süden von Cârjelari sich über Piatra-Roșie, Jacobdeal bis nach Măcin fortsetzenden Eruptivmassive bilden.

#### D. SCHLUSSFOLGERUNGEN.

Aus dem allgemeinen Studium der Gegend kann man schon jetzt äusserst wichtige Schlussfolgerungen in Bezug auf Alter und Umwandlung der Sedimentgesteine ziehen.

##### 1. GEOLOGISCHE SCHLUSSFOLGERUNGEN

a. Der Komplex von Phylliten, kalkhaltigen Phylliten, dolomitischen Kalken, Quarziten und Amphiboliten, welcher die Hülle der körnig-flasigen Granitmassive bildet, ist devonischen Alters, da diese Gesteine westlich der Strasse Măcin-Cerna, in Konkordanz abwechseln (1) mit Schichten, welche auf Grund von Fossilenfunden dem Devon zugeschrieben werden müssen.

Die Granitintrusion, welche die devonischen Schichten metamorphosiert hat, fand nach dem Devon und vor Beginn des oberen Carbon statt.

b. Das erforschte Gebiet, sowie überhaupt die nördliche Dobrogea, wurde vor dem Ende des Perm von der Karapelitformation überdeckt, welche die sogenannte Karapelitformation bilden.

Die Ablagerung dieses Materials hat im Karbon begonnen und auch im Perm fortgedauert.

(1) I. SIMIONESCU și D. CĂDERE: Notă preliminară asupra straturilor fosilifere devonice din Dobrogea. Anuarul Institutului Geologic al României, 1908, vol. I, fasc. 3, S. 351.

J. SIMIONESCU și D. CĂDERE: Note sur la présence du paléozoïque en Dobrogea. Ann. Sc. de l'Université de Jassy, 1908, T. V, S. 143.



Das Material der Karapelitformation lässt sich im Fundamentgestein dieser Schichten nachweisen; es sind dies körnig-faseriger Granit, Quarzit, Porphy, Phyllit, dolomitischer Kalk, welche also umgelagert im Perm vorkommen.

Zur Begründung dieser Annahme können folgende Thatsachen angeführt werden:

Das Konglomerat der Karapelitformation, in welchem sich das Material am besten erhalten hat, besteht soweit man es makroskopisch feststellen kann aus dem Material des Fundamentgesteins der jeweilig betrachteten Gegend. Demzufolge ist die Zusammensetzung des Konglomerates an verschiedenen Stellen mit der Beschaffenheit des Untergrundes in Zusammenhang. Der enge Zusammenhang zwischen diesem und dem Material der Konglomerate schliesst den Gedanken eines Transportes, aus grösserer Entfernung durchgehends aus. So wird bei Greci, im Hügel Vârteaja, in der Nähe des körnig-faserigen Granites von Pricopan und Kitlău, und im Radutale, in der Nähe des Granites von Megina, sowie im östlichen Teil des Grecimassives, das Konglomerat grösstenteils von Blöcken des körnig-faserigen Granites der umgebenden Massive gebildet; in der Gegend von Jacobdeal-Blasova treten in die Zusammensetzung des Konglomerates devonische Kalke, die in der unmittelbaren Nähe im Priopceahügel anstehen; in der Umgebung von Cerna-Hancearea ist das vorherrschende Material der Granit und Quarzit, die von den benachbarten Massiven Mogina-Raman Bair u. s. w. herrühren; bei Balabancea und Ortakioi endlich, wo zum erstenmal Porphyrdyke auftreten, die wohl älter sind als die Karapelitschichten, da sie in denselben begraben sind, ohne sie irgendwie zu metamorphosiert zu haben (Babair), ist das im Konglomerat und auch in der feinkörnigen Facies vorherrschende Material der Porphy (1), welcher dem Gestein eine rötlich dunkelviolette Farbe aufprägt und ihm ein solches Aussehen verleiht, dass MURGOCI die Vergleichung mit dem Verrucano berechtigt erscheint.

Auf Grund dieser Faciesanalogie der roten Konglomerate mit dem alpinen und karpatischen Verrucano, und des Vorhandenseins von Stücken des benachbarten Porphy, in den roten Konglomeraten bei Başpunar-Camena, gliedert MURGOCI (2) die Karapelitformation in zwei Horizonten: Die eigentliche, aus graublauen Gesteinen gebildete Karapelitformation, die bei uns den graubläulichen Varietät

(1) L. BRAZEC et R. PASCO: Note sur la Structure géologique des environs du village d'Ortakioi etc. S. 5.

(2) Dr. G. MURGOCI: Cercetări geologice în Dobrogea nordică, An. Institut. Geol. al României 1914, Bd. V, fasc. 2, S. 373.



entspricht und, der von ihm benannte Verrucano, der bei uns den rötlichvioletten Abarten gleich steht.

Seines Erachtens noch muss die eigentliche Karapelitformation oberdevonischen oder unterkarbonischen Alters sein; der Verrucano wäre aber permischen Alters.

Die erstere wäre von den Eruptivgesteinen der jüngeren Massive (Greci, Jacobdeal, etc.) metamorphosiert worden, der Verrucano dagegen solle später abgelagert sein.

Die Einteilung MURGOCI's beruht auf die Thatsache, dass der sich bei Başpunar-Cămena befindende Verrucano, Stücke von dem benachbarten Porphyr enthält, der von demselben Alter wäre, als die, die eigentliche Karapelitformation metamorphosierenden Eruptivgesteine.

Zu bemerken ist dass G. MURGOCI, das bei Ortakioi (Babair) vorkommende Konglomerat zu der eigentlichen Karapelitformation rechnet, obwohl hier dieselben Verhältnisse, wie bei Başpunar-Cămena sich einstellen, denn L. MRAZEC fand bei Ortakioi Porphyrstücke in den, einen Porphyrdyk umgebenden roten Konglomeraten.

Nach dem von D. CĂDERE in der Başpunar-Cămenagegend aufgesammelten Material scheint sich jedoch zu ergeben, dass sich südlich der Überschiebungslinie Peceneaga Cămena eine Injektionszone einstellt(1). Diese Injektionszone scheint ganz ähnlich den Injektionszonen von Priopcea-Megina und Orliaga-Cheia (Pricopan), also vorpermokarbonischen Alters, zu sein.

Die Porphyre unmittelbar nördlich der Überschiebungslinie Peceneaga-Cămena, wären von den mehr nördlich dieser Linie liegenden Porphyren, welche wohl demselben Alter gehören dürften, wie die Eruptivgesteine von Greci, Jacobdeal etc., zu unterscheiden(2). Die erstgenannten Porphyre gehören meines Erachtens nach, auch zur Injektionszone.

Das porphyrische Material, das sich in der Zone Başpunar-Cămena in den roten Konglomeraten vorfindet, könne demzufolge aus den Porphyren der Injektionszone herrühren, die ich zugleich mit dem Porphyr von Babair als vorpermokarbonischen Alters betrachte; folglich dürften sie älter sein als die Ablagerung sämtlicher Varietäten der Gesteine der Karapelitformation.

Auf Grund dieser letzten Ausführung und der ganzen vorhergehenden Darlegung, bezüglich der zwei Varietäten der Gesteine der Karapelitformation, lassen sich meines Erachtens nach, die roten Konglomerate von der Karapelitformation, dem Alter nach, nicht abscheiden.

#### c. Permische oder nachpermische Bewegungen haben

(1) D. CĂDERE: Mündliche Mitteilung.

(2) D. CĂDERE: Idem.



Längs- und Querbrüche hervorgerufen, welche begleitet wurden von dem Absinken grosser Schollen devonischer Schichten in das magmatische Becken der Tiefe.

Der Mechanismus der Einsetzung des Eruptivmassives von Greci.

Diese Senkungen riefen einerseits die Faltung der Karapelitdecke hervor, andererseits das Eindringen des das Eruptivmassiv von Greci bildenden Magma. Die Granitmassive von Cârjelari, Piatra Roşie, Jacobdeal, Măcin, liegen ebenfalls auf einer solchen Längsbruchlinie und sind durch denselben Mechanismus eingestülpt worden.

Die Intrusion dieser Magmen längs der Brüche, welche den devonischen Schichtenkomplex durchziehen, haben in den Karapelitschichten, welche mit dem Granitmagma in Berührung kamen, einen ausgesprochenen Kontaktmetamorphismus veranlasst; im allgemeinen wurde ausserdem eine N30—50°W streichende Faltung—parallel der variszischen Faltenlinien—hervorgebracht.

Der mit der Einsetzung der Eruptivgesteinmassive in Verbindung kommende Metamorphismus.

Dieser permischen oder nachpermischen Intrusion sind auch die leukokraten und melanokraten Eruptivgesteinsgänge zu verdanken, welche um diese Eruptivmassive Höfe bilden, wie z. B. im Pricopan, in dem Devon bei Luncaviţa-Ţiganea, in dem Devon und in der Karapelitformation der Umgebung von Cerna. Im kausalen Zusammenhang mit diesen Gängen sind die Pneumatolithogene- und Segregationserscheinungen, die im Pricopan, Kaolin, in Luncaviţa, Eisen- und Kupfererze und in der ganzen Cernaegend dieselben Erze bildeten.

## 9. PETROGRAPHISCHE SCHLUSSFOLGERUNGEN

a. Die Umwandlung der devonischen Schichten, in unmittelbarer Nähe des Eruptivgesteines wird ausgezeichnet durch eine Umkristallisierung des kieseligtonigen und dolomitischen Materiales mit Hinzufügung magmatischer Substanz. Ausserdem aber, nicht sehr weit vom Eruptivgesteine, ist nur eine einfache Umkristallisierung des Materials des Sedimentgesteines festzustellen.

b. Die Entstehung der Amphibolite kann durch Untersuchungen der Lagerungsbedingungen genauer festgestellt werden, als durch das petrographische Studium. In den Fällen die vorlagen, sind sie unzweifelhaft sedimentärer Herkunft: und zwar sind sie aus den kalkigen metamorphosierten Phylliten hervorgegangen.

Die Amphibolite der NW Dobrogea sind sedimentären Ursprungs.



Diese Annahme kann folgendermassen begründet werden:

z. Die Amphibolite sind ein integranter Teil der Sedimenthülle des Granitmassives von Priocopan und Megina-Raman Bair-Iskiakulak, wo sie mit den unzweifelhaft sedimentären Quarziten, auf so kleinen Räumen regelmässig abwechseln, dass ein eruptiver Ursprung völlig ausgeschlossen ist.

3. Der ganze Komplex von Amphiboliten stellt sich trotz derer grossen Ausdehnung und derer grossen Masse, vom Standpunkt der chemisch-mineralogischen Zusammensetzung, als vollkommen einformig dar. Differentiationserscheinungen fehlen, was, wenn man ihre Mächtigkeit in Betracht zieht, bei einem Eruptivgestein nicht gut zu erklären wäre.

γ. Ausserdem entwickeln sich die Amphibolite ausschliesslich in den Injektionshöfen der körnig-faserigen Granite, auf der ganzen Ostseite der Antiklinale Orliga-Priopcea, bis da wo sie unter der Schichtendecke der Karapelitformation verschwinden.

Westlich von dieser Linie, wo die eigentlichen Injektionserscheinungen fehlen, fehlen auch die Amphibolite, und werden von kalkhaltigen, nicht metamorphosierten Phylliten ersetzt.

In dem, Quarzite, dolomitsch-krystallinische Kalke, kalkhaltige Phyllite und Phyllite umfassenden, Injektionshofe des Megina, kann man, je weiter man von Priopcea nach Osten dringt, Übergänge von kalkhaltigen Phylliten zu amphibolführenden Phylliten und Amphiboliten beobachten, was mit den immer mehr stärkeren Einwirkungen der Injektion in kausaler Verbindung steht.

Im Injektionshofe selbst, sind in der Nähe des Eruptivgesteines alle Übergänge von einem kompakten feldspatisierten Amphibolit, zu geschieferten Amphiboliten zu verfolgen, die den Übergang zu den amphibolführenden Phylliten und zu den Phylliten bilden.

e. Durch die Intrusion des körnig-faserigen Granits und während dieses Prozesses wurde die devonische Schichtenhülle von einem Netze, von meist in den Achsen der Falten laufenden Sprüngen durchzogen, welches eine Entlastung der inneren Spannungen des Magma und damit, eine mit intensiver Gangdifferentiation verbundene Injektion hervorgerufen hat. Der Metamorphismus der Schichtenhülle ist insbesondere dieser Injektion zu verdanken.

\* \* \*

Diese allgemeinen Betrachtungen vorausgesendet, kann nun zur Beschreibung des Eruptivmassives von Grezi geschritten werden.





## II. DER LAKKOLITH VON GRECI

## A. MORPHOLOGIE UND TEKTONIK.

PETERS(1) schildert in seiner klassischen Arbeit über die Dobrogea, die Berge von Greci als einen mächtigen, ringsum isolierten Gebirgszug, gekrönt von fünf Hauptgipfeln. Dieser Gebirgsstock dürfte wohl das wichtigste Eruptivgesteinmassiv der Dobrogea bilden. Der höchste Gipfel der ganzen Dobrogea, die 456 m hohe Spitze Ghiunaltu, erhebt sich über das Dorf Greci. Die übrigen Höhen der Kette können im Mittel auf 350 m geschätzt werden.

Das Eruptivmassiv von Greci mit seiner Hülle von Karapelit-schichten ist nach allen Seiten hin, mit Ausnahme kleiner Unterbrechungen, von den mehr oder weniger metamorphosierten Gesteinen des Devon umgeben, welches die Ränder des elliptischen kessel-förmigen Grabens von Greci bildet.

Von den bewaldeten und mit Loess bedeckten Hängen an der Westseite des Grecitales, gegen Norden hin, am Fusse des Bergrückens Sulukulak, dort wo die Antiklinale Pricopan-Magina auf der Strecke Sulukulak-Magina in der Tiefe abtaucht, erhebt sich ein SOS streichender Bergzug, dessen rundlich geformte, leicht felsige Formen sich von den zackigen Gipfeln mit alpinem Profil, der weiter in Norden gelegenen Pricopankette scharf abheben. Dieser Hügelzug — die Grecihügel — ist von dem granitisch-dioritischen Tiefengesteine gebildet, welches in die Falten der Karapelitformation eingedrungen ist, und deren Schichten am Kontakte metamorphosiert hat.

Einige Kilometer südlich von Sulukulak, löst sich der Hügelzug in eine Reihe runder Hügel und Buckeln auf, die von den Hornfelsen der Karapelitformation gebildet sind. Auf dem Firste der Erhebungen hat die Denudation das in den Hornfelsen eingeschlossene Eruptivgestein entblösst. Der letzte dieser Hügel, der nach Westen hin die ganze Gegend bis zur Donau und nach Osten den breitesten Teil des Grecitales überragt, findet sich inmitten des Dorfes Greci selbst. Die Beziehungen dieser Eruptivgesteinsvorkommnisse zum körnig-faserigen Granite der Pricopankette sind noch nicht klargelegt.

Vom hinteren Teile des Jijilatales aus, an der engsten Stelle zwischen den beiden älteren devonischen Antiklinalen — die des Pricopan und des Bugeac —, mit den oben beschriebenen Hügelreihen konvergierend, erheben sich die felsigen granitischen Wände des Hauptkörpers des Lakkolith von Greci. Er dehnt sich nach SOS auf etwa 12 Kilometer aus, bis zum Vancea Gipfel,

(1) K. PETERS: a. a. O. S. 110



wo das Eruptivgestein unter die Hülle der Schichten der Karapelitformation untertaucht, welche es in dem Gewölbe Vancea-Hancearca-Carapeea erhoben hat. Die oben erwähnte Grecihügelreihe bildet eine grosse Apophyse des Lakkolith.

Der Hauptkörper des Lakkolith ist der Kern eines Gewölbes, welches sich im Norden im Hügel Pietrosu zuerst offenbart, nach SSO bis nahe an den Gipfel Vancea löst. Vom Gipfel Vancea an, vorangert sich das Gewölbe und über die Hügel Hancearca und Carapeea streichend verliert es sich gegen Ortakioi zu. Das Eruptivgestein erscheint mithin in einer elliptischen, von Schichten der Karapelitformation eingerahmten Narbe. Im Norden, von Varteaja bis nach Kitläu und im Süden, vom Gipfel Vancea nach Süden hin, wird die Antiklinale von der Karapelitdecke, in welche die Tiefengesteinsmasse differenzierte Gänge gesendet hat geschlossen.

Im nördlichen Teil des Grecimassives bis zum Rakovatalc wird die Kette zwischen den beiden devonischen Antiklinalen Pricopan-Megina, etc. und Buceag-Kitläu, etc. eingeklemmt. Der Lakkolith bildet hier eine in Falten gelegte hohe Wölbung in der, Teile der Sedimentdecke, zwischen seinen Apophysen eingefaltet wurden. Auf beiden Seiten des Granitstockes sind steile Abhänge, in denen wenig breite, kurze Täler tief eingeschnitten sind. Gegen die Mitte hin und in seinem südlichen Teil, findet das Massiv genügend Raum um sich auch in die Breite auszudehnen. Der Lakkolithische Charakter scheint aber da weniger ausgesprochen. Die Einschlüsse der Sedimenthülle im Massengestein fehlen, die Differentiationserscheinungen im Granit sind weniger betont, und es entwickelt sich eine porphyrische, normale Randfacies. Auch der Landschaftscharakter ändert sich. Die östlichen Täler sind breiter und länger, die östlichen Abhänge zumeist sanfter, während im Gegensatz die Westabhänge scharfabfallende Wände bilden (Ditcov-Coslugtal), als neige sich das ganze Massiv nach Westen zu.

In seinem südlichsten Teil verengert sich, das zwischen den beiden devonischen Antiklinalen eingeklemmte Granitgewölbe von Neuem, und bildet eine, ein wenig nach W geneigte Wölbung.

Im allgemeinen zeigt sich also, im N eine grosse Stauung des Magma hin, begleitet von einer intensiven Faltung der Schichten der Karapelitformation, im Süden eine weniger betonte Anhäufung und eine schwächere Faltung.

Die Antiklinale von Greci ist eine wichtige Wasserscheide der Gewässer der nordwestlichen Dobrogea, die sich nach O und N hin in den Raselm-See und in die Donau östlich von Galati ergiessen oder nach Westen südlich von Galati in die Donau ablaufen. Ihre reichbewaldeten Kämme und Abhänge sind der Ursprungsort der wenigen und wasserarmen Bäche die das Land berieseln. Von hier kommt



der Jijilabach, der in den gleichnamigen See fliesst, der Calistrabach, welcher das Grecital und die Plopiwiese, zwei synklinallauende Täler bewässert, ferner der Luncavițabach und die Faița, in welcher sich die Wasserläufe der Ostgehänge des Massives sammeln und schliesslich der Cornabach, am Westabhange der südlichen Hälfte der Greciantiklinale.

Der Kamm des Massives ist flach, und bildet eine nach Osten leicht zugeneigte Hochebene.

Der 4—5 Meter mächtige Loess bedeckt das ganze Grecital, die Plopi-Wiese, wie auch die nach dem Luncavițatal gerichteten Abhänge, und erhebt sich auf Böschungen und Vertiefungen des Massives bis nahe dem Kamme zu.

### B. DIE BESCHAFFENHEIT DES LAKKOLITH VON GRECI.

In seiner Beschreibung des Massives von Greci erklärt PETERS (1), dass dasselbe seine morphologische Bedeutung dem Granitit (2), der ihn bildet, zu verdanken hätte. Dieses Gestein, das sich vom typischen Granitit des böhmischen Riesengebirges sehr unterscheiden soll, sei ein einförmig körniges Gestein, in welchem die manchmal erbsengrossen Orthoklaskristalle stark über einen «klinoklastischen» Feldspat, von regelmässiger tafelförmiger Ausbildung vorherrschen sollen. Obwohl nicht unbedeutend, könne der Inhalt dieses Gesteines an Quarz mit dem eines wirklichen Granits nicht verglichen werden, sondern er wäre als sehr kleine Körner zwischen den Orthoklaskristallen zerstreut.

Die dunkeln Bestandteile wären tafelige, 2—3 mm grosse Biotitkristalle, die keine regelmässigen Umrisse haben und regellose Aggregate bilden. Übrigens sollen auch Spuren von Amphibol beobachtet werden können. Nach PETERS soll dieser Granitit an der Westseite des Gipfels Tuțniatu (Greci), drei grosse durch Diorit und Dioritschiefer getrennte Gesteinsmassen bilden.

Am Fusse des Gebirges, gleich oberhalb des Dorfes, soll ein an Quarz reicher Granit vorhanden sein, in welchem, in sehr kleinen Nestern, eine Vermengung von Glimmer und Amphibolkristallen verstreut sind.

Die zwischen diesem Buckel und dem Granititmassiv gelegenen Tonschiefer, könne man gar nicht von den Phylliten und Tonschiefern des Bugeac oder denjenigen südlich, aus der Cernagegend, unterscheiden. An derselben Stelle solle sich ein feinkörniger Quarzit feld-

(1) K. PETERS: a. a. O., S. 142.

(2) So nennt gewiss PETERS den Amphibolgranit.



spatisieren und in einen quarzfeldspatischen Psamit verwandelt haben.

Alle diese Gesteine sollen von Varietäten von Grünsteingängen, die die ganze Reihe vom Aphanit bis zu einem Diorit durchlaufen, durchzogen sein.

An der Ostseite des Massivs soll derselbe, oben bezeichnete Granit zugleich mit Grünsteinmassen, eine kleine unabhängige Kette bilden, in deren Nähe Quarzite, Grünsteinschiefer und Diorit vorhanden seien.

So viel über das Massiv von Greci.

Diese, in Betracht der kurzen Zeit, die PETERS in der Gegend von Greci verbracht hat, ausreichenden Ergebnisse, haben durch unsere Forschungen vervollständigt werden können.

#### 1. SEDIMENTGESTEINSDECKE DES GRANITMASSIVES.

Sie wird, wie schon oben angedeutet wurde, von den Schichten der Karapelitformation gebildet, welche um das Eruptivmassiv in einen Hof von Hornfelsen umgewandelt sind.

Um diesen Kontakthof genau verfolgen zu können, soll eine nähere Beschreibung von dessen Verbreitung gegeben werden.

Wenn man das Jijlatal, dessen Wände in den kornifizierten Schichten der Karapelitformation eingeschnitten sind aufsteigt, stellen sich schon auf dem Weg Măcin-Luncavița, der in dem grössten Teil des, die Nordseite des Hügels Vârteaja überdeckenden Loess, tief eingeschnitten ist, Schichten der Karapelitformation von blaugrauem Typus ein, Schichten die keine Kontaktmetamorphose aufweisen, wohl aber durchgängig ausgewalzt sind.

Diese Schichten werden aus Arkosen, phyllitösen Schiefern, feinkörnigen bis groben Sandsteinen mit mächtigen Einschaltungen, von aus abgerundeten körnigfaserigen Granit-, Quarzit- oder Quarzblöcken, in einer mehr oder minder sericilischen, blaugrauen oder grünlichen phyllitösen Masse bestehenden Konglomeraten, zusammengesetzt. Sie streichen N 30—50° W und können dem Tale entlang nach Süden hin, bis in das Tal Fântână lui Manole, verfolgt werden.

Das Konglomerat bildet den Vârteaja Gipfel, den man schon vom Wege Măcin-Luncavița aus erblicken kann, sobald man die, das Grecital nach Westen umgrenzenden Höhen ansteigt. Das, den nördlichen Teil des Lakkolith bildende Eruptivgestein, stellt sich im Rücken der Vârteaja, am Wege der die Kette nach Süden durchzieht, ein; es ist ein Granit mit kleinem Korn, in dem der dunkle Gemengteil völlig ausbleibt. In der Nähe des Gesteines sind die Karapelitschichten verhornfelst, und an einer nicht weit vom Kamme gelegenen Stelle, werden sie von einem Diabasgang durchzogen.



Das metamorphosierte Konglomerat taucht in dem, in die Schichten der Karapelitformation bis zum Granit eingeschnittenen Cauticital (Tal Fântâna lui Manole), zum erstenmal auf. Die Granit-, Quarz- und Quarzitzgeschiebe sind in einem sehr kompakten, grünen Hornfelszement eingebettet. Diabas- und Pegmatitgänge durchbrechen das metamorphosierte Sedimentgestein.

An dem Rücken, welcher südlich vom Cauticital nach Osten hin, vom Grecital bis zum Rackelu-Gipfel und dem Quellgebiete des Valea Socilor aufsteigt, trifft man in dem glimmerfreien Granit, einen synklinalen Einschluss desselben metamorphosierten Konglomerates; es lässt sich an den zahlreichen Öffnungen auf dem vom Gipfel absteigendem Wege sehr leicht verfolgen.

Auf denselben, sowie auf dem Wege in der Nähe des Brunnens des Moș Stamate, sind die Schichten der Karapelitformation mit eingeschalteten Konglomeraten im Eruptivgestein keilförmig eingeschlossen und in graue feldspatische Hornfelse umgewandelt. Die Karapelitformation stellt sich im SOS im Vilortal auf derselben Linie von Neuem ein.

Derselbe Keil von Karapelitschichten kann — immer in derselben Richtung — nach Süden hin verfolgt werden.

Er ist im Granit eingeschlossen, am Sattel, der die Gipfel Pietra Roșie und Căcâta (Nordwand des Morzutaies) verbindet; weiterhin stellt er sich im Morzutaie ein und schliesslich am Südabhange dieses Tales, in den Hügeln Baba Rada mică und Baba Rada mare.

In allen diesen Stellen sind die Schichten in einen blaugrauen geschieferten Hornfels umgewandelt, in dem kleine klare Quarzkörner verstreut liegen.

Die fortdauernde Schichtenhülle der Karapelitformation, die auf der ganzen Strecke zwischen dem Varteajahügel und dem Morzutaie abgetragen ist, kommt wieder zum Vorschein, an dem nach dem Grecital gewendeten Abhang, am Fusse des Hügels Baba Rada mică.

Zwischen dem Morzutaie und dem Carabalutaie, bei Greci, am Fusse der Berge, zieht — durch eine Niederung vom Gebirgsstock getrennt — eine Reihe von niedrigen Hügeln hin, welche aus dem Hornfels der Karapelitformation zusammengesetzt sind. Gegen Süden verbreitet sich diese Zone von Hornfelsen bis auf den Gipfel.

Der Hornfels bildet einige Dezimeter dicke Bänke, ist kompakt, weist einen muscheligen Bruch auf und hat eine dunkelbläulichgraue Farbe; in der Nähe des Kontaktes ist er schwach geschiefert.

Vom Gipfel Cetate an, südlich vom Diteovtaie, hebt sich der Hornfels bis zum Gipfel empor. Da wo er vom Kontakte am entferntesten liegt, ist er sehr schieferig und geht in den phyllitischen Typus der Schichten der Karapelitformation über (Pietra Mariei — Secaru). So-

Hornfels aus der Karapelitformation.



dann umgeht er nach Süden den Hügel Coşlug und bildet die ganze Ostseite des Ştiuboiuhügels und des Negoihügels (beim Lac). Mächtige Einschaltungen von nichtmetamorphosiertem und metamorphosiertem Konglomerat stellen sich hier ein, welche mit dem Konglomerat vom Vanceşgipfel zusammenhängen.

Im südlichen Teil des Negoihügels steigen die metamorphosierten Konglomerate bis zum Kamme empor.

In dem nach Ţiganca abfallenden, östlichen Teil des Eruptivmassives kommen, des bewaldeten Geländes wegen, keine Aufschlüsse vor. Etwas nördlicher, im Luputale, nahe am Wege des Ţigancales, sieht das Eruptivgestein welches das Devon metamorphosiert hat, an.

Durch das Quertal, das vom Gipfel Ioaneşul abfällt, sind Aufschlüsse von metamorphosiertem Konglomerat, im sonst stark bewaldeten Gelände.

Der Kamm Dealul Ţeilor ist vollkommen bewaldet; nur hier und da am Abhange gegen das Luncavişatal, hinten im Tale, kann man Aufschlüsse von stark metamorphosiertem Konglomerat finden.

Auf der Piscu Innalt genannten Verlängerung des Ioaneşul liegen Schollen von metamorphosiertem Konglomerat und Schichten der Karapelitformation, die sich ausbreitet, bis zum Abhang des Hügels Gogoucea, in dem schon Devon auftritt.

In sämtlichen Tälern, welche sich von den Kämmen der Hauptkette nach Osten hin bis in das Bontal herablassen, kann man Konglomerate, Schiefer und Sandsteine der Karapelitformation verfolgen, metamorphosiert, wenn sie in der Nähe des Kontaktes mit dem Eruptivgestein vorkommen, und nicht metamorphosiert, wenn man sich davon entfernt.

Die diesem Tale parallelen Kämmen sind von Eruptivgestein gebildet, auf dem metamorphosierte Konglomeratschollen ruhen. Im Bontal sieht Devon an.

In dem gegen das Grecital, gewendeten Teile des Massives, wird Eruptivgesteinsgänge der Hornfels von einigen Aplit- und Pegmatit- in der Sedimentdecke, gängen durchzogen. In den Karapelitschichten, am westlichen Fusse des Negoihügels stehen mächtige eisenglanzführende Porphyrgänge an (Hügel Tabaciuşui).

## 2. ERUPTIVGESTEINE.

Die an verschiedenen Teilen des Massives stattgefundenene Erosion gestattet die Phasen der Erstarrung des Magma zu verfolgen. Sie konnte aber nur die hypabyssale Zone des Lakkolith entblößen.

Im Morzu- und Carabalutale sind die tiefsten und jedenfalls lehrreichsten Aufschlüsse.

An den Wänden des Morzutaales kann man in vertikaler Richtung den Übergang des, den Kern des Stoakes bildenden Gesteines, ein



Amphibolgranit, Gra- Amphibolgranit, gegen den auf den Kämmen nodiorit und Tonalit und Gipfeln auftretenden Gabbro verfolgen, mit Übergängen durch granodioritische und tonalitische Faciese. Zugleich kann man beim Ringang der Täler den Übergang, in horizontaler Richtung, des Granitkernes zu einer granitporphyrischen Randfacies bemerken.

Das ist auch der Fall in dem benachbarten Carabalutale.

Nördlich vom Morzutale bis in das Socital bildet der Gabbro eine ungefähr 500 Meter breite Zone.

Er ist grösstenteils abgetragen und nur an den höchsten Spitzen erhalten. Man kann recht gut seine Übergangsfaciese gegen die Tiefe, zu einem mehr saueren glimmerfreien Granit verfolgen. Dieser bildet den nördlichsten Teil des Massives und muss wahrscheinlich als einer der entferntesten Differentiationspole des Magma angesehen werden.

Die granitporphyrische Randfacies kann fast ohne Unterbrechung längs des Fusses des Massives gegen das Grecital, vom Morzutal aus nach Süden hin, bis in das Coslugtal, verfolgt werden.

In den Profilen der Täler Rakova und Diteov geht der Granoporphyrer Gra- Amphibolgranit durch einen amphibolführenden nitporphyr, Mikrogranit- mikrogranitischen Granitporphyr in eine granotischer Granitporphyr. phyrische Granitporphyrrandfacies über.

In demselben Teile — vom Morzutal bis zum Coslugtal — werden die Honfelse der sedimentären Hülle von den Aplit- und Pegmatitgängen durchbrochen, die das Magma in seiner Sedimentärdecke ausgesendet hat.

Obwohl an der Ostseite des starkbewaldeten Granitstockes Aufschlüsse selten sind, so dass die Kontinuität des Eruptivgesteines nicht genau beobachtet werden kann, so genügen doch die wenigen Aufschlüsse, um die Verhältnisse als ähnlich, wie die am Westabhänge und im Inneren des Stockes zu betrachten und nämlich alle Übergänge von der granitporphyrischen Randfacies bis zum Amphibolgranit, durch die granodioritischen und tonalitischen Faciese desselben bis zum Gabbro, und von diesem durch dessen Differentiationsfaciese, gegen die mehr saueren Gesteine der Tiefe und den glimmerfreien Granit.

Auf dieser Seite kann man eine ausgesprochene Neigung des Eruptivgesteines zur Parallelstruktur in der unmittelbaren Nähe des Kontaktes feststellen.

Der ganze Granitstock wird von zahlreichen Quarz-Aplit- und Granitporphyrgängen durchschwärmt, im allgemeinen in der Richtung der Diaklasen, welche das Hauptstreichen N 30 - 50° W und das allgemeine Neigen nach NO beibehalten. Zu diesen gesellen sich auch die zeitlich unabhängigen Diabasporphyritgänge.



### C. SCHLUSSFOLGERUNGEN.

Die Bedingungen in denen das Granitmassiv von Greci sich zeigt, führen zu folgende Schlussfolgerungen:

1. Aus der Tatsache, dass die Schichten der Karapelitformation, eine durch das Eruptivgestein metamorphosierte Hülle bilden, geht hervor, dass die Granitintrusion nach Ablagerung der, die Schichten der Karapelitformation zusammensetzenden Sedimente, vor sich gegangen ist.

Da nach G. MACOVEI (1) diese Ablagerungen zum Beginn des Alter des Granitmas Perui sich gebildet haben sollen, kann diese sives von Greci. Intrusion als permischen oder nachpermischen Alters betrachtet werden.

2. Aus dem Vorhandensein einer grösseren Synklinale von Kalkolithische Be. rapelitschichten als Einschluss im Eruptivgestein, schaffenhait des Mas- am Westabhange des Massives (Nordteil des Gre-sives. citales), aus dem Auftreten zweier, zwischen den Apophysen des Massivs, an der Westseite des Hauptmassives eingefalteten und verhornfelsten Schollen derselben Schichten, aus den Lagerungsverhältnissen der Hornfelse und ihren sonstigen Beziehungen zum Granitstocke, sowie aus dem Vorkommen von Schollen der Karapelitformation auf dem Stock, ergibt sich die lakolithische Beschaffenheit des Massives.

## III. PETROGRAPHISCHES STUDIUM DES ERUPTIVMASSIVES VON GRECI.

### A. MIKROSKOPISCHES STUDIUM DER ERUPTIVGESTEINE

Die Gesteine welche den grössten Teil des Eruptivmassives von Greci zusammensetzen, bilden eine Reihe mit Das Hauptgestein des Massives: Amphibolgranit, Granodiorit, Tonalit. fortdauernden Übergängen, von einem Amphibolgranit, durch granodioritische Varietäten bis zu einem Tonalit.

Diese Gesteine können ununterbrochen nachgewiesen werden in allen Tälern, die mit dem Villortal nördlich vom Dorfe Greci beginnend, auf die ganze Strecke nach Süden bis in das Coslugtal auf

(1) G. Macovei: Mündliche Mitteilung.





beiden Seiten der Kette, das Eruptivmassiv tiefer als seine Randfacies einschneiden. Von dem Grund der Quertäler kann man auf deren Wände der Höhe nach, die ganze Serie von Übergängen eines Amphibolgranits zu einem Granodiorit und von diesem aus zu einem Tonalit verfolgen.

Der Tonalit geht seinerseits nach Norden in einem Gabbro über, der ihn nach N und NO begrenzend, eine schmale Zone bildet. Dieser Gabbrostreifen setzt die Zacken der Kämme zusammen und geht in der Tiefe in einen quarzföhrnden Gabbro über, mit Einschlüssen von sauren Ausscheidungen, die hauptsächlich aus Hornblende, saurem Plagioklas und Quarz gebildet sind.

Gegen die Mündung der Täler, die von den Groöbergen abfallen, geht das Hauptgestein des Massives Amphibolgranit-Granodiorit-Tonalit—in einer granophyrischen granitporphyrischen Randfacies über, und lokal, hauptsächlich auf der Strecke vom Carabalutale bis zum Costugtale, vollzieht sich der Übergang zu dieser Randfacies durch einen amphibolföhrnden mikrogranitischen Granitporphyr.

Nördlich vom Gabbrostreifen wird das Eruptivmassiv von einem von dunklen Element völlig freien Granit, einem glimmerfreien Granit abgeschlossen, der wahrscheinlich unter dem Gabbro sich fortsetzt. In der Tiefe mögen wohl Übergänge zwischen diesem Granit und dem Amphibolgranit vorhanden sein, der Gebirgsstock weist jedoch nicht genug tiefe Aufschlüsse auf.

Der Übergang von Amphibolgranit zum Tonalit ist stetig und ununterbrochen; nicht in demselben Verhältnisse ist jedoch der Übergang vom Tonalit zum Gabbro. Dieser scheint Eigentümlichkeiten aufzuweisen, welche auf eine ganz besondere Differentiationsphase des Gabbro und der damit verbundenen Gesteine schliessen lassen.

Der Amphibolgranit und vor allem der Granodiorit und der Tonalit werden von Gängen differenzierter Eruptivgesteinsgänge. Gesteine: Plagiaplit, Albitit, granophyrischer Granitporphyr und Quarz, zu denen sich Diabasporyrit gesellt, durchbrochen.

Die Diabasporyritgänge durchsetzen auch den Gabbro und den glimmerfreien Granit.

Wenn man vom Amphibolgranit der grösseren Tiefen absieht, geben die sämtlichen Gesteine, die das Eruptivmassiv von Greci bilden, das Bild eines chemisch sehr unruhigen Magma, wie das der Fall ist für die hypabyssale Region der Lakkolithe.

Petrographisch lassen sich die Gesteine des Massives von Greci folgendermassen einteilen:



I. Eigentliche Tiefengesteine.	}	Amphibolgranit-Granodiorit.
II. Hypabyssale Tiefengesteine.		}
III. Ganggesteine.	}	
IV. Kontaktgesteine: Hornfelse, metamorphosierte Konglomerate der Karacelitformation.		

Die petrographische Beschreibung wird jedoch folgenderweise vorgenommen:

1. Reihe Amphibolgranit-Granodiorit-Tonalit.
2. Reihe Gabbro — saure Differentiationsprodukte des Gabbromagma — Pyroxengranit — glimmerfreier Granit.
3. Reihe Mikrogranitischer und granophyrischer Granitporphyr.
4. Leukokratgänge: Gangquarz, Albitit, granophyrischer Granitporphyr, Plagiaplite.
5. Melanokratgänge: Diabasporyrit.
6. Kontaktgesteine: Hornfelse, metamorphosierte Konglomerate.

#### I. REIHE AMPHIBOLGRANIT-GRANODIORIT-TONALIT.

##### a. Amphibolgranit-Granodiorit.

Der Amphibolgranit und seine Übergänge zu dem Tonalit, alle eigentlich granodioritische Gesteine, nehmen einen viel größeren Raum ein, als die tonalitischen Faciese, da sie tiefer liegen und der Erosion weniger ausgesetzt waren. Von dem Boden der Täler, längs der felsigen Abhänge hinauf, kann man in der Reihe der granodioritischen Gesteine ausser dem Tonalit, noch einen Amphibolgranit und einen Granodiorit, als wichtigste Varietäten unterscheiden.



1. Makroskopische Beschreibung. Der Amphibolgranit bildet den Kern des aufgeschlossenen Massives; er nimmt also ein tieferes Niveau ein, und steht an in dem tiefsten Teil der Täler und am Fusse der Berge. Er ist ausgezeichnet durch einen Gehalt an sauerem Plagioklas (bis zu einem mittleren Oligoklas mit 25% An), durch eine als die Plagioklasmenge, grössere Menge von Kalifeldspat durch das Überwiegen der Hornblende über den Biotit.

Die Granodiorite liegen im Allgemeinen höher an den Talabhängungen als der Amphibolgranit. Sie sind gekennzeichnet durch einen basischeren Plagioklas (basischer Oligoklas mit 28% An), dadurch dass der Kalifeldspat in geringer Menge vorhanden ist, und dadurch, dass der Biotit in gleicher Menge ist oder etwas mehr als die Hornblende.

Der Unterschied zwischen diesen beiden granodioritischen Varietäten lässt sich makroskopisch, schon beim ersten Blick wahrnehmen, da die Amphibolgranite sich von den Granodioriten durch ihre rötliche, dem Orthoklas zu verdankende Farbe leicht unterscheiden. Zwischen diesen zwei Haupttypen gibt es ununterbrochene Übergänge.

Im Amphibolgranit beträgt der saure Gemengteil mehr als 80% des sämtlichen Gesteins. Dieses ist granitisch-körnig; die Korngrösse schwankt zwischen 1–5 mm, hat eine violetrötliche Farbe, in der der milchweisse Ton des Quarzes vorherrscht, neben den weissen und hellrötlichen Feldspatkörnern, die in gleicher Menge wie die Quarzkörner vorhanden sind; vereinzelt liegen da die dunkelgrünen oder schwarzen Einsprönglinge der dunklen Gemengteile.

Der Plagioklas kommt in isometrischen, aneinandergelagerten, von Quarz und Kalifeldspat umgebenen Kristallen vor.

Der dunkle Gemengteil, in dem die Hornblende vorwiegt, ist in geringer Menge im Gestein vorhanden. Die Hornblende kommt in kleinen prismatischen Kristallen von höchstens 1½ mm Durchmesser und bis 3 mm Länge vor, von mattschwarzgrüner Farbe, mit ausgesprochener prismatischer Spaltung.

Der Biotit weist 1–2 mm grosse, sehr selten idiomorphe, tafelförmige Kristalle, von glänzend schwarzer Farbe auf.

In den Granodioriten bildet der saure Gemengteil beiläufig 60% des ganzen Gesteins. Dieser ist granitisch-körnig; die Korngrösse schwankt zwischen 1–5 mm. Das Gestein von bunter schwachrötlich oder schwachgrünlicher Farbe, hat ein fleckiges Aussehen durch die Anhäufungen von Kalifeldspat und Hornblendekristallen.

Der Plagioklas kommt in mehr oder minder isometrischen



Kristallen von 1-3 mm Durchmesser vor. Er ist milchweiss, nach (010) gespalten, und durch das ganze Gestein gleichförmig verbreitet.

Der Quarz in 2-4 mm grossen Kristallen, hat ein opalescentes Aussehen.

Der Kalifeldspat unterscheidet sich makroskopisch durch seinen schwachrötlichen Farbenton und kommt selten in Kristallen mit ausgesprochenen Spaltflächen vor.

Der farbige Gemengteil ist durch Biotit und Hornblende vertreten.

Der Biotit ist deutlicher individualisiert als die Hornblende. Er kommt vor in 2-3 mm grossen, tafelförmigen Kristallen, meist mit ausgesprochenem hexagonalen Umriss.

Die Hornblende tritt in prismatischen, bis 5 mm langen und 1 mm dicken, dunkelgrünlich-schwarzen Kristallen auf, mit prismatischer Spaltung. Manchmal umschliesst die Hornblende die Biotitkristalle.

Die intermediären Gesteinsvarietäten der oben beschriebenen Gesteine sind makroskopisch charakterisiert durch das Anreichern an Biotit und durch die Abschwächung des rötlichen Farbentons, hervorgerufen durch die Abnahme des Gehaltes an Kalifeldspat.

2. Mikroskopische Beschreibung. Nach der relativen Menge eingereiht, in der sie in den zwei wesentlichen Varietäten der Gesteinsreihe Amphibolgranit-Granodiorit enthalten sind, sind die wesentlichen Gemengteile dieser Gesteine die folgenden: der Quarz, der in grösserer Menge im Amphibolgranit vorhanden ist, nimmt die zweite Stelle in dem Granodiorit ein; der Plagioklas, welcher in dieser letzten Varietät in den Vordergrund tritt, der Kalifeldspat, der in dem Amphibolgranit über den Plagioklas überwiegt und schliesslich die Hornblende und der Biotit, welche in dem Amphibolgranite, in gleicher Menge oder in umgekehrtem Verhältnisse gegenüber vom Granodiorit vorhanden sind.

Die Nebengemengteile bestehen aus Sphen, welcher diese Gesteine gegenüber den tonalitischen Varietäten kennzeichnet. Magnetit (Ilmenit?), Zirkon, Epidot und Rutil.

Der Quarz ist immer in allotriomorphen Kristallen gegenüber dem Plagioklas ausgebildet. Sein Allotriomorphismus ist desto ausgesprochen, je mehr basischere Feldspatkerne im Gesteine auftreten.

In dem Amphibolgraniten fängt der gegenüber dem Plagioklas allotriomorphe Quarz an, einen ausgesprochenen Idiomorphismus gegenüber von Kalifeldspat zu haben.

In diesen Fällen tritt der Quarz — was man übrigens auch ma-



kroskopisch beobachten kann — in besser individualisierten Kristallen, mit runden, hier und da korrodierten Umrissen auf. In den unregelmässigen Einbuchtungen des korrodierten Quarzes, sowie auch zwischen dessen Körnern, hat Kalifeldspat kristallisiert oder ein anderer Quarz, was das Dasein zweier Kristallisierungsperioden dieses letzten Minerals beweisen dürfte.

Im Granodiorit, schliesst der Quarz gewöhnlich kleine, idiomorphe Plagioklaskristalle ein, welche dieselbe Zusammensetzung haben, wie die Kerne der grossen zonaren Plagioklasindividuen.

Die Kristallisation des Quarzes fällt mit der, der sauren Oligoklaszonen zusammen. Diese Erscheinung kann beim Übergang zu den Tonaliten besser verfolgt werden, tritt aber auch hier deutlich genug auf, um den oben gefolgerten Schluss zu begründen. In dem Granodiorit haben die Quarzkörner sehr unregelmässige, von der Präexistenz der meisten, das Gestein zusammensetzenden Gemengteile bedingte Umrisse; er füllt überhaupt nur die leeren Räume aus. Manchmal bilden die kleinen Plagioklaseinschlüsse konzentrische Kränze inmitten des Quarzes, was eben beweisen dürfte, dass der letztere ein längeres Wachstumsintervall mit zwei Kristallisationsperioden hatte.

In diesen granitischen Gesteinen weist der Quarz wollige Auslöschungen, mit zahlreichen, unregelmässig zerstreuten oder sehr selten lokal eingehäuften Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen, die letzteren mit Libelle.

Ausser den Plagioklaseinschlüssen, finden sich noch im Quarz auch wenige Biotit- und Hornblendeinschlüsse.

Das Verhältnis des Quarzes zum Reste des hellen Gemengteiles wächst von dem Granodiorit bis zum Amphibolgranit von beiläufig 15% bis 30%.

Der Plagioklas des Amphibolgranites bleibt der Menge nach — wie schon erwähnt wurde — hinter dem Kalifeldspat zurück. Die Plagioklaskristalle sind grösstenteils isometrisch sehr selten tafelförmig oder prismatisch gestaltet; sie sind idiomorph gegenüber dem Reste des hellen Gemengteiles. Die Plagioklaskristalle sind verzwilngt nach dem Albitgesetz, oft nach der Association des Albit- mit dem Karlsbadergesetz; in den Schliffen wurden aber keine nach dem Periklingesetz verzwilngte Kristalle getroffen.

Der Plagioklas ist zonär; der Kern ist manchmal ein Oligoklas mit bis höchstens 25% Anorthit. In diesem Falle sind die Kristalle sehr verwittert. Gewöhnlich aber sind die Plagioklaskerne etwas saurer, dann sind sie auch frischer, weisen lineare Umrisse auf, und sind von einer Reihe Zonen umgeben, von gegen aussen immer saurer Zusammensetzung, im allgemeinen ohne basische Rekurrenzen und vollkom-



men frisch. Die äusserste Zone, die immer vollkommen frisch ist, bildet einen schmalen Streifen mit höherer Doppelbrechung als die benachbarte innere Zone, und entspricht einem Albit mit beiläufig 5% An.

Am Kontakte des Plagioklas mit dem Kalifeldspat haben die Ränder der letzten Zone des Plagioklas wie umgeschmolzene Umrisse, und in ihnen bilden sich gegen den Kalifeldspat sehr selten aber myrmekitische Verwachsungen; in anderen Fällen setzt sich die Plagioklassubstanz der letzten Zone als Fasern in dem umrandenden Mikropertit fort.

In dem Granodiorit bildet der Plagioklas idiomorphe Kristalle mit einer leichten Neigung zu einer tafelförmigen Ausbildung. Die der symmetrischen Zone naheliegenden Durchschnitte weisen rechtwinkelige Umrisse auf. Der Plagioklas ist zonar gebaut; die gewöhnlich sehr schmalen Schalen, weisen basische Rekurrenzen mit unfühlbaren Übergängen auf.

Man kann bis zwei basische Rekurrenzen beobachten. Die Säuredifferenz zwischen jeder Zonenreihe ist nicht bedeutend.

In den basischesten Varietäten des Granodiorit, ist der Plagioklas im Kern von der Zusammensetzung eines basischen Oligoklas, beinahe ein saurer Andesin, mit beiläufig 28% An; seine äusserste Schale ist von der Zusammensetzung eines Albit-Oligoklas mit beiläufig 9% An. Die Bestimmung des Plagioklas ist auf folgende Messungen begründet:

Schnitt senkrecht zu  $n_g$ , zentriert

Auslöschungswinkel $n'_g/M$ in dem Kern	—	12°	28% An
erste Zone	+	8°	25,5% An
zweite „	+	5°	23,5% An
dritte „	-	8°	14% An
vierte „	-	13°	9% An

Für den basischesten Kern fand man übrigens durch die Becke'sche Methode der Brechungsindices

$$n'_g > \omega \quad n'_g < \varepsilon \quad (1)$$

Der Quarz ist gleichaltrig mit der sauersten Plagioklaszone und mit dem Kalifeldspat, was übrigens durch das Vorhandensein von Myrmekit bewiesen ist.

Der Plagioklas ist im Kern korrodiert und die Stellen von welchen die basische Substanz abgeschmolzen wurde, ist mit der plagiokla-

(1) E. Becke: Zur Physiographie der Gemengteile der kristallinen Schiefer. Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematische Naturwissenschaftliche Klasse Bd. 75, 1906 I. Halbd., S. 102.



sischen Substanz der saueren Zonen ausgeheilt und mit derselben auch gleichartig orientiert.

Der Kalifeldspat ist anscheinend überall ein Mikroklin. In den Granodioriten beträgt der Kalifeldspat beiläufig 15% des hellen Gemengteiles, und in dem Amphibolgranit mit mehr Hornblende als Biotit, erreicht er bis ungefähr 40% desselben. In dem Granodiorit gehört er zur letzten Kristallisation zugleich mit dem Quarze.

Im Amphibolgranit tritt der Kalifeldspat in grossen Kristallen auf, in welchen Plagioklaskristalle eingebettet sind oder füllt die hohlen Räume zwischen den Quarzhörnern aus. Der letztere besitzt in diesem Gestein einen ausgesprochenen Idiomorphismus dem Kalifeldspat gegenüber.

Der Kalifeldspat wurde nur nach seiner niedrigen Doppelbrechung und nach seinen Brechungsindices bestimmt. Diese Methode lässt keine Zweideutigkeit zu (1) und ist viel sicherer als die Bestimmung durch Abwesenheit von Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz oder die optische Orientierung, insbesondere wenn die Substanz des Kalifeldspates mechanisch oder molekular mit Plagioklassubstanz vermischt ist, und wenn, wie im vorliegenden Falle, die Beobachtungsbedingungen sehr ungünstig sind.

Wie schon angedeutet wurde ist der Kalifeldspat aller Varietäten der Reihe Amphibolgranit—Granodiorit, aller Wahrscheinlichkeit nach, ein Mikroklin.

Der Mikroklin stellt auch einen sehr deutlichen, reichen Mikroperthit auf.

Die Plagioklassubstanz des Mikroklinmikroperthit wächst der Menge nach zu, je mehr man sich vom Granodiorit dem Amphibolgranit nähert, in demselben Masse als sich die Spuren einer, der Erstarrung folgenden pneumatohidatogenen Aktivität einstellen und dies je mehr man in die Tiefe des Massives eindringt.

Ungünstige Beobachtungsbedingungen erschweren die genaue Bestimmung des Winkels, den die Plagioklasfasern des Mikroperthit mit der Richtung  $h^1$  (100) bilden; sicher aber kann man feststellen dass er kleiner ist als 20°.

Wenn der Kalifeldspat Plagioklaskristalle ringsum umgibt, dann verlängern sich die Fasern von Plagioklassubstanz der letzten Zone des Plagioklases und dringen in den Mikroklin.

in den Spalten des Kalifeldspates ziehen sich Myrmekit- hüllende Myrmekitkrusten hin.

1. F. Becke: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. T. M. P. M. Bd. XIII, S. 337.



Der Biotit weist in dem Amphibolgranit und in dem Granodiorit dieselben Kennzeichen auf, sowohl vom Standpunkte seines Verhaltens zu den anderen Elementen, als auch von dem seiner eigentümlichen Eigenschaften: Die Biotitblättchen sind im allgemeinen durchgängig verzerrt, so dass nunmehr unförmige Flecken zurückgeblieben sind. In einigen Fällen geht die Verzerrung so weit, dass vom Biotit nur kleine, noch kaum sich berührende Flecken bleiben, die gewöhnlich in Hornblendekristallen eingeschlossen sind.

Der Biotit weist die wohlbekanntesten Eigenschaften auf; er ist polychroisch und zwar

$n_x$  gelbbellbraun  
 $n_y$  hellbraun

Die maximale Doppelbrechung  $n_x - n_y = 0.045$

In dem Granodiorit ist die Umwandlung des Biotit in Chlorit viel ausgesprochener als in dem Amphibolgranit.

In derselben Zeit mit der Chloritisierung des Biotit stellt sich Epidot in Nestern von kleinen Körnern ein. Dieser ist trotz seiner starker Doppelbrechung, wegen der Anhäufung der sehr kleinen Körner, schwer zu erkennen.

Sowohl die Chloritisierung, als auch die damit parallele Erscheinung der Bildung des sekundären Epidot, vollzieht sich immer da, wo im Biotitkristall Spaltungen auftreten, durch welche die im Gestein zirkulierenden Lösungen dringen konnten;

Der sekundäre Epidot so zum Beispiel wird sie immer da angetroffen, wo die Spaltungsfläche des Biotit eine Knickung aufweist oder auch sehr oft ringsum die Magnetit- oder Zirkoneinschlüsse des Biotit.

Der in dem Granodiorit eingeschlossene Biotit enthält mehr Titan als der im Amphibolgranit. Dies geht aus den optischen Eigentümlichkeiten des Minerals nicht hervor, vielleicht wohl wegen des kleinen Unterschiedes an Titangehalt des Biotit vom Granodiorit, gegenüber von demjenigen des Amphibolgranit. Der Titangehalt wird dadurch gekennzeichnet, dass der Biotit des Granodiorit viel reichhaltiger an Sagenit ist, der nach den drei bekannten Richtungen angeordnet ist. Auch die Entstehung der Sagenitnadeln muss als im Zusammenhange mit einer Zerfallerscheinung des Biotit während der Kristallisation des Magma angesehen werden, da sich der Sagenit in der Nähe der Diskontinuitäten des Biotit bildet und das Mineral in Chlorit sich umzuwandeln anfängt, im Bereiche der Knickungen, welche oft von einer schwarzen Reihe von einem dichten feinen, aus kurzen Sagenitnadeln gebildeten Geflecht bezeichnet sind.

Der Biotit hat wenig Interpositionen von Zirkon und Magnetit, stellenweise auch Apatit- und Epidoteinschlüsse.





Hinsichtlich seines Verhaltens zu den anderen Elementen des Gesteines sind in den Dünnschliffen recht auffallende Verhältnisse des Biotit zu den anderen Gemengteilen. Obgleich überall sichergestellt werden kann, dass der Biotit älter ist als die Hornblende, so ist sein Altersverhältniss hinsichtlich des Plagioklas gar nicht so klar. Manchmal scheint es als würde sich der Biotit gegenüber dem Plagioklas allotriomorph verhalten; andererseits dagegen findet man Einschlüsse von Biotitkristallen in dem Plagioklas eingebettet.

Das deutet auf eine lange Kristallisationszeit des Glimmers, die vor dem leukokraten Gemengteile anhub und sich bis vor der Kristallisation des Quarzes fortsetzte.

Die Hornblende ist die gemeine grüne Abart. Sie weist idiomorphe, prismatische, zwei oder dreimal längere als dicke Kristalle auf, mit deutlicher Spaltbarkeit nach (110). Der Polychroismus dieser Hornblende schwankt bei dieser ganzen Gesteinsreihe zwischen naheliegenden Grenzen, von

$n_x$  hellgrün schwachbläulich  
 $n_y$  lichtgelb schwachgrünlich

in den sauren Varietäten der Gesteinsreihe, bis zu

$n_x$  lichtgrün mit einem leichten braunen Anflug  
 $n_y$  lichtgelb, schwachgrünlich mit einem braunen Ton

in den basischeren Varietäten derselben.

Die maximale Doppelbrechung ist  $n_x - n_y = 0,020 - 0,023$

Der Auslöschungswinkel  $n_x c$  bis  $21^\circ$

Die Hornblende des Granodiorit ist oft verzwillingt nach dem gewöhnlichen Gesetz [Associationsfläche (010)]; die Zwillinge sind oft polysynthetisch.

Im Amphibolgranit treten Zwillinge selten auf.

Die Hornblende kristallisiert nachdem ein Teil des Biotit sich gebildet hat. Einen Beweis dafür liefern die verzerrten, in der Hornblende eingeschlossenen Biotitflecken, sowie ganze, vollends eingeschlossene oder teilweise von den Hornblendeindividuen umgebene Biotitkristalle.

Die Spaltungen des Amphibol sind mit einem grünen Biotit, der viel jünger ist und dessen Ursprung wir weiter unter besprechen werden, sowie mit Sphen ausgefüllt. Wenn auch der grüne Biotit die Risse der Hornblende ausfüllt oder in schmalen Schnüren an ihren



Kanten kristallisiert, so tritt dagegen der Sphen oft in so dichten und mit der Hornblende so engverflochtenen Kristallen auf, dass er manchmal den Eindruck einer wirklichen Verwachsung macht. Andere Thatsachen lassen aber die nachträgliche Einlagerung des Sphen in den Rissen und leeren Räumen der Hornblende ganz bestimmt feststellen.

Der wichtigste Nebengemengteil ist der Sphen, dessen im Granodiorit reichhaltigeres und im Amphibolgranit geringeres Auftreten, zum Unterschied von dem gegen die Spitze hin verteilten Tonalit, für die Reihe des Amphibolgranit-Granodiorit höchst charakteristisch ist. Der Sphen stellt sich auch gegenüber vom Plagioklas in allotriomorphen Körnern ein. Er umfasst

Der Sphen. Feldspatkristalle, zerfetzte Hornblendeflecken und Magnetitkristalle.

Der Sphen ist farblos oder legt einen schwachen braunen Anchein vor; er ist klar, nicht polychroitisch, weist aber einen schwachen Absorptionunterschied nach zwei Hauptrichtungen auf. Polysynthetische Zwillinge; die Verzwilligung ist dem Druck zu verdanken. Die sehr schmalen Zwillingslamellen spitzen sich zu, und durchstreichen nicht den ganzen Schnitt. Der Sphen weist auch noch eine Reihe regelloser, aber zu einander fast parallelen, und auf der Gleitungsspur beinahe senkrechten Brüche.

Der Magnetit ist sowohl in dem Granodiorit, als auch in dem

Der Magnetit. Amphibolgranit stark verbreitet. Er weist keine regelmässigen Umrisse auf; im Dünnschliff stellt er sich als verzerrte Flecken dar. Der Magnetit ist in allen Elementen eingeschlossen, er beherbergt seinerseits Zirkon und Apatit.

Als Nebengemengteil betrachte ich den grünen Biotit mit  
Der grüne Biotit dem Polychroismus

$n'_o$  dunkelolivengrünlich

$n'_p$  lichtgelb

und starker Doppelbrechung. Dieser Biotit ist in dem Granodiorit sehr verbreitet, fehlt aber fast durchweg in dem Amphibolgranit. Er stellt sich in kurzen, schmalen Lamellen, welche wie gesagt, die Hornblendekristalle umschliessende Schnüre bilden und in allen Rissen und Spalten des Amphibol und selbst des Feldspat eindringen, die Magnetit- und Feldspatkristalle umgrenzen und sich schliesslich an den Flächen der Glimmersäulchen festsetzen. Hier und da machen die Schüppchenreihen von geflochtenem, grünen Biotit den Eindruck eines Glimmers, aus einem Gestein mit kataklastischer Struktur; hier aber kann von Stress wohl nicht die Rede sein, da die anderen Mineralien unberührt sind; anscheinlich ist es ein letzter Ueberrest aus dem basischen Teil des Gesteines, der wie ein Schaum schwebte und sich erst nachträglich befestigte.



Der primäre Epidot ist in einer sehr kleinen Menge, in der ganzen Reihe Amphibolgranit-Granodiorit vorhanden. Er ist ein Pistazit, weist die gewöhnlichen Merkmale dieses letzten auf und stellt sich in kleinen Körnern, neben dem Magnetit oder dem Sphen oder manchmal in schmalen Adern in den Plagioklasen ein. Anscheinend ist er, wie auch der Sphen oder der olivgrüne Biotit, jünger als der Plagioklas.

Der Apatit ist selten sowohl im Granodiorit als auch im Amphibolgranit; er weist kurze, feine Prismen auf.

Der Zirkon stellt sich auch in äusserst kleiner Quantität ein; er weist kurze, kleine, bipyramidale Prismen auf und ist in dem dunkeln Element eingeschlossen.

3. Die chemische Analyse (Dr. G. PAMPIL) der beiden Hauptvarietäten der Reihe Amphibolgranit-Granodiorit gab folgende Daten:

	I. Anal. No. 99 Amphibolgranit	II. Anal. No. 756 Granodiorit
SiO <sub>2</sub> . . . . .	74,47 . . . . .	66,35
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,06 . . . . .	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,44 . . . . .	14,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,10 . . . . .	3,79
FeO . . . . .	1,89 . . . . .	3,56
MnO . . . . .	0,09 . . . . .	Spuren
MgO . . . . .	0,23 . . . . .	0,89
CaO . . . . .	2,52 . . . . .	3,89
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,15 . . . . .	3,68
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,39 . . . . .	2,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,32 . . . . .	0,37
Glühverlust . . . . .	0,42 . . . . .	0,74
	<u>100,08(1)</u>	<u>99,24</u>

Diese Analysen ergeben nach den Berechnungsmethoden der amerikanischen Petrographen (2) folgende typische mineralogische Zusammensetzung:

Für den Amphibolgranit:

Quarz	35,61	Anorthit	8,34	Magnetit	1,62
Orthoklas	14,40	Bisilikate	4,11	Apatit	0,32
Albit	35,11	Ilmenit	0,15		

(1) Zirkonspuren.

(2) W. CROSS, J. MORSON, G. PRASON, H. WASHINGTON: Quantitative Classification of Igneous Rocks. Chicago 1903.



Für den Granodiorit:

Quarz	39,00	Anorthit	16,96	Ilmenit	0,76
Orthoklas	12,79	Korindon	0,10	Magnetit	5,57
Albit	31,44	Bisilikate	3,22	Apatit	0,93

Eine Gasanalyse (1) gibt für den Amphibolgranit folgende Resultate an:

Das Gasvolumen in 100 gr Gestein = 82,97 ccm.

Nichtdosierte Sublimationsprodukte NH<sub>3</sub>, Cl<sub>2</sub>, As<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>.

	per % Volum	
CO <sub>2</sub>		7,45
O		57,44
H		—
CO + CH <sub>4</sub>		7,44
N		26,61
Edelgase (2)		1,06
H <sub>2</sub> O		0,253

Dieses Gestein enthält auch Fluorspuren.

#### b. Der Tonalit.

Die Kennzeichen welche den Granodiorit von dem Amphibolgranit unterscheiden sind um so auffalender, je mehr man sich der Höhe zu, dem Tonalit nähert. Der Plagioklas wird basischer, herrscht immer mehr über den Kalifeldspat vor und der Biotit herrscht immer mehr über die Hornblende vor.

Der Tonalit wird als peripherische Facies des, das Hauptgestein des Massives bildenden Amphibolgranit und Granodiorit, nicht nur durch seine Stellung gegenüber von diesem Komplex, sondern auch durch seine feinere Struktur und eine betonte Neigung für zwei Kristallisierungszeiten gekennzeichnet.

Der eigentliche Tonalit stellt sich in den höheren Teilen der Kette von Greci ein, zwischen der Südwand des Viilorales nach Süden hin, bis nahe vom Rakovatale. Gegenüber dem Morzuta geht er nach N und NO in den Gabbro über und zwar gegen die Gipfel hin und gegen einen grossen Teil der Ostseite des Massives.

(1) DR. G. PAMFIL: Contribution à l'étude des produits volatils des roches. Bull. d. l. Sect. Sc. de l'Acad. Roumaine. III-ème Année 1914. No. 2, S. 72.

(2) Unter diesen sicher Helium spektroskopisch nachgewiesen.



1. Makroskopische Beschreibung. Der Tonalit stellt sich als ein granitisch-körniges Gestein ein, das aus bis ein 1 mm grosse, weisse und schwarze Quarz-, Biotit-, Hornblende- und Feldspat-kristallen gebildet ist, welche in der ganzen Masse einheitlich verstreut sind; dies verleiht ihm eine hellgraue, wegen der Umwandlung leicht braun angehauchte Farbe. In dieser feinkörnigen Masse schweben sehr seltene, höchstens 3—4 mm grosse Feldspat-, Quarz- und Biotitkristalle, die dem Gesteine hie und da ein leichtes porphyrisches Aussehen verleihen.

Das leukokrate Element ist grösstenteils aus mattweissem, feinkörnigen, wohl erhaltenen Plagioklas gebildet, der seltene Spaltungen aufweist und über den Kalifeldspat, der makroskopisch sich gar nicht unterscheiden lässt, wie auch über den Quarz, der in kleinen allotriomorphen Kristallen auftritt, stark vorwiegt.

Das dunkle Gementeil wird aus tafeligen Biotitkristallen zusammengesetzt, meist mit erhaltenem hexagonalen Umriss, seltener mit von der Umwandlung hervorgerufenen goldenen oder polychromischen Reflexen und tritt in viel grösseren Quantitäten auf, als das zweite melanokrate Mineral, die gemeine grüne Hornblende, die sich in kurzen, schwarzen oder schwarzgrünlichen Prismen mit häufigen Spaltungen, einstellt. Die Hornblende umschliesst oft den Biotit, sehr selten aber kann man daran idiomorphe Umrisse unterscheiden.

Von den Nebengemengteilen lässt sich der Magnetit (Ilmenit?) schwer erkennen.

Sehr selten stehen auch Faciese an, in denen sich grössere vereinzelte Kristalle nicht vorfinden; andere weisen wegen ihres kleineren eiförmigen Kornes und ihres erhöhteren Hornblendgehaltes ein hellgraues Aussehen auf.

2. Mikroskopische Beschreibung. Die Hauptgemengteile die sich in diesem Tonalit einstellen sind der Menge nach folgende: der Plagioklas, dann der Biotit und der Quarz in unbeständigen Quantitätsverhältnissen, der Orthoklas und die Hornblende. Der Plagioklas ist im Gestein vorwiegend und bildet fast 50% von dessen Substanz.

Die sich in geringer Quantität und in abwechselnden Verhältnissen vorfindenden Nebengemengteile sind folgende: Magnetit (Ilmenit?) Zirkon, Epidot (Pistazit), Apatit, Rutil und etwas Orhit.

Der Plagioklas stellt sich in relativ grossen, idiomorphen Individuen ein, die gewöhnlich isometrisch sind aber zu einer Entwicklung von tafeligen Krystallen neigen, die bei Schnitten, welche mit der Fläche  $M(010)$  mehr oder weniger parallel



laufen, recht deutliche Umrisse nach  $\{100\}$ ,  $\{201\}$ ,  $\{101\}$ ,  $\{101\}$  aufweisen. Derselbe Plagioklas tritt auch als beinahe mikrolithische Individuen auf, die auch idiomorph sind und dieselbe Neigung zu einer tafoligen Kristallbildung behaupten. Die grossen Individuen weisen fast immer deutliche Spaltungen nach P  $\{001\}$ , M  $\{010\}$  und eine ziemlich merkbare Spaltbarkeit nach  $h^1$   $\{100\}$  auf.

Sowohl die grossen als auch die mikrolithischen Kristalle sind zoniert. Die Zonen haben basische Rekurrenzen; man fand zwei bis drei solche Rekurrenzen, deren Basicität sich vom Innern gegen das Aussere hin verminderte. In einigen Varietäten trifft man zonierte Feldspäte an, die keine basischen Rekurrenzen aufweisen.

Die zonierten Plagioklasindividuen stellen einen oft recht geringen Kern auf, der nach rechtwinkligen Räumen verzerrt ist; diese Räume sind mit mehr saurerer Plagioklassubstanz ausgefüllt. Die Zusammensetzung dieses Kernes ist ungefähr die eines beinahe basischen Andesin.

Seine Identification ist auf folgende Messungen gegründet:

1. Schnitt senkrecht zu  $n_x$ , fast zentriert,

$$\begin{array}{ll} \text{Auslöschungswinkel } n'_x/M & + 23\frac{1}{2}^\circ \\ & + 24\frac{1}{2}^\circ \end{array}$$

2. Schnitt senkrecht zu  $n_y$ , zentriert,

$$\text{Auslöschungswinkel } n'_y/P \quad + 8^\circ$$

3. Schnitt der senkrecht zu M  $\{010\}$  laufende Zone; Zwillinge nach dem Karlsbader  $\pm$  Albitgesetz.

$$\text{Auslöschungswinkel } n'_x/M \quad \begin{array}{cccc} (1) & (1') & (2) & (2') \\ 13^\circ & 12\frac{1}{2}^\circ & 4\frac{1}{2}^\circ & 4\frac{1}{2}^\circ \end{array}$$

Schnitte fast senkrecht zu einer optischen Achse, die betreffs des optischen Charakters nach der BECKE'schen Methode untersucht wurden, ergaben positive Reaktionen.

Nach der Methode der Brechungsindices ergab sich

$$n'_x < \epsilon \qquad n'_y > \omega$$

Alle diese Messungen, beweisen die Zusammensetzung eines fast basischen Andesin an, in höchst befriedigender Begrenzung zwischen 37—39% An.

Die Feldspatfetzen welche die verzerrten Räume in dem Kerne ausfüllen, werden in den Feldspatzonen desselben Gesteines nicht mehr aufgefunden, ihre Substanz bildet aber selbst Feldspatkerne in den anderen Teilen des Gesteines. Die Zusammensetzung dieses Feldspates ist die eines saueren Andesin mit 32—34% An, wie aus den folgenden Messungen hervorgeht:



1. Schnitt senkrecht zu  $n_{\alpha}$ , beinahe zentriert

Auslöschungswinkel  $n'_{\alpha}/M$ , verzerrter ausgefüllter Raum  $+19\frac{1}{2}^{\circ}$   
 ein Kern  $+19\frac{1}{4}^{\circ}$

2. Schnitt senkrecht zu  $n_{\beta}$ , zentriert

Auslöschungswinkel  $n'_{\beta}/P$  Kern 20

Brechungsindices nach dem angegebenen Verfahren:

$$n'_{\alpha} < \epsilon \quad n'_{\beta} > \omega$$

Bei einigen Varietäten, die sich von dem hier als typisch beschriebenen Gestein sehr wenig unterscheiden, folgen die Zonen nicht mit allmählichen Uebergängen nacheinander; die Uebergänge sind scharf, die Zonen weisen scharfe Umrisse auf, die wohl als Sprünge in der Aufeinanderfolge der Kristallisation der Feldspäte betrachtet werden. Die Sprünge sind hauptsächlich von dem Kern nach der Zone hin ausgesprochen, als zwischen den Zonen; nur in dem saueren Teil der Zonen werden die Uebergänge allmählicher. Darauf beruht wahrscheinlich auch die Thatsache, dass nur die Kerne verzerrt sind, die Zonen aber nicht.

In den aufeinanderfolgenden Zonen unterscheidet man:

1. Einen basischen Oligoklas, ungefähr einen saueren Andesin mit 30% An

Schnitt senkrecht zu  $n_{\alpha}$ , beinahe zentriert

Auslöschungswinkel  $n'_{\alpha}/M$   $+15^{\circ}$

2. Einen basischen Oligoklas mit 24—26% An

Schnitt senkrecht zu  $n_{\alpha}$ , beinahe zentriert

Auslöschungswinkel  $n'_{\alpha}/M$   $+8\frac{1}{2}^{\circ}$   
 $+5^{\circ}$

3. Einen saueren Oligoklas mit 17—20% An

Schnitt senkrecht zu  $n_{\beta}$ , zentriert

Auslöschungswinkel  $n'_{\beta}/M$   $+4^{\circ}$

Schnitt senkrecht zu  $n'_{\alpha}$ , zentriert.

Auslöschungswinkel  $n'_{\alpha}/P$   $+6^{\circ}$

4. Einen Oligoklas Albit mit 13—15% An



Schnitt senkrecht zu  $n_p$ , sehr nahe zentriert

Auslöschungswinkel  $n'_p/M$  - 6°

Schnitt senkrecht zu  $n_p$ , zentriert

Auslöschungswinkel  $n_p/D$  + 10°  
+ 12°

Die Brechungsindices dieser letzten Zone sind  $n'_p > N$   $n'_p = N$  ( $N =$  Brechungsindices des Balsam).

Alle hier angegebenen Zeichen lassen keine Zweideutigkeit zu.

Der Plagioklas weist immer Zwillinge auf; gewöhnlich nach dem Albitgesetz. Die Zwillinglamellen sind fein und durchziehen die Platte von einem Ende bis zum anderen, indem sie durch alle Zonen dringen.

Die Zwillinge nach dem Albitgesetz sind sehr oft von Zwillingen nach dem Karlsbadergesetz begleitet.

Die Spur der Associationsfläche dieser letzteren ist immer linear, sehr selten stufenartig; es wurden nie Associationen nach einer unebenen Fläche wahrgenommen. Bei grösseren Feldspäten mit verzerrten Individuen, die mit mehr saurer Substanz angefüllt sind, ist die Zwillingstreifung oft unklar. Zwillingassociation nach dem Albit-Periklingesetz äusserst selten; nie bei grösseren Individuen.

Die Zwillinge nach dem Periklingesetz zeigen oft feine kontinuierliche Lamellen.

Die Plagioklase sind sehr wenig umgewandelt. Stellenweise sind die basischen Kerne in kleinem Masse, in feine mikrolithische, helle Gimmerschüppchen verwandelt, die in einem feinen Gewebe mit dem Aussehen des Sericits in sehr wenig Klinozoit und manchmal einer feinerdigen Substanz, vielleicht Kaolinit, umgewandelt sind. Die Zonen und die saure Substanz welche die verzerrten Räume der Kerne ausfüllen sind durchweg unverändert.

Der Plagioklas enthält stellenweise seltene Einschlüsse von Zirkon, Magnetit und viel Apatit in prismatischen Nadeln.

Der Orthoklas der sich in abwechselnden Verhältnissen in den verschiedenen Teilen der vom Tonalit eingenommenen Fläche, gewöhnlich aber in viel geringerer Quantität als der Plagioklas, einstellt, weist völlig allotriomorphe Individuen auf, füllt die leeren Räume zwischen den anderen Elementen aus oder bildet mehr oder minder entwickelte, gewöhnlich sehr schmale Zonen rund um den Plagioklas herum. Der Orthoklas wurde nur nach seiner kleinen Doppelbrechung und nach seinen Brechungsindices, die wohl kleiner sind als die des Canadabalsams, bestimmt.





Der Orthoklas tritt in dem Gestein nie homogen auf; er wird von regellosen Fäserchen und Äderchen plagioklasischer Substanz durchzogen, die den Schnitten das wohlbekannte Aussehen des Mikroperthit verleihen.

Die kleinen Adern plagioklasischer Substanz, die in diesem Orthoklasmikroperthit eingestreut sind, fangen sehr oft an dem mit einem Plagioklaskristall in Berührung stehendem Rande an, und schlängeln sich immer schmaler werdend und sich abzweigend, gegen das Innere hin. An der Begrenzung des Plagioklas und Orthoklasmikroperthit sind die Fäserchen albitischer Substanz manchmal so häufig, dass sie den Eindruck eines fortdauernden Ueberganges zwischen den zwei Feldspäten machen, was allerdings sehr möglich ist.

Selten treten in den Schnitten der symmetrischen Zone Lamellen plagioklasischer Substanz aus dem Mikroperthit auf, mit Zwillingen nach dem Albitgesetz. An den Schnitten dieser Zone stehen auch unregelmässige Flecken mit grösseren Brechungsindices und höherer Doppelbrechung an, immer im Zusammenhang mit den Albitzwillingslamellen, die den Eindruck eines Kryptoperthit machen. Die sehr kleinen Plättchen gestatten keine ausführlichere Bestimmung, und so kann diese Vermutung nicht bestätigt werden.

Bei dem Kontakte des Plagioklas mit dem Orthoklasmikroperthit bilden sich Myrmekitverwachsungen, welche in einigen Teilen des Gesteines zahlreich und wohl sehr schön, aber immer sehr klein sind, und an anderen Stellen gänzlich entbehren.

Der Myrmekit stellt sich nierenförmig in dem Orthoklasmikroperthit ein, mit der Konvexität gegen diesen letzteren gerichtet; hier und da weist er nicht allzu breite aber fingerförmige Verlängerungen, mit abgerundeten Enden auf. Die Feldspatsubstanz des Myrmekit hat grössere Brechungsindices als der Orthoklas; ihre Brechungsindices verhalten sich zu denen des Quarzes wie folgt:

$$n'_x < \varepsilon \quad n'_y = \omega$$

und entsprechen demnach einem saueren Oligoklas. In diesem Myrmekit lagert sich der Quarz in wurmförmigen, nielinischen sehr feinen Fasern ein, welche strahlenförmig, nach den Orthoklasmikroperthit auseinanderlaufen oder sich in zweigartigen Gruppierungen (eine Art Dendriden), mit derselben allgemeinen Richtung verteilen. Oft werden in der Feldspatsubstanz einiger derartigen Myrmekitverwachsungen sehr feine Zwillinglamellen nach dem Albitgesetz wahrgenommen, welche dieselbe Richtung, wie die wurmartigen Quarzfäserchen behalten. Manchmal weist der Myrmekit gegen den Orthoklasmikroperthit hin eine quarzfreie, den Umrissen



des Mikroperthitkornes folgende Zone auf; das ist auch eine Plagioklaszone, denn man trifft öfters solche Zonen, in welchen die Zwillinglamellen nach dem Albitgesetz sich fortziehen und grössere Brechung und Doppelbrechung, als die des Orthoklasmikroperthit aufweisen. Je nach der Orientierung und den Niveau an welchen diese Schalen von dem Präparat durchschnitten sind, sehen sie wie vereinzelte Körner aus, in welchen die Quarzfäserchen, senkrecht zu ihrer Richtung durchschnitten, wie Punkte erscheinen.

Die Tenazität der wurmförmigen Quarzfäserchen in Verbindung mit der Zusammensetzung des saueren Oligoklas der Feldspatsubstanz des Myrmekit würde BECKE's (1) Meinung bekräftigen dessen Erachtens nach, die Quantität des in einer solchen Verwachsung abgeschiedenen Quarzes in direktem Verhältnis mit dem Anorthitgehalt der Feldspatsubstanz steht.

In diesem Fall hätte die quarzfreie Zone, dieselbe Zusammensetzung wie ein reiner oder ein beinahe reiner Albit. Die Armut an Anorthit der äussersten Zonen der Plagioklasen die richtig genug bestimmt werden können (sie sind von der Zusammensetzung eines Oligoklas-Albit mit 12% An) macht die Vermutung dass diese letzte Schale des Myrmekit aus reinem oder beinahe ganz reinem Albit besteht, nicht unwahrscheinlich.

Der Quarz tritt in allotriomorphen Körner auf, die die leeren Räumen rund um die vor ihm erstarrten Mineralien ausfüllen. Die Quarzkörner weisen Sprünge auf, und an den verschiedenen Schnitten sind wellige Auslöschungen und zahlreiche Reihen von Gas- und Flüssigkeits einschüssen mit Libellen und kleinen würfelförmige wahrscheinlich NaCl Kristallen wahrnehmbar.

Der Quarz dringt in die Plagioklaskristallen die er umgibt bis zu einer gewissen Tiefe ein, wie in die Löcher eines Schwammes. Ein durch die Mitte geschnittener Feldspatkristall sendet in einem solchen Falle in dem benachbarten Quarz kurze, relativ dicke, unregelmässige, wurmförmige, mit abgerundeten Enden versehene, untereinander zusammenhängende Fühläden aus. Die von dem Präparat in der Höhe dieser fühlädenartigen Verlängerungen durchgeschnittenen Quarzkristallen sehen in gleicher Weise, wie Quarzplatten mit regellos geformten wurmförmigen, mit einander verbundenen oder gar nicht zusammenhängenden, pegmatitischen Verwachsungen aus; es scheint als wären sie ein, aus einem groben, hier und da zerrissenen Faden, ungleich gewebtes Netz bilden, das aus einem gestreiften Plagioklas gebildet ist und alle, aus derselben Platte zusammengesetzten Quarz-

(1) F. BECKE: Ueber Myrmekit, T. M. P. M., XXVII Heft 4, 1908, S. 377.



bestandteile mit derselben Orientierung aufweist. In keinem Falle wurde in einem Schnitte von derartigem Quarz ein basischerer Feldspat angetroffen als ein basischer Oligoklas und nirgends wurde in einem Schnitt durch die Mitte eines Plagioklaskristalles ein Quarz angetroffen der tiefer eindringt als die Zone des basischen Oligoklasen. Selbstverständlich gibt es zwischen den beschriebenen äussersten Schnitten Raum für mannigfache Schnitte, die je nachdem Niveau an der sie durchgeschnitten wurden, verschiedene Bilder aufweisen und zwar, das eines basischen Oligoklas mit Flecken von Quarz, ähnlich dem Quarz der verzerrte Stellen in einem anderen Mineral einnimmt, bis zu einer Quarzplatte mit vereinzelt eigenartiggeformten Feldspateinschlüssen die zu demselben Individuum oder zu zwei Zwillingindividuen gehören, da doch diese Flecken gleich orientiert sind und die Zwillinge sich in allen diesen Flecken fortziehen.

Die obenangeführte Beschreibung schliesst eine pegmatitische Verwachsung völlig aus.

Der Biotit stellt sich in kurzen prismatischen hypidiomorphen Kristallen ein, welche in den Basisschnitten sehr selten hexagonale Umrisse aufweisen; häufig kommt er in unförmige Flecken vor. Polychroismus:

- $n_p$  hellbraun, beinahe gelbbraun.
- $n_y$  dunkelbraun beinahe acajoubraun.

Doppelbrechung  $n_y - n_p = 0,04$  oder etwas grösser.

Die Biotitkristalle weisen Zirkoneinschlüsse in vereinzelt Körner oder sehr feinkörnigen Nestern mit polychroitischen Höfen auf, kleine linsenförmige längs der Spaltflächen verteilte Epidotnester, stellenweise zahlreiche kleine prismatische Apatitkristalle, kleine unförmige Magnetitkörner (oder Ilmenit) und Rutilnadeln (Sagenit).

Die Schnitte der senkrecht zur Basis liegende Zone, stellen schwache Spuren mechanischen Einflusses auf; sie sind schwach gewellt.

Der Biotit weist hier und da einen schwachen Umwandlungsbeginn auf. Die Umwandlung beginnt an den Rändern, an den Spaltflächen, an den zufälligen unorientierten Rissen der Schnitte und bringt ein Verblässen der Farbe hervor die hellgrün wird; das Mineral bewahrt seine starke Doppelbrechung. Je tiefergehender die Erscheinung wird, desto schwächer wird die Doppelbrechung und das Mineral wird zu Chlorit. Es ist eine Verwandlungerscheinung die sich während der Erstarrung vollzog.

An einigen Stellen, an seiner Umgrenzung, weist der Biotit eine dünne Reihe von sehr kleinen, schwarzen Körnerhäuflein, vormalig von Eisenoxyd, auf; auch der sonst sehr sporadische Sagenit



hat sich angeblich an den Rändern und in der Nähe der Risse gebildet. Sowohl dieser Sagenit als auch der erwähnte Eisenoxyd sind wahrscheinlich einem Umwandlungsanfang zuzuschreiben, welcher das Eisen und den Titan die wahrscheinlich in dem Biotit als Oxyde vorkommen, absetzt.

Local vermehrt sich der in dem Biotit eingeschlossene Apatitgehalt und in solchen Fällen wächst auch der Magnetitgehalt; jedoch sind diese Mineralien keine Umwandlungsprodukte. Die Magnetiteinschlüsse in dem Biotit stellen sich alsdann in einer wurmförmigen, verzerrten Ausbildung ein und sind wahrscheinlich einem und demselben Magnetitkristall zuzuschreiben, durch den die Substanz des Biotit gedrungen hat und die als ein einziges Individuum, mit poikilitischer Struktur kristallisierte.

Die Chloritumwandlung ist manchmal so vorgeschritten dass in diesen Mineralplatten nur mehr dünne, splinterartige Biotitflecken zurückgeblieben sind.

Der Chlorit welcher den Biotit epigenisiert bewahrt die Form des ursprünglichen Mineral, von dem er herrührt; ausserdem trifft man Chlorit auch unabhängig von Biotit, in kleinen dreieckigen spherolitisch-struicten, an der Biotitgrenzung gelegenen, Chloritflecken.

Zugleich mit der Umwandlung des Biotit und der Bildung des Chlorit scheint auch die Hornblende kristallisiert zu sein. Sie kommt in viel kleineren Quantitäten als der Biotit vor und scheint späteren Alters. Diese Hornblende ist die gemeine grüne Varietät, weist aber stellenweise eine gewisse Abwechslung in Bezug auf Zusammensetzung auf.

Selten tritt sie mit folgenden Polychroismus auf:

- $n'_p$  dunkelgrün mit schwachem Stich ins bläuliche
- $n''_p$  dunkelgrün mit braunem Anflug
- $n'_p$  hellgrün, gelbangehaucht

Der grösste vorgefundene Auslöschungswinkel  $n'_p/c = 21^\circ$ .

Hier und da geht die Hornblende in eine gemeine grüne Hornblende über, mit blassbetontem Polychroismus:

- $n'_p$  hellgrün
- $n'_p$  gelbgrünlich.

Die hier geschilderten Hornblendensorten treten in—mit Chlorit verwachsen—kleine, zerletzte Flecken auf, welche zerrissene Biotitflecken umfassen, und nur selten in idiomorphen Kristallen.

In anderen Fällen erreicht die Hornblende nicht grössere Dimensionen; sie scheidet sich in unförmigen Haufen



von kurzen, isometrischen Hornblendschüppchen, mit dunkelgrünem, blau bis lichtgrünem, braun überzogenem Polychroismus; dann sind sie ganz regellos verteilt und weisen zwischen den gekreuzten Nicols ein vielfärbiges Aggregat mit mittlerer Doppelbrechung auf, von Gemengteilen die oft in Bündeln angeordnet sind. Diese Häuflein umgeben sehr feine Haufen von Magnetit (oder Ilmenit?).

Zwischen diesen zwei süssersten Erstungsarten gibt es Uebergänge in denen die gemeine grüne Hornblende mit blassgrünen Farbentönen, in grösseren Individuen kristallisiert hat; die Hornblende mit dunklerfärbigem Polychroismus umgrenzt die mehr oder minder verzerrten Ränder der ersteren mit einem schmalen Saum, bildet Flecken in den verzerrten Körner oder kristallisiert in kurzen Schüppchen die um die Biotitkristalle angeordnet sind und eine zu der Umgrenzung dieser Kristalle senkrechte Abplattungsrichtung aufstellen. Es gibt also zwei Hornblendegenerationen.

Von den Uebergemengteilen fällt am meisten der völlige Mangel an Sphen auf. In einigen Teilen des Gesteines treten sporadische Orthitkristalle auf. Der Orthit stellt sich in idiomorphen, angeblich monoklinen Kristallen ein, die asymmetrische Auslöschungen aufweisen; die Kristalle sind zoniert. Das Zentrum wird vom einem polychroischen kastanienbraun angeflogenen Kern gebildet

$n'_g$  hellkastanienbraun  
 $n'_r$  lichtgelblichbraun.

Die Zonen haben einen Polychroismus mit heblbraun-gelblichem Farbenton. Die Doppelbrechungsfarbe weist lebhaft Töne erster Ordnung auf.

Der Epidot tritt häufig in dem Gestein als Pistazit auf; er bildet linsenförmige, feinkörnige Einschlüsse in den Biotit auf, wie das bei diesem letzten Mineral schon beschrieben wurde.

In denselben Handstücke tritt als Einschluss in die Hornblende ein feinkörniger, mit Pistazit verwachsener Manganepidot auf. Er ist farblos, hat starke Brechung und den Polychroismus

$n'_g$  mangaurötlich,  
 $n'_r$  gelb mit einem Stich ins grünliche.

Der Apatit stellt sich in einigen Stellen des Gesteines in bedeutender Menge ein; er ist meist in der Hornblende und in dem Biotit eingeschlossen, weniger in dem Plagioklas und in dem Magnetit.



In anderen Stellen ist der Apatit in allen Bestandteilen des Gesteines vorhanden; er ist in kleinen, im konvergierenden Lichte schwer zu beobachtenden, aber vollkommen klaren Prismen entwickelt.

Der Magnetit tritt in unförmigen, verzerrten Kristallen auf und dient meistens als Kern für die Kristallisation des Biotit.

Der Zirkon stellt sich in langen, pyramidierten Prismen, oder in isometrischen Körnern ein, als Einschlüsse in dem Biotit und in der Hornblende.

Der Rutil stellt sich selten in kleinen rötlichbraunen Körnern oder in Sagenitnadeln, meist in dem Biotit und in dem Chlorit ein.

3) Die chemische Analyse des Tonalit (Dr. G. FAMIL) ergab folgende Resultate:

III. Anal. Nr. 761.  
Tonalit.

SiO <sub>2</sub>	69,95
TiO <sub>2</sub>	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,34
FeO	1,47
MnO	0,16
MgO	0,87
CaO	3,63
Na <sub>2</sub> O	3,02
K <sub>2</sub> O	1,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26
Glühverlust	0,73
	99,71

Diese Analyse ergibt nach der Rechnungsmethode der amerikanischen Petrographen (1) folgende typische mineralogische Zusammensetzung:

Quarz	32,28	Anorthit	16,68	Ilmenit	2,58
Orthoklas	8,34	Korindon	3,26	Magnetit	0,93
Albit	25,68	Bisilikate	3,78	Apatit	0,62

Eine Gasanalyse (2) des Tonalit gab folgende Ergebnisse:

Gazumfang von 100 gr Gestein=129,94 cem.

(1) W. Cross, etc., a. a. O.

(2) Dr. G. Famil a. a. O.



Nichtdosierte Sublimationsprodukte  $\text{NH}_4\text{Cl}$ , S und sehr wenig Sb und As.

$\text{CO}_2$	per	%	Vol.	14,43
O	*	*	*	46,15
H	*	*	*	—
$\text{CO} + \text{CH}_4$	*	*	*	—
N	*	*	*	39,42
Seltene Gase	*	*	*	Spuren
$\text{H}_2\text{O}$	*	*	*	1,199

## 2. REIHE GABBRO—SAURE DIFFERENTIATIONSPRODUKTE DES GABBROMAGMA—GLIMMERFREIER GRANIT.

Alle diese Gesteine werden hier in einer einzigen Gruppierung zusammengefasst, denn obwohl sie die ganze Reihe von einem sehr saueren Gestein, einem glimmerfreien Granit (mit 83,19 Mol %  $\text{SiO}_2$ ), bis zu einem Gabbro (mit 50,81 Mol %  $\text{SiO}_2$ ) durchreichen, so stehen sie doch vom Standpunkte ihres Differentiationsprozesses aus, im engsten Zusammenhang zueinander und stellen eine besondere Phase in der Differentiation des Magma von Greci dar.

### a<sub>1</sub>. Gabbro.

Der eigentliche Gabbro nimmt in dem Granitmassiv einen schmalen Streifen ein, welcher den mittleren und höchsten Teil der Kette umzieht. Er bildet den Gipfel Căcata (Morzu), den östlichen Teil des Gipfels Ghiuultu und den ganzen unteren Teil des zwischen diesen Höhen liegenden Morzutaies.

Die Verlängerungen dieses Streifens nach dem Hügel Bohul, Imputita und nach dem Hügel Căntăciu gegen NW hin, wie auch nach dem Hügel Piscul Innalt und dem Lunca vițatal gegen SO hin, sind aus den Differentiationsfaciesen dieses Gabbro zusammengesetzt.

Nie wird hier ein typischer Gabbro angetroffen der aus Diabas und einem basischeren Plagioklas als der saure Labrador gebildet wäre. Ja überall, sogar in dem basischesten Typus dieses Massives war das Gleichgewicht des Magma mehr oder minder verändert im Sinne der Bildung eines mehr saueren Plagioklases, der Unbeständigkeit des Pyroxen und dessen Umwandlung in eine Hornblende zugleich mit der Primärablagerung dieses letzteren Minerals.



1. Makroskopische Beschreibung. Makroskopisch erscheint der Gabbro als ein kompaktes Gestein mit höchstens 2 mm grossem Korn, von schwarzer grünlichgrauer Farbe mit zahlreichen kleinen weissen Kristallen ein. Das Gestein weist eine ophitische Struktur auf. Beiläufig 30% des ganzen Gestein wird von einem zuckerartigem, matweissen, hier und da lichtgrünen Plagioklas gebildet, der mehr oder minder sichtbare, idiomorphe Kristalle aufweist; der Diabas ist in diesem Gesteine in dicken, tafeligen, deutlich spaltbaren, schwarzgrauen, schwachglänzenden Kristallen vorhanden, die sich zu dem Plagioklas allotriomorph verhalten; auch treten in diesem Gabbro dünne, prismatische Kristalle von einer gemeinen schwarzgrünlichen, höchst glänzenden und regellos über die ganze Masse verteilten Hornblende auf; der Magnetit (Ilmenit?) lässt sich hier mit freiem Auge sehr schwer erkennen.

An einigen Stellen, vor allem an dem Kontakt mit dem mehr saueren Tiefenmagma beträgt der Plagioklas bis 60% des ganzen Gesteines; der Pyroxen wächst dagegen ab, die gemeine grüne Hornblende und der Aktinolith nehmen zu und verleihen dem Gesteine einen helleren grünen Farbton. In diesem Fall gesellt sich zu dem schwarzen Element auch etwas Biotit oder wenn dieser ausbleibt, etwas Chlorit.

2. Mikroskopische Beschreibung. Unter dem Mikroskop weist der Gabbro die für alle Gabbroarten charakteristische ophitische Struktur auf.

Er wird hauptsächlich von einem Plagioklas und einem Pyroxen gebildet.

Der Plagioklas ist ein sauerer Labrador mit beiläufig 55% An, dessen Bestimmung auf folgende Messungen beruht:

1. Schnitt mit Zwillingen nach dem Albitgesetz, eine Fläche P (001) oder eine in der symmetrischen Zone sehr nahe an P (001) liegende Fläche

$$\text{Auslöschungswinkel } n'_p/M \quad \text{--- } 6^\circ 30'.$$

2. Schnitt senkrecht zu  $n_p$ , zentriert

$$\text{Auslöschungswinkel } n'_p/P \quad \text{--- } 32^\circ 30'.$$

Optischer Charakter positiv.

Der Plagioklas zeigt eine bedeutende Dispersion auf; wenn man an den auf  $n_p$  senkrecht stehenden Flächen auf Auslöschung nahe von





— der Kante M/P einstellt und in der Richtung der Uhrzeiger dreht, so wird der Plagioklas dunkelblau; dreht man nach der entgegengesetzten Richtung hin so wird er weissgrünlichgelb was auf eine Dispersion der Bisektrizen und zwar  $P: n_{pg} > P: n_{pr}$  (1) deutet.

Der Plagioklas erscheint in idiomorphen Individuen, die sich in der, der ophitischen Struktur eigentümlichen, Weise, einander im Wachstum verhindern. Die Individuen sind eher tafelig als isometrisch. Sie weisen Zonenbau auf und zwar eine einzige dünne Zone deren Zusammensetzung nicht bestimmt werden konnte die aber, wie sicher festgestellt wurde, saurer als der Kern ist.

Die Individuen des Plagioklas weisen Zwillinge nach dem Albit oder Periklingesetz auf, seltener nach der Assoziation dieser beiden Gesetze oder nach einem dieser und dem Karlsbadergesetz.

Der Plagioklas zeigt ein vorgeschrittenes Umwandlungsstadium; er ist aus einer Mischung von Epidot und Klinozoisit mit mikrolithischem weissem Glimmer die seine Zwillingungsverwachsung beinahe völlig anlöscht, zusammengesetzt. Er weist seltene Einschlüsse von Ilmenit; dieser letztere ist von Rutil umgrenzt und beide hernach von einer Leukoxonzone.

Der schwarze Bestandteil wird vorwiegend aus Diallag und ein wenig gemeine grüne Hornblende zusammengesetzt.  
Der Diallag erscheint in grossen, allotriomorphen Kristallen auf und kristallisiert in den polyaedrische Hohlräumen zwischen den Plagioklasen. Er weist ausgesprochene, jedoch kurze Spaltungen auf, mit kurzen nach zwei Richtungen laufenden nadelförmigen Einschlüssen und mit merkbarem obwohl sehr blasfarbigem Polychroismus:

$n'_g$  schwachrötlich, fast farblos  
 $n'_p$  schwachgrünlich.

Der Auslöschungswinkel auf einem Schnitt nahe von dem mit dem Maximum der Doppelbrechung:  $n'_g/c = 43^\circ$ .

Der Diallag weist optische positive Doppelbrechung und merkbare Dispersion.

Die Einschlüsse sind manchmal nadelförmig, kurz geradelinig und laufen parallel nach zwei Planrichtungen; manchmal wenn sie von dem Präparat senkrecht auf ihre Richtung durchschnitten sind, erscheinen sie als kurze, rechtwinkelige in Parallelebenen verteilte, kleine Lamellen. Die Einschlüsse sind braunfarbig, weisen

(1) F. Beckr: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. T. M. P. M. 13, 1892, S. 392.



grössere Brechungsindices als die des Wirtes auf und kommen stellenweise so zahlreich zum Vorschein, dass die Platte wie umgewandelt aussieht.

Diese mikrolithische Einschlüsse gehören wahrscheinlich zu einem titanhaltigen Mineral, das ursprünglich in der festen Lösung welche den Pyroxen zusammensetzt enthalten war und späterhin in folge des Temperaturabnehmens davon abgeschieden wurde (1).

Der Diallag wird von einer schmalen, aus einer gemeinen grünen Hornblende gebildeten Zone umgrenzt; diese Hornblende weist einen ausgesprochen Polychroismus in grünen Farbönen — mit grünbläulichem bis lichtgelbem Anflug — auf; die Unterschiede zwischen dieser Hornblende und dem Diallag sind durch den Polychroismus dieses letzteren, durch den grösseren Brechungsindices und durch die ein wenig stärkeren Doppelbrechung leicht nachzuweisen.

Diese Hornblende sieht wie ein Umwandlungsanfang des Pyroxen an und wird fortwährend von einer Ablagerung von sekundärem feinkörnigem Epidot begleitet.

Zugleich mit der Umwandlung des Pyroxen bildete sich auch eine gemeine bräunlichgrüne Hornblende mit dem Polychroismus:

$n'_g$  olivgrünbraun,  
 $n'_m$  olivgrünbraun,  
 $n'_p$  hellgrüngelb.

Nebengemengteile stellen sich sehr wenige ein. Der in seltenen verzernten Kristallen vorkommende Magnetit ist höchst wahrscheinlich äusserst titanhaltig, wenn nicht sogar ein reiner Ilmenit, da neben den Körnern dieses Minerals auch Rutilkristalle die samt dem Ilmenit im Leukoxen eingebettet sind, zum Vorschein kommen.

Der Leukoxen und der Rutil sind höchst wahrscheinlich das Ergebnis der Umwandlung des Ilmenit.

3. Die Chemische Analyse (DR. G. PANFIL) des Gabbro ergibt folgende Resultate:

(1) J. H. L. Voet: On Labradorite-Norite with Porphyritic Labradorite-Crystals: a Contribution to the Study of the «Gabbroidal» Eutectics. The Quarterly Journal of the geological Society, Vol. LXV, part. 2, No. 258, Mai 1909, S. 101.



VI Anal. No. 150  
 Gabbro

SiO <sub>2</sub>	46,53
TiO <sub>2</sub>	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,52
FeO	5,13
MnO	0,23
MgO	8,42
CaO	10,64
Na <sub>2</sub> O	3,25
K <sub>2</sub> O	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (1)	0,46
Glühverlust	3,19
	101,32

Diese Analyse ergibt nach der Rechnungsmethode der amerikanischen Petrographen folgende typische mineralogische Zusammensetzung:

Orthoklas	2,78	Diopsid	10,01	Apatit	0,93
Albit	28,30	Hypersthen	7,45	MgO	4,92
Anorthit	38,92	Ilmenit	0,76	FeO	2,08
		Magnetit	3,71		

Die Gasanalyse (G. PAMFIL) des Gabbro gab folgende Ergebnisse:

Gasumfang von  $\frac{1}{10}$  gr Gestein = 224,50 cem.

Undosierbare sublimierbare Produkte NH<sub>4</sub>Cl

N	für $\frac{1}{10}$ vol.	17,66
H	" " "	—
Seltene Gase	" " "	0,20
CO <sub>2</sub>	" " "	17,86
CO + CH <sub>4</sub>	" " "	0,60
H <sub>2</sub> O	" " "	35,67
O	" " "	64,28

(1) Ceriumspuren.



### a<sub>2</sub> Der Hornblendegabbro.

1. Makroskopische Beschreibung. Obwohl sich in der hauptsächlich mineralogischen Zusammensetzung oder in der Struktur keine Veränderung vollzog, so sind doch einige Unterschiede zwischen den regellos verbreiteten aber namentlich gegen die Grenzen des eigentlichen Gabbroflecks verteilten Faciese wahrnehmbar.

Die Struktur ist noch ausgesprochen gabbroartig, weist aber nicht mehr einen so auffallenden Charakter auf wie die bei dem oben beschriebenen Gestein. Der leukokrate auch nur aus Plagioklas bestehende Bestandteil verhält sich zu dem schwarzen Gemengteil hier auch idiomorph. Er ist jedoch mehr sauer als der bei dem oben erwähnten Gabbro vorkommende Plagioklas und ist nämlich ein basischer, mit 45-47% An, dem Labrador naheliegender, Andesin.

2. Mikroskopische Beschreibung. Der Plagioklas umfasst beiläufig 60% vom ganzen Gestein; demnach haben sich die Verhältnisse zwischen den Elementen die dieses Gestein zusammensetzen zum Nachteil des femischen Bestandteiles gestaltet.

Die Bestimmung des Plagioklas beruht auf folgende Messungen, die immer mit Hilfe des BERTRAND'schen Okular vorgenommen wurden:

1. Schnitt senkrecht zu  $n_p$ , beinahe zentriert

Auslöschungswinkel  $n'_p/P$   $-18^\circ$  folglich 45% An

2. Schnitt senkrecht zu  $n_p$ , sehr nahe zentriert, Spalbarkeit nach P und M

Auslöschungswinkel  $n'_p/M$   $-18^\circ$  folglich 45% An

3. Schnitt sehr nahe der symmetrischen Zone; Zwillinge nach dem Albit + Karlsbadergesetz

Auslöschungswinkel $n'_p/M$	(1)	(1)	(2)	(2)
	$+26^\circ$	$-30'$	$+10^\circ30'$	$-5^\circ30'$

folglich 45% An

4. Schnitt aus der symmetrischen Zone mit Zwillingen nach dem Albit + Karlsbadergesetz

Auslöschungswinkel $n'_p/M$	(1)	(1')	(2)	(2')
	$27^\circ30'$	$27^\circ30'$	$20^\circ30'$	$19^\circ30'$

folglich 46% An.



## Optischer Charakter positiv.

Dieser Plagioklas stellt sich meist in tafeligen Kristallen, mit Zwillingen nach dem Albit-, sehr häufig nach dem Albit-Karlsbader-, seltener nach dem Albit + Periklingesetz ein. Er ist teilweise umgewandelt; aus ihm gingen mikrolithischer heller Glimmer in ziemlich grossen, regellos verteilten Schüppchen, sowie Klinozoit- und Epidotkörner, die sich hauptsächlich bei dem Kontakte des Feldspates mit dem Pyroxen anhäufen, hervor.

In einigen Teilen des Gabbromassives nur um sehr wenige Feldspatindividuen herum und in sehr kleinem Maasse, in anderen Teilen um sämtliche Individuen herum und in sehr weitläufigem Maasse tritt eine Plagioklaszone auf, manchmal mit alluvähnlichen Uebergängen, und ohne basische Rekurrenzen; bei der Berührung dieser Zone mit dem Kerne der Plagioklaskristalle sind Verzerrungserscheinungen wahrnehmbar; solche Verzerrungserscheinungen und Ausheilungen der Hohlräume mit dem die Zone bildenden Feldspat, können auch an vielen Stellen des Kernes bemerkt werden. Die Zusammensetzung dieser Zone konnte nicht genau bestimmt werden. Die konstant positive Doppelbrechung der auf einer optischen Achse beinahe senkrecht stehenden Schnitte, zeigt dass der Anorthitgehalt jedenfalls nicht geringer ist als 37% (sauerer Andesin). In den Handstücken in welchen diese mehr saure Zone deutlicher auftritt kann die Thatsache, dass der mehr saure Feldspat sich zum Pyroxen nicht mehr idiomorph verhält, gut bemerkt werden; auch gegenüber dem basischeren Plagioklas, den er in derselben Art einbettet wie dies der Pyroxen in der gabbroartigen Struktur tut, verhält er sich allotriomorph. Das beweist dass er nach dem Pyroxen erstarrte.

Der Pyroxen ist ein Diatlag der dieselbe Beschaffenheit als die des oben geschilderten Diatlag aufweist; er stellt sich in wenigen, guterhaltenen Ueberresten ein.

Ueberall beim Kontakt mit dem Plagioklas oder irgend welchem anderen Mineral des Gesteines und zwar überall wo sich zwischen den Mineralien eine Unterbrechung einstellt, tritt als Umgrenzung des Diatlag eine homogene, schmale Zone die aus einer braungrünen Hornblende besteht. Diese Hornblende weist den Polychroismus

$n'_y$	reinbraun mit Stich ins grünliche
$n'_x$	reinbraun mit Stich ins grünliche
$n'_z$	leichtgelbbraun.

Negative Doppelbrechung; scharfe Spaltbarkeit.

Diese Hornblende ist durch die Spaltungen des Pyroxen durchge-



drungen und sich in dessen Masse, hauptsächlich bei der Durchkreuzung der Spaltungen, als kleine rechtwinkelige, mit dem Wirte gleich orientierte Flecken eingesetzt; andere male dringen kleine regellosgeformte Flecken an den Spaltungen in den Kristall ein, wie eine Verwachsung von «quartz vermiculé» und macht den Eindruck einer eutoktischen Verwachsung des Pyroxen mit der Hornblende, die aber in Wirklichkeit nur eine Anheilung der verzerrten Stellen in dem Pyroxen, durch die ihn umgebende Substanz der braunen Hornblende darstellt. In sehr vielen Schnitten desselben Präparates treten neben den in dem Pyroxen derart eingeschlossenen Flecken von gemeiner grünbrauner Hornblende, auch feine, unregelmässig geformte, oft tropfenartige Körner eines schwarzbraunen Erzes, wahrscheinlich eines Titanminerals (?) das, wie wir weiter oben angaben, in der den Pyroxen bildenden festen Lösung enthalten war, und späterhin abgetrennt wurde.

Es ist höchst unwahrscheinlich dass die absorbierte Substanz des Pyroxen sich zu der Bildung der gemeinen grünbraunen Hornblende auch gesellt habe: denn die Hornblende bildet hier und da zwischen den Feldspatindividuen grössere Kristalle, wie das bei dem Pyroxen der ophitischen Struktur vorkommt, und zwar an Stellen wo in ihrer Masse keine Spuren von Pyroxen vorhanden sind; diese Hornblende erscheint als eine besondere Individualität; wahrscheinlich ist sie eine primäre Hornblende.

Der Pyroxen erleidet eine teilweise Umwandlung. In einigen Faciesen des Gesteines wandelt er sich in einen feinfaserigen Serpentin um (Chrysotil) oder in eine Chlorit- und Serpentinmischung mit Einschlüssen von sehr kleinen Häuflein sehr feinen Epidotkörner. Diese Umwandlung des Pyroxen scheint nach der Ablagerung der gemeinen grünen Hornblende stattgefunden zu haben, da die nach der oben angezeigten Art mit Hornblende verwachsenen Pyroxenindividuen, von dieser Umwandlung nicht berührt werden, obwohl sie in der Hornblende völlig eingebettet sind. Die Umwandlung scheint von den übergebliebenen, wasserdampfreichen, Aluminium-Magnesium Lösungen erzeugt worden zu sein, die während einer der Phasen der Erstarrung das Gestein durchzogen. Diese Lösungen brachten einen Chlorit hervor, welcher Flecken aus der gemeinen grünbraunen Hornblende, Splinter aus der gemeinen schilfigen Hornblende (1) und kleine Aktinotnadeln (wandernde Hornblende) auffing; wo sie mit dem Pyroxen in unmittelbarer Berührung kam, wandelte sie ihn in einen faserigen Serpentin um, in

(1) Cf. H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine, Bd. I 2-te Hälfte 1905, S. 235.



dessen Masse noch schwache Spuren von dem Urmineral hinterblieben.

Bei dem Kontakte des Serpentin und des von dieser Lösung abgesetzten Chlorit mit der gemeinen grünlichbraunen Hornblende und dem Magnetit oder dem Epidot die sich in dem Gesteine finden, wandelt sich der Serpentin oder der Chlorit, auf eine schmale Zone, die sich splitterartig gegen den Chlorit oder Serpentin verliert, in ein Mineral mit höherer Doppelbrechung, wahrscheinlich eine schilflige Hornblende.

Dieses Vorkommnis ist zweifelsohne dem beim Kontakte stattgefundenen Uebergehen eines Teiles des in diesen Mineralien enthaltenen Kalkes und Eisens in die Aluminium-Magnesiumlösung, zuzuschreiben. Dasselbe findet auch bei den Serpentin + Chlorit-Äderchen statt, die diesen Charakter so lange sie den Plagioklas durchstreichen wohl bewahren, jedoch sobald sie einen Amphibol durchziehen sich völlig in eine gemeine lichtgrüne Hornblende umwandeln.

Wohl derselben, das Gestein durchziehenden Lösung, verdankt die schilflige Hornblende auch die Umwandlung der gemeinen grünbraunen Hornblende in einer schilfligen Hornblende. Der Uebergang zwischen dem Urmineral und dem umgewandelten Teil findet durch eine schmale Zone statt, die aus lichtgrünen Hornblende gebildet ist und den Polychroismus

$n'_g$  hellgrün mit Stich ins bläuliche.  
 $n'_p$  blasgelblichgrün beinahe farblos,

aufweist, jedoch seinen kompakten Charakter beibehält.

Die, bei dem Kontakte der grünbraunen Hornblende mit der schilfligen Hornblende anstehende, schmale Zone von gemeiner hellgrüner Hornblende, weist eine schwächere Doppelbrechung auf als die schilflige Hornblende (die sich wahrscheinlich dem Aktinolith nähert) und zeigt einen zwischen dem Auslöschungswinkel der beiden Hornblenden die sie umgränzt liegenden Ausschöpfungswinkel, nämlich grösser als der der schilfligen Hornblende.

Diese gemeine hellgrüne Hornblende geht nach und nach, wolkenartig in die gemeine grünbraune Hornblende über, und da wo das Präparat in dieses letztere Mineral bei einem höheren Niveau, als demjenigen des vollständig in die schilflige Hornblende umgewandelten Teiles, einschneidet, bildet es in dieser gemeinen grünbraune Hornblende hellere Flecken, als wäre sie, obwohl keine Unterbrechung in ihrer Masse vorkommt, ausgelaugt.

In einigen Teilen ist diese gemeine hellgrüne Hornblende auch mit dem Pyroxen verwachsen in der für die gemeine grünbraune



Hornblende beschriebenen Art. Diese letztere spielt in diesem Gesteine eine immer beschränktere Rolle.

Endlich werden einige Faciese dieser Uebergangszone nach dem mehr saueren Tiefengestein durch das Vorhandensein des Biotit gekennzeichnet.

Dies ist eines der ältesten Mineralien das vielleicht noch vor dem Pyroxen kristallisierte, jedoch nach dem basischesten Plagioklas und vielleicht zugleich oder sehr wenig nach dem Ilmenit, mit welchem er einen grossen Gehalt an Titan und Eisen gemein hat.

Der Biotit umgibt seltene Ilmenitkörner und weist die Merkmale des in den Graniten anstehenden Biotit vielleicht mit dem einzigen Unterschied eines reicheren Eisen- und Titangehaltes. Das Mineral ist sehr reich an Einschlüssen von feinen, in der Nähe der Unterbrechungen der Masse des Wirtes sehr entwickelten Sagonitadeln. Ein Teil des Biotit ist durchweg in Chlorit umgewandelt, der den lamellarfaserigen Bau des Glimmer aufweist und unzählige Häuflein von kleinen, feinen Epidotkörnern einschliesst. Die Umwandlung zu Chlorit vollzog sich zugleich mit der Umwandlung des Pyroxen, die vielleicht von der selben, in dem chemischen Gleichgewicht stattgefundenen Störung hervorgerufen wurde welche die Bildung der gemeinen hellgrünen Hornblende verursachte. Diese letztere ist in diese Facies viel reicher und viel deutlicher individualisiert.

In den Schnitten senkrecht zur Basis stellt sich der Biotit wie ein Pack feiner parallelen Fasern, mit sehr starken Doppelbrechung von der Farbe (blassgrüne) des Biotit in der der Chloritisierung vorhergehenden Phase. Ringsherum dieser Kristalle sind in der gemeinen lichtgrünen Hornblende die sie umgibt, ausgespritzt wie aus einem Pulverisierer sehr kleine parallel orientierte Tropfen eines schwarzbraunen Erzes (höchst wahrscheinlich Ilmenit).

An einigen Stellen blieben von dem Biotit nur wenige völlig braungefärbte Fasern zurück und das Erz häufte sich in grösseren Körnern. Wenn das Präparat die gemeine hellgrüne Hornblende nur an dem Niveau des Biotit einschneidet, so sind in der grünen Platte nur Tropfen eines titanführenden Erzes wahrzunehmen.

Die Beziehungen zwischen der gemeine lichtgrünen Hornblende und der gemeinen grünbraunen, oder zwischen der ersteren und dem Pyroxen sind die oben beschriebenen.

Die in dem gabbroartigen Gestein eingetretene Veränderung umfasst auch die Nebengengenteile. Der Ilmenit nimmt hinsichtlich der Quantität immer mehr zu; er verhält sich allotriomorph zu dem Plagioklas, seine Beständigkeit nimmt jedoch immer mehr ab. Er wandelt sich in Leukoxen um, welcher honigfärbige ovale oder unregelmässige Anataskörner und Ilmo-





nitreste umschliesst. Bei dem Kontakt des Ilmenit mit dem Plagioklas stellt sich oft eine schmale Zone von kurzen feinen auf der Grenze dieses letzteren senkrecht stehenden Chloritschüppchen ein; auch ist manchmal der Kontakt zwischen Ilmenit und Plagioklas, durch eine schmale Zone von Epidotkörnern gekennzeichnet. Der Ilmenit ist jüngeren Alters als die gemeine lichtgrüne Hornblende; seine Umwandlung ist wahrscheinlich der Veränderung welche die Kristallisierung dieses letzteren hervorbrachte, zuzuschreiben.

Der Apatit stellt sich in diesem Gestein in grosser Menge ein; er tritt in grossen einförmigen Körnern auf, die sich zu dem Plagioklas allotriomorph verhalten; manchmal weist er dicke, lange Prismen auf.

Zugleich mit der eingetretenen Veränderung kommt auch eine Anwachsung des Epidotgehaltes zum Vorschein. Der Epidot. Auch die Umwandlung des Feldspates ist dadurch gekennzeichnet, dass er sich eher in Epidot und Klinozoisit als in mikrolithischem weissen Glimmer umwandelt; jedoch treten auch oft genug grosse Körper von primärem Epidot, in Gesellschaft der gemeinen hellgrünen Hornblende auf.

In den an Epidot reicheren Schichten nähert sich die gemeine hellgrüne Hornblende, in Betracht ihres schwachen Polichroismus mehr dem Tremolit als dem Aktinolith zu; dies führt zu der Vermutung dass die Durchtränkung des Magma mit der magnesiahaltigen Lösung das chemische Gleichgewicht in dem Sinne störte, dass die Schmelze an Stelle der gemeinen grünbraunen Hornblende, aus diese zusammen mit dem Calcium, mit dem aus dem Plagioklas ausgelaugten Aluminium und dem aus dem Ilmenit ausgezogenen Eisen, eine gemeine hellgrüne Hornblende und einen Epidot der sich übrigens bei dem Kontakte mit dem Plagioklas auch mehr entwickelt, hervorbrachte.

#### b. Die saueren Differentiationsprodukte des Gabbromagma.

(Der quarzführende Gabbro und seine leukokraten Ausscheidungen).

Diese ist in grossen Grundzügen die Beschreibung des eigentlichen Gabbro; die grosse Unbeständigkeit des Gabbromagma hat hier wie gewöhnlich bei jedem Gabbromagma, eine grosse Varietät von mineralogischen Faciesen hervorgerufen, die sich gewöhnlich gegen die Tiefe des Massives lokalisieren, wo seine Unbeständigkeit, dank des Säuerewachses, und infolge seiner von der Zusammensetzung des Gabbroeutektikums sich immer mehr entfernenden chemischen Zusammensetzung immer stärker wird (1).

(1) J. H. L. Vogt: loc. cit.



Ueber die ganze Zone die sich gegen die westliche und nordöstliche Umgrenzung erstreckt, weist die Gabbroausscheidung sogar auf nur 1 qdm grosse Flächen so zahlreiche Faciesabgattungen auf, dass eine streng genaue Beschreibung nicht ausführbar ist. Man wird hier versuchen die Gesamtheit dieser Ausscheidungen nach einigen wesentlichen, für die Differentiationserscheinung dieses Magma charakteristischen Momenten einzuteilen; hernach wird die Beschreibung des die Hauptmasse bildenden Gesteins, des quarzführenden Gabbro, an die Reihe kommen, in welchem die leukokraten Ausscheidungen umfangreicher werden, je mehr man gegen die Umgrenzung und die Tiefe des Gabbroflecks vorschreitet, und zu allerletzt wird das die verschiedenen Ausscheidungsarten bildende Gestein beschrieben werden.

\*

Mehr gegen die Umgrenzung und die Tiefe des Gabbroflecks

Einteilung der leuko- verändert sich das allgemeine Aussehen des Gabbro Ausscheidungen steines. Das wie der oben geschilderte Gabbro ausschende Gestein weist linsenförmige, aus Anhäufungen von aus leukokraten Gemengteilen gebildete Nester auf. Diese letzteren stellen sich in mannigfachen Grössen ein von dünnen, 2—3 cm lange und gegen ihre Mitte 3 cm dicke Linsen bis zu handgrossen unförmigen zerletzten Flecken ein.

Längs der Täler gegen die Tiefe dieses Massives zu, und gegen die Grenzen der von dem Gabbro umfassten Fläche, umgreifen diese leukokraten Ausscheidungen nach und nach das ganze Gestein.

Die leukokraten Ausscheidungen sind kompakt, haben eine granitischkörnige Struktur mit isometrischen 2—3 mm grossen Körnern.

Ihre Zusammensetzung wechselt von einem aus Plagioklas, Quarz, Pyroxen, sehr wenig Epidot und Amphibol bis zu einem aus Plagioklas, Quarz, Epidot und sehr wenig Amphibol gebildeten Gestein ab.

Diese beiden makroskopisch in der mineralogischen Zusammensetzung der Ausscheidungen des Gabbromagma nachgewiesenen Varietäten, gestatten die Einteilung des gabbroartigen Gesteins mit Ausscheidungen in zwei Varietäten die sich im Raume in zwei verschiedenen Zone festsetzen.

Die erste Varietät mit leukokraten Ausscheidungen—die mit

Die Lokalisierung des pyroxenischen Ausscheidungen—wird an Gabbro mit leukokraten den Höhen, in der Nähe des Gabbro und am pyroxenischer Ausscheidungen, NO Teil dieses letzteren angetroffen; unter dem bewaldeten Terrain ist sie am besten auf die

Strecke von dem Kamme des Bohulhügels bis nach Westen vom Căpușa gipfel wahrnehmbar. In dieser Gegend sind die leukokraten



Ausscheidungen des Gabbro — die pyroxenischen Ausscheidungen — so häufig dass sie das ganze Gestein umgreifen.

Die zweite Varietät mit leukokraten Ausscheidungen — mit Gabbro mit nichtpyroxenischen Ausscheidungen — stellt sich in der ganzen Gabbrogegend da ein, wo die Täler tiefer in den Gabbromantel und in die gabbroartige Gesteinsdecke mit pyroxenischen Ausscheidungen einschneiden, also in eine niedriger gelegenen Zone des Massives.

Der, an den Abhängen gegen das Grecital, wahrnehmbare Westteil der Gabbrozone wird vollständig von dem Gestein dieser zweiten Abgattung zusammengesetzt.

Der Uebergang dieser mehr oder minder umfangreichen Ausscheidungen, der ersten oder zweiten Varietät zu dem Gabbro in dem sie linsenartig liegen vollzieht sich, beim Beobachten mit freiem Auge meist sehr scharf. Nur in wenigen Fällen löst sich die Mischung nicht so scharf auf; dabei vermengen sich in grösserer Quantität die Bestandteile des dunkelfärbigeren Gesteins auf einer 1—2 cm breiten Zone in der leukokraten Ausscheidung.

Der Uebergang von der an leukokraten Ausscheidungen reichen Zone zu dem glimmerfreien, den ganzen Rest des Massives nach Norden hin umfassenden Granit, vollzieht sich durch eine Zone in der die wieder sehr reichen leukokraten Ausscheidungen, aus Quarz, Plagioklas, Amphibol und Epidot gebildet werden.

## b, Der quarzführende Gabbro.

1. Makroskopische Beschreibung. Das Hauptgestein unterscheidet sich sehr wenig von dem obenbehandelten Hornblendegabbro und von dem gegen die Mitte der vom Gabbro umschlossenen Fläche gelegenen Gestein. Es ist kompakt und weist dasselbe bunte Aussehen auf, welches hervorgerufen wird durch die einheitlich und sehr dicht in das ganze Gestein eingespengten Hornblendekristallen, die sich durch ihren prismatischen Umrissen und ihre glänzend schwarzen Farbe aus der weissen Masse hervorheben.

Der schwarze aus dieser Hornblende gebildete Gemengteil, dem auch ein wenig Chlorit und primärer Epidot in gleicher Quantität zugesetzt ist, umfasst mehr als 40% der ganzen mineralogischen Zusammensetzung.

Der weisse Gemengteil wird durchweg aus vollends frischen Plagioklas und äusserst wenig Quarz zusammengesetzt. Der Feldspat ist weiss, zuckerartig und umfasst 60% vom Gestein.

Die Hornblendekristalle erreichen eine Grösse von 2—3 mm;



bie und da bildet das helle Gemengteil in dem Gestein verteilte Ausscheidungen mit einem Durchmesser von 4-5 mm.

2. Mikroskopische Beschreibung. Das Gestein unterscheidet sich von dem obenbeschriebenen Hornblendegabbro nur durch das Vorhandensein des Quarzes in sehr kleiner Menge. Der Quarz ist hier durchweg allotriomorph, tritt in eckigen Flecken in den zwischen den anderen Mineralien sich befindlichen Hohlräumen; er stellt das jüngste Element vor. Die anderen Elementen wurden durch ihn gar nicht beeinflusst; der Plagioklas wurde von ihm nicht im mindesten verzerrt. Das lässt allem Anscheine nach auf seine Armut an Mineralisatoren und eine nicht zu hohe Temperatur schliessen.

### b<sub>2</sub>. Die Leukokraten nichtpyroxenischen Ausscheidungen.

1. Makroskopische Beschreibung. Das aus Quarz, Plagioklas und etwas Amphibol gebildete Gestein der Ausscheidungen aus der tieferliegenden Zone, stellt sich auch wie eine kompakte granitischkörnige Masse ein, aus gleichgrossen, weissen Kristallen gebildet, aus welchen sich besonders der Plagioklas von glänzenden Spaltungsflächen begrenzt, der glasglänzende Quarz, selten Amphibolkristalle und Epidotkörner hervorheben.

2. Mikroskopische Beschreibung. Unter dem Mikroskop zeigen sich die pyroxenischen Ausscheidungen aus einem beinahe panidiomorphkörnigen Gestein gebildet.

Das Gestein ist zusammengesetzt aus 60% Plagioklas, 30% Epidot, sehr wenig Quarz, sehr wenig Sphen und noch viel weniger Aktinolith; oft nimmt der Epidot den allerletzten Platz ein und an seiner Stelle tritt der Aktinolith.

Der Plagioklas tritt in zwei Generationen auf, obwohl er in seiner Gesamtheit dieselbe Zusammensetzung hat. In der ersten Generation sind es idiomorphe maximum 2 mm grosse Individuen. Die Zusammensetzung dieser letzteren ist die eines Albit-Oligoklases mit einem Gehalt von ungefähr 10% An. Seine Bestimmung beruht auf folgende mit dem BERTRAND'schen Okular ausgeführte Messungen:

1. Schnitt senkrecht zu  $n_p$ , beinahe zentriert

Auslöschungswinkel  $n'_p/M$  12°

2. Schnitt senkrecht zu  $n_g$ , sehr nahe zentriert



Auslöschungswinkel  $n_p/P$ 

(4°30')

Optischer Charakter positiv. Brechungsindices  $n_p < N$ ,  $n_o > N$ .

Der Plagioklas ist vollkommen frisch, stellt sich in isometrischen Körnern ein und weist, wegen der gegenseitigen Durchdringung der Kristalle untereinander, keinen sehr ausgesprochenen Idiomorphismus auf. Die Kristalle weisen Zwillinge nach dem Albit-, seltener nach dem Albit+Periklin- und äusserst selten nach dem Albit+Karlsbadergesetz auf; die Zwillinglamellen spitzen sich zu und verschwinden in der Mitte der Platte.

Auch viel kleinere, sicher zu derselben Generation gehörende Feldspatindividuen welche dieselben morphologischen Merkmale und die gleiche Zusammensetzung aufweisen, stellen sich hier ein.

Ausser diesem Plagioklas finden sich Kristalle von einem durchweg allotriomorphen Feldspat ein, der die gleiche Zusammensetzung wie der erstere, jedoch kleine, dichte Zwillinglamellierung nach dem Albit+Periklingesetz aufweist; diese Art der Zwillingverwachsung wird weiter unten bei den Plagiapliten unter der Auffassung Schachbrettalbit oligoklas behandelt werden und wird auch beim granitporphyrischen Randfacies des Amphibolgranites angetroffen werden.

Dieser Plagioklas bettet nicht nur durchweg die anderen Elemente des Gesteines ausser dem Quarz ein und gehört demnach zu einer jüngeren Erstarrungszeit, sondern er häuft sich auch in grossen und kleinen Flecken, mit kleinen Körnern aus dem ersten Feldspat und Quarzkristallen, um die grossen Plagioklaskristallen der ersten Generation an und verleiht dem Gestein ein sehr wenig ausgesprochenes porphyrisches Aussehen. Allem Anschein nach, ist dieser aplitische Charakter nur in diesem Teil der mineralogischen Zusammensetzung deutlich ersichtlich.

In allen diesen Kristallen sind gebeugte Zwillinge, wellige Auslöschungen und Brüche wahrnehmbar, welche unbestreitbare Beweise von Bewegung während des viskosen Zustandes des Magma sind.

Der Quarz stellt sich in den allotriomorphen Kristallen von der

Der Quarz. Art des granitischen Quarzes ein.

Der primäre Epidot ist ein, nach seinem hohen Brechungsindex und seiner starken Doppelbrechung leichter-

Der Epidot. kennbarer Pistazit; er ist farblos oder hellgrün und hat den Polychroismus:

$n'_o$  lichtgrün

$n'_p$  hellgelblichgrün,

Das optische Charakter negativ. In den Schnitten senkrecht zu  $n$  zeigt das Mineral symmetrische Auslöschungen; die Ebene der



optische Achsen ist senkrecht zur Verlängerungsrichtung die identisch mit der Spur der Spaltung (100) ist.

Der Epidot stellt sich in, oft an einer Stelle angehäuften, isometrischen oder lang prismatischen, einschlussfreien Körner ein. Er ist jüngeren Alters als der Plagioklas und älteren Alters als der Quarz.

Die Epidotkörner sind oft in unbestreitbarem Zusammenhang mit Äderchen einer Mischung von Quarz, Epidot und sehr wenige Aktinolithnadeln.

Diese sich bald verdünnenden, bald verdickenden, die Feldspate durchziehenden Äderchen, wechseln ab in der Zusammensetzung die, hier nur aus Quarz und Aktinolithnadeln, da nur aus Epidot, oder endlich aus einer Mischung aller diesen letzteren besteht.

Der Epidot umfasst die Enden einiger Aktinolithnadeln was ein Beweis dafür sein soll dass der erstere jünger ist.

Der Aktinolith ist hellgrün, zeigt einen schwachen Polychroismus und unterscheidet sich durchgängig von dem

Der Aktinot. Muskovit durch seinen grösseren Auslöschungswinkel  $n_{\alpha} / c = 17^{\circ}$ ; optischer Charakter negativ.

Er steht in sehr kleinen Menge an, ist frei von irgend welchem Einschluss, bildet einzelne oder zu Bündeln gruppierte Nadeln und manchmal kleine Plättchen mit strahligausgebildeten Rändern.

In diesem Gestein tritt ein entblätterter, zweifelsohne zu einer jüngeren Generation gehörender, längs der Abblätterungen mit Plagioklas, Quarz, wenig Sphen und Epidot, innig injizierter Aktinolith ein. Dieser Komplex bildet oft kurze gewellte Schnüre.

Von den Nebengemengteilen findet man den Sphen in der oben

Der Sphen. beschriebenen Art oder in grösseren Körner mit dem Epidot vergesellschaftet.

Die in diesem Gestein enthaltene Quarzmenge wächst vielerorts bis 30% an; in solchen Fällen tritt der Epidot auf den dritten Plan zurück und bleibt als sehr zahlreiche primäre Einschlüsse in allen anderen Gesteinselementen. Ist der Epidot in dem Quarz eingefasst, so stellt er sich verzerrt und in regellos durchlöchernten Kristallen ein.

\*

An die Umgrenzung dieser Ausscheidungen, gegen den quarz-

Übergang zum dem quarzführenden Gabbro hin, welcher in dieser Randzone die Hauptmasse des Gesteines bildet, bleibt der Plagioklas in allen Hinsichten derselbe, obwohl der Feldspat der ersten Generation mehrorts weniger auftritt, da er eine grosse Anzahl Einschlüssen von mikrolithischem weissen Glimmer birgt.



Zugleich wird der Amphibol häufiger und es lassen sich unterscheiden ziemlich deutlich zwei Ausbildungen.

Die eine ist in kleinerer Menge vorhanden und weist kompakte, gegenüber dem Plagioklas der ersten Generation, völlig allotriomorphe Kristalle auf, hat einen bläulichgrünen-lichtgelblichgrünen Polychroismus und gehört demzufolge sicherlich dem Smaragdite zu.

Die andere Amphibolbildung ist faserig und stellt sich in oft aus sehr dünnen Stengeln gebildeten, Garben ein. Die Amphibolstengeln weisen einen sehr schwachen Polychroismus auf. Auslöschungen von etwa  $15^\circ$  und hohe Doppelbrechung; sie ist an den Spaltungen mit einer Mischung von Quarzfeldspathischer Substanz und Epidot injiziert. Diese Ausbildung stimmt also durchweg mit dem obenbesprochenen Aktinolith überein. Er ist immer von dem, feine kurze Schachbrettalbitoligoklaszwillinge aufweisenden Feldspat der zweiten Generation getränkt.

Der häufigste Nebengemengteil ist der Leukoxen mit Einschlüssen von Ilmenit- und Anataskristallüberresten.

In noch grösserer Nähe des übrigen Teiles des melanokraten Gesteines, bei dem unmittelbaren Kontakt mit demselben, sogar auf der Fläche von 1 qm welche ein mikroskopischer Präparat gewöhnliche einnimmt, bemerkt man einerseits gegen die Leukokrate Ausscheidung das obenbeschriebene Gestein, und andererseits, dem Gabbro zu, das melanokrate Gestein welcher aus Plagioklas aus der ersten Generation, aus Pyroxen, Amphibol und etwas Quarz besteht.

Der Plagioklas, ein Albit-Oligoklas mit 10% An, weist dieselben morphologischen Merkmale und denselben Erhaltungscharakter auf wie der Feldspat erster Generation des obenbesprochenen Gesteines.

Der hauptsächlich durch eine gemeine grüne Hornblende vertretene dunkle Gemengteil, nimmt eine weitläufigere Ausdehnung an. Die Hornblende verhält sich zu dem Plagioklas allotriomorph.

Am oftsten stellt sich die Hornblende gegen die Mitte, wie eine Anhäufung von parallelen Splintern die nach zwei senkrechten Richtungen durchflochten sind; ein jedes System weist eine ihm eigene Orientierung auf, die sich von derjenigen des anderen Systems unterscheidet, nach Art einer feinen, dichten, kurzen, Schachbrettalbitstruktur. Dies ist zweifellos ein Uebergangszustand der Umwandlung zu dem Amphibol, der in dem übrigen Teil der Ausscheidung vollends umgewandelt, in vereinzelt Aktinolithsplintern auftritt.

Alle diese sich in der Umwandlung befindenden Hornblendekristallen weisen unzählige Interpositionen von schwarzbraunen, gewöhnlich nach die Mitte hin angehäuften, Punkten auf. Dieser mittlere Teil in dem sich auch die oben angeführten Splitter anhäufen, hat einen in blaugrünen Tönen fast unmerklich angefügten Polychroismus,



während die einschlussfreien, zugleich einheitlich kompakten Ränder einen heftiggrünen Farbenton und einen betonten hellolivgrünen, hellgrünlichblauen Polychroismus aufweisen.

Die schwach polychroische, in ein stengliges Aggregat mit Interpositionen von Erzen aufgelöste Hornblende ist wahrscheinlich aus einem Pyroxen umgewandelt worden, der später von einer gemeinen grünen kompakten Hornblende umschlossen wurde. Diese Annahme wird auch dadurch bekräftigt dass man zwischen den Splintern der schilfigen Hornblende Pyroxenflecken antrifft, die nach ihrem vom dem des umgebenden Amphibols abweichenden optischen Charakter und nach dem stärkeren Brechungsindex leicht zu erkennen sind. Diese gewöhnlich einem dynamischen Process (1) zugeschriebene Umwandlung ist hier, wie ersichtlich, einem chemischen Vorgang zu verdanken dem sich der Faktor einer geringeren Mobilität, die von einem ausgesprochen viskosen Zustand hervorgerufen ist, zugesellt.

Die gemeine grüne den in Aktinolith umgewandelten Pyroxen umgrenzende Hornblende, individualisiert sich auch vereinzelt in diesem Teil des Gesteins, zu grossen, durchweg allotriomorphen Kristallen die um den Plagloklasen in der Art des ophitischen Baues anwachsen.

Auf dem ganzen Rand zwischen der eigentlichen leukokraten Ausscheidung und diesem Teil des derart umgewandelten Gabbro treten viele Epidotkristalle mit Aktinolithnadeln einschliessen (wandernde Hornblende) an; solche Aktinolithnadeln stellen sich auch in den Feldspäten der leukokraten Ausscheidungen ein. Der Epidot ist hier primär und weist die Merkmale des oben beschriebenen Epidot auf.

Tiefer gegen den Gabbro, vollzieht sich die Umwandlung dieses Pyroxen in ein serpentin-chloritisches Aggregat rund um welches die gemeine grüne Hornblende angewachsen ist; der Epidot tritt im Hintergrund und der Quarz verschwindet vollständig indem sich der Anschluss zu dem Phänomen, der auf Seite 320 beschriebenen weniger tiefen Umwandlung, vollzieht.

### b<sub>3</sub>. Die Leukokraten pyroxenischen Ausscheidungen.

(Der Pyroxengranit)

1. Makroskopische Beschreibung. Diese sich in der Höhenzone, an dem Niveau des Gabbro befindliche Gestein der pyroxenischen Ausscheidungen hat ein kompaktgranitisches Aussehen mit bis 2 mm grossen Kristallen; es ist aus weissrosa gefärbt.

(1) Cf. H. ROSENKUSCH: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine, Bd. I. 2-te Hälfte 1906, S. 207.





Feldspäten gebildet und weist blassolivgrüne Diopsitkörner, auf, welche dem ganzen Gesteine einen blassgrünlichen Ton verleihen.

Dieses aus Plagioklas, Quarz und Pyroxen zusammengesetzte Gestein der leukokraten Ausscheidungen bildet am nördlichen Rand des Gabbro und in der Höhe dieses letzteren eine Zone in welcher es sich auf grösseren Flächen fast über die ganze Gesteinsmasse ausdehnt und als eine besondere Individualität, als einen Pyroxengranit betrachtet werden kann.

2. Mikroskopische Beschreibung. Dieses Gestein weist eine hipidiomorphe körnige Struktur auf. Es enthält ungefähr 70% leukokrates Gemengteil (60% Plagioklas und 10% Quarz), der übrige Teil wird von gleichen Mengen von Pyroxen und Sphen zusammengesetzt.

Der Plagioklas verhält sich allotriomorph zu dem Pyroxen. In diesem Gesteine stellen sich die zwei Plagioklasausbildungen wieder ein: nämlich, die mit Normalzwillingen und diejenige mit Schachbrettalbitoligoklaszwillingen.

Der Plagioklas mit normalen Zwillingen ist ein Albit-Oligoklas mit 8—10% An. Seine Bestimmung beruht auf folgende mit dem BERTRAND' schen Okular ausgeführte Messungen :

1. Schnitt senkrecht zu  $n_g$ , vollkommen zentriert

Auslöschungswinkel  $n'_g/P$  17°.

2. Schnitt senkrecht zu  $n_p$ , nicht zentriert

Auslöschungswinkel  $n'_p/M$  14°30'

Brechungsindices  $n_g > N$ ,  $n_p < N$ .

Optischer Charakter positiv.

Dieser Feldspat stellt sich in fast isometrischen Kristallen mit Zwillingen nach dem Albit —, Albit+Periklin — und Albit+Karlsbadergesetz ein. Das Zentrum der in manchmal von rechtlinigen Umrissen, gewöhnlich aber von verzerrten Einbuchtungen umrandeten Kristallen ist zum geringen Teil in mikrolithischem weissen Glimmer und sekundärem Epidot (Klinozoisit) umgewandelt. Dieser mittlere Teil wird von einer Zone desselben, kristallographisch ähnlich orientierten Feldspates gebildet, da die Zwillingslinien auch in diese Zone übergehen; nur ist er hier vollständig rein und hat keine sekundären Einschlüsse.



Die Zonensubstanz füllt alle verzerrten Räume aus, nimmt immer mehr zu und vervollständigt die Kristalle. An einigen Stellen dieser Zone gesellen sich zu den Zwillingen nach dem Albitgesetz (die am häufigsten vorkommen) die anscheinlich gewöhnlichen Zwillinge nach dem Periklingesetz die in verschwindendem Maasse in Ausbildung von feinen kurzen Federn übergehen, nach Art grösserer Schachbrettzwilligen.

Die zweite Ausbildung des Plagioklas, die mit Schachbrettalbitoligoklaszwillingen, setzt hier und da die oben besprochene Zone fort; manchmal kristallisiert er unabhängig von dem ersten Feldspat, umgibt ihn und dringt in die durch die Verzerrung eingeätzten Hohlräume. Er verhält sich allotriomorph zu allen anderen Gesteinsbestandteilen ausser dem Quarz mit dem er anscheinlich gleichaltrig ist. Dieser Feldspat ist durchweg frisch, hat wenig primäre Einschlüsse und kommt in Vergleich zum ersten Plagioklas in viel geringerer Menge vor.

In dem ersten Plagioklas stellen sich Pyroxen-, Sphen- und Apatiteinschlüsse ein. Sind diese Einschlüsse in dem mittleren Teil (dem am meisten umgewandelten Teil) vorhanden, so sind sie von einer schmalen, von reinerem Feldspat (ohne mikrolithischem weissen Glimmer) umschlossen; die Ränder des Pyroxen weisen einen Anfang von Umwandlung in Aktinolith auf. Die Vermutung dass eine quarzfeldspatische Lösung in das Gestein drang und einen Teil des Feldspates um die vorhandenen Kerne absetzte, diese an den Rändern erweichte und wieder von Neuem bildete, alle Unterbrechungen in der gleichen Art durchdrang und zugleich einen Teil des an der Grenze anstehenden Pyroxen, in schwachem Maasse in Aktinolith verwandelte, scheint vollends berechtigt zu sein.

Das schwarze Gemengteil wird aus beinahe gleichen Teilen von  
Der Diopsid. Pyroxen und Sphen zusammengesetzt (vielleicht  
doch etwas mehr Pyroxen). Der Pyroxen ist ein  
Diopsid. Seine Bestimmung beruht auf folgende Messungen.

Auslöschungswinkel auf dem Schnitt mit Maximum der Doppelbrechung

$$n_g/c \quad 38^{\circ}20'$$

Maximum der Doppelbrechung  $n_z - n_y = 0,025 - 0,030$ .

Er ist durchaus farblos,  $n_z$  bildet die spitze Bisektrix; er ist demnach positiv. Der Diopsid zeigt häufige, feine Spaltbarkeit, ohne Interpositionen.

Dieser Diopsid stellt sich in oft isometrischen manchmal verlängerten Körnern ein und obwohl er sich zu dem Feldspat idiomorph



verhält, kommt er nicht in abgesonderten Ausbildungen zum Vorschein, sondern mehr in unregelmässige, druckbrochene, faserige Umrisse aufweisende Körnern. An dem gegen den Feldspat gerichteten Rande ist eine leichte Umwandlung in sehr feinen Aktinolithfasern wahrzunehmen; der Aktinolith bildete sich auch in feinen Schnüren an den in der Pyroxenmasse vorkommenden Rissen. Vielorts ist der Pyroxen in dem Sphen eingeschlossen.

Der Sphen ist hier das jüngste Mineral. Er tritt in grossen, gegenüber dem normalen Plagioklas in allotriomorph sich verhaltenden Kristallen auf; er ist gelblich, sehr dispers und weist oft eiförmige Anataseinschlüsse auf.

Als Nebengemengteile tritt noch als seltene Einschlüsse in dem Feldspat und in dem Pyroxen der primäre Epidot auf; häufiger ist dagegen der Apatit, vorzugsweise in dem Feldspat als nadelförmige auch ovale Enden aufweisende Säulen eingeschlossen.

3. Die chemischen Analysen (Dr. G. PAMPIL) des Gesteines mit leukokraten Ausscheidungen (Anal. No. 661 und 28) und die Analyse einer pyroxenischen Ausscheidung (Pyroxengranit: Analyse No. 699) geben folgende Resultate:

	V. Anal. No. 661 Quarzführender Gabbro	VI. Anal. No. 28 Quarzführender Gabbro	VII. Anal. No. 699 Pyroxengranit
SiO <sub>2</sub> . . . . .	51,46 . . . . .	54,37 . . . . .	64,90
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,42 . . . . .	1,94 . . . . .	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,97 . . . . .	16,65 . . . . .	15,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,49 . . . . .	4,10 . . . . .	1,37
FeO . . . . .	4,76 . . . . .	5,97 . . . . .	1,65
MnO . . . . .	0,12 . . . . .	0,36 . . . . .	Urne
MgO . . . . .	5,52 . . . . .	4,04 . . . . .	2,43
CaO . . . . .	9,88 . . . . .	7,46 . . . . .	7,63
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,23 . . . . .	2,92 . . . . .	6,12
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,66 . . . . .	0,61 . . . . .	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,33 (1) . . . . .	0,45 . . . . .	0,38 (1)
Glühverlust . . . . .	1,72 . . . . .	1,12 . . . . .	0,43
	<u>99,91</u>	<u>99,99</u>	<u>101,36</u>

Nach der Rechnungsmethode der amerikanischen Petrographen ergeben diese Analysen folgende typische mineralogische Zusammensetzung:

(1) Ceriumspuren.



## Für den quarzführenden Gabbro No. 661 :

Quarz	10,56	Anorthit	35,03	Ilmenit	0,76
Orthoklas	3,89	Diopsid	10,75	Magnetit	3,71
Albit	19,39	Hypersthen	15,12	Apatit	0,62

## Für den quarzführenden Gabbro No. 28 :

Quarz	12,56	Anorthit	30,58	Ilmenit	3,80
Orthoklas	3,89	Diopsid	3,62	Magnetit	6,03
Albit	25,15	Hypersthen	13,46	Apatit	0,93

## Für den Pyroxengranit :

Quarz	13,56	Anorthit	14,73	Ilmenit	1,06
Orthoklas	1,11	Diopsid	14,69	Magnetit	2,09
Albit	51,35	Wollastonit	0,070	Apatit	0,93

Die Gasanalyse wurde nur in Bezug auf die zwei quarzführenden Gabbro (Dr. G. PAMEL) ausgeführt; es wurden folgende Ergebnisse erhalten :

## Quarzführender Gabbro No. 661.

Gasumfang von 100 gr Gestein = 203,20 ccm

Nichtdosierte sublimierbare Produkte:  $\text{NH}_4\text{Cl}$  und S

$\text{CO}_2$	für % Vol.	25,05
O	" " "	65,21
H	" " "	0,70
$\text{CO} + \text{CH}_4$	" " "	0,50
N	" " "	8,64
Seltene Gase	" " "	Spuren
$\text{H}_2\text{O}$	" " "	1,46

## Quarzführender Gabbro No. 28.

Gasumfang von 100 gr Gestein = 194,1 cmm

Nichtdosierte sublimierbare Produkte:  $\text{NH}_4\text{Cl}$  und S

$\text{CO}_2$	für % Vol.	27,69
O	" " "	25,25
H	" " "	2,58
$\text{CO} + \text{CH}_4$	" " "	3,26
N	" " "	40,84
Seltene Gase	" " "	0,38
$\text{H}_2\text{O}$	" " "	4,80



## c. Glimmerfreier Granit.

Nördlich und nordöstlich von dem Gabbroschollen und von dem Gabbro mit leukokraten Ausscheidungen, die ganze Nordseite der

Die Grenzen des glim- Gricikette umfassend, von einer Linie die sich merfreien Granit. nach SO hin längs des Sociitales, westlich von dem Capuşagipfel über den Gipfel des Bohulhügels quer der Kette bis in das Luncaşital hinzieht, von dieser Linie aus nach Norden bis östlich von dem Vârşajagipfel, bis zu dem Ursprung des Jijilatales und bis in das Ascunsatal sich fortsetzend, steht eine Tiefenfacies des Granitmassives an, die durch den Mangel an leukokraten Gemengteil als wesentlicher Bestandteil gekennzeichnet wird.

Der Uebergang von diesem Granit zu dem südlich und südöstlich von ihm liegenden Gabbro vollzieht sich durch den Gabbro mit leukokraten Ausscheidungen. Da die Gabbromasse wahrscheinlich nicht allzu dick ist, so muss angeblich auch ein Uebergang von diesem glimmerfreiem Granit zu dem Amphibolgranit, der den mittleren und inneren Teil der Kette bildet, durch die Tiefe hindurch stattfinden.

In den Tälern die in dieser Gegend nicht zu tief im Massiv eingeschnitten sind, konnte jedoch nirgends die Spur eines solchen Ueberganges nachgewiesen werden.

1. Makroskopische Beschreibung. Das Gestein weist eine granitisch-körnige Struktur und eine, dank dem Kalifeldspat, hellrosa Farbe auf, mit zahlreichen, den Quarzkörner zuzusehenden, violettblauen, opalschillernden Flecken.

An vielen Stellen weist das Gestein, dank eines grünen, in wenigen, sehr kleinen, wie ein Schaum in dem Gesteine schwebenden schüppchengestalteten Biotit, einen schwachgrünlichen Farbenton auf.

2. Mikroskopische Beschreibung. Das Gestein hat eine hipidiomorph-körnige Struktur und enthält beiläufig 60% Kalifeldspat (vollends Mikroperthit); der Rest wird von ziemlich gleichen Quantums von Plagioklas und Quarz (mehr Quarz) gebildet.

In der Kristallisationsordnung bildete sich zuerst der Plagioklas, hernach der Mikroperthit und zu allerletzt der Quarz.

Der Plagioklas ist ein Albit mit 5-7% An, dessen Bestimmung auf folgende Messungen beruht:

1. Schnitte senkrecht zu  $w_1$ , mit Zwillingen nach dem Albitgesetz, nicht zentriert

	(1)	(1)
Ausböschungswinkel $w_1, M$	12° 30'	13° 20'
	12°	15°



2. Schnitte senkrecht zu  $n_x$ , zentriert

Auslöschungswinkel $n_x/P$	+ 19° 30'
	+ 18° 30'

## 3. Schnitt aus der symmetrischen Zone mit Zwillingen nach dem Albit + Periklingesetz; Bisektrize noch im Mikroskopfeld

	(1)	(1)
Auslöschungswinkel $n_x/M$	- 14°	+ 14°

Optischer Charakter positiv;  $n_x < N$  ( $N$  = Brechungsindex des Candabalsames).

Der Plagioklas stellt sich in höchstens 1 mm grossen klaren, isometrischen Individuen ein, mit Zwillingen nach dem Albit- und Albit + Periklingesetz; das Karlsbadergesetz wurde nie vorgefunden. Die Kristalle weisen Spuren von Druck auf während das Magma noch viskos war, die Zwillinglamellen sind oft gebogen, selten durchbrochen.

Der Plagioklas weist wenige Einschlüsse von mikrolithischem weissen Glimmer und äusserst wenige, kleine Körner von anscheinend primären Epidot auf.

Der Kalifeldspat ist in seiner Gesamtheit ein Mikroklinmikroperthit, obwohl seine Gitterstruktur an einigen Individuen gar nicht wahrnehmbar ist und das Mineral, als ein Orthoklasmikroperthit betrachtet werden könnte.

In den Schnitten der symmetrischen Zone weist der Kalifeldspat meist gerade Auslöschung auf; ist die Gitterstruktur merkbar genug so löschen die feinen Zwillinglamellen auf 15°, an beiden Seiten der Spuren der Albitzwillinge.

Die Platten die auf einen nicht zentrierten, auf  $n_x$  senkrechten Schnitt als Orthoklasmikroperthit gelten könnten, haben den

$$\text{Auslöschungswinkel } n_x/P \text{ beiläufig} = 15^\circ;$$

demzufolge ist das Mineral jedenfalls ein Kalifeldspat mit viel Albitsubstanz. Dasselbe wird auch von dem optischen Zeichen der in einigen Schnitten dieses Kalifeldspates positiv ist, bestätigt. In den Mikroklinmikroperthitplatten, auf einem zentrierten Schnitt senkrecht auf  $n_x$ , beträgt der Auslöschungswinkel

$$n_x/P = 4^\circ$$

Der Plagioklas aus dem der Mikroperthit besteht, ist höchst wahrscheinlich ein Albit mit Maximum 5% An.



Auf demselben oben erwähnten, auf  $n_v$  senkrecht stehenden Schnitt kann man in der Plagioklasssubstanz des Mikroperthites mit Zwillingen nach dem Albitgesetz folgenden Auslöschungswinkel messen

	(1)	(1)
$n_v/M$	16°	14°

Das Maximum des Auslöschungswinkels der symmetrischen Zone desselben Plagioklases beträgt

$$n_v/M = 21^\circ$$

Der hier besprochene Mikroperthitkalifeldspat tritt in grossen, gegenüber dem Plagioklas allotriomorphen Platten auf, verhält sich jedoch zu dem Quarz deutlich idiomorph. Die Kristalle sind klar und es können darin merkbare Spuren des Druckes, während das Magma noch viskos war, nachgewiesen werden.

Der Mikroperthit stellt sich in den Schnitten der symmetrischen Zone reichhaltig und sehr deutlich ein. Oft bemächtigt sich der Mikroperthit der ganzen Fläche, vor allem gegen die Mitte hin.

Unter den Kalifeldspatkörnern wurden selten einige mit opalisierender Färbung ins bläuliche (Schillerfeldspat) aufgedeckt.

Der Quarz ist in allotriomorphen Kristallen gestaltet. Er stellt sich oft ins sehr kleinen, durchbrochenen, zahnartig in einander gegriffenen, anscheinlich abgerundeten, meist mit kleinem allotriomorphen Orthoklaskristallen vermengten Bruchstücken ein; er hat das Aussehen eines Mosaiks mit ungleichgrossen und regellosverteilten Stückchen. Er stellt sich oft in dieser mikrogranitartigen Struktur ein und bildet Kränze von feinen, aus winzigen Individuen gebildeten Schnüren zwischen den Feldspaten oder um die grösseren Quarzkristalle herum. Der Quarz hat flüssige Einschlüsse.

In diesem Gestein gibt es auch etwas Muskovit in kurzen Schüppchen oder in kleinen, verfelzte Umrissen. Der Muskovit weist aufweisenden, Platten die sich stellenweise um zerfressenen Magnetitkristallen anhäufen oder dünne zwischen die Quarz und Feldspatkristalle sich hindurchschlängelnde Schnüre bilden. Auch kommt eine, in winzigen, unregelmässig verteilten, meist in dem Plagioklas und äusserst selten in dem Orthoklas eingeschlossene mikrolithische weissen Glimmer zum Vorschein.

Der Magnetit stellt sich sehr selten in der obenangeführten Art ein. Er ist mit einigen wenigen Zirkonkristallen vermengt.

Äusserst selten treten auch sehr dünne, aus feinen, seltenen Epidotkörnern sowie aus grünen Biotitschüppchen, welche dieselben Einschlüsse wie der Muskovit aufweisen, bestehende Schnüre auf.



In dem beschriebenen Gestein treten in einigen Präparaten Erscheinungen hervor, die in anderen Teilen des Massives immer deutlicher werden und in seinem östlichen Teil dem Gestein einen sich von dem des Tiefengesteines wohl unterscheidenden Charakter aufdrücken.

Der Quarz weist in dem oben geschilderten Gestein die Merkmale des Mikrogranitquarzes auf; je mehr man sich den Grenzen des Massives nähert, fallen diese Merkmale, wie dies vorzugsweise an dem östlichen Teil der Hügel Jalbă, Cârposi, Domuz-amnar wahrnehmbar ist, so sehr auf, dass das Präparat ein porphyrisches Aussehen annimmt.

Der, sich in allen obenerwähnten Gesteinen einstellende Feldspat welcher, wie auch aus seinen optischen Konstanten hervorgeht, reich an Albitsubstanz ist, erleidet eine Spaltung des Orthoklasalbitmoleküls. In dem schon in den oben angeführten Gesteinen vorkommenden Mikropertit wird diese Spaltung, je mehr man sich der Grenze des Massives nähert, immer stärker da doch die Albitflecken dieser Orthoklasamikropertithe sich immer mehr ausbreiten bis sie in einander laufen. Mit der Anreicherung des Mikropertithes an plagioklasischer Substanz tauchen auch sehr zahlreiche winzige Schüppchen von mikrolithischem weissen Glimmer auf.

Gegen den östlichen Teil der Massivgrenze zeichnet sich das Vorkommen des Natronfeldspates gegenüber von dem Kalifeldspat gleichzeitig mit dem immer mehr aplitischen Charakter des Gesteines aus. Nach und nach dehnt sich der Plagioklas über die ganze Feldspatplatte aus; die Individuen sind klar, von dem Kalifeldspat bleiben nur mehr Flecken und kleine unregelmässig geformte Fetzen zurück und bilden den von BECKE nach HENNIG'S Beschreibung benannten Antipertit.

Diese Facies bilden den Uebergang zu dem das Ende des Massives zusammensetzenden Gestein, zu einem schwach-orientierten (gneisichem) Mikrogranit.

Dieses letzte Gestein weist eine mikrogranitische Struktur auf und wird aus 70% Plagioklas gebildet; der übrige Teil wird aus Quarz und sehr wenig Chlorit zusammengesetzt.

Der Plagioklas tritt in zwei Generationen auf. Der Plagioklas der ersten Generation ist der oben geschilderte. Er stellt sich in bis 1 mm grossen, idiomorphen Kristallen ein, mit Zwillingen nach dem Albit-, und Albit- + Poriklingesetz. Er ist durchweg klar und weist deutliche Druckspuren, nämlich gewellte, durchbrochene Zwillinge auf. Der Feldspat der zweiten Generation tritt in, gegenüber dem ersten Feldspat, allotriomorph sich verhaltenden Kristallen auf; der Feldspat der ersten Generation wird von ihm umgrenzt, auch setzt er das Wachstum weiter und bildet mit dem Mikrogranitquarz, die in klei-



nen Flocken struierte oft mit Feldspatkristallen der ersten Generation eingesprengte Masse.

Der Feldspat der zweiten Generation hat dieselbe Zusammensetzung wie der Feldspat der ersten Generation ( $5\% \text{ An}$ ), vielleicht ist er etwas saurer; er wird durch kurze feine Zwillinge nach dem Albitgesetz wie die, welche bei den Gabbroausscheidungen ausführlich beschrieben wurden, gekennzeichnet. Diese Zwillinge treten auch in der mikrogranitischen Façies des Hauptgranites auf; nur sind diese Schachtrettalbitoligoklaszwillinge viel feiner und weisen eine wie ein Aggregat dünner kurzer, parallel orientierter mehr oder minder auf die ganze Oberfläche parallel laufende Nadeln auf.

Die Plagioklaskristalle dieser zweiten Generation weisen Quetschspuren auf; das Zerquetschen des Gesteines das sich auch makroskopisch nachweisen lässt, wird bei diesem letzteren Feldspat dadurch gekennzeichnet dass die Individuen oft linsenförmig ausgezogen sind.

Der Quarz weist die Merkmale des mikrogranitischen Quarzes auf und bildet eine um die Plagioklaskristalle der ersten Generation in breiten Schnüren gewellte Mosaik.

Das sehr schwach vertretene, ungefähr  $10\%$  von dem ganzen Gestein betragende, hier auch als -accessorischer Bestandteil zu betrachtende, dunkle Gemengteil wird aus Schüppchenbildendem Chlorit mit Vermengung von Sphen und Magnetit zusammengesetzt. Er ist höchstwahrscheinlich ein Klinochlor; das optische Zeichen ist positiv, der optische Charakter der Hauptzone ist negativ. In dem Feldspate treten auch sehr wenige Zirkoneinschlüsse auf.

3. Die chemische Analyse (G. PAMFIL) des glimmerfreien Granites ergibt folgende Resultate:

VIII. Anal. No. 883.  
Glimmerfreier Granit

$\text{SiO}_2$	76,56
$\text{TiO}_2$	0,03
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13,87
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,07
FeO	0,18
MnO	
MgO	0,47
CaO	0,47
$\text{Na}_2\text{O}$	3,10
$\text{K}_2\text{O}$	3,41
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,13
Glühverlust	0,12
	<u>99,41</u>



Diese Analyse ergibt nach der Rechnungsmethode der amerikanischen Petrographen folgende typische mineralogische Zusammensetzung:

Quarz	43,38	Orthoklas	20,57	Anorthit	5,56
Korund	4,28	Albit	34,58	Hypersthen	2,78

Die Gasanalyse (1) des glimmerfreien Granites ergibt folgende Resultate:

Das Gasvolumen in 100 gr Gestein — 74,69 cem.

Nichtdosierte Sublimationsprodukte: NH<sub>4</sub>Cl.

CO <sub>2</sub>	für	% Vol.	20,42
O	„	„	12,90
CO+CH <sub>4</sub>	„	„	9,68
N	„	„	56,20
Seltene Gaze	„	„	0,30
H <sub>2</sub> O	„	„	0,36

### 5. MIKROGRANITISCHER UND GRANOPHYRISCHER GRANITPORPHYR

(Die Randfazies des Massives.)

Dem Westrande des Eruptivmassives von Greci entlang, entwickelt sich eine Randfazies des Eruptivmassives das es von dem Horntfels der Sedimenthülle abtrennt.

Diese Randfazies dehnt sich von dem Hügel Țugulea (Nordwand des Morzutaies an seiner Vorderseite nach dem Grecital zu), alle Buckeln die sich südlich von dem Morzutaie bis in das Carabalutal und von hier aus in das Coșlugtal hinziehen bildend — also beinahe die ganze Westwand der Kette herstellend.

Diese aus einem granophyrischen Granitporphyr bestehende Randfazies breitet sich auf einer von 100—125 m, über die ganze Strecke von dem Morzutaie bis in das Rakovatal aus. Von der Süd- wand des Rakovataies aus nimmt der granophyrischer Granitporphyr eine grössere Entwicklung an und erreicht eine Breite von 500—600 m, besonders nördlich von dem Coșlugtal wo er beinahe gänzlich die Gipfel Moroianu und Ioaneșul (426 m Höhe) zusammensetzt.

An der Ostseite dieser Kette, längs der Tälern die tief eingeschnitten

(1) Dr. G. PARRIS, a. a. O.



sind in der aus Schichten der Karapelitformation gebildete Sedimenthülle, stellen sich in den wenigen Aufschlüssen des Ostabhanges des Massives dieselbe granitporphyrische Gesteine ein, welche das Vorhandensein dieser Facies längs dieser ganzen Ostseite genügend nachweisen.

An vielen Stellen vollzieht sich der Uebergang zu dem Amphibolgranit durch einen mikrogranitischen Granitporphyr.

#### a. Der mikrogranitische Granitporphyr.

1. Makroskopische Beschreibung. Der mikrogranitische Granitporphyr erscheint als ein feinkörniges, zuckerartiges, weissrötliches, dank feiner Einsprengungen schwarzen Gemengteiles schwach grünlich aussehendes Gestein. Er besteht aus Feldspat, Quarz, etwas Amphibol und Magnetit.

2. Mikroskopische Beschreibung. Der mikrogranitische Granitporphyr tritt unter dem Mikroskop als eine hipidiomorph-körnige Masse von Quarz und Kalifeldspat auf, in welcher zahlreiche kleine idiomorphe Plagioklaskristalle eingebettet sind.

Der Plagioklas stellt sich in sehr kleinen idiomorphen, tafeligen, oft mehrere zusammen in einem Quarz- oder Kalifeldspatkorn eingeschlossenen Kristallen ein. Seine Zusammensetzung nach dem Auslöschungsmaximum der Symmetriezone ist diejenige eines Albit mit ungefähr 5% An.

Die Plagioklasindividuen weisen immer Zwillinge nach dem Albitgesetz, seltener tritt die Zwillingverwachsung nach dem Karlsbader + Albit- oder Periklin + Albitgesetz auf.

Der Plagioklas ist teilweise umgewandelt; er weist verhältnismässig viele Einschlüsse mikrolithischen weissen Glimmer auf.

Der Kalifeldspat ist ein Orthoklasmikroperthit. Der Mikroperthit weist die gleiche Zusammensetzung auf wie der in idiomorphen Individuen kristallisierende Plagioklas. Der Orthoklas wurde nach seinen Brechungsindices und dem Auslöschungswinkel  $n_p M = 6^\circ$  auf einen Schnitt senkrecht zu  $n_p$  bestimmt. Auf diesem Schnitte beträgt der zwischen den Albitstreifen des Perthites und der Spaltfläche P (001) eintretende Winkel beiläufig  $115^\circ$ .

Der vollständig allotriomorphe Quarz weist ausgesprochene wellige Auslöschungen und flüssige Einschlüsse mit Libellen auf.

In dem Gesteine findet sich eine nicht unbedeutende in kleinen Schüppchen eintretende Quantität Magnetit und gemeiner grüner Hornblende. Von den accessorischen Mineralien hebt sich ein Hornblende, Magnetit; Nebengemengteile.



wenig Sphen, Apatit und mikrolithischer weisser Glimmer die sich um den Orthoklas oder an dessen Rissen in welligen Schnürring einstellen, heraus.

### b. Der granophyrische Granitporphyr.

1. Makroskopische Beschreibung. Der granophyrische Granitporphyr stellt sich als eine kompakte, oft fast feinkörnige, weisslichrötliche Masse ein, deren Korn so fein ist dass er individuell nicht erkennbar ist. In dieser feinkristallinen Masse schwimmen sehr häufige maximum 1 mm grosse, weiss und rosa gefärbte Feldspat- und Quarzkristalle. Selten treten auch kleine Ilmenitschüppchen auf. Gegen die Ränder zu, gibt es einige Facies in denen die Quarz- und Feldspatkristalle äusserst selten auftreten.

2. Mikroskopische Beschreibung. Mikroskopisch weist das die Randfacies des Massivos bildende Gestein einen bestimmten porphyrischen Charakter auf. Es wird aus einer fast ausschliesslich aus Quarz und Feldspat gebildeten Masse und aus Einsprenglinge derselben Elementen zusammengesetzt.

Die Einsprenglinge sind aus Plagioklas und Quarz gebildet.

Der Plagioklas. Der Plagioklas ist ein Albit mit beiläufig 5% An.

Er weist unveränderte, idiomorphe, klare Ausbildungen auf, mit vorwaltenden Zwillingen nach dem Albit + Periklingesetz die nicht die ganze Platte durchziehen.

In fast allen Fällen weisen die Plagioklaseinsprenglinge in demselben Präparat feine, kurze, Zwillinge auf. Diese bilden zueinander parallelaufende Schnüre die den Schnitt senkrecht zur Verwachsungsrichtung der Zwillinge durchziehen. Diese Gebilde wurden schon weiter oben bei den saueren Ausscheidungen des Gabbro und bei den aplitischen Randfacies des glimmerfreien Granit als Schachbrettalbitoligoklas beschrieben. Auch hier gibt es Fälle wo die gewöhnlichen Plagioklaskristalle, mit diesen Schachbrettalbitoligoklaszwillingen fortwachsen.

Einige Quarzeinsprenglinge stellen beinahe hexagonale Umrisse auf, andere sind abgerundet oder oval.

Der Quarz.

Sowohl der Feldspat als auch der Quarz hauptsächlich dieser letztere, sind verzerrt, und die Hohlräume sind mit der Substanz der Masse ausgefüllt.

Zu den Einsprenglingen gehören auch die wenigen kleinen, mit

Der Manganepidot. einer gemeinen, grünen, äusserst polychroischen

Hornblende verwachsenen Kristalle von manganhaltigem Epidot.

Die Masse dieses granophyrischen Granitporphyr wird manchmal durchweg von einem mikrogranitischen Aggregat von sehr



feinkörnigen, innig durchdrungenen Quarz und gestreiftem Plagioklas gebildet. Meistens jedoch kristallisierte diese quarzfeldspatische Masse in einer granophyrischen Struktur.

Diese aus Granophyr gebildete Masse hat eine mannigfache Textur. Um die Feldspateinsprenglinge herum, nicht aber auch um die Quarzeinsprenglinge kommen granophyrische, mit dem Einsprengling wie eine Fortsetzung dieses letzteren, engverbundene Quarz- und Feldspatverwachsungen, zum Vorschein. Oft ist die Substanz des Einsprenglinges, gegen die Ränder hin granophyrartig mit dem Quarz verwachsen, was dort wo sich feine Albitzwillinge auch in dem granophyrisch verwachsenen Feldspat fortsetzen, leicht zu erkennen ist; manchmal wieder breitet sich der Granophyr unabhängig von den Einsprenglingen aus wie eine Tropfenmenge die auf einer Ebene umgeschüttet wurde in deren Mitte, um den Punkt von dem die Tropfen auseinander laufen, eine kleine, unregelmässige, an Quarztropfen freie Feldspatplatte zurückgeblieben ist; hie und da wird eine Feldspatplatte von einer durchweg parallelen Reihenfolge von sehr kleinen, so geradlinig wie Mikropertit aussehenden, Quarzkörnerschnüren durchzogen; endlich sieht manchmal die granophyrische Platte wie ein Fächer oder wie das Anschnitt eines unvollständigen Sphorolites aus, der aus feinen an den Enden nach der Länge zu länger und breiter werdenden Plagioklasstängel, die in ein ebenfalls fächerförmiges, aus Lamellen von gestreiftem quarzfreiem Plagioklas bestehendem Aggregat übergehen, zusammengesetzt wird. In der Masse konnte nirgends die kleinste Spur von Kalifeldspat aufgefunden werden; aller Wahrscheinlichkeit nach ist auch keiner darin vorhanden.

In dieser granophyrischen Masse treten in einigen Handstücken häufige Strukturvariationen auf. Die ebenfalls in der späteren Kristallisationszeit erstarrte quarzfeldspatische Masse bildet in der granophyrischen Masse Nester oder kurze Schnüre aus Plagioklaskristalle, die sich in kleinen, deutlich individualisierten, fast isometrischen, eine Neigung nach stengeliger, in zwei Individuen sich gestaltender Zwillingausbildung nach dem Albitgesetz oder in feinen kurzen Schachbrettalbitoligoklaszwillinge aufweisenden Körnern einstellen; diese Zwillingverwachsungen sind von allotriomorphen Quarzkörner zementiert. Oft dehnen sich diese Nester mikrogranitischer Struktur über das ganze Präparat aus, und bilden den Uebergang zu einer feinen mikrogranitischen Masse. Je mehr man nach das Innere des Massives hin vorschreitet desto mehr betont sich diese Neigung aus.

Ausser dem Quarz und dem Plagioklas aus dem er besteht, enthält die Masse vorzüglich in den Teilen gegen das Innere des Massives, die eine auffalende, mikrogranitische Struktur aufweisen, auch wenige Schöpp-

chlorit, Hornblende,  
Orthit.



chen von Chlorit und gemeiner grüner Hornblende, äusserst seltene, kleine Orthitkörner, manganhaltigen Epidot und wenig fast völlig in Leukoxen umgewandelten Ilmenit.

3. Die chemische Analyse (G. PAMEL) des granitporphyrischen Granitporphyres ergibt folgende Resultate:

IX. Anal. No. 215  
Granitporphyrischer Granitporphyr.

SiO <sub>2</sub>	78,59
TiO <sub>2</sub>	Spuren
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,26
FeO	
MnO	—
MgO	0,22
CaO	1,14
Na <sub>2</sub> O	4,14
K <sub>2</sub> O	1,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01
Glühverlust	0,16
	<u>100,98</u>

Diese Analyse ergibt nach der Rechenmethode der amerikanischen Petrographen (1) folgende typische mineralogische Zusammensetzung:

Quarz	45,78
Orthoklas	8,34
Albit	34,58
Anorthit	5,56
Hypersthen	1,42

Die Gasanalyse 2) des granitporphyrischen Granitporphyres ergibt folgende Resultate:

Das Gasvolumen in 100 gr Gestein — 44,14 cem.

CO <sub>2</sub> für % Vol.	58,34
O	3,13
H	0,78
CO+CH <sub>4</sub>	11,07
N	16,78
seltene Gase	0,30
H <sub>2</sub> O für	0,20

1) W. CROSS, etc.: u. a. O.

2) Dr. G. PAMEL: u. a. O.



## 4. DIE LEUKOKRATEN DIFFERENZATIONS- GAENGE.

(Plagioplitä, Albitit, granophyrischer Granitporphyr Gangquarzi)

Eine Reihe miteinander verwandter Gänge tritt auf im Morzuta, an der von den Steinbrüchen zu dem Cacatagipfel hin aufsteigende Wand, dann an demselben Talabhänge der nach Norden hin zu den Gipfel Piatra Roşie auf emporführt, ferner, längs des Gehänges das von dem Gipfel Țuțuaitu nach dem Gipfel Baba Rada mică hin abfällt, seltener auch in dem sich nicht weit oberhalb der Steinbrüche befindendem Carabalutale, sowie in der ganzen Gegend nach Süden hin bis in dem Coşlugtal und nach Norden hin bis in dem Hügel Vârteaja.

Einige davon sind beim ersten Aublick aus dem umgrenzenden Gestein schwer zu erkennen, die mikroskopische Untersuchung lässt jedoch jeden Zweifel fallen.

Das Streichen der Gänge ist demjenigen der Diaklasen des Gesteines das sie durchbrechen gleich; die Breite schwankt zwischen ungefähr 4 m bis zu einigen Millimeter.

Der grösste Teil dieser Gänge sind gemischte Gänge und nur wenige, die äusserst differenzierten, sind einfache Gänge.

Die chemische Zusammensetzung der den Amphybolgranit durchbrechenden Gänge, derjenigen Gänge nämlich die das Massiv in einem tieferen Niveau durchziehen, ist basischer als die Zusammensetzung des umgrenzenden Gesteines; die den Granodiorit und den Tonalit oder die granophyrischen Randfasies durchziehenden Gänge die sich nämlich gegen die Grenze des Massives der Höhe und den Rändern nach einstellen, sind saurer als das umgrenzende Gestein.

Je mehr sich die Gänge beim Eindringen durch die immer enger werdenden Rinnen des schon erstarrten Gesteines von der Masse des Tiefenmagmas entfernen, desto auffalender wird die Differenziation.

Die grosse Anzahl gemeinsamer Merkmale die sich von den, das tiefste Gestein durchdringenden Gängen bis zu den differenziertesten Gliedern einstellen, führt uns zu der Vermutung das diese ganze Reihe von Gängen von demselben Magma herrühren.

Aus den Tälern Morzu und Karabalu wo die Abtragung am tiefsten in dem Massiv einschneidet, bis an dem Coşlughügel an der Südende des sichtbaren Eruptivgesteinkörpers hinziehenden oder bis zu dessen nördlicherer Ende in dem Vârteajahügel, kann man in den einige Meter oder nur einige Dezimeter breiten Gänge bis zu dem schmalen Gängchen von einigen Millimetern, alle Phasen der Magmadifferenzierung welche diese Gänge hervorbrachte, verfolgen.



In diesen Uebergängen kann man alle Veränderungen der Plagiaplite, nach DUPARC und JERCHOFF's Auffassung (1), von Dioritapliten (sehr amphibolhaltige Plagiapliten) durch Granodioritapliten, Tonalitapliten, und granophyrischen Granitporphyre hindurch bis zu Albititen und Quarzgängen verfolgen.

In demselben gemischten Gang unterscheiden sich die Ränder und die Mitte, sowohl vom Standpunkte der chemischen Zusammensetzung als auch von der mineralogischen und strukturellen Beschaffenheit aus, von einander ab.

In Bezug auf seine chemische Zusammensetzung bildet der Saalband der plagiaplitischen gemischten Gänge einen Uebergang gegen das durch den Gang durchbrochene Gestein; demzufolge ist das Gestein des Saalbandes basischer als die Mitte des Ganges wenn dieser letztere den Granodiorit und den Tonalit durchzieht; und saurer als die Mitte des Ganges wenn dieser letztere den Amphibolgranit durchstreicht.

Vom strukturellen Standpunkt aus ist das Gestein des Saalbandes panidiomorph-körnig. Ist der Gang schmal genug, so weist auch seine Mitte dieselbe Struktur auf; ist der Gang dagegen stärker also dem Querschnitte nach breiter, so zeigt das Gestein in mitten des Ganges eine kompakte granitisch-körnige Struktur vor.

Bei der ganzen Reihe dieser gemischten Gänge wird die Mitte des Ganges ausserdem durch den gänzlichen Mangel des oft durch Chlorit ersetzten Biotit und durch den völligen Mangel des Kalifeldspates gekennzeichnet.

\* \* \*

In den vorliegenden Abschnitten werden zu erst die Plagiaplite die basischer als das umgrenzende Gestein sind, hernach diejenigen die der Tiefenmagma näher stehen und demzufolge ein weniger vorgeschrittenes Differenzierungsstadium aufweisen, dann die immer mehr sauer werdenden Plagiaplite und schliesslich die äussersten Differenzierungsglieder geschildert werden.

#### 1. Plagiaplite die basischer als das umgrenzende Gestein sind. (Dioritaplite)

A. Mitte der Gänge. Das Gestein welches die Mitte der Gänge bildet welche basischer sind als der Amphibolgranit den sie durchziehen, ist nach DUPARC und JERCHOFF's (2) Auffassung ein Dioritaplit das heisst ein sehr amphibolreicher Plagiaplit.

(1) L. DUPARC und JERCHOFF: Sur les plagiaprites filoniennes du Koswinsky. Arch. des Sc. phys. et nat. Genève 1902.

(2) L. DUPARC et S. JERCHOFF a. a. O.





1. Makroskopische Beschreibung. Vom makroskopischen Standpunkte aus erscheint das Gestein als eine feinkörnige Masse die grösstenteils aus bis 1 mm langen schwarzhervorleuchtenden Hornblendeprismen besteht und welche in gleicher Menge mit gleichgrossen Quarz- und Feldspatkristallen vorhanden sind.

Das leukokrate Element häuft sich hie und da in dem Gesteine auf und bildet saure, höchstens einen Durchmesser von 10 mm aufweisende Flecke.

2. Mikroskopische Beschreibung. Die Struktur dieser Gesteine nähert sich der panidiomorphkörnigen Struktur. Sie sind ungefähr aus 40% gemeiner grüner Hornblende und aus leukokraten Gemengteilen zusammengesetzt von welchen 85% Plagioklas und ungefähr 15% Quarz.

Der Plagioklas tritt auch hier in zwei Generationen auf.

Der Plagioklas der ersten Generation bildet ungefähr 70% des ganzen Feldspates; der Plagioklas der zweiten Generation der immer allotriomorph ist und auf der ganzen Platte mit Schachbrettalbitoligoklaszwillingen durchquert setzt den Rest des Feldspates zusammen.

Der Plagioklas der ersten Generation ist ein basischer Oligoklas mit 27% An, wie ausserst übereinstimmend aus folgenden nach verschiedenen Methoden vorgenommenen Messungen, hervorgeht:

1. Schnitt senkrecht zu  $n_p$ , zentriert

$$\text{Auslöschungswinkel } n'_p/M \quad \div 10^\circ$$

2. Schnitt fast senkrecht zu einer optischen Axe, mit Zwillingen nach dem Albitgesetz nach BECKE's Methode mit der Camera clara studierter Schnitt, ergab:

Der Winkel zwischen den Achsen der beiden Individuen

$$AB' \quad 13^\circ \quad (167^\circ)$$

Der Winkel zwischen den Achsebenen beider Individuen

$$11' \quad 158^\circ \quad (22^\circ)$$

$$n'_p < \varepsilon \quad n'_p > \omega.$$

Die vorliegenden Messungen wurden mittels der graphischen Methode vorgenommen.

Der Plagioklas der ersten Generation stellt sich soweit es der Pani-



diomorphismusgrad des Gesteines gestattet in idiomorphen Kristallen auf.

Die Plagioklaskristallen weisen einen äusserst schwach entwickelten, aus einer einzigen breiten Zone bestehenden Zonenbau auf. Sie sind mehr lang als isometrisch (eher tafelig) und verhindern sich beim Wachsen.

Der Plagioklas stellt oft Zwillinge nach dem Albitgesetz in feinen Lamellen auf, seltener nach dem Periklin- oder Karlsbadergesetz. Doppelzwillinge kommen hauptsächlich nach Albit + Periklingesetz vor.

Der Plagioklas ist ziemlich frisch, weist aber gegen die Mitte hin zahlreiche Einschlüsse von mikrolithischem weissen Glimmer und Klinozoisit auf; gegen die Ränder stellt sich dagegen eine breite einschlusfreie Zone ein; auch kommen in diesem Feldspat sehr wenig Einschlüsse von primären Epidot und lange feine Apatitnadeln vor. An der Umgrenzung der bis zu 9–10% An herabsteigenden saueren Zone, setzen sich oft die Zwillinge nach dem Albitgesetz durch sehr feine Schachbrettalbitoligoklaszwillinge fort.

Der durch die Schachbrettzwillingtextur gekennzeichnete Plagioklas zweiter Generation ist ein Albit-Oligoklas, mit ungefähr 9–10% An. Oft wächst er um den älteren Plagioklas herum mit gleicher Orientierung wie dieser, nach Art einer mehr saueren Zone; grösstenteils verhält er sich völlig allotriomorph zu allen anderen Mineralien, mit Ausschluss eines Teiles des Quarzes; seine Körner fassen ganze Kristalle von Feldspat erster Generation und Hornblende ein.

Dieser Plagioklas mit Schachbrettalbitoligoklaszwillinge ist immer frisch und schlüst, ausser seltenen, sehr feinen Schüppchen von mikrolithischem weissen Glimmer, keine anderen Umwandlungsmineralien ein.

Der Quarz tritt in allotriomorphen die hinterbliebenen Hohlräume füllenden Kristallen auf. Er weist wellige Anstösungen auf.

Das dunkle Gemengteil besteht hauptsächlich aus einer gemeinen grünen Hornblende. Diese Hornblende ist durchweg frisch und stellt sich in schönen, idiomorphen, soweit es die panidiomorphe Struktur des Gesteines gestattet, oft drei bis vier in einem Punkt angehäuften Kristallen ein, die, nach den zwei bekannten Richtungen vollkommene Spaltbarkeit und einfache oder polysynthetische Zwillinge nach (100) aufweisen. Die Kristalle sind isometrisch oder sehr wenig verlängert. Die Hornblende ist polychroisch und zwar

- $n_p$  hellolivengrün
- $n_m$  äusserst hellolivengrün
- $n_g$  schwachgelb lichtgrünlich



mit manchmal mehr olivgrünen Tönen oder mit einem Stich ins hellbläuliche. Der Auslöschungswinkel

$$n_g / c = 14-16^\circ$$

Die Doppelbrechung  $n_g - n_p = 0,02-0,23$

Diese Hornblende schließt wenige Magnetit, Sphen und Epidoteinschlüsse und äusserst wenig Rutil ein.

Oft werden schwache Druckspuren nachgewiesen; manchmal wird diese Hornblende von einer Chloritzone umrandet.

Von den Nebengemengteilen tritt in erster Reihe stark aufgeschmolzene gewöhnlich von Leukoxen umgrenzte oft aufgesprungene und von diesem letzten Mineral gekittete Magnetitkristalle auf.

Der Sphen findet sich selten ganz allein in allotriomorphen Kristallen vor; meist ist er ein reiner Leukoxen, und hat denselben Ursprung wie der obenerwähnte.

Der primäre Epidot kommt in seltenen, kleinen, abgerundeten, in dem Feldspat oder in der Hornblende eingeschlossenen Körnern vor; er ist ein Pistazit.

Der Apatit ist in sehr wenigen langen nadelförmigen Prismen vorhanden.

B Der Saalband der Plagioplitgänge die basischer sind als das ungrenzende Gestein wird nicht von einem eigentlichen Ganggestein gebildet.

Aus der hier weiter unten vorgenommenen Schilderung wird sich der Charakter dieses Gesteines deutlich hervorheben als der eines Tiefengesteines dessen mineralogische Zusammensetzung bedeutende Veränderungen erlitt durch die Einwirkung des Gangmagmas auf das Magma welches es durchdrungen hat. Wie bekannt verhält sich dieser letztere — der Amphibolgranit — als eine granitisch-körnige Masse, dessen Korngrösse zwischen 1—5 mm schwankt; er ist violettblau-rötlicher Farbe, in welcher die opalisierende Farben der Quarzkristalle, die weissen und hellrötlichen, die in gleicher Menge vorhandenen Feldspatkristalle und die viel kleineren und in geringerer Menge vorhandenen schwarzen Hornblendekristalle vorherrschen.

1. Makroskopische Beschreibung. Schon bei der makroskopischen Untersuchung des den Saalband des Ganges bildenden Gesteines unterscheidet sich dieses letztere von dem obenangeführten



umgrenzenden Gestein. Es ist immer granitisch-körnig und weist ein 1—5 mm grosses Korn auf, ist aber kompakter und wird durch den grösseren Gehalt an schwarzem Element — gleiche Mengen von Biotit und Hornblende — weniger Quarz und eine grössere Quantität von Epidot gekennzeichnet. Je mehr man sich dem Gange nähert, desto mehr wächst der Gehalt an dunklen fast ausschliesslich aus gemeiner grüner Hornblende bestehende Gemengteil jedoch ist er in weniger idiomorphen Kristallen individualisiert und obwohl er dem Gesteine keine gneissische Struktur aufdrückt, orientiert er sich in sichtbarer Weise; das Gestein hat einen graueren Aussehen dank dem beinahe völligen Verschwinden des Kalifeldspates und der Armut an Quarz; auch weist es einen betonten, dem grossen Reichtum an primären Epidot zuzuschreibenden grünen Anflug auf; zugleich wird der Plagioklas basischer.

2. Mikroskopische Beschreibung. Das Gestein zeigt, je mehr man sich von der Mitte des Ganges entfernt, eine immer ausgesprochenere hipidiomorph-körnige Struktur. Am auffallendsten jedoch wird es aber gekennzeichnet im Verhältnis zu der panidiomorphkörnigen Mitte des Ganges und im Verhältnis zu der grossen Masse des umgebenden Tiefengesteines, durch die sich bei allen Bestandteilen des Gesteines vorfindenden ausgesprochenen Druckspuren, sowie durch die heftigen Resorptions- und Umkristallisierungserscheinungen die stattfanden in der Zeit, in der mindestens ein Teil der sich in der Magma befindenden Mineralien, schon erstarrt oder wenigstens schon individualisiert waren.

Da alle diese Erscheinungen weiter weg in dem umgrenzenden Gestein und in dem, die Mitte des Ganges bildenden, Dioritaplit nicht auftreten, so muss man wohl zugeben, dass sie mit Veränderungen in Zusammenhang sind welche das eindringende Magma bei dem Kontakte mit einer wohl mehr viskosen, von ihm durchdrungenen Magma hervorruft.

In der nächsten Nähe des Dioritaplit — das heisst der Mitte des Ganges wird das Saalbandgestein aus Plagioklas, Orthoklas, Quarz und gemeine grüne Hornblende zusammengesetzt.

Der Plagioklas weist die Zusammensetzung eines basischen Oligoklases mit 27 % An auf. Er stellt sich in ausserst umgewandelten Kristallen ein, welche an kleinen Biotiteinschlüssen so reichhaltig sind dass die Zwillinge und die seltene Zonenstruktur oft davon verdrängt werden. Diese Feldspatkrystalle sind geknickt, und die sie bildenden Teile sind oft nach den Gleitungsflächen hin verschoben; sie weisen zahlreiche zu einander parallellaufende, mit Schnüren von Pistazitkörnern gefüllte Risse von kristallographisch unbestimmter Richtung, auf.



Ausser diesem in idiomorphen, isometrischen Individuen auftretenden Plagioklas, entwickelten sich einige entweder eine breite Zone um den vorigen Individuen bildende oder als idiomorphe, unabhängige Individuen auftretende Kristalle aus einem Plagioklas für den  $n_p < \omega$ ,  $n_p > \omega$ , also einem Albit-Oligoklas, der aller Wahrscheinlichkeit nach (Die Messungen sind äusserst schwierig) ein Maximum von 9—10% An enthält. Dieser Feldspat ist frisch und tritt in schmalen Zwillinglamellen nach dem Albit- oder Albit- + Karlsbadergesetz auf. Auch weist er Umbiegungen der Zwillinge und Brüche auf mit Teilen die nach Gleitungsflächen verschoben sind.

Dieser Feldspat weist zahlreiche, als gleichgrosse unregelmässig geformte Körner auftretende primäre Epidoteinschlüsse auf. Dieser Epidot scheint durch eine Entkalkungserscheinung der Plagioklasschmelze erzeugt worden zu sein, aus dem die Individuen des sie bergenden Feldspates hervorgingen.

Die Entkalkung vollzog sich wahrscheinlich zur Zeit der Vermengung des basischeren Magmas des Ganges mit dem mehr saueren Magma des alkalreicheren umgrenzenden Gesteines. Ein letzter Teil des Plagioklassubstanz kristallisierte in allotriomorphen Kristallen von der Zusammensetzung eines Albit-Oligoklases mit 5—9% An die eine Schachbrettalbitoligoklastextur aufweisen. Dieser letztere Plagioklas bildet Zonenteile um die anderen Plagioklaskristalle herum, füllt die übriggebliebenen Hohlräume in dem Gesteine oder die Risse in den andern Kristallen. Er wurde wahrscheinlich nach dem Quarz und wohl auch nach dem, wenig im Gestein vorkommenden Kalifeldspat abgesetzt. Die Schmelze dieses letzteren und diejenige des aus der Entkalkung des Plagioklases entstandenen Epidots, durchzogen, allem Anscheine nach, gleichzeitig das Gestein, denn es stellen sich in den älteren Feldspäten, von schmalen aus diesem allotriomorphen Feldspat gebildeten umränderte Epidotkörnersehnen ein.

Der Kalifeldspat tritt in dem Gestein in seltenen, allotriomorphen, die Zwischenräume der anderen Mineralien ausfüllenden Orthoklasmikroperthitkörnern auf. Er weist nie Zwillinge auf und ist vollständig frisch.

Der sich in grösserer Menge als der Kalifeldspat einstellende Quarz tritt in völlig allotriomorphen, stark wellige Anlöschungen vorzeigenden Körnern auf; auch ist er selten durchbrochen und manchmal nach einer gewissen Richtung hin gewellt als hatte sich in seiner viskosen Masse eine grosse Woge hindurchgezogen.

Das dunkle Gemengteil besteht aus einer gemeinen grünen Hornblende. Daraus bestehen nur noch Ueberreste die auf keine genaue Bestimmung zulassen. Die Hornblende stellt sich in formlosen, gebogenen, zerrissenen, verzerrten Flecken ein, mit dem Polychroismus



$n'_o$	olivgrün mit Stich ins braune
$n'_x$	hellgelbbraun.

Die Platten sind nicht homogen, da sie sehr kleine, hellblaugrünliche, in Zusammenhang mit den Rissen des Minerals, ein feines, die ganze Platte durchziehendes Netz bildende, Hornblendeflecken aufweisen.

An den Brüchen, an den erweiterten und gewellten Spaltungen, oft auch an den im Innern sich befindenden korodierten Stellen lagerten sich wenige Chlorit- und Muskovitfasern, Epidotkörner in bedeutender Menge und sehr zahlreiche, rechteckige, kurze Schüppchen von grünem Biotit ein, mit dem Polychroismus

$n'_o$	olivgrün
$n'_x$	lichtgelblichbraun

und hohe Doppelbrechung. Dieser Biotit umrändert schnurartig die Hornblendekristalle und zieht sich an deren Umgrenzung in kurzen, rechteckigen Schüppchen über die umgebenden Feldspäte aus. Das in dieser Art, aus sichtbar älterer Hornblende gebildete Zentrum und diese teilweise auf Rechnung der Hornblende an ihrer Umgrenzung und in ihrem Innern gebildeten Mineralien treten zwischen den gekreuzten Nicols wie ein regelloses heftigbuntgefärbte Mosaik auf. Manchmal ist die Hornblende längs der Spaltungen durchweg abgeblättert und mit Schnüren von Epidotkörnern, von grünen Biotit-Muskovit- und Chloritlamellen fein injiziert, so dass aus dem Mineral nur mehr schmale Streifen zurückgeblieben sind und das ganze Komplex oft gewellt auftritt.

Der grüne Biotit breitet sich über das ganze Gestein in dicken, oft gewellten Schnüren aus; diese letzteren werden zusammengesetzt aus kurzen, rechtwinkeligen mit Epidotkörnern, Chlorit, seltener Muskovitschüppchen etwas Magnetit (Ilmenit), Sphen und sehr wenig Apatit vermengten Schüppchen welche durch die Feldspäte dringen, sie umziehen und vierloris Nester einlagern. Die Orientierung der die Hornblende umgrenzenden Schüppchen ist unregelmässig und weist eine schwache Neigung nach Strombildungen aus.

Der grüne Biotit weist nicht den Charakter eines auf Rechnung der Hornblende gebildeten sekundären Minerals auf, wie das bei der blaugrünlichen Hornblende gegenüber der grünen Hornblende der Fall ist. Die Hornblende weist nach den Rändern des grünen Biotites hin sehr scharfe Umrisse; es gibt hier keine continuerliche Uebergänge und der Biotit bildet keine Zonen um der Umgrenzung der Hornblende.

Dies, sowie die von der Hornblendesubstanz unabhängige Verbrei-



tung des Biotites durch das ganze Gestein, beweisen die primäre Abstammung des grünen Biotites. Die in dem Magma hervorgerufene Störung des Gleichgewichtes welche das Kristallisieren der Hornblende zum stillstand brachte und die fortdauernde Kristallisierung des melanokraten Gemengteiles als grünen Biotit veranlasste, ist wahrscheinlich dieselbe welche auch die Entkalkung der basischen Feldspatsubstanz und deren Niedersetzung als saure Feldspäte und Epidot verursachte.

Der Epidot ist in dem Gesteine sehr verbreitet. Ausser den unregelmässigen, in kleinen Kristallen in dem mehr sauren, idiomorphen Plagioklas verbreiteten Epidotkristallen, füllt der Epidot unzählige Risse der älteren Feldspäte aus und bildet Reihen von nadelförmigen, mit den Prismenkanten auf die Ränder der Risse senkrecht liegende Kristallen. Er stellt sich auch in zahlreichen, regellosgeformten, oft ovalen, manchmal prismatischen Körnern ein, die in den Häuflein des grünen Biotites mit Ueberresten von Hornblende, Chloritschüppchen, und einer kleinen Menge von, sicherlich zugleich mit diesen Mineralien, jedoch nach der Hornblende kristallisiertem Sphen, vorkommt.

Das Gestein enthält auch sehr wenige Individuen, eines als geätzte Körnern, in den Nestern des oben beschriebenen dunklen Gemengteiles verbreiteten Magnetites (wahrscheinlich Ilmenit); der Ilmenit wird immer von einer regellos umränderten Leukoxenzone umgeben, welche auch die Risse des Minerals ausfüllt und sicherlich aus dessen Umwandlung hervorging.

Sehr wenige, die charakteristischen Einschlüsse umfassende Apatitprismen, sind in dem Gestein hier und da verbreitet.

\* \* \*

Der geschilderte Dioritaplit ist zweifelsohne ein Ganggestein. Dafür spricht auch gewissermassen die fast panidiomorph-körnige Struktur des Gesteines, sowie das Auftreten des Plagioklases in zwei deutlichen Generationen. Um so mehr zeichnet sich aber der Ganggesteincharakter dieses Dioritaplites aus, wenn man die mineralogische und morphologische Zusammensetzung dieses Gesteines mit derjenigen der weiter unten beschriebenen Plagiapliten vergleicht.

In gleicher Weise wird der grosse Reichtum an Kalk, der bei den andern Ganggesteinen in der grossen Epidot-, Leukoxen- und zum Teil auch in der Hornblendmenge zum Vorschein kommt, auch bei dem geschilderten Ganggestein in dem basischeren Plagioklas, in der häufigen Hornblende und zum Teil auch in dem Leukoxen angetroffen.



## 2. Plagiaplite die saurer als das umgebende Gestein sind.

(Tonalitaplite, Granodioritaplite).

Das mineralogische Merkmal aller dieser Gesteine ist der vollständige Mangel an Kalifeldspat, und an Biotit oder die Unbeständigkeit und der fast völlige Uebergang des letzten zum Chlorit, sowie das Vorhandensein einer zweiten, ausschliesslich Schachbrettalbitoligoklaszwillinge aufweisenden Generation des Plagioklases.

Tonalitaplite, Granodioritaplite.

A. Gangmitte. 1. Makroskopische Beschreibung. Die Mitte dieser Gänge ist gewöhnlich ein Gestein welches eine ausgesprochene panidiomorph-körnige Struktur aufweis. Das Gestein zeigt eine schwache Neigung zu einer porphyrischen Struktur, welche durch einen betonenen nur unter dem Mikroskop wahrnehmbarer Idiomorphismus einiger Elemente hervorgebracht ist.

Das Gestein ist ein feinkörniger, zuckerartiger, weissgraugefärbter, (durch Verwitterung rötlicher) schwach schwarzgrünlich überschlagener Plagiaplit. Es besteht aus feinen isometrischen, dem Gestein ein zuckerartiges Aussehen verleihenden, Plagioklaskristallen die 60–80% des Gesteines bilden und aus 30–10% Quarz. Der übrige Teil ist aus höchstens 1½ mm lange, bis ½ mm dicke Prismen einer gemeinen grünen Hornblende zusammengesetzt.

Unter diesen Gängen gibt es Typen deren Mitte eine Struktur aufweist die deren Einreihung zwischen den Ganggesteinen nicht gestatten würde.

Ihre chemisch-mineralogische, derjenigen der Plagiaplite ganz ähnliche, Zusammensetzung, sowie die Art ihrer Einsetzung, berechtigen aber vollends, wie man später erschen wird, ihre Einreihung unter die Plagiaplite.

Vom makroskopischen Gesichtspunkte aus, weisen diese als Ganggesteine ungenügend gekennzeichnete Typen, eine kompakte granitisch-körnige Struktur auf, mit einem mittleren (2–3 mm grossen), bunt aussehendem Korn, in dem das aus mehr als 70% Plagioklas und ungefähr 30% Quarz bestehende helle Gemengteil, ungefähr 1½ mal die Quantität des dunklen Gemengteiles welcher ausschliesslich aus kleinen bis 1 oder 2 mm langen und ½ mm dicken Hornblendeprismen gebildet ist, überschreitet.

2. Mikroskopische Beschreibung. Die panidiomorph-kör-





nige Struktur der feinkörnigen Typen ist sehr deutlich gekennzeichnet; was bei den kompakten körnigen Typen nicht der Fall ist.

a. Feinkörnige Typen. Der Plagioklas ist ein zonargebauter Albit-Oligoklas dessen Zusammensetzung vom Zentrum gegen die Ränder hin, zwischen 15—12% An schwankt. Seine Bestimmung beruht auf folgende Messungen:

l. Schnitt senkrecht zu  $\alpha_2$ , beinahe zentriert, mit Zwillingen nach dem Albit + Periklingesetz und einer einzigen Zone

Auslöschungswinkel $n'_p/M$	in dem Kern	— 6°30'
	in der Zone	— 9°30'

Der Plagioklas scheint in zwei Generationen kristallisiert zu haben, obwohl dieser Charakter nicht genügend auffallend hervortritt um eine porphyrische Struktur zu kennzeichnen. Grössere Individuen, (die wohl als grösser nur unter dem Mikroskop gelten können) sind in eher langen als breiten, gegen die Mitte hin in Klinzoisit, mikrolithischen weissen Glimmer und weniger Epidot umgewandelten Kristallen entwickelt. Sie weisen Zwillinge nach dem Albit + Periklin—, Albit + Karlsbader— oder ausserst selten, nur nach dem Karlsbadergesetz auf; oft sind in den Kristallen Druckspuren vorhanden. An den Rändern oder im Innern sind diese Kristalle aufgeschmolzen und die Hohlräume sind mit einem Feldspat, der denselben Säuregehalt wie die Zone aufweist, ausgefüllt.

Die Zonarstruktur wird gewöhnlich durch eine einzige, dieselbe oben bezeichnete Zusammensetzung aufweisende, hier und da jedoch bis zu einem Albit-Oligoklas mit 9% An herabsteigende Zone vertreten. Die, diese äusserste Zone bildende Feldspatsubstanz erstarrte zwischen den andern Mineralien auch in zahlreichen kleinen, fast isometrischen, nichtzontierten Kristallen, sowie in allotriomorphen Flecken, und zwar nicht lange vor dem Quarz in welchem sich diese kleinen Kristalle ungleich verteilt einstellen.

Diese, eine zweite Generation bildende Plagioklasindividuen (1) sind viel frischer als die grossen Kristalle; sie weisen Zwillinge nach dem Albit—, Albit + Periklin—, seltener nach dem Albit + Karlsbadergesetz auf. Ihre Zusammensetzung ist die eines Albit-Oligoklasses mit 9—12% An.

Der Quarz tritt manchmal in grossen Kristallen mit zackigen allotriomorphen Umrissen auf; er füllt die aufgeschmolzenen Räume in den Feldspaten und an

(\*) E. BECKE: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner, T.M.P.M 13, 1892, S. 419.



deren Ränder aus Öfters aber stellt sich der Quarz in kleinen Flecken, oder Augen, vorwiegend in dem jungen, frischeren Feldspat ein. Der Quarz zeigt auffallende wellige Auslöschungen auf.

Das dunkle Gemengteil wird ausschliesslich von einer gemeinen grünen, zu einer faserigen Struktur neigenden Hornblende, zusammengesetzt; der Polychroismus dieser Hornblende ist

Die bacillare Hornblende.

$n'_2$	lichtgrün
$n'_1$	fast farblos

An vielen Stellen werden auch die Ueberreste der Krystalle einer gemeinen, grünen Hornblende angetroffen, deren Polychroismus in dunkleren grünen Farbentönen, auf eine Umwandlung in Aktinolith, von den Rändern gegen das Innere hin, hinweist.

Die schiffige Hornblende besteht aus wenigen Individuen mit äusserst stark betontem idiomorphen Charakter; diese Hornblende zeigt charakteristische Spaltbarkeit nach (110) und Zwillinge, gewöhnlich nur aus zwei Individuen, nach (100). Oft tritt jedoch die Hornblende in Säulchen und sind und gespalteten Individuen die 2-3 mal länger als dick, sind und gegen die Enden hin in kurzen rechtwinkligen Stängelchen aufgelöst sind. Diese Stängelchen sind in die Masse der umgrenzenden Mineralien eingedrungen.

Ein Teil der Hornblende kristallisierte, wie deutlich ersichtlich ist, früher als der leukokrate Gemengteil; sie wurde längs der Spaltflächen in Stengeln gespalten oder von dem saueren Magma, das in den zwischen den Spaltflächen freigebliebenen Räumen, oder in den geätzten Hohlräumen kristallisierte, aufgeschmolzen. Kleine, feine, beinahe nadelförmige Hornblendsplitter, welche mehrfach an einer Stelle vereinigt sind, trifft man hier und da in dem weissen Element eingeschlossen an.

Die Hornblende verhält sich oft zu dem Feldspat in allotriomorphen Kristallen. Sie weist manchmal ziemlich häufige Einschlüsse von Apatit, wenig Zirkon und primären Epidot auf.

An vielen Stellen wird das örtlich häufigste accessorische Gemengteil dieser Gesteine, der Sphen in häufiger Begleitung der Hornblende angetroffen. Der Sphen wird in allotriomorphen Kristallen auch gegenüber dem, in kleinen Körnern und in den Spalten der abgeblättern Hornblende kristallisierten Feldspat, vorgefunden. Die Sphenkristallen sind farblos, weisen einen auffallend schmutziggelben Farbton und häufige Gleitungs-zwillinge auf; zwischen den gekreuzten Nicolls kommt er heftig dispers vor.

Der Sphen ist selten mit einem primären Epidot (Pistazit)



vergesellschaftet der auch in diesen Gesteinen vorhanden ist und der nach dem leukokraten Gemengteil entstand, zu dem er sich allotriomorph verhält und in dessen Brüchen er oft Aderchen bildet. An einer einzigen Stelle trat ein einziger, mit Allanit verwachsener Pistazitkorn auf. Der stellenweise, in grösserer Menge vorkommende Apatit stellt sich in sehr feinen bipyramidalen Prismen ein und weist die bekannten Anhäufungen submikroskopischer Einschlüsse auf.

b. Körnige Typen. Ausser dem völligen Mangel des Biotites und des Kalifeldspates, nach Art aller dieser, die Mitte der in diesem Kapitel besprochenen gemischten Gänge bildenden Plagioplite, werden diese Typen auch noch gekennzeichnet durch das unzweifelhafte Vorhandensein zweier sich unter einander sowohl ihrer Zusammensetzung als auch ihrer Morphologie nach, deutlich unterscheidbaren Generationen des Plagioklases. Die Struktur dieser Typen kann nicht als panidiomorph-körnig angesprochen werden; diese Gesteine lassen sich aber auch schwer in die Gruppe der hipidiomorph-körnigen Gesteine einreihen. Der Quarz weist einen Kristallisationsraum auf der sich viel über die untere Kristallisationsgrenze des Plagioklases erster Generation ausbreitet; der Plagioklas kristallisiert in einer zweiten Generation nach völligem Abschluss der Kristallisation des Quarzes. Das Präparat zeigt das Bild eines Agglomerates isometrischer, verzwillingter, gleich grosser (bis 2 mm) beinahe idiomorpher Platten von Plagioklas; manchmal erscheinen an dessen Stelle unregelmässige Quarzplatten mit Einschlüssen von sehr zahlreichen, isometrischen, verzwillingten, äussert kleinen, oft kranzartig in der Quarzplatte verteilten Plagioklaskristallen oder von weniger zahlreichen in kurzen vereinzelt Nadeln vorkommenden Hornblendkristallen. Alle diese schwimmen in völlig allotriomorphen Plagioklaskristallen zweiter Generation. Auch weist dieser Plagioklas zweiter Generation überall und über die ganze Ausdehnung der Platte eine sehr ausgesprochene Schachbrettalbitoligoklasstruktur auf.

Der Plagioklas erster Generation tritt auf in Kristallen mit Zwillingen nach dem Albit-, Albit-Periclin- und Albit + Karlsbadergesetz.

Er weist die Zusammensetzung eines Albit-Oligoklases mit 12% An auf, wie aus folgenden Messungen hervorgeht:

1. Schnitt senkrecht zu  $n'_p$ , beinahe zentriert, mit Zwillingen nach dem Albitgesetz

		(1)	(1')
Anlöschungswinkel	$n'_p/M$	$\approx 11^\circ$	$\approx 13^\circ$



Brechungsindices  $n'_p > N$   $n'_p > N$

Der Plagioklas weist spärliche Einschlüsse von mikrolithischem weissen Glimmer, Klinozoisit und Epidot auf.

Der Plagioklas zweiter Generation ist nur sehr wenig saurer. Seine Bestimmung beruht auf folgende Messungen

Auslöschungswinkel  $n'_p/M$   $10^\circ$

Brechungsindices  $n'_p < N$   $n'_p < N$

Er tritt in völlig allotriomorphen Kristallen, auch gegenüber dem Quarz auf, immer weist die ganze Platte feine, kurze, in schmalen parallelen Streifen eingereihten Doppelzwillinge nach dem Albit + Periklingesetz (Schachbrettalbitoligoklas).

Die Schnitte der auf der Symmetrieebene senkrecht liegenden Zone, haben das flammenartige Aussehen des Mikroperthites aus derselben Zone.

Dieser Feldspat hat Einschlüsse von Kristallen aller anderen, Elementen.

Die Beziehungen dieses Plagioklases zu den anderen Mineralien sowie seine Struktur, erwecken beim ersten Anblick den Eindruck eines Orthoklases aus den Graniten.

Der Plagioklas zweiter Generation zeigt sehr unbedeutende Umwandlungsprodukte und zwar nur äusserst feine und wenige Seesüppchen von mikrolithischem weissen Glimmer.

Der Quarz stellt sich gegenüber dem Plagioklas erster Generation, in ziemlich grossen, allotriomorphen Kristallen und gegenüber dem die Schachbrettalbitoligoklasstruktur aufweisenden Plagioklas der zweiter Generation in idiomorphen Kristallen ein. Die Quarzkristalle weisen Druckspuren auf.

Das dunkle Gemengteil wird von einer gemeinen, grünen Hornblende gebildet, welche sich von der in den Graniten und in den obengeschilderten Ganggesteine beschriebene Hornblende, um wenig unterscheidet. Sie weist ausgezeichnet idiomorphe, gewöhnlich mehrfach gruppierte, Kristallen auf, welche keine Zwillinge aber charakteristische Spaltungen nach (110) aufweisen.

Sie ist stark polychroisch

$n_g$	olivgrün mit schwachen Stich ins Blaue
$n_m$	olivgrün schwachgelblich
$n_p$	hellgelblichbraun

An dem Schnitte mit der grössten aufgefundenem Doppel-



brechung (es wurde kein Schnitt mit dem Maximum des Doppelbrechung vorgefunden), betrug der Auslöschungswinkel

$$n'_x/c = 20 - 25^\circ$$

Diese Hornblende ist schwach dispers

$$C/n'_y > C/n'_z$$

Optischer Charakter negativ.

Oft umgibt eine andere Hornblende, wie eine schmale Zone die obengeschilderte Hornblende; der Polychroismus dieser letzteren ist

$n_g$	lichtgrünbläulich
$n_p$	lichtgrün, fast farblos

Der Auslöschungswinkel ist grösser als derjenige der den Kern bildenden Hornblende.

Die Hornblende ist frisch; sie weist Einschlüsse von Magnetit und ein wenig Zirkon auf. Stellenweise ist sie von Chlorit in kleiner Menge begleitet.

Der Chlorit tritt in Schnitten nach der prismatischen Zone, wie ersichtlich, in Pseudomorphosen nach dem Biotit auf; sehr selten schliesst er auch unvollständig alterierte Biotitflecken ein. Der Chlorit ist polychroisch

$n_g$	dunkelgrün wie junges Gras
$n_p$	hellgelblichbraun

Die Doppelbrechung ziemlich stark; die Doppelbrechungsfarbe hellgrau mit blauem Stich.

Oft ist der Chlorit in der Hornblende eingeschlossen. Auch hat er zahlreiche Magnetiteinschlüsse, etwas Zirkon mit polychroische Höfe und Epidot.

An den Spaltungen lagern sich in derselben Art wie beim Biotit linsenförmige Nester von sekundärem Epidot in feinen Körnern ab. Die Chloritlamellen sind wellig.

In einigen an schwarzem Element armen oder dieses völlig entbehrenden Varietäten kommt oft der Muskowit in feinen, gewellten Schnüre bildenden Schüppchen zum Vorschein; da er aber immer in Begleitung von Druckspuren auftritt, glaube ich dass es schwierig ist ihn als Primärmineral zu deuten.

Als Nebengemengteile kommen darin häufig der Sphen und der primäre Epidot vor. Der Sphen verhält sich allotriomorph zum Plagioklas erster Generation; oft ist er mit Pistazit vergesellschaftet.

Sphen, Epidot, Ilmenit, Apait.



Ein guter Teil des Sphens geht aus der Umwandlung des Ilmenites der in den Sphen als Spuren vorhanden ist, hervor.

Der Epidot (Pistazit) ist ebenfalls jünger als der Plagioklas erster Generation in dem er Äderchen bildet.

Der Ilmenit tritt verhältnissmässig selten auf und in Gesellschaft des Sphens gewöhnlich in den an dunklen Gemengteil reicheren Plagiapliten; er stellt sich in verzerrten, von Sphen umgrenzten Körnern ein.

Der Apatit tritt meist in Gesellschaft des dunklen Gemengteiles und in kleiner Quantität ein.

Der Zirkon kommt selten vor.

B. Saalband. 1 Makroskopische Beschreibung. Der Rand der als das umgebende Gestein sauereren Plagiaplitgänge wird aus einem Gestein gebildet, das vom makroskopischen Standpunkt aus eine feine zuckerartige Masse mit 1-1½ mm grossem Korn aufweist; das mehr oder minder fein verteilte dunkle Gemengteil ist unter den, in zwei mal so grosser Menge vorhandenen, leukokraten Mineralien, einheitlich verstreut. Ist das Korn des dunklen Gemengteiles sehr fein, so verleiht er dem Gestein einen schwachen schmutziggrünen Stich. In dieser fein-körnigen aus Plagioklas, Quarz, Orthoklas, Hornblende und Biotit bestehenden Masse schwimmen selten etwas grössere Kristalle (bis 2 mm) von Plagioklas, Quarz, Biotit und Hornblende.

Das dunkle Gemengteil bildet manchmal in dieser Masse kleine, Nester mit einem Durchmesser von höchstens 5 mm.

2. Mikroskopische Beschreibung. Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein eine feinkörnige, panidiomorphe Struktur auf. Einige Kristalle von Plagioklas, Biotit und Hornblende sind ein wenig grösser als die übrigen Mineralien welche eine dichte, aus kleinen, von einer Orthoklaszone umgebenen Plagioklaskristallen und aus Quarz-, Biotit- und Hornblendekristallen zusammengesetzte Masse bilden.

Die grösseren Feldspäte treten als grössere idiomorphe, beinahe isometrische Individuen auf mit Zwillingen nach dem Albit-, Albit+Karlsbader-, oder Albit+Periklingesetz. Die Plagioklaskristalle sind zentriert und weisen basische Rekurrenzen auf.

Die Zusammensetzung dieses Minerals wurde nach der BE-  
Der Plagioklas CKE'schen Methode mit der Camera clara und dem Zeichentisch, in einem, auf einer optischen Achse fast senkrechten Schnitt, mit Zwillingen nach dem Periklingesetz, bestimmt.



Diese nach der graphischen Methode ausgerechneten Angaben sind

$$AB^{\pi} = 15^{\circ}$$

$$11^{\pi} = 20^{\circ} 30'$$

und entsprechen einem basischen Oligoklas mit 28% An.

Optischer Charakter negativ.

Die äusserste Zone dieser Plagioklaskristalle wurde gleichzeitig mit einem Teil des Quarzes und mit dem Kalifeldspat ausgeschieden und bildet Myrmekitverwachsungen.

Die feldspatische Substanz einer derartigen Myrmekitverwachsung, die manchmal Zwillinge nach dem Albitgesetz aufweist, ergibt nach der Methode der Brechungsindices:

$$n'_{\gamma} < \varepsilon \quad n'_{\beta} = \omega$$

Demzufolge wird die äusserste Zone des Plagioklases vom einem Albit-Oligoklas mit 16—18% An gebildet.

Die kleinen Plagioklaskristalle welche die grosse Masse des Gesteines zusammensetzen, weisen eine ähnliche Zusammensetzung, wie die der grossen Feldspäte auf. Sie stellen sich in mehr langen als breiten, idiomorphen Individuen ein, gewöhnlich mit Zwillingen in Doppelindividuen nach dem Albit—oder Karlsbadergesetz, mit demselben Zonenbau wie die grösseren Kristalle. Sie sind beiläufig fortwährend von einer mehr oder minder breiten Kalifeldspatzone umgeben. Vor allem entstanden Myrmekitverwachsungen um die kleineren Plagioklasindividuen.

Die Plagioklase sind in ihrem Kerne sehr verändert; sie sind in viel mikrolithischen weissen Glimmer, Klinozoisit und Kaolin umgewandelt.

Obwohl der Quarz in geringerer Menge als der Plagioklas vorhanden ist, so bildet er doch mit diesem letzteren die Textur welche dem Gesteine sein eigenartiges Aussehen verleiht. Er stellt sich in pundlichen Individuen mit beinahe hexaedrischen Umrissen ein und verhält sich idiomorph gegenüber einem guten Teile des Plagioklases (dem mehr saueren Teile) und einem Teile des dunklen Gemengteiles. Die Quarzkristalle umfassen kleine nicht zonierte Plagioklasindividuen (Kerne), die als ein zum Rand konzentrischer Kranz angeordnet sind, was auf eine längere Kristallisationszeit des Quarzes schliessen lässt.

Der letzte Teil dieses Minerals der zugleich mit dem Kalifeldspat



und der letzten Plagioklaszone kristallisierte, lagerte sich in völlig allotriomorphen Kristallen zwischen den anderen Mineralien ab.

Der Quarz zeigt sichtbare Druckspuren und führt zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen.

Der dunkle Gemengteil wird aus Biotit und viel weniger gemeine grüne Hornblende zusammengesetzt.

Der Biotit sieht demjenigen, der bei den Graniten geschildert wurde, ähnlich. Der Polychroismus des Biotites ist:

Der Biotit.

$n_g$     licht-gelbbräunlich

$n_p$     hellbraun.

Das Maximum der Doppelbrechung  $n_g - n_e$  ungefähr = 0,045.

Der Biotit verhält sich zum basischeren Teil des Plagioklasos und zu einem Teil des Quarzes allotriomorph, zum Orthoklas und zu dem späterhin abgelagerten Quarz dagegen verhält er sich idiomorph.

Der Biotit ist mit der anscheinlich älteren gemeinen grünen Hornblende verwachsen, obwohl sich diese zu dem Kerne des Plagioklasos auch allotriomorph verhält.

Der Biotit weist wenige Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen auf, sowie Sagenit- und Pistaziteinschlüsse. Er ist teilweise chloritisiert und die zweifellos magmatische Umwandlungsersehung wird von Ablagerungen von Häuflein von sehr feinen Epidotkörnern begleitet.

Die gemeine grüne Hornblende ist dieselbe wie diejenige welche bei den Graniten geschildert wurde. Der

Die Hornblende.

Polychroismus ist:

$n_g$     lichtgrün mit Stich ins Braune.

$n_p$     lichtgelblichgrün.

Sie kristallisiert in kleinen isometrischen Individuen oder in langen, in charakteristischer Weise gespalteten Splütern, selten mit Zwillingen nach (100). Es kommen hier dieselben Einschlüsse von Apatit, Epidot (Pistazit) und etwas Magnetit vor.

In dem Gesteine tritt auch eine zweite Generation des dunklen Gemengteiles auf. Diese ist aus dem, bei den Graniten erwähnten grünen Biotit gebildet, welcher gleich einem spärlichen Schaum das ganze Gestein überschwemmt und zwischen den Feldspäten Häuflein und Schüre bildet oder sich um die Hornblende und den Biotit herum in kurzen Zapfen absetzt, mit der Spaltungsrichtung senkrecht auf den Rand der anderen Mineralien.





In den sehr feinkörnigen Varietäten ist das aus gleichen Quantitäten Biotit und Hornblende bestehende schwarze Gemengteil zwischen den Kristallen des leukokraten Gemengteiles, in kurzen Schüppchen und kleinen Flecken recht fein verteilt; in diesen letzteren Gesteinen, in welchen auch die Druckerscheinungen merkbarer sind, hat auch etwas Muskowit in schmalen Schnüren bildenden Schüppchen kristallisiert.

Unter den Nebengemengteilen tritt am häufigsten der Epidot (Pistazit) auf, meist als Körner die in dem dunklen Gemengteil eingeschlossen sind; dann der Zirkon, in kurzen prismatischen bipyramidierten, im Biotit eingeschlossenen Kristallen; sodann der Rutil der als Sagenitnadeln im Biotit eingeschlossen ist und schliesslich etwas Apatit, der vorwiegend in dem weissen Gemengteil, in fast nelförmigen Prismen vorkommt. Der Sphen fehlt hier gänzlich.

\*

Nicht nur aus der Art ihrer «mise en place» sondern auch aus ihrer petrographischen Schilderung geht der Ganggesteincharakter dieser obenbeschriebenen Gesteine hervor.

a) Ist die panidiomorph-körnige Structur deutlich ausgesprochen, so lassen sich diese Gesteine ohne Schwierigkeit unter die Aplite einreihen. In der That sind sie durch ihren feinen Korn, durch die Armut an dunklen Gemengteil, durch ihre panidiomorph-körnige Structur, durch das Vorherrschen der feldspatischen Kerne und durch ihr miarolithisches (zuckerartiges) Aussehen gekennzeichnet (1).

Der bestimmte Ort, den jeder Typus in dieser Klasse der Ganggesteine einnimmt, wird von dessen mineralogischen Zusammensetzung bezeichnet.

Im panidiomorph-körnigem Gestein das die Mitte dieser gemischten Gänge bildet, fehlt, wie schon erwähnt, durchweg der Orthoklas und der Biotit; der Feldspat ist ein saurer Plagioklas (Albit-Oligoklas) mit 15% An, der Quarz tritt in dem Gestein in beträchtlicher Menge auf, und das melanokrate Gemengteil wird durch sehr wenig gemeine grüne Hornblende (die grösstenteils in Aktinolith verwandelt ist) vertreten. Dieser Merkmale gemäss lässt sich dieses Gestein in die von L. DUPARC und S. JERCHOFF, auf Grund ihrer Studien in dem Nord-ural (2) geschaffene Abzweigung, der Plagiaplite, einreihen. Es ist ein ausgesprochen differen-

(1) H. ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine, Bd. 2, I Hälfte, IV Auflage, 1907, Seite 573.

(2) L. DUPARC u. S. JERCHOFF: loc. cit.



ziertes Glied eines tonalitischen Magmas: es ist ein Tonalitaplit.

Das den Saalband dieser Gänge bildende panidiomorph-körnige Gestein weist eine mineralogische Zusammensetzung auf, welche uns berechtigt dieses Gestein als den Aplit eines Granodiorites, also als einen Granodioritaplit zu bezeichnen.

Es ist ein aus einem granodioritischen Magma sehr merklich differenziertes Gestein.

In der That ergibt sich aus dem Studium der Aplitreihe (1) der eigentlichen granitischen Magmen, dass sich hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung in dieser Reihe ein kontinuierlicher Uebergang wahrnehmen lässt zwischen dem eigentlichen Aplit der, sowohl bezüglich seiner sämtlichen chemischen Zusammensetzung, als auch bezüglich des gegenseitigen Verhältnisses der ihn bildenden Mineralien, ein Differenzierungsstein ist und zwischen einem, nur hinsichtlich der gesamten chemischen Zusammensetzung, nicht jedoch auch betreffs des Verhältnisses der Bestandteile differenzierten Aplit, folglich einem Aplit der von dem eigentlichen Granit beinahe nur durch seiner panidiomorph-körnigen Struktur abweicht. Dieser ist auch der Fall bei den von A. ANDREAE im Granito rosso zwischen Baveno und Friolo und E. COHEN im Odenwald (Baden) (2) studierten Biotitaplit. ROSENBUSCH charakterisiert diese Gesteine als aplitische Ganggranite.

Selbstverständlich lässt sich für jede Varietät einer Eruptivgesteinsfamilie eine ganze Reihe (mit panidiomorph-körniger Struktur) festsetzen; sie würde die ganze Reihe umfassen von einem merkbar differenzierten Gestein welches gegenüber dem entsprechenden Tiefengestein in demselben Verhältniss wie der eigentliche Aplit gegenüber dem Granit sich verhält, bis zu einem nur bezüglich der gesamten chemischen Zusammensetzung differenziertes Gestein, das aber dieselbe mineralogische Zusammensetzung und beinahe die gleichen Beziehungen zwischen den Mineralien wie das entsprechende Tiefengestein aufweisen würde, ähnlich wie sich die Biotitaplite zu dem Granit verhalten.

Das Ganggestein mit dem wir uns befassen verhält sich zu dem auf Seite 292 geschilderten Granodiorit in dem hier oben angeführten Verhältnisse. In der That unterscheiden sich die Gesteine vom mineralo-

(1) Der Verfasser wendet die Ausdrücke Reihe und Familie im Sinne von C. BRÖGGER: Die Eruptivgesteine des Kristallgebietes, I, Seite 109.

(2) Cf. H. ROSENBUSCH: loc. cit. II, 1, S. 584.



gischen Standpunkt nur dadurch aus, dass der Plagioklas in dem Ganggesteine saurer ist (übrigens muss aus den obenerwähnten Gründen das ganze Gestein saurer sein als das Tiefengestein), sonst sind sie analog, mit Ausschluss der hierangeführten Säureverschiedenheit. Der Orthoklas tritt in viel geringerer Menge als der Plagioklas auf; der teilweise chloritisierte Biotit ist derselbe und herrscht über die gleichfalls ganz ähnliche gemeine grüne Hornblende auffallend vor; in beiden Fällen gibt es eine zweite Generation von grünem Biotit. Vom strukturellen Gesichtspunkt aus, hebt sich der Unterschied scharf ab, da das Ganggestein panidiomorph-körnig ist.

Die Einreihung dieses Gesteines unter die unserem Granodiorit entsprechenden Apliten scheint also berechtigt zu sein. Die Differenziation tritt nur hinsichtlich der gesamten chemischen Zusammensetzung gegenüber dem Granodiorit auf; folglich ist dieses Gestein nicht ein eigentlicher Aplit des Granodiorites sondern ein »aplitischer Ganggranodiorit« wie ihn ROSENBRUCH bezeichnen würde.

Mit Rücksichtnahme auf alle diese Betrachtungen muss auch der Tonalitaplit eigentlich als ein aplitischer Gangtonalit betrachtet werden.

b). Schwieriger durchzuführen ist wohl die Klassifikation der kompakt-körnigen, ein etwas grösseres Korn aufweisenden Gesteine die die Gangmitte bilden und bei welchen die panidiomorph-körnige Struktur äusserst wenig betont ist oder gar gänzlich fehlt. Vom geologischen Standpunkte aus kommen sie, wie wir gesehen haben, in Gängen mit einem ausgesprochenem panidiomorph-körnigem Saalband vor — meist konnte nur einer der Ränder des Ganges verfolgt werden, — das ist der obenbeschriebene aplitische Ganggranodiorit.

Mit Ausnahme seiner Struktur, die es von einem eigentlichen Ganggestein entfernt, weist das Gestein vom Gesichtspunkt der mineralogischen Zusammensetzung, dieselben Eigentümlichkeiten auf welche den obengeschilderten Plagiaplit kennzeichnen; es fehlt nämlich der Biotit und der Orthoklas; der Plagioklas weist dieselbe Zusammensetzung auf und tritt auch in zwei Generationen auf, mit denselben morphologischen Merkmalen welche bei den Plagiapliten eine Generation von der anderen unterscheiden (die Schachbrettalbitoligoklasstruktur bei dem jüngeren Feldspat); der Epidot ist gleichfalls in grosser Quantität vorhanden und ebenso der aus der Umwandlung des Ilmenit gebildete Sphen und endlich kommt auch ein wenig, in eine schilfige Hornblende (Aktinolith) durchweg umgewandelte Hornblende zum Vorschein.

Um so mehr nähert sich dieses Gestein den Ganggesteinen, da einigeseiner Mineralien zwei Kristallisationszeiten umfassen. Diese sind



zweifelsohne eine nach ROSENBUSCH (1) strukturelle Facies des Differenziationsmagmas, welches in anderen Umständen rascher kristallisierte und den Tonalitaplit entstehen liess. Diese Schlussfolgerung wird durch das Vorhandensein der in beiden Fällen ganz gleichartigen Ränderfacies bekräftigt. Folglich bleibt dieses Gestein dennoch ein Plagiaplit. In der Familie der Tiefengesteine welcher wir diese Abgruppierung hinzufügen, entspricht es einem saueren Quarzdiorit.

In dieser Reihe an beiden Seiten dieses Typus treten auch als Ganggesteine einige Gesteine auf, die in der Struktur und in den quantitativen Verhältnissen der Mineralien Abweichungen aufweisen und welche einerseits den Uebergang bilden zu einem Gestein welches äusserst wenig als Schachbrettalbitoligoklas struieren (Plagioklas zweiter Generation), etwas weniger Quarz, etwas mehr gemeine grüne Hornblende enthält d. h. den Uebergang bilden zu quarzhaltigen Dioriten, also zu eigentlichen Tiefegesteinen, andererseits zu Gesteinen mit ausgesprochener aplitischer Struktur, mit äusserst wenig oder ganz fehlenden dunklen Gemengteil, welche reicher an Feldspat zweiter Generation sind und etwas Muskovit anhalten. Diese Gesteine bilden den Uebergang zu den eigentlichen Plagiapliten.

### 3. Granophyrischer Granitporphyr, Albitit und Quarzgänge.

Je mehr wir uns von der Mitte des Massives entfernen um so stärker wird die Differenziation hinsichtlich der zunehmenden Acidität.

An dem Südennde des Massives in dem Hügel Coşlug, sowie am Hügel Cacata (Carabalu) kann eine weiter vorgeschrittene Differenziationsphase wahrgenommen werden in welcher das dunkle Gemengteil durchweg verschwindet, bei der aber innerhalb der Grenzen des Ganges, dasselbe Differenziationsgesetz wie auch bei den Plagiapliten bemerkt werden kann: es gibt granophyrische Granitporphyrgänge, bei denen die aus demselben Gestein wie das des Granitporphyres der Randfacies bestehenden Mitte gegenüber dem Rande des Ganges durch den Mangel an Orthoklas gekennzeichnet ist. Dieser wird vollständig durch einen Albit mit 5% An ersetzt, der die so oft beschriebenen kurzen feinen Schachbrettalbitoligoklaszwillinge aufweist.

In einer folgenden Phase der Differenziation verschwindet der Orthoklas vollständig und zugleich zeichnet sich die Differenzierung durch das Entstehen von Quarzgängen und echte Albititgängen aus; die ersteren durchsetzen wie einem Netz den granophyrischen Granitporphyr an der Mündung des Morzutaes (an

(1) H. ROSENBUSCH: loc. cit. II 1, Seite 80.

dessen nördlichen Teil) die letzteren, der Albitit, trifft man mehr gegen das Innere hin (Piscul Piatra Roşie, Morzu).

Demzufolge gibt es in der Reihe der Differenziationen dieses Gangmagmas noch drei Arten von Gängen: granophyrische Granitporphyre, Albitite und Gangquarz.

\*

a. Der granophyrische Granitporphyr erscheint gewöhnlich in 2–3 dm bis 2 cm breite Adern.

Unter dem Mikroskop zeigt sich das Gestein ganz ähnlich dem, die Ränderfacies bildendem, granophyrischem Granitporphyre. Die Saalbänder des Ganges sind oft grau wegen der grossen Menge von mikroskopischem Magnetitpulver welches das Gestein imprägniert. In dieser gräulichen Masse sind mit freiem Auge rosafarbene, bis 1 mm grosse Orthoklaseinsprenglinge und viel kleinere Quarzkristalle sichtbar.

1. Makroskopische Beschreibung. Die Mitte des Ganges ist ein granophyrischer Granitporphyr mit sehr kleinen Quarz- und Plagioklaseinsprenglinge. Er sieht demjenigen welcher die Randfacies bildet ganz ähnlich; auch hier konnte in der Grundmasse keine Spur von Kalifeldspat entdeckt werden.

Das Gestein enthält auch etwas Magnetit, Sphen, sehr selten Körner von einem manganführenden Epidot mit einem Polychroismus in rosa Tönen, etwas Zirkon und wenigen Schüppchen von einer gemeinen grünen Hornblende.

Das Saalbandgestein ist ein eigentlicher granophyrischer Granitporphyr. Die Einsprenglinge sind aus Orthoklas, weniger Quarz und noch weniger Plagioklas gebildet.

2. Mikroskopische Beschreibung. Der Orthoklas ist durchgängig mikroperthitisch und weist einen ziemlich ausgesprochenen Anfang von Schachbrettalbit auf. Sogar die Teile in denen kein Mikroperthit zum Vorschein kommt, scheinen aus einem eine beträchtliche Menge Albitsubstanz enthaltenden Orthoklas gebildet zu sein, da er auf einem Schnitt senkrecht zu  $n_p$  den Auslöschungswinkel

$$n_p/P \quad + 9^\circ 30'$$

aufweist.

Die idiomorphen Orthoklaskristalle schliessen einen positiven Plagioklas ein, der einen kleineren Brechungsindex als den des Canadabalsames aufweist, und nach seinem auf den Schnitten der symmetrischen Zone gemessenen Maximums des Auslöschungswinkels, ein Albit mit  $5\%$  An sein soll.

Der Plagioklas tritt auch einzeln, in idiomorphen Kristallen auf;



er weist Zwillinge nach dem Albit—oder Albit+ Periklingesetz auf.

Der Quarz erscheint in Formen mit beinahe dihexaedrischen Umrissen. Der Quarz ist, den Feldspäten ähnlich, korrodiert und die Hohlräume sind mit der Substanz der Grundmasse ausgefüllt.

Die Grundmasse ist aus Teilen gebildet, die eine mikrogranitische Struktur aufweisen; in der Grundmasse sind ein gestreifter Plagioklas und Quarz wahrnehmbar. Diese mikrogranitischen Teile stellen sich im Verhältniss zum übrigen Teil der Grundmasse in unbedeutender Quantität ein; der übrige Teil wird aus einer granophyrischen Verwachsung zweier Mineralien mit verschiedenen Brechungsindices zusammengesetzt. Einer dieser Mineralien ist ganz bestimmt Quarz, der andere ist ein Feldspat, höchst wahrscheinlich ein ebenso saurerer Plagioklas wie die Einsprenglinge.

In dieser granophyrischen Verwachsung tritt der Quarz in vorherrschenderem Masse vor als in dem die Randfacies des Massives bildenden granophyrischer Granitporphyr. Er tritt auch in grösseren, zakigen Platten auf.

Auch kommen noch in der Grundmasse als Einsprenglinge, seltene Magnetitklote vor; in dem granophyrischen Teil sind zahlreiche Nester von einem feinen Pulver desselben Minerals verstreut. Ausser diesem Nebengemengteil trifft man noch dicht angehäufte, kleine, regellos konturierte Kristalle, von einem manganhaltigem Epidot an. Sein Polychroismus ist;

$n'_g$	rosa
$n'_p$	lichtgelblich-braungrünlich

Dieses Mineral wurde in der ersten Generation abgeschieden.

Sind die aus diesem granophyrischem Granitporphyr zusammengesetzte Gänge sehr schmal (2 cm), so stellen sich die Saalbänder des Ganges wie ein höchstens 1 mm breiter, nur aus einer granophyrischen (keine Phenokristalle enthaltenden) Grundmasse gebildeter Streifen ein. In solchen Gängen hat eine chemische Differenziation nicht stattgefunden, so dass in der Mitte des Ganges noch Phenokristalle von Orthoklasmikropertith vorhanden sind.

b. Der Albitit tritt in 2-3 dm breiten Gängen auf, wie z. B. der von Piatra Roşie (Morzu) und durchzieht den Amphibolgranit.

Wird der Albitit mit dem freien Auge oder mit der Lupe betrachtet so sieht er einer weissen sehr feinkörnigen, zuckerartigen kompakten Masse ähnlich.



1. Mikroskopische Beschreibung. Das Gestein weist eine ausgesprochene panidiomorph körnige Struktur auf. In der ausschliesslich aus Albit gebildeten Masse treten auch wenige grössere Kristalle auf mit Zwillingen nach dem Albitgesetz, manchmal ohne Zwillinge. Der Auslöschungswinkel dieser Albiteinsprenglinge ist

$$\begin{array}{ll} n'_p/M & 20^\circ \\ n_p/P & 20^\circ \end{array}$$

Diese Körner weisen keine geometrischen Umrisse auf und werden von kleineren Albitkristallen umgrenzt. An vielen Stellen sind diese die Masse des Gesteines bildenden Körner äusserst klein. An anderen Teilen desselben Präparates entwickeln sich um den Körner des grösseren Plagioklases, grosse Albitkristalle mit kurzen feinen Schachbrettalbitzwillinge. Diese Körner weisen zahlreiche Einschlüsse von kleinen Plagioklasindividuen auf.

Bei den kleinen Plagioklasindividuen kommen sichtbare Druckspuren zum Vorschein; manchmal stellen sich die Zwillinge nur an den Rändern ein, als stünde ihr Vorkommen im Zusammenhang mit einem Fortwachsen des Feldspates.

Das dunkle Gemengteil besteht aus sehr wenig Sphen und sehr wenig Zirkon.

c. Der Gangquarz welcher als eine letzte Differenzierungsphase des immer mehr sauer und natronreicher werdende Magmas der Plagiaplite betrachtet werden muss, durchsetzt die ganze Zone des rändlichen Granitporphyres, welche sich längs der Westseite des Massives vom Morsutale nach Norden hin bis in das Villortal ausdehnt, mit einem Netz von Adern die wenige mm bis 4—5 dm dick sein können. Auch ist er in einigen Gängen in dem glimmerfreien Granit des Hügels Rakelu vorhanden. Der Gangquarz ist milchweiss und füllt alle Sprünge des Gesteines aus, in dem er manchmal eine Reihe, nach der Richtung seiner Diaklasen genau streng parallel laufender Linien, bildet.

\*

Aus dieser sämtlichen Gesteinsreihe habe ich nur die chemische Analyse (Dr. G. PAMFIL) eines Tonalitaplites und eines Granodioritaplites zur Verfügung gehabt.

Die Ergebnisse dieser Analysen sind folgende:



	IX. Anal. No. 748 Tonalitaplit	X. Anal. No. 759 Granodioritaplit
SiO <sub>2</sub> . . . . .	72,66 . . . . .	70,62
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,37 . . . . .	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,04 . . . . .	14,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,50 . . . . .	1,97
FeO . . . . .	0,39 . . . . .	1,44
MnO . . . . .	0,49 . . . . .	0,08
MgO . . . . .	0,59 . . . . .	1,05
CaO . . . . .	4,08 . . . . .	3,37
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,19 . . . . .	4,73
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,53 . . . . .	1,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,19 . . . . .	0,58
Glühverlust . . . . .	0,73 . . . . .	0,96
	<u>100,76</u>	<u>101,75</u>

Nach der Rechnungsmethode der amerikanischen Petrographen ergeben diese Analyse folgende typische mineralogische Zusammensetzung:

Für dem Tonalitaplit (No. 748).

Quarz	35,46	Albit	35,63	Korund	0,51
Orthoklas	3,34	Anorthit	18,90	Hypersthen	4,80
		Ilmenit	0,76	Apatit	0,31

Für dem Granodioritaplit (No. 759).

Quarz	28,74	Anorthit	13,34	Ilmenit	0,76
Orthoklas	10,01	Korund	0,20	Magnetit	2,73
Albit	39,82	Hypersthen	3,00	Apatit	1,24

Die Gasanalysen dieser beiden Gesteine (Dr. G. PAMFIL) ergeben folgende Resultate:

Für dem Tonalitaplit (No. 748).

Das Gasvolumen in 100 gr Gestein = 80,69 ccm

CO <sub>2</sub>	per	%	Vol.	27,66
O	»	»	»	29,79
H	»	»	»	11,80
N	»	»	»	29,40
Seltene Gase	»	»	»	1,45
H <sub>2</sub> O	»	»	»	0,63





Unter den seltenen Gasen ergab die spektroskopische Analyse Helium.

Für dem Granodioritaplit (No. 759).

Das Gasvolumen in 100 gr Gestein = 118,20 ccm.

CO <sub>2</sub>	per	%	Vol.	21,44
O	»	»	»	2,15
H	»	»	»	49,98
CO + CH <sub>4</sub>	»	»	»	4,29
N	»	»	»	21,54
Seltene Gase	»	»	»	0,60
H <sub>2</sub> O	»	»	»	0,85

MELANOKRATE DIFFERENZATIONS-GÄNGE  
(Diabasporphyrit).

Das Eruptivmassiv von Greci wird an zahlreichen Stellen von Diabasporphyritgängen durchzogen; dasselbe gilt für seine Sedimenthülle.

Diese höchstens 2 dm breite Gänge durchsetzen das Eruptivgestein längs der Diaklasen.

Die Diabasporphyritgänge konnten in der ganzen hier beschriebener Gegend, auch ausserhalb des Masives von Greci, verfolgt werden; sie durchbrechen auch die devonischen und permokarbo-nischen Sedimentgesteine. Auch wurden sie in dem übrigen Teil der nördlichen Dobrogea angetroffen wo sie alle vorjurassischen Eruptiv- und Sedimentärformationen, insbesondere die der kimmerischen Ketten, durchsetzen.

1. Makroskopische Beschreibung. Der Diabasporphyrit weist eine kompakte ophytische Struktur auf, bei der sich, in der schwarz grünlichen Pyroxenmasse die feinen, tafeligen Plagioklaskristalle sehr leicht unterscheiden lassen.

2. Mikroskopische Beschreibung. Der Diabasporphyrit wird aus Plagioklas, Pyroxen, etwas Sphen und Ilmenit zusammengesetzt.



Der Plagioklas ist ein mittlerer Oligoklas der in tafeligen, idiomorphen Individuen kristallisierte und Zwillinge in Doppelindividuen nach dem Albitgesetz aufweist. Er ist zonar gebaut und bringt eine einzige sauerere Zone vor. Der Kern der Plagioklase hat zahlreiche Klinozoisit und Epidoteinschlüsse.

Der Pyroxen ist ein beinahe durchweg in Uralit umgewandelter Augit.

Sphen und Ilmenit imprägnieren das Gestein.

#### IV. CHEMISCHES STUDIUM DER ERUPTIVGESTEINE.

Von dem in der studierten Gegend gesammelten Material wurden zwölf Gesteine zur Analyse ausgewählt u. zw. von denen welche das mikroskopische Studium als charakteristische für den Differenzierungsprozess des Urmagma von Greci nachgewiesen hat. Das analysierte Material war vollkommen frisch.

Es sind folgende Gesteine analysiert worden: ein Amphibolgranit (Anal. No. 99), ein Granodiorit (Anal. No. 756), ein anorthositischer Tonalit (Anal. No. 761), ein Tonalitaplit (Anal. No. 748), ein Granodioritaplit (Anal. No. 759) (von diesen beiden letzteren Gesteinen bildet das eine die Mitte und das andere den Rand desselben Ganges), ein Tonalitaplit (Anal. No. 760), ein Gabbro (Anal. No. 150), zwei saure Differenzierungsfaciese des Gabbro (Anal. No. 661 und 28), ein Pyroxengranit (Anal. No. 699), ein granophyrischer Granitporphyr (Anal. 219) und ein glimmerfreier Granit (Anal. No. 683).

In den hier folgenden Tabellen kann man die Ergebnisse dieser Analysen und deren Berechnungen nach der BECKE'schen (1) Berechnungsart ansehen. Eine erste Tabelle gibt die gewichtsprozentische Zusammensetzung jedes Gesteines und die Molekularquotienten  $\times 1000$ ; bei  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$ , wurde durch das halbe Molekulargewicht dividiert, was durch  $\frac{1}{2}$   $\text{Al}_2\text{O}_3$  usw. angedeutet ist. Die Quotienten sind daher proportional den Atomzahlen von Al, Fe, Na, K.

(1) F. Becke: Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette des Ostalpen. Denkschriften der k. Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 75, Halbd. I, Seite 153.



Die zweite Tabelle gibt die Molekularprocente nach der Auffassung von OSANN das heisst,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  in  $\text{FeO}$  umgerechnet, Mn mit Fe, Ti mit Si vereinigt. Es folgen in derselben Tabelle die OSANN'schen Verhältnisszahlen  $a, c, f$ , deren Summe gleich 20 beibehalten wurde. BECKE berechnet diese Verhältnisse in etwas verschiedener Art als OSANN; während dieser letztere A, C, F und k aus den auf Hundert berechneten Molekularproportionen schätzt, rechnet der erstere diese Werte aus den nicht auf Hundert umberechneten Molekularproportionen (1). T stellt den Uberschuss von  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vor, der bei Berechnung von A und C übrig blieb. Im Falle dass  $T \neq 0$  ist, wird eine zweite Reihe von Werten  $a', c', f'$  berechnet; zu dieser Berechnung wird  $A' = A + T$ ,  $C' = C$  und  $F' = F$  gesetzt. In der selben Tabelle werden auch die nach ROSENBUSCH berechneten Metallatomprocente angeführt, sowie die Gruppen  $\text{Si}$ ,  $\text{U} = \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mg}$ ,  $\text{L} = \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$ ; dann das auf Hundert umgerechnete Verhältnis der aus der Analyse berechneten Feldspatmengen An, Ab, Or; auch werden die Werte  $a_o, c_o, f_o$  angegeben für welche  $a_o : c_o : f_o = 2a : c : \frac{1}{2}f$  und  $a_o + c_o + f_o = 10$ , ferner die Werte  $a'_o, c'_o, f'_o$  die in derselben Art aus  $a', c', f'$  berechnet werden. Endlich stellt k den nach OSANN berechneten Kieselsäurekoeffizient, der aber nicht wie bei OSANN aus den auf Hundert umgerechneten Molekularproportionen sondern folgendermassen ausgerechnet wurde: man addierte das zu A, für die Formel  $\text{R}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2$ , das zu O, für die Formel  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2$  und das zu F für die Formel  $\text{RO} \cdot \text{SiO}_2$  nötige  $\text{SiO}_2$ -Molekularverhältnis zusammen und dividiert die  $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$ -Quantität aus der (nicht mit 100 vervielfältigten) Spalte der Molekularquotienten durch diese Summe; der erzielte Quotient ist k. Auch kommt in dieser Tabelle Q vor, das der Menge freien Quarzes entspricht und die berechnet wird dass man von der  $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$  Summe (aus der Spalte der Molekularquotienten) die von A, C, F, erforderte  $\text{SiO}_2$ -Menge abzieht und die Differenz mit dem Molekulargewicht des  $\text{SiO}_2 = 60,36$  multipliziert.

Um die Discussion und die Vergleichung dieser Analysen mit Analysen von anderen Gegenden zu erleichtern sind hier noch einige tabellarische Uebersichten von Analysenresultaten hinzugefügt worden,

(1) Ich verdanke eine Aufklärung in dieser Hinsicht einer gefälligen Mitteilung des Herrn Prof. P. BECKE.



Tabelle I.

ERUPTIVMASSIV VON GRECI												
	Anal. No. 89 Amphibol- granit	Anal. No. 756 Granodiorit	Anal. No. 761 Amphibol- schiefer Thonit	Anal. No. 746 Tonit	Anal. No. 759 Granodiorit	Anal. No. 760 Tonit	Anal. No. 899 Pyroxen- granit	Anal. No. 163 Gabbro	Anal. No. 611 Gabbro mit Feldspat- schiefer	Anal. No. 94 Gabbro mit sauerem schieferigen Schiefer	Anal. No. 210 Granodiorit- schiefer Granit- porphy	Anal. No. 688 Glimmerit- granit
Gewichtprozentische Zusammensetzung.												
SiO <sub>2</sub>	74,47	66,35	69,96	72,86	70,62	67,15	61,90	46,59	64,46	64,37	78,59	76,56
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,37	0,17	0,37	0,44	0,92	0,59	0,37	0,42	1,94	urme	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,44	14,63	15,74	15,04	14,77	15,36	15,71	19,88	16,97	16,65	14,06	13,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	3,79	2,34	1,50	1,97	3,53	1,37	2,52	2,49	4,10	1,26	1,07
FeO	1,89	2,56	1,47	0,39	1,44	1,69	1,65	5,13	4,76	5,97	—	0,18
MnO	0,00	urme	0,16	0,49	0,08	0,18	urme	0,23	0,12	0,36	—	—
MgO	0,23	0,89	0,87	0,59	1,06	1,59	2,43	8,42	5,52	4,04	0,22	0,47
CaO	2,52	3,89	3,63	4,08	3,37	4,47	7,63	10,64	9,88	7,46	1,14	0,47
Na <sub>2</sub> O	4,15	3,68	3,02	4,19	4,73	3,89	6,12	3,25	2,23	2,92	4,14	3,10
K <sub>2</sub> O	2,39	2,15	1,37	0,53	1,74	0,61	0,15	0,12	0,66	0,61	1,40	3,41
Glv.†	0,42	0,74	0,73	0,73	0,95	0,75	0,43	3,49	1,72	1,12	0,16	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32 <sup>2)</sup>	0,37	0,26	0,19	0,58	0,38	0,38 <sup>2)</sup>	0,46 <sup>2)</sup>	0,33 <sup>2)</sup>	0,45	0,01	0,13
	100,08	99,42	99,71	100,76	101,75	100,52	101,36	101,32	99,91	99,99	100,98	99,41
Molekularquotienten × 1000												
SiO <sub>2</sub>	1246	1121	1178	1211	1168	1122	1072	793	929	917	1299	1285
TiO <sub>2</sub>	1	5	2	5	6	12	7	5	5	26	—	1
1/2 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	245	290	311	253	287	302	305	393	340	330	273	274
1/4 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13	48	29	19	24	44	17	32	32	52	16	18
FeO	26	36	20	5	39	24	23	73	63	84	—	3
MgO	6	23	22	15	26	40	60	215	141	102	6	12
CaO	45	70	66	73	60	80	135	191	180	135	20	8
1/2 Na <sub>2</sub> O	133	120	98	135	151	126	195	107	88	95	133	100
1/4 K <sub>2</sub> O	51	46	29	11	37	13	3	9	7	13	30	73

- (1) Glühverlust.  
 (2) Spuren von Zirkon.  
 (3) Spuren von Cerium.



Tabelle II.

ERUPTIVMASSIV VON GRECI												
	Anal. No. 99 Amphibol- gestalt	Anal. No. 796 Granodiorit	Anal. No. 791 Amphibol- schiefer Tonalit	Anal. No. 793 Tonalit- aplit	Anal. No. 798 Granodiorit- presbit	Anal. No. 799 Tonalit- aplit	Anal. No. 169 Pyroxen- gestalt	Anal. No. 160 Gabbro	Anal. No. 661 Gabbro mit sauren Aus- scheidungen	Anal. No. 33 Gabbro mit sauren Aus- scheidungen	Anal. No. 229 Granophyri- schiefer Gabbro- sophyr	Anal. No. 689 Glimmerföhrer Granit
Molekularprozentzahlen der Oxide.												
SiO <sub>2</sub>	80,26	73,57	75,66	78,20	75,16	73,44	68,97	60,81	59,51	61,25	83,85	83,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,86	9,48	10,11	9,47	9,29	9,76	9,73	12,64	10,82	10,73	8,83	8,85
FeO	2,65	5,47	3,41	1,99	2,92	4,56	2,53	6,89	9,43	9,16	0,45	1,03
MgO	0,37	1,46	1,42	0,94	1,68	2,58	3,83	13,65	8,98	6,63	0,35	0,76
CaO	2,90	4,59	4,25	4,64	3,36	5,18	8,61	12,32	11,47	8,76	1,30	0,54
Na <sub>2</sub> O	4,32	3,91	3,20	4,35	4,89	4,06	6,23	3,40	2,33	3,04	4,27	2,36
K <sub>2</sub> O	1,64	1,51	0,95	0,36	1,19	0,42	0,10	0,29	0,46	0,43	0,95	3,27
a	7,1	4,3	4,1	5,0	5,6	3,4	3,6	1,1	1,0	1,4	11,1	1,9
c	2,3	3,2	5,8	5,1	3,0	4,0	1,9	2,7	2,5	2,9	5,5	2,3
f	10,6	13,5	10,1	9,9	11,4	12,5	14,5	16,2	16,6	15,7	3,4	5,8
T	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—	0,76	1,67
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	—	11,9	13,4
c'	—	—	—	—	—	—	—	—	2,4	—	5,0	1,9
f'	—	—	—	—	—	—	—	—	16,1	—	3,1	4,7
Metallatomprozent.												
Si	70,96	64,05	67,19	68,51	66,09	64,36	59,48	43,78	52,45	53,71	73,15	72,71
Al	13,50	16,48	17,69	17,58	16,07	17,07	16,73	21,70	19,01	18,73	15,39	15,47
Fe	2,35	4,78	2,97	1,75	2,54	3,97	2,18	5,60	5,65	7,93	0,89	0,30
Mg	0,32	1,27	1,25	0,83	1,45	2,24	3,30	11,72	7,90	5,80	0,31	0,66
Ca	2,57	3,99	3,71	4,10	3,33	4,52	7,41	10,57	10,09	7,63	1,14	0,47
Na	7,01	6,82	5,57	7,60	8,46	7,11	10,92	5,33	4,11	5,40	7,46	5,68
K	2,89	2,63	1,61	0,63	2,06	0,73	0,18	0,50	0,79	0,75	1,67	4,12
Si	70,96	64,05	67,19	68,51	66,09	64,36	59,48	43,78	52,45	53,71	73,15	72,70
U	16,57	22,51	21,97	19,16	20,06	23,28	22,21	39,32	32,56	32,22	16,58	17,03
l.	12,47	13,44	10,90	12,33	13,85	12,36	18,31	16,90	14,99	13,79	10,27	10,27
An	14,7	27,7	33,0	33,0	21,2	35,0	22,0	55,6	60,3	51,5	11,5	9,2
Ab	60,3	31,4	51,0	61,0	68,0	59,0	86,5	40,4	33,0	42,0	71,3	57,0
Or	25,0	20,9	16,0	6,0	15,8	7,0	1,5	4,0	7,0	6,5	17,2	33,8
a <sup>o</sup>	5,5	4,8	4,3	5,0	5,6	4,0	4,4	1,6	1,6	2,1	7,5	8,2
c <sup>o</sup>	1,1	1,8	3,1	2,5	1,4	2,4	1,2	2,1	1,9	2,2	1,9	0,8
f <sup>o</sup>	2,4	3,5	2,5	2,7	3,0	3,6	4,1	6,3	6,5	5,7	0,6	1,0
a' <sup>o</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	2,3	—	7,3	8,6
c' <sup>o</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	1,8	—	1,6	0,6
f' <sup>o</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	6,0	—	0,6	0,8
k	3,3	2,6	3,3	3,3	2,5	2,7	2,0	1,1	1,5	1,3	4,4	4,3
Q	52,5	41,7	43,3	51,34	44,76	43,23	33,22	3,28	20,79	14,43	60,57	59,59

Tabelle III. Die Rosenbusch'schen Konstanten.

Anal. No.	Gestein	(Na+K):Ca	(Na+K+2Ca):Al	(NaK)AlSi <sub>3</sub> CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub>	Mg <sup>2+</sup> :Na+K+Ca <sup>2+</sup>	Zahl	MAZ	AZ	MAQMA	Bemerkung
699	Amphibolgranit	9,90 > 9,97	19,04 : 19,90 99,60 : 17,90 (1 : 1)	(2 : 1)	0,29 < 12,47	164,88	176,28	482,68	char. ein. $\beta$ Magma als ein. Magma	Merkwürdig ist das Verhältnis Na : K
736	Granodiorit	9,55 > 9,99	17,43 : 16,48 97,80 : 27,89 (1 : 1)	(4 : 9)	1,27 < 13,44	160,97	176,31	471,91		
761	Tonalit	14,53 > 7,19 > 8,71	14,61 : 17,69 98,76 : 26,07 (1 : 1)	(1 : 1)	1,26 < 10,80	152,71	176,23	481,59		
748	Tonalitaplit.	8,23 > 4,10	16,13 : 16,36 92,92 : 28,70 (1 : 1)	(8 : 7)	0,83 < 12,33	164,63	177,78	484,84		
759	Granodioritaplit	10,62 > 9,33	17,18 : 16,37 92,08 : 23,81 (1 : 1)	(2 : 1)	1,45 < 13,85	159,37	178,75	482,21		
760	Tonalitaplit	7,84 > 4,52	16,88 : 17,07 81,36 : 81,64 (1 : 1)	(1 : 1)	2,21 < 12,30	162,42	176,41	463,39		
699	Pyroxengranit	10,90 > 7,41	23,72 : 16,78 43,60 : 20,40 (3 : 2)	(2 : 1)	3,30 < 18,81	166,99	182,29	479,28		
150	Gabbro	6,33 < 10,67	27,74 : 21,70 78,99 : 55,32 (4 : 8)	(1 : 8)	11,72 < 18,90	166,96	183,62	463,68		
661	Gabbro mit saurer Ausschl.	4,90 < 10,09	26,08 : 19,01 19,00 : 49,98 (5 : 4)	(1 : 3)	7,90 < 14,90	155,60	178,82	466,87		
28	Gabbro mit saurer Ausschl.	0,15 : 7,63	21,41 : 18,73 24,60 : 24,08 (7 : 6)	(1 : 1)	5,80 < 13,78	151,51	176,37	461,06		
218	Granodiorit- phyr	9,13 : 1,74	11,41 : 16,39 96,92 : 7,98 (3 : 4)	(5 : 1)	0,31 < 10,27	166,06	177,68	491,66		
689	Chimnerer Granit	9,80 : 0,47	10,47 : 16,47 93,20 : 3,29 (2 : 3)	(12 : 1)	0,08 < 10,27	163,97	177,11	486,76		

Merkwürdig ist  
Mg > Fe

Tabelle IV für die sich auf die graphische Darstellung von Michel-Lévy beziehenden Konstanten.

Anst. No.	G E S T E I N	$k$	$n$	$a$	$f$	$m$	$c$	$\delta$	Bemerkungen
499	Amphibolitgranit	2.4	4.1	—	2.9	0.2	1.7	0.8	Eigentliches granit. Magma
756	Granodiorit	2.2	3.7	2.8	3.1	0.3	3.1	—	Granitotonalitmagma
761	Tonalit	1.4	3.1	3.1	3.8	0.9	3.3	—	„ „ „
748	Tonalitapfrit	0.5	4.2	0.6	1.5	0.5	3.8	—	„ „ „
758	Granodioritapfrit	1.7	4.7	0.9	3.0	1.0	2.6	—	„ „ „
760	Tonalitapfrit	0.6	3.9	0.8	4.3	1.6	4.0	—	„ „ „
699	Pyroxengranit	0.2	6.1	—	2.1	2.4	2.9	4.2	Granitesterilitätsmagma
28	Gabbro mit saueren Auscheidungen	—	3.3	—	7.4	8.6	8.1	2.1	„ „ „
691	Gabbro mit saueren Auscheidungen	0.7	2.3	—	7.0	6.6	7.0	2.6	„ „ „
150	Gabbro	0.6	2.9	—	9.2	4.1	6.3	0.6	Kersantepheilitmagma
210	Geonophysischer Granitporphyr	1.4	4.1	3.6	1.25	0.2	1.1	—	Tonalitgranitmagma
883	Glümmerefreier Granit	3.4	3.1	4.5	1.2	0.3	0.4	—	Albitmagma

Tabelle V für die Klassifikation von Michel-Lévy.

Anal. No.	Gestein	Amerikanische Namen	Klasse		Orden		Rang			Unterrang			T E M P L A			S C H L A C K E						
			$\%_a$	No.	$\%_b$	No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13			
56	Amphibol- gestein	Laserstein	1,7	I	2,1	IV	10,0	II	3,6	IV	1,3	V	Granitoid- epithelogen- tonalithisch	0,6	IV	Dioctidisch mesoperidisch	0,8	III	Mikro- alkalisch	14,5	III	Pyritisch
736	Granitoid- gestein	Yellowstone- rose	5,3	I	2,2	IV	3,7	III	0,3	IV	5,2	V1	Tonalithisch- granitoidisch	0,8	IV	Dioctidisch- mesoperidisch	0	I	Mikro- alkalisch	7,7	III	*
761	Tonalith	X	3,9	I	2,0	III	3,7	III	0,3	IV	0,7	V1	Tonalithisch	3,5	III	Dioctidisch- mesoperidisch	0	I	*	4,8	III-III	Ferritisch- keratitisch
738	Tonalith	Amaldrast	2,3	I	1,6	III	3,5	III	0,1	V	3,5	V1	Tonalithisch	0,1	I	Peridotisch	0	I	*	2,5	I	Magnetitisch
739	Granitoid- gestein	Yellowstone- rose	4,2	I	2,2	IV	0,7	II	0,3	IV	0,6	V	Granitoid- epithelogen- tonalithisch	0,1	III	Dioctidisch- mesoperidisch	0	I	*	3,0	III	Magnetitisch- keratitisch
790	Tonalith	Yosemite	7,1	I	1,3	IV	3,2	III	0,2	IV-V	2,0	V1	Tonalithisch	0,2	III	Peridotisch- other mesoperidisch	0	I	*	2,7	I	Magnetitisch
638	Pyroxen- gestein	Phonon	11,5	II	4,2	IV	6,4	II	0,68	V	3,7	IV	Alkalisch- granitoidisch	0,08	I	Peridotisch	4,2	III	Mikro- alkalisch	1,0	I	*
28	Gabbro mit silicium- Anreicherungen	Phonon	11,5	I	2,5	IV	1,5	IV	0,2	IV-V	5,0	V1	Tonalithisch	0,2	III	Peridotisch other mesoperidisch	0,02	III	*	5,0	I	*
801	Gabbro mit silicium- Anreicherungen	Phonon	15,2	II	0,7	IV	1,3	IV	0,3	IV	0,6	V1	Tonalithisch	0,3	II	Dioctidisch- mesoperidisch	4,6	III	*	1,8	I	*
120	Gabbro	Verhulstose	22,7	II	1,0	V	1,2	IV	0	V	0,3	V	Granitoid- epithelogen- tonalithisch	0	I	Peridotisch	2,1	III	*	0,2	I	*
418	Granitoid- gestein	Almaden	7,0	I	2,1	III	13,7	II	0,3	IV	0,1	V1	Tonalithisch	0,3	II	Dioctidisch- mesoperidisch	0	I	Mikro- alkalisch	6,2	III	Ferritisch
639	Granitoid- gestein	Lagerberg	12,5	II	1,1	III	10,2	I	0,1	III	0,2	V1	Tonalithisch	1,1	I	Peridotisch	0	I	*	2,4	I	Magnetitisch



Tabelle VI für die Osann'sche Konstanten.

No. Anal.	Gestein	$s$	$\lambda$	$C$	$F$	$\alpha$	$c$	$f$	$u$	Reihe	Vergleichstypus
99	Amphibolgranit	80,26	6,96	1,90	4,02	10	6	7	7,24	$\beta$	Granit Typus Katzenb. $s_{11}, \alpha_{10}, c_{10}, f_8$
760	Granodiorit	73,57	6,42	1,06	7,50	6	6	9	7,21	$\beta$	Granit Typus Upham $s_{11}, \alpha_{10}, c_{10}, f_8$
761	Tonalit	76,65	4,15	5,96	3,12	6	9	5	7,71	$\alpha$	Anorthosit Typus Lister $s_{10,11}, \alpha_{10}, c_{10}, f_8, u_{11}$
763	Tonalitplit	78,30	4,71	1,76	2,86	8	7,5	4,5	9,25	$\alpha$	Plagiolit Typus Koswinsky I $s_{10,11}, \alpha_{10}, c_{10}, f_8, u_{11}$
759	Granodioritplit	76,16	6,08	3,21	5,26	8,5	4,5	7	8,04	$\alpha$	Plagiolit Typus Electric Peak I $s_{10,11}, \alpha_{10}, c_{10}, f_8, u_{11}$
760	Tonalitplit	73,44	4,18	5,28	7,04	6,5	6	8,5	9,06	$\alpha$	
629	Pyroxengranit	68,97	6,33	3,40	11,57	6	3	11	9,80	$\alpha$	
150	Gabbro	50,81	3,69	8,95	28,91	2	5	13	9,21	$\alpha$	Gabbro Typus Solihina $s_{10,11}, \alpha_{10}, c_{10}, f_8$
661	Gabbro mit sauren Ausscheidungen	59,51	2,70	8,03	12,85	2	5,5	12,5	8,85	$\alpha$	Idom
28	Gabbro mit sauren Ausscheidungen	61,26	3,17	7,26	17,29	2,5	5	12,5	8,75	$\alpha$	Udem
219	Granophyrischer Granitporphyr	83,84	5,22	1,60	9,80	11,5	3,5	2	8,20	$\alpha$	Granitplit Typus Milton $s_{10,11}, \alpha_{10}, c_{10}, f_8$
683	Glimmerreicher Granit	83,19	5,73	0,51	1,79	14	1,5	4,5	5,7	$\beta$	D'Ortil Typus Bute $s_{10,11}, \alpha_{10}, c_{10}, f_8$



## A. BESPRECHUNG DER ANALYSEN.

Der Gabbro und seine Differenziationsfacies bilden nach der Auffassung von ROSENBUSCH (1) Differenziationen aus einem gabbroartigen Magma ( $\psi$ ). Das Verhältnis der alkalischen Feldspate zu den Kalkfeldspaten schwankt von 1:3 in dem basischesten Teil des Gabbros, bis 1:1 in dem Gabbro mit saueren Ausscheidungen welcher den Uebergang nach der Tiefe hin bildet. Die Magnesia nimmt mit der anwachsenden Basizität des Gesteines zu; merkwürdig ist jedoch das Verhältnis  $Mg:Fe = 11,72:5,71$  des basischesten Gabbros (Analyse No. 150); es ist viel grösser als das in den ( $\psi$ ) Magmen gewöhnliche Verhältnis und steht — unter den von ROSENBUSCH in seinem Werk angeführten Gesteineu—einem Nephelinbasalt von Darmstadt nahe.

Die Reihe Amphibolgranit—Tonalit bestätigt auch vom chemischen Gesichtspunkte aus, die Schlussfolgerungen des petrographischen Studiums und zwar dass es ein Magma ist in welchem die Differenziation von der Peripherie gegen das Innere hin, zu immer sauereren Produkte führt.

Die Gesteine dieser Reihe reihen sich in die ROSENBUSCH'sche Gruppe der granodioritischen Magmen ( $\delta$ ) ein. Die Verhältnisse nach denen dieser Erforscher die Eruptivgesteine klassifiziert, sind für die Gesteine der Reihe Amphibolgranit-Tonalit folgende (Siehe auch Tabelle III, Seite 377).

Für den Amphibolgranit (Anal. No. 99)

$$\begin{aligned} (Na + K) > Ca = 9,90 > 2,57; (Na + K + 2Ca): Al = 16,04:13,90 = 1:1 \\ (Na + K): Al Si_2: Ca Al_2 Si_2 = 39,60:17,99 = 2:1 \\ Mg < (Na + K + 2Ca) = 0,32 < 12,47 \end{aligned}$$

Für den Granodiorit (Anal. No. 756)

$$\begin{aligned} (Na + K) > Ca = 9,45 > 3,99; (Na + K + 2Ca): Al = 17,43:16,48 = 1:1; \\ (Na + K): Al Si_2: Ca Al_2 Si_2 = 37,89:27,93 = 4:3; \\ Mg < (Na + K + 2Ca) = 1,27 < 13,44 \end{aligned}$$

Für den Tonalit (Anal. No. 761)

$$\begin{aligned} 4 Ca > Na + K > Ca = 7,19 > 3,71 \\ (Na + K + 2Ca): Al = 14,61:17,69 = 1:1 \\ (Na + K): Al Si_2: Ca Al_2 Si_2 = 28,76:25,97 = 1:1 \end{aligned}$$

(1) H. ROSENBUSCH: Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine, T.M.P.M., Bd. VI, Seite 133, 1890.



Das Verhältnis der feldspatisierbaren Basen schwankt anfangs zu Gunsten des Kalkes, dessen Gehalt von dem Amphibolgranit bis zu dem Granodiorit bedeutend zunimmt, während die Zunahme der Alkalien sehr klein ist; von dem Granodiorit zu dem Tonalit fährt das Verhältnis in gleichem Sinne weiter fort, jedoch diesmal zu Ungunsten der Alkalien: der Alkaligehalt nimmt rasch ab, ebenfalls der Kalk der aber nur allmählich abnimmt. In der ersten Phase reichert sich das Gestein an Kalkfeldspat an; während der Alkalifeldspat sehr langsam zurücktritt. In der zweiten Phase wird die Neigung gegen eine grössere Basizität durch das Abnehmen des Alkalifeldspates wahrnehmbar; der Kalkfeldspat tritt auch—aber kaum merklich—zurück.

Das Silicium folgt den Schwankungen des Calciums in entgegengesetztem Verhältnis; in der ersten Phase nimmt es anfangs rasch ab während der Calcium-Gehalt beträchtlich zunimmt, er wächst jedoch allmählich parallel mit der langsamen Abnahme des Calciums. Diese Verhältnisse sind in der folgenden Tabelle leicht zu erkennen

Anal. (1) No.	Na + K	Ca	S
99	9,93	2,57	70,66
756	9,45	3,99	63,59
761	7,19	3,71	66,84

Dieser in dem Differenziationsgesetz eintretende Unterschied zwischen dem Amphibolgranit und dem Granodiorit-Tonalit bringt die Vermutung nahe dass in dieser Reihe eine bedeutendere Spaltung eines Magmas vorliegt in ein Magma das den Amphibolgranit und in ein Magma das den Granodiorit-Tonalit erzeugte.

Diese erste grosse Differenziation ist um so wahrscheinlicher da in der Reihe der ROSENBUSCH'schen granodioritischen Magmen ( $\delta$ ), unser Amphibolgranit näher an die Grenze gegen die granitischen Magmen ( $\gamma$ ) hin rückt, während der Granodiorit und der Tonalit näher den granodioritischen Magmen und mehr bezeichnender für diese sind.

Der Granodiorit und der Tonalit stehen sehr nahe dem von G. von RATH (2) geschilderten Tonalit von Aviosee (erster als solcher charak-

(1) Die Angaben sind durch die Metallatomzahl auf % Ausgedrückt (mit ausschliess des Sauerstoffs bei Bildung des %). H. ROSENBUSCH, loc. cit.

(2) G. von RATH, Z. D. G. G., 1864, XVI, Seite 238.



terisierte Tonalit) abgesehen von dem etwas grösseren Gehalt an Kieselsäure und das Abnehmen des eisen-magnesischen Gemengteiles.

Die Plagioplitgänge liefern die Ergebnisse der Tabellen III Seite 376 Analyse No. 748 für die Mitte des Ganges (Tonalitplit und An. No. 759 für dessen Rand (Granodioritplit).

Die Differenziation des Ganges vollzog sich derart dass der Ca-Gehalt von der Mitte gegen den Rand zu abnimmt, während der (Na+K)-Gehalt wächst; in derselben Art verändert sich der Alkali- und Kalkfeldspatgehalt. Das Silicium nimmt ab von der Mitte gegen den Rand zu. Analoge Werte eines Intermediärmagmas aus welchem sich die Mitte und der Saalband des Ganges differenziert haben und welche durch das arithmetische Mittel derselben Werte der beiden Gesteine gewonnen wurden  $\left(\frac{748+759}{2}\right)$  deuten darauf, wenn man sie mit den entsprechenden Werten des Intermediärmagmas aus welchem der Granodiorit und der Tonalit  $\left(\frac{756+761}{2}\right)$  sich abschiedeten vergleicht, dass das Magma welches die beiden Teile des Ganges erzeugte, ein etwas mehr sodisches, weniger kalihaltiges, fast gleich kalkhaltiges und ein wenig sauereres Magma war. Dieses Magma, obwohl auch ein granodioritisches, war jedoch ein anderes Magma als das Muttermagma des Granodiorites und des Tonalites. Mit dem Magma des Amphibolgranites verglichen, zeigt sich das Gesamt magma des Ganges etwas natron- und kalkreicher, etwas kaliärmer und weniger sauer (siehe Tabelle weiter unten).

Folglich ist es ein natron- und kalkreicheres, aber kaliärmeres Magma als das der Reihe Amphibolgranit-Tonalit.

Anal. No.	Na	K	Ca	Si
99	7,01	3,89	2,57	70,66
$\frac{756+761}{2}$	6,20	2,12	3,66	65,17
748	7,60	0,68	4,10	68,10
759	8,46	2,06	3,33	65,33
$\frac{748+759}{2}$	8,03	1,84	3,71	66,71

Der Pyroxengranit liegt bezüglich dem Verhältnisse der Alkalien zum Calcium in der Mitte zwischen dem (2) Magma und dem (1) Magma, neigt aber vorwiegend gegen das erstere.



Was hier am meisten hervortritt ist der grosse Gehalt an Ca = 7,41 der ihn den ( $\phi$ ) Magmen nahe stellt; im selben Sinne spricht auch das Verhältnis  $(Na + K + 2Ca) : Al$  das etwas grösser ist als 3:2 und sehr merkwürdig ist auch der grosse Mg-Gehalt. Dagegen stellt ihn das Feldspatverhältnis  $(NaK) AlSi_3 : Ca AlSi_3 > 3:1$  einem ( $\beta$ ) Magma nahe. Merkwürdig ist auch das Verhältnis  $Na : K = 10,73:0,18$ .

Der glimmerfreie Granit und der granophyrische Granitporphyr (Randfacies) entsprechen granitischen Magmen ( $\gamma$ ) welche im Verhältnis zu dem Magma der Gesteine der Reihe Amphibolgranit-Tonalit durch den geringeren Ca-Gehalt und den viel grösseren Wert des Verhältnisses der Alkalifeldspate zu den Ca-Feldspaten einen besondern Platz einnehmen. Die Neigung zu einer Gangspaltung ist sehr deutlich wahrnehmbar.

Nach der Klassifikation von ROSENBUSCH wird der Mechanismus der Differenziation in dem Massive von Greci, wenn man ihn in seinen Grundzügen — Gabbro, Tonalit, Granodiorit, Amphibolgranit, glimmerfreier Granit—betrachtet, durch die reihenweise Absonderung von Kernen von Gabbro ( $\psi$ ), Granitodiorit ( $\beta$ ) und endlich Granit ( $\gamma$ ) gekennzeichnet. Das gabbroartige Magma ( $\psi$ ) weist äusserst schwache Differenziationserscheinungen auf, das granitodioritische Magma ( $\beta$ ) stellt sich seiner Natur gemäss mit reichhaltigen Varietäten ein und schliesslich weist das granitische Magma ( $\gamma$ ) eine stark betonte Neigung zu aplitischen Ausscheidungen auf, durch die Ausscheidung des Kernes  $(Na K) Al Si_3$ .

Die Differenziationsordnung stimmt vollständig überein mit der Kristallisationsordnung der Mineralien aus einer Schmelze, was noch einmal das grosse Gesetz von ROSENBUSCH bestätigt.

Durch die Klassifikation von MICHEL LEVY (1) wird das Bild des Differenziationsprozesses in dem Massive von Greci vollständiger.

(1) A. MICHEL LEVY: Mémoire sur le porphyre bleu de l'Esierel. Bulletin des Services de la Carte géologique de la France et des topographies souterraines. No. 57. Tome IX 1897-1898.

A. MICHEL LEVY: Note sur la classification des magmas des roches éruptives. Bulletin de la Soc. Géologique de France. Série III, Tome XXV 1897, Page 326.

A. MICHEL LEVY: Contributions à l'étude des magmas chimiques dans les principales séries volcaniques françaises (application de la nouvelle classification quantitative américaine). Bull. d. Serv. de la carte Géol. de la France, etc. No. 92. Tome XIV 1902-1903.

A. MICHEL LEVY: Contribution à l'étude des magmas chimiques dans les principales séries éruptives françaises. Paramètres magmatiques. Ibidem No. 96. Tome XV, 1903-1904.



Der Gabbro und seine Uebergangsfaciese gegen das sauerere Magma der Tiefe wird als ein deutlich individualisiertes Magma gekennzeichnet durch den grossen Wert der Magnesia—welcher nach der Auffassung von MICHEL LÉVY in den basischen Gesteinen das Maass der Entwicklung des ferromagnesischen Gemengtheiles angibt—und durch das Vorhandensein in grosser Menge des freien Kalkes (nicht-feldspatig).

Betreffs seiner Differenziation nach der Tiefe hin ist der Gabbro durch ein schwaches Zunehmen des Kaliums das mit dem Abnehmen des feldspatigbaren Kalkes parallel läuft, gekennzeichnet.

Diese Veränderung wird mineralogisch gekennzeichnet durch die Ausscheidung der sauren Plagioklase und der primären Hornblende.

Das Gabbromagma ist ein nephelino-kersantitisch-diorito-diabasisches Magma; seine Differenziationfaciese nach der Tiefe hin, erscheinen als ein granito-esterelisches-diorito-diabasisches Magma. Mit Rücksicht auf seine magmatischen Parameter weist dieses Magma eine mikroaluminische (megakalzische) magnesische ( $C' = 0,6 - 2,6$ ;  $W = 0,9 - 2,0$ ) Schlacke auf und eine granitodioritische gegen alcaligranitische neigende Fumale mit Differenziationen gegen ein persodisches—dosodisches—tonalitisches ( $\Phi = 3,6 - 5$ ;  $r = 0 - 0,3$ ) Magma.

Hinsichtlich der Reihe Amphibolgranit-Tonalit geht aus MICHEL LÉVY's Diagrammen klar hervor wie sich in dieser Reihe zwei verschiedene partielle Magmen individualisieren (siehe Tafel I).

Im Magma des Amphibolgranites ist die ganze Tonerde als feldspatigbare Tonerde ( $a = 0$ ) enthalten; ein grosser Teil des Kalkes beteiligt sich an der Zusammensetzung des ferromagnesischen Bestandtheiles, ( $c' = 0,8$ ).

Das Magma des Granodiorites und Tonalites unterscheidet sich von dem erstoren eben dadurch dass der ganze Kalk feldspatig ist und dass von der Tonerde ein Ueberschuss zurückbleibt, der sich an die Zusammensetzung anderer Mineralien als die Feldspäte beteiligt. Dieser Tonerdeüberschuss ist umso beträchtlicher je mehr man sich dem Tonalit nähert.

Dieser in der Form des ferromagnesischen Dreiecks eintretender Unterschied wird mineralogisch dadurch ausgedrückt, dass der Amphibolgranit einen reichhaltigeren Hornblendegehalt aufweist als der an Biotit reichere Granodiorit und Tonalit.

Wenn wir nach MICHEL LÉVY's Auffassung zugeben, dass die Magnesia den Bestandteil bildet, dessen Variabilität für die Variation des ferromagnesischen Gemengtheiles maassgebend ist, sowie es der



Gehalt an Kieselsäure für den leukokraten Bestandteil in den saueren Gesteinen ist, so findet das Vorhandensein zweier Teilmagmen in der Reihe Amphibolgranit-Tonalit eine neue Bestätigung.

In der That ist der Magnesiagehalt des Granodiorites und des Tonalites konstant ( $m=0,9$ ) und grösser als der Magnesiagehalt ( $m=0,2$ ) des Amphibolgranites; der Kieselsäuregehalt ist bei den ersteren beiläufig konstant ( $\text{SiO}_2 = 67 - 69\%$ ), aber er ist kleiner als der Kieselsäuregehalt dieses letzteren.

Wenn wir den Granodiorit und den Tonalit als aus einem Intermediärmagma differenzierte Gesteine betrachten, deren Parameter das arithmetische Mittel der Parameter dieser beiden Gesteine sind, so würde sich dieses Magma charakterisieren lassen durch:

$$k_p = 1,8 \quad n = 2,4 \quad a = 3,9 \quad f = 5,1 \quad m_p = 0,9 \quad e_m = 3,3$$

und wäre demnach ein erdalkalisches granito-tonalitisches dioritisches Magma.

Mit Rücksicht auf ihre magmatischen Parameter zeigen sich diese zwei Teilmagmen wie folgt zusammengesetzt: das erste, das Amphibolgranitmagma wird aus einer ferrischen, mikroaluminischen (megakalzischen) ( $C=0,8 \Psi=14,5$ ) Schlacke und einer dosodischen (mesopotasischen) granitodioritischen eher tonalitischen ( $\Phi=4,3 \quad r=0,6$ ) Fumarole gebildet und das zweite, das Granodiorit-Tonalitmagma aus einem, nach einer eisenmagnesischen megaluminischen (mikrokalzischen) Schlacke neigenden, eisenhaltigen ( $C=0 \quad \Psi=7,1-4,2$ ) Schlacke und einer tonalisch dosodischen (mesopotasische gegen mososodische neigenden) tonalitischen Fumarole ( $\Phi=5,2-5,7 \quad r=0,6-0,5$ ).

Also aus einem nach ROSENBUSCH granitodioritischem Magma ( $\delta$ ) oder aus einem nach MICHEL LÉVY erdalkalisches Magma ( $m_p < e$ ) hat, nach der Auffassung des ersteren, ein granitisches ( $\gamma$ ) und ein granodioritisches ( $\delta$ ) Magma und nach MICHEL LÉVY ein eigentliches granitisches ( $m_p < e, a=0$ ) und ein granito-tonalitisches ( $m_p < e, a$ ) Magma, oder wie er es noch benannte ein granitodioritisches ( $\Phi=4,4-6,6$ ) Magma erzeugt.

Der aplitische Charakter der Plagiaplite geht aus den Diagrammen MICHEL LÉVY's sehr anschaulich hervor.

Das intermediäre Magma aus dem sich der Rand und die Mitte des Ganges differenzierten, nämlich der Granodioritaplit und der Tonalitaplit ist ein erdalkalisches granitotonalitisches, dacitisches, gegen pechsteinitisches neigende, Magma ( $k_{e,p} = 1,1$



$n=4,4$   $a=0,1$   $f=2,2$   $m_p=0,8$   $c_p=3,2$ , also ganz deutlich ein saureres Magma, als das Magma aus dem sich der Tonalit und der Granodiorit differenzierten.

Dieses Zwischenmagma wird als aplitisches Magma charakterisiert durch das, im Verhältnis zu dem alkalikalzischen, äusserst kleinen ferromagnesischen Dreieck (Vergleiche Tafel 1.)

Die Differenziation entsteht durch die Abnahme der freien Tonerde (a) auf ungefähr die Hälfte, von der Mitte gegen den Rand des Ganges zu, das heisst von dem Tonalitaplit zu dem Granodioritaplit. Parallel mit dieser Abnahme geht ein Zunehmen des Eisens bis auf's Doppelte und ein fast gleichgrosses Zunehmen der Magnesia; nach derselben Richtung gibt es ein mit dem Abnehmen des Kalkes parallelgehendes Zunehmen des Kali. Im allgemeinen vollzieht sich demzufolge die Differenziation durch das Wandern des ferromagnesischen Gemengteiles sowie des Kaliums gegen den Rand hin, während die Wanderung der freien Tonerde und des völlig feldspatisierbaren Kalkes sich nach der entgegengesetzten Richtung hin vollzieht.

Mit Rücksicht auf seine magmatischen Parameter zeigt sich das die Mitte des Ganges bildende Gestein, der Tonalitaplit, aus einer magnesischen megaaluminischen (mikrokalkischen) Schlacke ( $C=0$   $\Phi=2,5$ ) und aus einer tonalitischen persodischen Fumarole ( $\Phi=5,8$   $r=0,1$ ) zusammengesetzt, während der Rand, der Granodioritaplit aus einer magnesischen, nach einer ferromagnesischen neigenden megaaluminischen (mikrokalzischen) ( $C=0$   $\Phi=3,0$ ) Schlacke und aus einer granitodioritischen dosodischen (mesosodischen) ( $\Phi=3,9$   $r=0,4$ ) Fumarole zusammengesetzt wird.

Im Verhältnis zum Gabbro als dessen Differenziationsfacies wir ihn betrachten, wird der Pyroxengranit durch den kleinen Gehalt an feldspatisierbarem Kali, durch das Zunehmen des feldspatisierbaren Natriums und durch das in gleichem Verhältnis erfolgende Abnehmen des feldspatisierbaren Kalkes, durch das beträchtliche Abnehmen des Magnesiums, folglich durch das Zurücktreten des ferromagnesischen Gemengteiles jedoch durch das Zunehmen des freien Kalkes, folglich durch die Zunahme der kalk-Magnesiasilikatmenge gekennzeichnet.

Betreffs dieses Gesteines gibt das dreieckige Diagramm MICHEL LÉVY's (Tafel I) in vortrefflicher Weise das Bild der aus saueren Plagioklas und aus Diopsid bestehenden mineralogischen Zusammensetzung zurück.

Das Magma ist ein erdalkalisches granito-osterellitisch-pechsteinitisches Magma.





Mit Rücksicht auf seine magmatischen Parameter, zeigt sich der Pyroxengranit aus einer mikroaluminischen megakalkischen magnesischen ( $C = 4,3$   $\Psi = 1,0$ ) Schlacke und einer alkali granitischen persodischen ( $\Phi = 3,1$   $r = 0,03$ ) Fumarole zusammengesetzt.

Der glimmerfreie Granit und der granophyrische Granitporphyr (Randfacies) werden durch den grossen Gehalt an freier Tonerde und Natrium, durch den kleinen Gehalt an Kalk und Magnesia und durch etwas mehr Kalium gekennzeichnet; dieses Magma nimmt einen besondern Platz unter den Gesteinen der Grecigegend ein. Der glimmerfreie Granit ist ein ferroalkalinisches Magma und der granophyrische Granitporphyr ist ein erdalkalisches granitotonalitisches pechsteinitisches Magma.

Mit Rücksicht auf seine magmatischen Parameter, zeigt sich der glimmerfreie Granit aus einer megaaluminischen mikrokalzischen magnesischen ( $C = 0$   $\Psi = 2,4$ ) Schlacke und einer tonalitischen persodischen ( $\Phi = 4,7$   $r = 1,1$ ) Fumarole zusammengesetzt; der granophyrische Granitporphyr dagegen zeigt sich aus einer megaaluminischen mikrokalzischen ferrischen ( $C = 0$   $\Psi = 6,3$ ) Schlacke und einer tonalitischen dosodischen (megasodischen) ( $\Phi = 5,1$   $r = 0,3$ ) Fumarole zusammengesetzt.

Nach der Klassifikation von MICHEL LEVY scheinen sich in der Differenziation des Urmagma von Greci, wenn man sie in ihren grossen Zügen betrachtet, in erster Reihe zwei grosse Phasen unterscheiden zu lassen. In der ersten Phase befestigte sich wahrscheinlich das Gewölbe des Lakkolithes von dem nur der nördliche Teil und zwar das der Gegend bis zu dem Morzotal, also die Region des Gabbro, des Pyroxengranites und des glimmerfreien Granites von der Abtragung verschont wurde; in der zweiten Phase befestigte sich das Innere des Lakkolithes der gegenwärtig in dem ganzen mittleren und südlichen Teil der Gegend entsteht.

Die Gesteine der ersten Erstarrungsphase weisen nach ihren im allgemeinen mikroaluminische magnesische Schlacken und nach ihren, im allgemeinen persodischen ausnahmsweise megasodischen Fumarolen, eine sehr ausgesprochene Verwandtschaft unter einander auf, obwohl die Gesteine dieser Gruppe, vom Standpunkte ihrer Acidität aus die ganze Reihe von 83,19 Mol %  $\text{SiO}_2$  (glimmerfreier Granit) bis 50,81 Mol %  $\text{SiO}_2$  (Gabbro) durchziehen.

Das Verhältnis Mg: Fe für Hundert Mg + Fe fällt nie unter 42: 58 herab und steigt nur bis auf 67: 33 auf, wie das jedenfalls



bei einem, eine magnesische Schlacke aufweisendes Magma zu erwarten ist.

Auch vom geologischen Standpunkte stehen diese Gesteine in engster Verbindung untereinander. Sie bilden, wie schon angedeutet wurde, den ganzen Nordteil des Massives von Greco in einer ununterbrochenen Reihe.

Die in der zweiten Phase der Differenziation gebildeten Gesteine deuten die Anwesenheit eines Magma an, in dem sich die magmatische Differenziation viel mannigfaltiger folgte. Ihre Schlacke durchläuft alle Uebergänge von einer ferrischen bis zu einer schwach magnesischen und ist in den meisten Fällen megakaluminisch; die Fumarole ist im allgemeinen tonalitisch und im allgemeinen mesosodisch-mesopotassisch.

Auch innerhalb dieser Gruppe schwankt die Acidität in einem grossen Maasse, von 83,85 Mol %  $\text{SiO}_2$  (granophyrischer Granitporphyr) bis 75,57 Mol %  $\text{SiO}_2$  (Granodiorit). Nirgends aber steigt das Verhältnis Mg : Fe, für Hundert Fe -|- Mg, höher als 38 : 62, fällt jedoch auf 13 : 87 und bildet durch seinen geringen Wert das chemische Merkmal dieser Gruppe.

Auch vom geologischen Standpunkt aus bilden alle Gesteine dieser Gruppe in dem Mittel- und dem Südteil des Massives eine engzusammenhängende, von der erstoren abgesonderte, Einheit.

Wenn wir mit BECKE annehmen, dass sowohl das Zunehmen des Gehaltes an Mg wie auch das Zunehmen des Verhältnisses Mg:Fe in engem Zusammenhange mit der schweren Schmelzbarkeit (höherer Schmelzpunkt) der Mg-Silikate in Vergleich zu den Fe-Silikate steht, so müssen wir auf Grund der oben erwähnten Verschiedenheit der Verhältnisse Mg : Fe, zwei grosse Phasen in dem Differenziationsgang des Greco-Magma annehmen, Phasen die einer wichtigen Änderung der physikalisch-chemischen Bedingungen während der Erstarrungszeit entsprechen. Vorläufig lässt sich über die Natur dieser Ursachen nichts vormuten.

Innerhalb jeder Gruppe ist die Differenziation von dem mehr basischen zu dem mehr saueren analogen Gesetzen unterworfen.

Die Differenziation folgt nämlich in den Grenzen jeder Gruppe einem rhythmischen Gesetze welches das Bild der Schwankungen der Magmazusammensetzung um dessen ursprüngliche Komposition wiedergibt.

In der ersten Gruppe verändern die Parameter der Schlacke, im Verhältnis zu der Acidität des Gesteines als unabhängige Veränderliche, nach einer sinusoidalen Kurve ab; in analogen Weise variieren auch die Parameter der Fumarole, was auch aus den nachstehenden Angaben und aus der Fig. 3 hervorgeht.



Konst.	Gabbro No. 150	Gabbro mit An- scheidungen No. $\frac{28+661}{2}$	Fimoxen- gestein No. 699	Glimmer- freier Granit No. 683
$\Phi$	0,9	1,7	1,0	2,4
$C'$	2,1	1,6	4,2	0
$\Psi$	3,6	5,3	3,1	4,7

Die immerfort magnesisch und im Allgemeinen megakal-  
zisch bleibende Schlacke schwankt indem sie sich abwechselnd  
einer etwas ferrischen mikrokalzischen Zusammensetzung  
nähert oder sich davon entfernt.

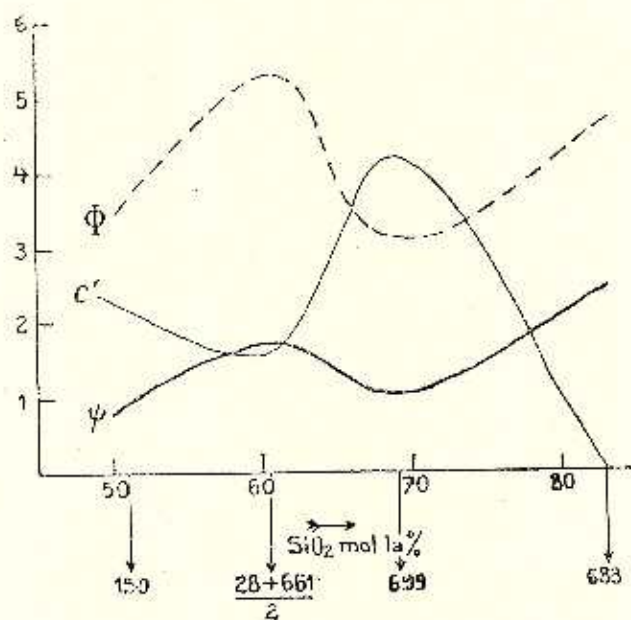


Fig. 3.

Auf die granitodioritische, beinahe alkalino-granitische  
persodische Fumarola des Gabbros folgt in der Reihenfolge der,  
ansteigenden Acidität eine tonalitisches-megasodische, welche  
weiterhin von neuem in eine alkali-granitische-persodische  
Fumarole übergeht und diese letztere schliesslich wieder in eine to-  
nalitisch-persodische (vergleiche die obige Tabelle und Fig. 3).

In der zweiten Gesteinsgruppe verändern sich die Parameter der  
Schlacke und der Fumarole in grossen Zügen nach einem analogen  
Gesetze (siehe folgende Tabelle).



Konst.	Granodiorit- Tonalit	Granodiorit- Tonalit- aplit	Amphibol- granit	Granopht- Granit- porphyrit
	No. $\frac{756+761}{2}$	No. $\frac{748+759}{2}$		
$\Phi$	5,5	4,6	4,3	4,7
$\Psi$	5,6	2,75	11,5	6,3

Auch hier folgt die Differenziation einer sinussoidalen Kurve (Fig. 4). Einer ferrischen folgt eine ferromagnesische Schlacke, darauf hin steigt die Kurve wieder zu einer magnesia-ferrischen und schliesslich zu einer ferrischen Schlacke auf.

Die anfangs tonalitische mesopotasische Fumarole geht in eine granitodioritische mesosodische Fumarole über; darauf folgt wieder eine tonalitische mesopotasische Fumarole und endlich eine letzte tonalitische megasodische Fumarole.

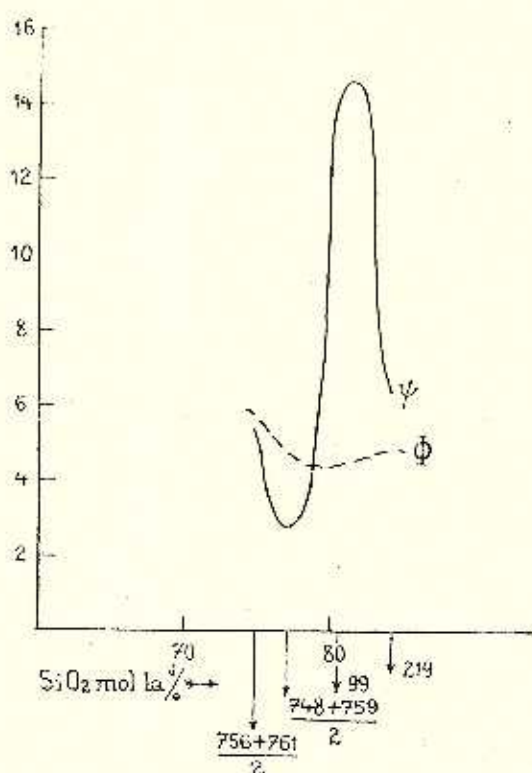


Fig. 4.

Es gibt also zwei Gesteinsgruppen, zwei Teilmagmen, welche in ihrer Spaltung in immer sauerere Produkte, von einem alkalischeren zu einem kalkhaltigeren Magma ( $\Phi$ ), und von einem magnesischen zu einem ferrischeren ( $\Psi$ ) Magma schwanken.

Aus dem Studium der obigen Diagramme geht überdies noch eine sehr wichtige Tatsache hervor. Der Gabbro und der Pyroxengranit weisen Schlacken auf deren sehr nahe liegenden Parameter, viel näher zu einander stehen als zu diejenigen der anderen Gesteinen derselben Gruppe, obwohl diese beiden Gesteine ihrer Acidität gemäss entfernter von einander stehen als von jenen letzten Gesteinen (Gabbro mit sauren Ausscheidungen). Diese Aehnlichkeit ist auf dem Parameter C' (freier CaO-Gehalt) nicht auszudehnen; der grosse Wert des letzteren ist dem Gehalt des Gesteines an Pyroxen zu verdanken, der vielleicht zu gross ist wenn man ihn in Beziehung zur Acidität des Plagioklases betrachtet.

Die Fumarolen sind bei dem Gabbro und dem Pyroxengranit auch sehr ähnlich, (alkalino-granitisch persodisch), weichen aber bedeutend von der Fumarole der anderen Gesteine derselben Gruppe (tonalitisches mega-persodische Fumarole) ab.

Und ebenso — zur Präzisierung der vorliegenden Ausführungen — tritt hervor ein Verhältnis Mg : Fe (für Hundert Mg + Fe) das fast denselben Wert für diese zwei Gesteine hat und das verschieden ist von dem der anderen Gesteine derselben Gruppe.

Dieselben Aehnlichkeitspunkte lassen sich auch zwischen dem Gabbro mit sauren Ausscheidungen (Anal. No. 28 n. 661) und dem glimmerfreien Granite (Anal. No. 683) nachweisen.

Aus den obigen Tabellen ergibt sich dass bei diesen letzten Gesteinen die Parameter der Schlacken (mit Ausschluss von C') sich sehr nahe stehen und ebenso auch die Parameter der Fumarolen (tonalitisches mega-persodisch); diese Werte sind gleichzeitig verschieden von denen der vorigen Gesteine. Endlich in analoger Weise schwankt das Verhältnis Mg : Fe in beschränkten, von den Werten des Gabbros und des Pyroxengranites abweichenden Grenzen, obwohl auch in dieser Untergruppe grössere Aciditätsunterschiede vorkommen als jene zwischen ihnen und der Vorhergehenden Untergruppe.

Demzufolge liegt der Gedanke sehr nahe dass in dem das ganze nördliche Greegebiet umfassenden magnesischen Teilmagma eine grosse Differenziation sich vollzog in zwei weiteren Teilmagmen und nämlich wieder in einer mehr magnesischen Magma welches den Gabbro und den Pyroxengranit erzeugte und in einer weniger magnesischen und im allgemeinen etwas saueren Magma, aus welcher sich der Gabbro mit sauren Ausscheidungen und der glimmerfreie Granite sich absplatteten. In jeder



dieser neuen Magmas ging der weitere Differenziationsvorgang im Sinne der ansteigenden Acidität vor.

Uebrigens steht der Pyroxengranit auch vom geologischen Standpunkt aus in engstem Zusammenhang mit dem Gabbro in dessen östlichen Rücken er einen grossen Schlier bildet; geologisch engverbunden sind auch der Gabbro mit Ausscheidungen und der glimmerfreie Granit.

Auch aus dem Diagramm der Tonalit-Granodiorit-granophyrischer Granitporphyrgruppe kann man auf einen gleichartigen Differenziationsgang schliessen.

Die Parameter der Schlacke Granodiorit-Tonalit sind den Parameter der Schlacke des granophyrischen Granitporphyres sehr ähnlich: die Schlacke dieser beiden Gesteine ist ferrisch mikrokalkisch; die Parameter der Fumarole sind ebenfalls beinahe ganz gleich, nur ist das Natrium in dem granophyrischen Granitporphyr in beträchtlicherer Menge vorhanden. In gleicher Weise haben die Verhältnisse Mg: Fe, für Hundert Mg+Fe, in diesen zwei Gesteinen sehr nahe Werte die sehr verschieden sind von denen der anderen Gesteine dieser Gruppe, obwohl die Gesteine der Tonalit-granophyrischen Granitporphyr-Unterabteilung in Beziehung auf ihre Acidität sehr verschieden sind und ein jedes davon eher mit den Gesteinen der Unterabteilung Amphibolgranit-Plagiaplit in dieser hinsicht Ähnlichkeitspunkte aufweist. In dieser letzteren Abteilung bilden der Amphibolgranit und das die Plagiaplite erzeugende Magma successive Phasen in dem Differenziationsprozes.

Ausserst merkwürdig ist dass der granophyrische Granitporphyr zu derselben Differenziationsphase wie der Granodiorit und der Tonalit angehört und von der des Amphibolgranites und der Plagiaplite abweicht.

Innerhalb der Unterabteilung Granodiorit-Tonalit-granophyrischer Granitporphyr setzte sich die Differenziation im Sinne der zunehmenden Acidität fort und erzeugte den granophyrischen Granitporphyr (Randfacies, und den Granodiorit-Tonalit.

Zwischen dem granophyrischen Granitporphyr und dem zu derselben Untergruppe gehörenden Gesteinen (Granodiorit-Tonalit) kann man zugleich mit einer engen geologischen Verknüpfung auch einige, gemeinschaftliche petrographische Eigentümlichkeiten wie beispielsweise das Vorhandensein des Orthits wahrnehmen.

In einer nachfolgenden Differenziationsphase entstanden die Gesteine der anderen Untergruppe. Hier stellt sich jedoch eine Unterscheidung ein.

Wenn man das Verhältnis Mg: Fe, für Hundert Mg+Fe, gegenüber seiner gesteigerten Acidität berücksichtigt, so nähert sich

das Magma des Amphibolgranites viel mehr dem Magma der Unterabteilung Tonalit-Granodiorit-granophyrischer Granitporphyr als dem der Plagiapliten; es ist also ein mit diesem letzteren nahe verwandtes Magma.

Das Magma der analysierten Plagiaplite unterscheidet sich viel von dem der Untergruppe Tonalit, u.s.w., obwohl es einen, von dem der erwähnten Untergruppe näher stehenden Wert  $Mg : Fe$  für Hundert  $Mg + Fe$  aufweist, denn wenn man ihn auf die gesteigerte Acidität des Magmas zurückführt, bezeichnet dieser Wert eine viel magnesiareicheres Magma als dasjenige der Untergruppe Tonalit, etc. In diesem letzteren Magma richtet sich die Differenziation nach der steigenden Acidität.

Das Magma der Plagiaplite würde demzufolge eine dritte wichtige Phase in der Differenziation bedeuten: die Rückkehr zu einem magnesischen Magma.

Folgendermassen ist nach MICHEL LÉVY'S Anschauung die Differenziation im Eruptivmassiv von GrocŢ einem Pendulationsgesetz untergeordnet. In den ersteren Erstarrungsphasen vollzieht sich die Differenziation im Zusammenhang mit dem Magnesiumgehalt, in den späteren Phasen im Zusammenhang mit der Acidität.

Die OSANN'sche Klassifikation (1) gestattet einen tieferen Einblick in den Differenziationsmechanismus der Gesteinsgruppe Tonalit-Granodiorit-granophyrischer Granitporphyr welche im Lichte der Auffassung von MICHEL LÉVY noch im unklaren geblieben ist.

Hinsichtlich des Granodiorites und des Tonalites geht hervor aus den OSANN'schen Formeln welche für den ersteren

$$s_{71,87} a_4 c_5 f_9 n_{7,21}$$

und für den zweiten

$$s_{75,85} a_6 c_3 f_5 n_{7,11}$$

sind, dass diese Gesteine dasselbe  $a$  aufweisen, dass aber die  $c : f$  Verhältnisse genau entgegengesetzt zu einander stehen. Die Vermutung dass diese Gesteine sich ausgeschieden haben würden aus einem Mittelmagma mit folgender Formel

$$s_{75,21} a_4 c_7 f_7 n_{7,14}$$

die das Mittel der Formeln dieser beiden Gesteine ist, wird höchst annehmbar.

1. A. OSANN: Versuch einer chemischen Classification der Eruptivgesteine T.M.P.M., Bd. XIX, Seite 351.

Institut. Geologic al Romaniei, Vol. VII, Fas. I.



Dieses Mittelmagma würde zur Familie der Diorite gehören und stände dem Tonalit vom Typus Val Moja

$$s_{7,4} \ a_{6,5} \ c_7 \ f_{6,5} \ n_{7,2}$$

aus der Adamello-egend (1) äusserst nahe. Es wäre dies ein Diorit mit dem höchsten Werte für  $c$  ( $c=7$ ), folglich ein äusserstes Ende der Dioritfamilie. Der äusserst niedrige Wert des  $f$  ( $f=7$ ), wohl der niedrigste Wert dieser Familie, bezeichnet dass die Stellung dieses äussersten Endes nicht als unmittelbare Fortsetzung gegen den Gabbro hin, sondern gegen die Familie der Anorthositen ist, der sie das Verhältnis  $c > a$  und zugleich den sehr kleinen  $f$ -Wert näherrückt.

Aus diesem dioritischen sich in dem OSANN-BECKE'schen Dreieck<sup>1</sup> auf der Mittellinie A (dem Punkte p, Tafel II) einsetzenden Mittelmagma schieden sich der Granodiorit und der Tonalit aus, die, wie aus den Verhältnissen des feldspatisierbaren Calciums und des ferromagnetischen Gemengteiles, wie auch aus den Verhältnissen  $c : f$  hervorgeht, zwei Ergänzungsgesteine bilden.

Das erstere dieser Gesteine, der Granodiorit, gehört nach OSANN zu der Familie der Diorite; es nähert sich dem die Formel

$$s_{7,15} \ a_{9,4} \ c_5 \ f_{3,5}$$

aufweisenden Typus Szaska und ist in chemischer Beziehung dem Banatit von Szaska im Banat (2) und einem mit dem Tonalit sehr nahe verwandten Gestein, also einem Granodiorit, sehr ähnlich. Von dem oben angedeuteten ( $s_{7,5,11} \ a_3 \ c_7 \ f_7 \ n_{7,7}$ ) dioritischen Mittelmagma vom Typus Val Moja differenzierte sich dieses Gestein gegen die Familie der Granite hin, da sich nämlich die Formel dieses Granodiorites sowie dessen mineralogische Zusammensetzung dem Typus Upham ( $s_{7,6} \ a_{6,5} \ c_4 \ f_{6,6}$ ) nähert.

Das zweite aus dem dioritischen Magma vom Typus Val Moja differenzierte Gestein, der Tonalit, lässt sich in die Familie der Anorthosite einreihen, also unter den einzigen Tiefengesteine, für welche  $c > a > f$ . In chemischer Beziehung steht es dem Anorthosit vom Typus Lister (3) ( $s_{3,17,6} \ a_{3,6} \ c_{17} \ f_{3,6} \ n_{3,7}$ ) nahe; es ist folglich ein anorthositischer Tonalit.

Dieses Gestein ist ein saureres Glied aus der Reihe Charnockit-Mangerit-Anorthosit und stellt sich ein auf der den Uebergang zu der Granit-Diorit-Gabbroreihe bildenden Seite

(1) C. RIVA: Sopra un disco di diorite quarzoso-micaceo presso Rino in Val Camonica. Atti della Soc. ital. sc. nat. 36, Milano 1895 cf. A. OSANN, loc. cit. p. 415.

(2) Festschrift für das Jubiläum der Bergakademie Freiberg 1866 cf. A. OSANN loc. cit. Seite 416, Anal. No. 132.

(3) A. OSANN: loc. cit. T. N. P. M. XIX. 1900. Seite 383.





am Niveau des Tonalites von Val Moja, also am Niveau des Magmas, aus dem es sich differenziert hat.

Demnach, vollzog sich die Differentiation in diesem intermediären dioritischen Magma vom Typus Val Moja—in der Reihe der Alkalikalkgraniten zu der sie gehört—nicht in der Richtung der abnehmenden Basicität sondern seitlich nach der einen und der anderen Seite der Reihe der Alkalikalkgranite hin; das erste Gestein, der Granodiorit vom Typus Szaska differenzierte sich gegen die eigentlichen Quarzdiorite hin, da im Verhältnis zu dem intermediären Magma aus dem es hervorging, *c* sich vermindert und *f* anwächst; das zweite Gestein, der anorthositische Tonalit, gegen die Anorthosite hin, da *c* anwächst und *f* sich vermindert, während die Kieselsäure fast konstant bleibt.

Betreffs der Plagiaplite—insbesondere für den Tonalitaplit und dem Granodioritaplit, die Mitte und der Rand desselben Ganges—, wenn man von derselben Beobachtung ausgeht wie beim Granodiorit und Tonalit, nämlich von der Feststellung, dass die Mitte und der Rand des Ganges dasselbe *a* aufweisen und dass *c* und *f* genau im entgegengesetzten Verhältnis stehen, so müssen wir voraussetzen dass auch in diesen Gängen hinsichtlich des Kalks und des ferromagnetischen Gemengteiles eine Differentiation stattfand.

Das intermediäre Magma in der sich diese Differentiation vollzog und deren Parameter das arithmetische Mittel der Parameter dieser beiden Gesteine sind, würde folgende Formel haben

$$s_{77.08} \quad a_{8.22} \quad c_0 \quad f_{20.02} \quad n_{8.04}$$

Wenn man es als Tiefengestein betrachtet, so ist es ein Mitteltypus zwischen dem Typus Molibocus

s	A	C	F	a	c	f	n	z
76,6	6,89	3,42	3,65	9,05	6	5,5	8,2	z

und dem Typus Dorsey's Run

s	A	C	F	a	c	f	n	z
69,4	6,58	5,83	5,78	7	6,5	6,5	6,1	z

Dieses intermediäre Magma—das Urmagma der Plagiaplite—mit dem Magma von dem Typus Val Moja d. h. mit dem Urmagma des Granodiorites und des Tonalites verglichen, unterscheidet sich von dem letzteren durch ein höheres *a* und einem grösseren Kieselsäureprozent. Es ist demnach saurer. Es setzt sich auch auf der Linie A, jedoch weiter von der Mitte des Dreiecks, gegen A hin ein (auf der Tafel im Punkte o).

Der die Mitte des Ganges bildende Plagiaplit, der Tonalit,



aplit ist auch in chemischer Beziehung den Plagiapliten von L. DUPARC und S. JERCOFF (1) ähnlich, und zwar ist es dem Typus Kosswinsky I

$$s_{61,75} \ a_9 \ c_{25,7} \ f_{2,15} \ \alpha$$

und hauptsächlich dem die Formel  $s_{60,88} \ a_{2,55} \ c_{3,5} \ f_2$  aufweisenden Gesteine

ähnlich, da, das besprochene Gesteine die Formel

$$s_{70,20} \ a_9 \ c_{7,55} \ f_{4,5} \ n_{0,25} \ \alpha$$

aufweist.

Die Plagiaplite DUPARC's und JERCOFF's liegen in dem Felde VI des OSANN'schen Dreiecks oder sehr nahe davon; sie haben  $c > a > f$  und entsprechen folglich den Anorthositen. Unser Tonalitaplit vom Typus der Plagiaplite Kosswinsky I hat auch  $c = a > f$  und fällt in dem Felde I, sehr nahe an der Grenze gegen das Feld VI hin; er stellt also eine Differenziation gegen die Anorthosite dar. Es ist sowohl in chemischer, als auch in mineralogischer Beziehung der dem anorthositischen Tonalit entsprechende Plagiaplit.

Der Gangrand — der Granodiorit — ist dem Typus Elektrik Peak I (2) mit der Formel

$$s_{70,30} \ a_{9,55} \ c_6 \ f_{5,5} \ n_{7,5} \ \beta$$

am ähnlichsten.

Das Gestein von Elektrik Peak I wird als Quarzglimmerporphyrat bezeichnet und ist ein dem Diorit vom Typus Szaska entsprechendes Ganggestein. Dem Diorit vom Typus Szaska wurde auch der von uns besprochene Granodiorit hinzugesetzt (Anal. 756), folglich ist der den Gangrand bildende Plagiaplit (Anal. No. 759) auch in chemischer Beziehung ein dem Granodiorit entsprechender Plagiaplit (siehe auch mikroskopisches Studium, Seite 107).

Das intermediäre Magma aus dem sich die Plagiaplite differenziert haben, bildet wegen ihres beträchtlichen Kalk- und Alkaligehaltes einen Übergang von den Graniten zu den Dioriten (3).

So haben sich aus einem dioritischen Magma, vom Typus Val Moja, der Granodiorit und der anorthositische Tonalit differenziert; aus einem mehr saueren, dioritischen gegen

(1) L. DUPARC et S. JERCOFF: Sur les plagiaplites filoniennes du Koswinsky Arch. des Sc. phys. et val. Genève 1902.

(2) A. OSANN: loc. cit. T. M. P. M., XXI, Seite 379. Anal. 38.

(3) A. OSANN: loc. cit., T. M. P. M., XIX, Seite 389.



granitischen Magma von Typus Melibocus-Dorsey's Run, haben sich die entsprechenden Plagiaplite differenziert.

Sowohl der Tonalit als auch der entsprechende Plagiaplit — der Tonalitaplit — repräsentieren, wie aus der obigen Betrachtung hervorgeht Differenzierungen nach der Reihe der Anorthosite hin die nach VOGT (1) als anchimonomineralische Magmen aufgefasst werden, wogegen der Granodioritaplit nach demselben Autor Differenzierungen nach anchieutektischen Magmen vorstellen.

Demzufolge stellt sich in diesen zwei grossen Gesteinsgruppen eine weitere Differenziation ein, gegen einema nchieutektischen und einem anchimonomineralischen zu Pol.

Die längs der Linie *A* des OSANN'schen Dreiecks eintretende Variation des  $\alpha$  und die an beiden Seiten dieser Linie, in jeder der zwei grossen (der ferromagnesischen und magnesischen) Magmen stattfindende Variation des Verhältnisses  $e : f$  scheint der Differenziation in diesem Teil des Grecimagma eigenthümlich zu sein.

Die Analyse des Amphibolgranites (Anal. No. 99) bleibt völlig abgesondert, und weist kein symmetrisches entgegengesetztes Magma im Verhältnis zur Linie *A* des OSANN'schen Dreiecks auf.

Zur Ergänzung der mit dem anorthositischen Tonalit angehenden Gesteinsreihe werden wir auch das zum Amphibolgranit, im Verhältnis zur Linie *A* symmetrisch stehende Magma interpolieren. Die Konstanten dieser Magmas wären die nachfolgenden :

$$s_{30,26} \quad a_{10} \quad c_7 \quad f_3$$

Diese beiden symmetrischen Magmen würden aus einem die Formel

$$s_{60} \quad a_{10} \quad c_5 \quad f_5$$

aufweisendem intermediären Magma vom Typus Melibocus (Hornblendegranit [ $s_{72}, a_{60}, c_7, f_5$ ]) hervorgehen.

Das zu dem Amphibolgranit symmetrisch stehende Magma dürfte nach OSANN dem Typus Presten entsprechen (Anal. No. 151, OSANN loc. cit. XIX, seite 421).

Es wäre dies ein Oligoklasit der sich zu den eigentlichen Graniten verhält wie die Anorthosite zu dem Gabbro.

(1) J. H. L. VOGT: Ueber anchimonomineralische und anchieutektische Eruptivgesteine. Videnskabs-Selskabets Skrifter I. Nath. Natur Klasse, 1908 No. 10, Seite 39.



Obwohl VOGT den Oligoklasit nicht als ein anorthositisches Gestein betrachtet, so ist er doch ein anchimonomineralisches Gestein, das als die Extrapolierung der Anorthositreihe jenseits dessen sauersten Grenze betrachtet werden kann.

Das Vorhandensein eines Oligoklasites konnte in dem Grecgebiete in keiner der 300 examinieren Präparate nachgewiesen werden; jedoch ist das Vorkommen dieses Gesteines wegen dem Vorhandensein der sämtlichen Reihe der anchimonomineralischen Gesteine höchst wahrscheinlich, um so mehr, da wir in unserer Gegend ein Albitit, folglich ein sauereres Glied der genannten Reihe vorgefunden haben.

Endlich nimmt der granophyrische Granitporphyr (Anal. No. 219) eine Stelle in der Verlängerung der Anorthositreihe ein; seine Formel ist  $s_{81,84} a_{24,5} c_{2,2} f_3 n_{0,2}$ ; er gehört zu der Familie der Granitaplite Typus Milton ( $s_{91,95} a_{14,5} c_{3,5} f_3$ ).

Der granophyrische Granitporphyr weist eine Differenziation auf gegen den anchimonomineralischen Pol zu, da auch hier das Verhältnis  $Or : Ab + An = 17,2 : 82$  äusserst viel abweicht von dem Verhältnis dieser Mineralien in der Eutektik:  $0,4 Or : 0,6 (Ab + An)$ .

Selbstverständlich erhobelt die Betrachtung des granophyrischen Granitporphyres als ein anchimonomineralisches Gestein nicht die unumgängliche Ausdehnung der Familie der Anorthosite jenseits der sauersten Ende derselben; jedoch scheint eben die Annahme nicht unwahrscheinlich dass die Familie der Anorthosite auch sauerere Glieder aufweist als diejenige welche VOGT als die sauerste Grenze der Familie betrachtet.

Der wegen der so grossen  $K_2O$  Menge auch Mikroklin enthaltenden, von VOGT eben darum nicht unter die Anorthositen gerechneten Oligoklasit KOLBERG's (1), verhält sich viel fremdartiger zu den Anorthositen als unser granophyrische Granitporphyr, der, für eine viel grössere Acidität eine so kleine  $K_2O$  Menge enthält, dass sich der Kaifeldspat nicht individualisieren konnte.

Wenn wir nun versuchen nach demselben Verfahren wie beim Amphibolgranit das dem granophyrischen Granitporphyr entsprechende, im Verhältnis zur Linie A des OSANN'schen Dreiecks symmetrische anchientektlische Gestein zu interpolieren, so wäre ihm die Formel  $s_{76} a_{14,5} c_2 f_{3,5}$  zuzuschreiben und das Gestein würde einem Aplitgranit, Typus Mariposa ( $s_{86} a_{14} c_2 f_4$ ) entsprechen.

(1) C. F. KOLBERG: Die Labradorfelse des westlichen Norwegens; I bei Ekersund Soggeaas; II im dem Bergensgebiete; Lofotens und Westeraalen Gabbrogesteine. Bergens Museums Aarbog bzw. V, 1896; XII, 1903; VII, 1898.



Zukünftige Analysen werden wohl beweisen ob dieses Gestein, sowie das dem Amphibolgranit entsprechende anchimonomineralische Gestein vom Typus Presten sich in der That in der so reich an Differenziationen Grecigegend einstellt.

Dementsprechend kann man für die, durch einen dem Werte 40:60 untergeordneten Verhältnis Mg:Fe für Hundert Mg+Fe gekennzeichnete, Gesteinsgruppe der Grecigegend ziemlich genau das Vorhandensein von zwei Hauptreihen alkalikalkiger Gesteine festsetzen. Die eine mit dem granophyrischen Granitporphyr anhebende und mit dem anorthositischen Tonalit endende anchimonomineralische Reihe und eine andere dazu parallel laufende, mit den Amphibolgranit beginnende und dem Granodiorit auslaufende anchientektische Reihe. Die wenigen Lücken dieser Reihen werden durch spätere Nachforschungen erfüllt werden.

Wenn wir die bei der Besprechung nach MICHEL LÉVY's Auffassung gefolgerten Schlüsse auch in Betracht ziehen, so ergibt es sich, dass die Differenziation in dem ursprünglichen Teilagma dieser Gesteinsgruppe sich durch die Ausscheidung eines magnesischen Magmas vollzog, aus dem sich das den Granodiorit-Tonalit erzeugende Magma und das den granophyrischen Granitporphyr erzeugende Magma differenziert haben. Es ist das ein weitläufiges, mit der anwachsenden Acidität in Beziehung stehendes Schwanken. In dem übriggebliebenen weniger magnesischen Magma schied sich das die Plagiaplite Anal. No.  $\frac{748 + 759}{2}$  hervorbringende Magma aus, sowie ein Magma aus dem sich der Amphibolgranit ausschied, folglich ein kleineres mit der anwachsenden Acidität in Verbindung stehendes Schwanken.

In jedem dieser vier Teilmagmen entstanden Lateraldifferenziationen, die wohl dieselbe Acidität aufwiesen, sich aber in anchimonomineralischer und anchientektischer Hinsicht vollzogen; diese Differenziationen brachten den Granodiorit, den anorthositischen Tonalit, den granophyrischen Granitporphyr und vielleicht auch das ihm entsprechende anchientektische Gestein, ferner die beiden Plagiaplite, den Amphibolgranit und vielleicht auch dessen entsprechendes anchimonomineralisches Gestein hervor.

In den anderen grossen Gruppe der durch einen den Wert 40:60 des Verhältnisses Mg:Fe für Hundert Mg+Fe übersteigenden Wert gekennzeichneten Gesteine, die in engem genetischem Zusammenhang die sämtliche Nordhälfte des Eruptivmassives von Greci einnimmt, entspricht



der Gabbro mit der Formel  $s_{50.08} a_2 c_3 f_{13} n_{9.21}$  dem Typus Sulitolma ( $s_{53.10} a_{2.5} c_{4.58} f_{13}$ ) und insbesondere dem Olivingabbro von PIGEON POINT (1). Denselben Typus entspricht auch der Gabbro mit saueren Ausscheidungen (Anal. No. 28 und 661).

Der Pyroxengranit (Anal. No. 699) mit der Formel  $s_{38.97} a_6 c_3 f_{11} n_{9.6}$  gehört zur Familie der Diorite vom Typus Bute ( $s_{67} a_5 c_{4.58} f_{10.25}$ ). Er ist ein sehr saurer Diorit, den wir nur dank dem reichhaltigen Vorhandensein des Diopsides und dank dessen engem genetischen Zusammenhanges mit dem Gabbro als einen solchen betrachten; da er zu den sehr saueren Dioriten gehört, so könnte er auch als ein Natrongranit vom Typus Upham ( $s_{70} a_{0.6} c_4 f_{10}$ ) gelten.

Endlich tritt der glimmerfreie Granit (Anal. No. 683) mit der Formel  $s_{82.19} a_{14} c_{1.6} f_{4.5} n_{6.17}$  als ein Aplitgranit vom Typus Mariposa ( $s_{80.00} a_{14} c_2 f_4$ ) auf.

Wenn wir auch bei dieser grossen Gesteinsgruppe auf die aus der nach MICHEL LÉVY'S Anschauung gefolgerte Schlüsse Rücksicht nehmen, so erscheint uns das Bild der Differenziation nicht so äusserst verwickelt. In der Tat treten in einem jeden der sich nach der abnehmenden Basicität einreihenden Magmen die sich nach den Seiten hin in anchimonomineralischen und anchioutektischer Richtung einstellenden Schwankungen nicht mehr auf.

Aus der Besprechung der Resultate der chemischen Analysen mag also nachstehender allgemeine Ueberblick des Differenziationprozesses in dem Eruptivmassiv von Greci kurzgefasst werden. Aus dem Urmagma des Massives, das aller Wahrscheinlichkeiten nach ein dioritisches Magma war, schied eine erste grosse Differenziation zwei sekundäre Magmen nach dem Verhältnis Mg : Fe für Hundert Mg -|- Fe aus. Das erste dieser einen grösseren Wert des Verhältnisses als 40 : 60 aufweisendes sekundäre Magma erzeugte die den Nordteil des Massives einnehmenden Gesteine und bildete wahrscheinlich den oberen Teil des Lakkolithgewölbes; das andere Magma das einen kleineren Wert als 40 : 60 aufweist rief die in dem Mittel- und Südteil des Massives an den Tag gebrachten Gesteine hervor, die höchst wahrscheinlich zum mindesten im mittleren Teil dessen Innern bilden.

In dem ersten sekundären Magma fand eine neue, dem Verhältniss Mg : Fe folgende Differenziation statt und in jedem dieser neuen Tertiärmagmen vollzog sich eine Differenziation nach der ansteigenden Acidität.

(1) HAYLEY : Bull. U. St. Geol. Survey, No. 109, 1893.



In dem zweiten sekundären Magma vollzog sich in erster Reihe eine Differenziation nach einem gleichen Gesetze wie jenes nach welches es selbst entstand. In jedem derartig gebildeten Tertiärmagmen fand eine neue, mit der anwachsenden Acidität in Verknüpfung stehenden Differenziation und schliesslich in jedem dieser neuen Quarzärmagmen ging eine letzte in anchimonomineralscher und anchieutektischer Richtung vollzogene Differenziation nach dem Verhältnisse  $c : f$  vor sich.

\*

Der tonalitische Charakter einiger der von uns studierten Gesteine, vor allem der Gesteine der Vergleich mit anderen Granodiorit-granophyrischer Tonalitmassiven. phyrreihe, berechtigt deren Vergleich mit den Gesteinen einiger von den besseren studierten Tonalitmassiven.

Es gehen nämlich aus diesem Vergleiche mit den Gesteinen der Tonalitmassive von Rieserferner und Ulten Masse in Tirol eine grosse Anzahl neuer Eigentümlichkeiten hervor.

Wir müssen gleich anfangs die Gruppe der magnesiareicheren Gesteine (des Gabbros und des glimmerfreien Granites) bei Seite stellen da diese einen bei den Gesteinen von Rieserferner und Ulten Masse nicht vorkommenden Differenziationspol vorstellen.

Aus der Besichtigung der Projektion unserer Analysen in dem BECKE'schen Dreieck (Tafel III) ergibt sich für den grössten Teil unserer Gesteine dass die Differenz  $f_0 - c_0 > 0$  ist zum Unterschied von den Tirolergesteinen für welche in den meisten Fällen  $f_0 - c_0 < 0$  ist.

Die Gesteine aus dem Grecigebiete nähern sich demzufolge mehr von der Linie  $A_0 F_0$ , zum Unterschied von den Gesteinen der anderen zwei Gegenden die grösstenteils unter der Linie  $A_0$  aufsitzen.

Das Verhältniss  $f_0 - c_0 < 0$  bedingt bei den Tirolergesteinen einen basischen Plagioklas; bei den Grecigesteinen ist der Wert dieses Verhältnisses  $f_0 - c_0 > 0$  gleichzeitig mit einem saureren Plagioklas als bei den Tirolergesteinen verbunden.

Folglich unterscheiden sich im allgemeinen unsere Gesteine bezüglich der Basicität des Plagioklases von den Tirolergesteine.

Auch mit Beziehung auf die Uebersättigung mit  $SiO$  unterscheiden sich unsere Gesteine von den Tirolergesteinen. Aus dem Diagramm (Tafel III, fig. 2) welches die Variabilität der  $SiO_2$  Mol% im Beziehung zu der Variation von  $a_0$  angibt, ist ersichtlich dass unsere Gesteine einen wenigstens um 5% höheren  $SiO_2$ -Gehalt als die Gesteine aus Tirol haben.



Sogar bei denjenigen Gesteinen für welche, wie auch bei den Tirolergesteinen,  $f_0 - c_0 < 0$ , und die in der Projektion in der unmittelbaren Nähe einiger dieser letzteren aufsitzen, also bei unserem anorthositischen Tonalit und dem granophyrischen Granitporphyr (in der Nähe des Tonalites von Reintal, beziehungsweise des Tonalitaplites von Burgkofel-Taufers) sind im Verhältnis zu den entsprechenden, für die ganze Reihe massgebenden, Tirolergesteinen einige Verschiedenheiten wahrnehmbar.

In der That stehen bei diesen beiden Gesteinen die Alkalien und hauptsächlich das Na höher als bei den entsprechenden Tirolergesteinen; das Na steht desto höher, je mehr sich das Gestein einem typischen Tiefengestein nähert. Zugleich mit der Zunahme des Na zeichnet sich bei den von uns besprochenen Gesteinen ein Abnehmen des Ca gegenüber den Tirolergesteinen auf. Demzufolge treten bei unseren Gesteinen ein saurerer Plagioklas, mit 11,5 beziehungsweise 33,0 An für Hundert Feldspat gegenüber 19,0, beziehungsweise 53,0 An für Hundert Feldspat bei den Tirolergesteinen.

Das ferromagnesische Gemengteil stellt sich bei den zwei Grecigesteinen im Verhältnis zu den ihnen entsprechenden Tirolergesteinen (Fe + Mg für % = 4,22 gegenüber 8,9%) in viel geringerer Menge ein; im Gegenteil sind die  $SiO_2$  % bei Greci viel höher (93,75 beziehungsweise 76,66 % gegenüber 81,3 bzw. 67,2%).

Diese typischen, die Grecigesteine von den Tonalitgesteinen von Tirol unterscheidende Charakterzüge, lassen sich thatsächlich bei allen anderen Gesteinen der Tonalit-Granodiorit-granophyrischer Granitporphyrreihe verfolgen. Ueberall bei unseren Gesteinen stehen die Alkalien und hauptsächlich das Natrium höher; bei Greci variiert das Natrium zwischen 4,11 — 10,72 %, gegenüber 2,4 — 6,2% in den Tirolergesteine. Ganz andere Bedingungen herrschen beim Calcium vor; bei uns schwankt es zwischen 0,47 — 7,41 % gegenüber 1,7 — 17,4% in den Tirolergesteine.

Dieser Verhältnissunterschied zwischen dem Ca und Na der Gesteine von Greci gegenüber denen von Tirol wird dadurch hervorgerrufen dass sich in den Tonalitgesteinen von Greci ein saurerer Plagioklas sich einstellt als in Tirol (9,2 — 35,0 An für % Plagioklas gegenüber von den 13 — 54 % in Tirol).

Bei allen diesen Grecigesteinen beeinflusste der im Verhältnis zu den Tirolergesteinen niedrigere Wert des ferromagnesischen Gemengteiles (1,19 — 6,21 % Mg + Fe gegenüber 0,9 — 22,3 in Tirol) den Gehalt an dunklen Gemengteil; auch wirkte das bei Greci viel niedrigere Verhältnis Mg: Fe auf den Biotitgehalt ein.

Daraus mag geschlossen werden, dass der allgemeine Unterscheidungsmerkmal unserer Gesteine darin besteht, dass





diese letzteren sich anscheinlich aus einem sauereren Magma als dasjenige der Tirolergesteine differenziert haben. Der Differenzierungsengang war allem Anscheine nach derselbe, was aus der Discussion der Analysenprojektion in dem Becke'schen Dreieck, wo dieselbe Neigung nach Erzeugung von aplitischen und granodioritischen Gesteinen auftritt, hervorgeht.

Die Tatsache, dass die meisten Analysen unserer Gesteine sich in dem BECKE'schen Dreieck (Tafel III) oberhalb der Linie  $A_2$  projektieren, im Gegensatz zu den Analysen der Gesteine von Tirol die sich unterhalb derselben Linie projektieren, was nach BECKE im Allgemeinen einen der Merkmale der Atlantischen Sippe ausdrückt, scheint uns zur Erkenntnis eines solchen Merkmals für die Gesteine von Greci nicht beweiskräftig genug.

Ausser dieser Verschiedenheit ( $f_a - c_0 > 0$ ), sind alle anderen Unterschiede wohl ungenügend um auf einen atlantischen Charakter schliessen zu lassen.

Einige Unterschiede betonen ja in bestimmter Weise das pacifische Merkmal der Gesteine von Greci. So zum Beispiel ist bei unseren Gesteinen das Niveau der Sättigung mit  $SiO_2$  (siehe Tafel III) sogar höher als bei den Gesteinen aus Tirol die als pacifisch gelten, während dieser Wert bei den atlantischen Gesteinen unterhalb der Sättigungslinie liegt. Siehe BECKE'sches Diagramm der Gesteine von Monzoni (1).

Der Wert von  $J = Ca + Na + K$  im Verhältnis zu  $U = Al + Fe + Mg$ , schwankt für die Gesamtheit unserer Gesteine zwischen denselben Grenzen wie für die Gesteine von Tirol und wie für die pacifischen Gesteine im allgemeinen (BECKE und ROSENBAUSCHE Tabelle und Diagramm der pacifischen Gesteine) (2).

(1) F. BECKE: Chemische Analysen von Kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschriften der k. Akad. d. Wissensch. Math. Naturiv. Klasse, 75 Bd., I Halbh. Seite 28.

(2) F. BECKE: Ibidem. Seite 197.



## V. STUDIUM DER GASE AUS DEN GESTEINEN DES MASSIVES VON GRECI.

Das Studium der in den Mineralien und Gesteinen enthaltenen Gase datiert seit 1818 als Sir DAVID BREWSTER (1) die Beobachtung der Explosion eines bis zum Rotglut erhitzten Topaskristalles machte.

Das Problem der Gase aus den Gesteinen.

Das ursprünglich rein analytische Problem des Studiums der Gase aus den Mineralien und Gesteinen gestaltete sich, nach dem Studium der in den Meteorsteinen auftretenden Gase und nach deren Identifikation mit den Gasen der vulkanischen Exhalationen, zu einem kosmogonischem Problem.

Von der Auffassung ausgehend dass das Gestein nur ein kristallisierter Ueberrest des viel komplexeren Magmas aus dem er hervorging, sei, kam man in den letzteren Zeiten zu der Schlussfolgerung dass zur Erlangung der vollkommenen Kenntnis der Gleichgewichtsgesetze dieses letzteren, sich der mikroskopischen und chemischen Untersuchung der Gesteine eines Massives auch das Studium der Gase anschliessen müsse.

Im Mineralogischen und Petrographischen Laboratorium der Universität von Bukarest wird unter Leitung des Herrn Prof. Dr. L. MRAZEC zur Aufklärung des Problems der Gleichgewichtsgesetze der Magmen, parallel mit dem mikroskopischen und chemischen Studium der Gesteine, das Studium der in diesen letzteren auftretenden Gase vorgenommen.

Dazu wurde die Methode von BRUN (2) angewendet die darin besteht dass die Gase welche durch Erhitzen bis auf beinahe 1000° des pulverisierten Gesteines in Freiheit gesetzt werden, mittels einer automatischen Pumpe mit Quecksilber aufgesammelt werden und dass diese aufgefangenen Gase qualitativ und quantitativ analysiert werden.

Die dem Herrn Dr. G. PAMFIL (3) Assistent am mineralogischen und petrographischen Laboratorium der Universität von Bukarest zu verdankenden Resultate der Untersuchungen einiger Gesteine des Eruptivmassives von Greci kommen in der folgenden Tabelle zum Ausdruck.

(1) B. TH. CHAMBERLIN: The Gases in Rocks, Washington 1908 Seite 3.

(2) A. BRUN: Recherches sur l'exhalation volcanique Genève 1911.

(3) DR. G. PAMFIL: Contribution à l'étude des produits volatils des roches. Bulletin de la Section Sc. de l'Acad. Roum. III-e Année No. 2 pg. 72, 1914



Nummer des Anal. Gesteines	G E S T E I N	Sublimierbare Produkte	Gesamt- mas. in cem für 100 g Ge- stein	CO <sub>2</sub> %	O %	H %	CO+CH <sub>4</sub> %	N %	Seltene Gase %	H <sub>2</sub> O <sup>0,1</sup> %
150	Gabbro	NH <sub>4</sub> Cl	224,50	17,86	64,23	—	0,60	17,65	0,20	3,567
28	Gabbro mit saueren Ausscheidungen	{ NH <sub>4</sub> Cl S	203,20	26,05	63,21	0,70	0,50	8,64	urine	1,452
661 1)	Gabbro mit saueren Ausscheidungen	{ NH <sub>4</sub> Cl S	191,1	27,69	23,25	2,58	3,26	40,84	0,38	4,800
683	Glimmerfreier Granit	NH <sub>4</sub> Cl	74,6	20,42	12,90	—	9,63	56,20	0,80	0,361
701	Tonalit	{ NH <sub>4</sub> Cl S Sehr wenig As und Sb	123,94	14,43	46,15	—	—	39,42	urine	1,199
219	Granophyrischer Granitporphyr	wurde nicht untersucht	44,14	68,04	9,13	9,78	11,60	16,78	0,30	0,209
99 1)	Amphibolgranit	{ NH <sub>4</sub> Cl As Sb	32,97	7,45	67,44	—	7,44	26,51	1,06	0,252
748 1)	Tonalitaplit	wurde nicht untersucht	80,69	27,66	20,73	11,70	—	29,40	1,45	0,632
759	Granodioritaplit	wurde nicht untersucht	118,20	21,34	2,14	49,08	5,29	21,54	0,60	0,855

(1) Bei diesen Gesteinen, die einzigen in dieser Beziehung erforschten, wurde Helium nachgewiesen.  
*Bemerkung.* Alle Gesteine enthalten auch Spuren von HF<sub>3</sub>.



In einer jeden dieser drei grossen Gesteinsgruppen welche der drei grossen im vorigen Kapitel festgesetzten Etappen in der Differenziation des Magmas des Massives von Greci entsprechen, durchläuft die Gasquantität eine Reihe von Werten zwischen einem Maximum und einem Minimum die für jede Gesteinsgruppe unabhängig ist.

In den Gesteinen der Reihe Gabbro-glimmerfreier Granit—aus der ersten Erstarrungsphase—schwankt das Gasvolumen für 100 g des Gesteines zwischen den Werten von 224,50 ccm in dem Gabbro bis zu 74,60 ccm in dem glimmerfreien Granit.

In den Gesteinen der Reihe anorthositischer Tonalit-granophyrischer Granitporphyr welche sich in der zweiten Erstarrungsphase sich gebildet haben, ergeben sich für das Gasvolumen für 100 g Gestein eine Reihe von Werten von einem neuen Maximum von 129,94 ccm, in dem anorthositischen Tonalit, bis zu einem Minimum von 43,14 ccm in dem granophyrischen Granitporphyr.

In den Gesteinen der Reihe der Plagiaplite welche eine dritte Erstarrungsphase kennzeichnen, gestattet die ungenügende Anzahl Analysen nur die Wahrnehmung eines neuen Maximums, einer neuen Gasanreicherung des Magmas; auch ergibt sich dass das Gasumfang für 100 g Gestein in einem aus Tonalitaplit (Mitte) und Granodioritaplit (Rand) gebildeten gemischten Gang von dessen Mitte gegen den Aussenrand hin anwächst.

Folglich ist eine jede der drei grossen Erstarrungsphasen des Magmas des Massives von Greci durch eine neue Bereicherung an Gase gekennzeichnet, die sich in jeder dieser Etappen in den basischen Gesteinen in grösserer Quantität verteilt.

Je magnesiareicher das Magma ist, desto höher steht das Maximum des Gasvolumens für 100 g vom Gestein.

Wolfe's (1) Behauptung, dass die basischen, folglich die durch eine grössere Quantität von ferromagnesischen Silikaten gekennzeichneten Gesteine, reicher an Gase sind, findet hier eine neue Bestätigung.

In qualitativer Beziehung erscheint als äusserst wichtiges Resultat der Gasuntersuchung der Gesteine des Eruptivmassives von Greci das Vorhandensein des  $\text{NH}_4\text{Cl}$  in allen Tiefengesteinen, unabhängig von derer Basicität oder deren Acidität. Die Art der Zusammenhanges des  $\text{NH}_4\text{Cl}$  mit dem Gestein kann aus den unternommenen Versuchen nicht genau bestimmt werden. Die Versuche die verschiedenen Mineralien der dieses Produkt enthaltenden Gesteine auszusondern um sie vereinzelt zu untersuchen werden

(1) T. v. Wolfe: Der Vulkanismus. Bd. I 1 Hälfte Seite 79.



fortgesetzt. Herr Professor Dr. L. MRAZEC ist der Meinung das dieses Produkt die Rolle des Konstitutionhydroxyls (OH) von gewissen Mineralien spielen würde und dass es sich vor allem an der Zusammensetzung der Umwandlungsmineralien der Erstarrungszeit, hauptsächlich der Chlorite, beteiligt.

Der auch in den meisten dieser Gesteine enthaltene Schwefel ist wahrscheinlich in dem Schwafkiesse enthalten der die opaken Mineralien der ersten Erstarrungszeit wie z. B. dem Magnetit stets begleiten.

Höchst merkwürdig ist das Vorhandensein des As und Sb, die nur in dem Amphibolgranit und in dem Tonalit vorkommen, dagegen in den Gesteinen der Gruppe Gabbro-glimmerfreier Granit durchaus fehlen. Leider fehlt die Analyse der sublimierbaren Produkte der Plagiaplite; vielleicht könnte man nach Prüfung dieser Produkte den Schluss ziehen, dass As und Sb die für die sauren Gesteine charakteristischen Mineralisatoren vertreten.

## VI. DIE KONTAKTGESTEINE

Die Intrusion des Eruptivkörpers fand zugleich mit der Erhebung der gefalteten, aus Schichten der Karapelitformation gebildeten, Antiklinale statt. So dürfte auch die Thatsache erklärt werden, dass das Sedimentgestein bei dem Kontakt mit dem Eruptivgesteine einen schwachen Kontaktmetamorphismus erlitt, obwohl wir hier vor einer konkordanten lakkolithischen Intrusion stehen. Es stellen sich fast nirgends Einschmelzungserscheinungen der Sedimenthülle, sowie Erscheinungen von Injektion der Schichten «lit par lit» mit Eruptivsubstanz ein.

Von diesem Gesichtspunkte aus unterscheidet sich der von dem Eruptivkörper des Lakkolithes von Greci und im allgemeinen von allen permischen oder postpermischen Massive der Dobrogea ausgeübte Kontaktmetamorphismus von dem Metamorphismus der postdevonischen vorpermischen Eruptivmassive.

Der erste ist ein eigentlicher Kontaktmetamorphismus mit Umkristallisation der Gesteinsbestandteile, das zu Hornfelse führt, der letztere ist ein in grosser Tiefe ausgeübte Metamorphismus der durch die Verdauung und Injektion der Schichten der Sedimenthülle gekennzeichnet ist und zu Glimmerschiefer und feldspatisierten Amphibolite führt.

Die Schilderung und Verteilung der die metamorphosierte Hülle

(1) T. v. WULFF: Der Vulkanismus, Bd. I 1 Hälfte Seite 99.



des Grecimassives bildenden Gesteine, geschach bei der Beschreibung der Gesteine der Formation zu der sie gehören und zwar in dem das Permokarbon der nördlichen Dobrogea behandelnden Kapitel, Seite 271.

Sie lassen sich in Hornfelse und Konglomerate einteilen. In dem nachstehenden Paragraph wird die mikroskopische Beschreibung gegeben werden.

#### A. MIKROSKOPISCHES STUDIUM.

Die Hornfelse sind aus einer feinkörnigen Masse gebildet die eine granoblastische Struktur aufweisen. Diese Hornfelse bestehen aus höchstens  $\frac{1}{2}$  mm grossen Quarzkörnern, sehr wenig Plagioklas mit Zwillingen nach dem Albitgesetz und viel selteneren, äusserst kleinen Körnern von einem undurchsichtigen Mineral, wahrscheinlich einem Magnetit, welcher die Maschen eines aus äusserst winzigen, mehr langen als breiten schwacholivgrünlichen, Glimmerschüppchen geflochtenen Netzes bilden. Dieser Glimmer zeigt eine deutliche Spaltbarkeit und eine nach den Spaltflächen positive Verlängerung; der Polychroismus ist

$n'_p$  hellolivengrünbraun

$n''_p$  lichtgelb

Die mit ein wenig weissen Glimmer engverflochtenen Schüppchen dieses Mineralen umschliessen wellenartig vieleckige Quarz- und Feldspatkörner und füllen die sich dazwischen befindenden Hohlräume aus.

Der hellolivgrüne Glimmer ist mit wenigen Sericitschüppchen und oft auch mit Epidotkörnern (Pistazit) vergesellschaftet, welche örtlich dem Hornfels ein grünliches Aussehen verleihen.

In einigen Fällen ist die Orientierung des Hornfelses dem auf ihn ausgeübten Druck zu verdanken. In solchen Fällen orientieren sich die mit olivgrünen Biotit vermengten Bündel aus weissem Glimmer und zerteilen das Gestein in feinen, unter dem Mikroskop sichtbaren Schichten. Der Quarz und der Plagioklas werden auch ihrerseits orientiert und verleihen der ganzen Structur ein gneisisches Aussehen.

Die Konglomerate werden aus einer Reihe von Uebergängen von einfachen ungleichgross-körnigen Hornfels bis zu wirklichen Konglomeraten zusammengesetzt mit bis 1—2 cm grossen Stücken von Gestein und Mineralien.

Das die grossen Stücke dieses Konglomerat bildenden Material besteht aus körnigflaserigem Granit, Quarz und Quarzit.



In dem, die Grundmasse des Konglomerates bildenden Material lassen sich zwei Varietäten von Mineralien recht deutlich unterscheiden. Die eine besteht aus vieleckigen Körnern von klarem reinem Plagioklas, mit Zwillingen nach dem Albitgesetz, etwas Orthoklas und Quarz, die alle, wie ersichtlich, aus dem ursprünglichen Sedimentalmaterial entstanden sind. Die zweite Varietät besteht aus feineren Mineralien die eine alle anderen vertrittende Grundmasse bilden. Unter den Mineralien dieser letzten Varietät sind ausser feinen Splitter der oben erwähnten Gemengteile, auch neue Kontaktmineralien zu unterscheiden.

Diese neuen, durch die Kornifikation der Grundmasse gebildeten Mineralien bestehen aus feinen Flittern von weissem Glimmer, aus dem beim Hornfels beschriebenen hell olivgrünen Glimmer, aus kleinen Schüppchen von sehr hell grünlichblauer Hornblende und vielerorts auch aus viel Epidot (Pistazit). Die ganze Grundmasse ist mit teils in Hematit umwandelten Magnetitkörnern bestreut. Die Zusammensetzung der Grundmasse stellt sich nicht im ganzen Gesteine gleichartig ein. Weiter vom Kontakt wird die Grundmasse ausschliesslich aus weissem Glimmer und sehr feinen Quarz- und Feldspatkörnern zusammengesetzt; näher vom Eruptivgesteine herrscht eine Mischung von gemeiner grünlichblauer Hornblende und hellolivgrünem Glimmer und etwas Epidot vor.

## VII. ALLGEMEINE SCHLUSSFOLGERUNGEN

1) Die Besprechung der Litteratur über die Dobrogea führt uns zu der Erkenntnis, dass der nordwestliche Teil dieses Landes als der letzte an der Vorderseite der Karpathen zurückgebliebene Ueberrest der viel weiter sich ausdehnenden kimmerischen Gegend, die selbst eine Individualität des variscischen Faltenystems bildet, auftritt. Die kimmerische Gegend dehnte sich nach NW hin über das ganze gegenwärtig von den Ueberfaltungsdecken der Ost-Karpathen eingenommene Areal bis in die Gegend von Przemysl aus. Ihre abgesunkenen Teile sind durch die Tiefe hindurch nach NW hin geschoben und von den Decken des ostkarpathischen Flysches überdeckt worden, die sich wie ein Reflex dieser Absenkungs- und Unterschiebungsbewegung durch die Tiefe hin überfalteten.

Die Süd- und Westteile dieses Gebietes liegen unter den Ablagerungen der rumänischen Ebene und unter der, vor-



balkanischen Platte welche sie längs der Linie Peceneaga-Camena überdeckt, vorzufinden. Gegen Osten hin würde sich dieses Gebiet bis in die Berge der Krimhalbinsel erstrecken.

2) Die nordwestliche Ecke der Dobrogea wird aus Schichten von Quarzit, Phyllit, dolomitischen Kalken und Amphiboliten gebildet die teilweise von den körnigfaserigen Graniten durchzogen werden, von welchen sie metamorphosiert wurden.

Alle diese Gesteine müssen auf Grund der Fossilien die einige von ihnen führen, als devonischen Alters betrachtet werden; sie weisen alle, ein allgemeines NW—SO Streichen und 30—60° NO Fallen auf.

3) In dem oben erwähnten Komplex devonischer Schichten kann man folgende grosse Hauptlinien unterscheiden (1):

a) Die Antiklinale Orliga-Aganim und dessen Verlängerung nach Süden hin über Priopcea-Parabair-Cerna;

b) Die Antiklinale Cheia-Pricopan-Sulukulak und dessen Verlängerung nach Süden hin über Mogina-Ramanbair-Iskiakulak und

c) Die Antiklinale Bugeac-Kitläu-Gogoncea-Sarâkumluk (Hancearca).

Diese Antiklinalen werden durch die nachstehenden Synklinalen von einander abgetrennt:

a) Die zwischen dem Orliga-Aganim—und dem Cheia-Pricopan-zug beginnende und zwischen Pietra Râioasă-Priopcea und Boldea-Megina endende Synklinale;

b) Die zwischen dem Pricopan-Megina-Iskiakulak und Kitläu-Gogoncea-Sarâkumluczug gelegene Synklinale;

c) Die Synklinale westlich von der Orliga-Priopcea Antiklinale;

d) Die Synklinale östlich von der Bugeac-Kitläu Antiklinale.

Alle diese grossen Haupt-Leitlinien weisen das allgemeine NW—SO Streichen der devonischen Schichten auf.

Auf der Linie Akpunar-Ortakioi verschwindet die devonische Hülle unter die kretacischen Kalke.

4) In den Antiklinalen Cheia-Priopcea-Megina und Bugeac-Kitläu wurde unter den von ihnen teilweise metamorphosierten devonischen Schichten, die das Devon bildenden Gesteinen, der obere Teil eines bedeutenden mag-

(1) DAVID ROTMAN: Note préliminaire sur l'extension, la classification, la répartition et l'origine des roches qui constituent la Formation de Carapelit de Dobrogea du NW. Comptes Rendus des Séances de l'Institut Géologique de Roumanie Vol.V. 1914.





matischen Herdes bloßgelegt, welcher jetzt durch eine Kette von körnigflaserigen Granit vertreten ist.

Diese Ketten welche von der Erosion bloßgelegt wurden, konnte man ehemals ohne Unterbrechung von dem einen Ende der genannten Antiklinale bis zum anderen verfolgen. Aus diesen Ketten sind heute nur mehr wenige vereinzelte Bruchstücke zurückgeblieben längs der tektonischen Linie, welche durch jene Bruchstücke folgendermassen abgesteckt sind: in der Antiklinale Cheia-Priscopan-Megina tritt der Cheia-Sulukulakzug und der Megina-Ramanbair-Iskiakulakzug auf; in der Antiklinale Bugeac-Kitläu stellt sich eine Reihe von vereinzelten Ausbrüchen in dem Bugeac, Dealul cu monument (Garvăn), Hügel Pietros (Văcăreni), Hügel Kitläu, Hügel Gogoncei, Sarâkumluk ein.

Die Antiklinale Orliğa-Priscopcea wird von devonischen Schichten, insbesondere Quarziten und fächerförmig-gefalteten Phylliten gebildet.

Die östlich von der Antiklinale Bugeac-Kitläu hauptsächlich auf der Strecke Kitläu-Gogoncea befindliche Zone ist eine aus Phylliten und aus mit granitischem Material injizierten, in unbedeutendem Masse in Glimmerschiefer und Injektionsgneisen umgewandelten Quarziten bestehende Injektionszone.

Eine analoge, ausserdem auch aus Amphiboliten bestehende Injektionszone dehnt sich in dem Nordende der oben besprochenen ersten Synklinale, auf der ganzen Strecke zwischen Orliğa und Cheia und in dem Südende derselben Synklinale auf der ganzen Strecke zwischen Priscopcea und Megina aus. Die Injektion steht in Verbindung mit dem das Devon metamorphosierenden Durchbruch.

5) Ueber dieses in den drei obenerwähnten Antiklinalen gefaltete Devon, lagerten sich am Ende des Karbon und bei Beginn des Perms die aus Ton-schiefern, Sandsteinen, Arkosen und Konglomeraten bestehenden Schichten der Karopelitformation.

Aus dieser, das Devon überdeckenden Hülle, deren Gesteine aus dem Fundamentgestein stammen, sind gegenwärtig ausser unansehnlicher vereinzelter Schollen im Hügel Sălakulak (Cerna) und Kintukluk (Akpunar), noch eine schmale westlich von der Donau und östlich von der Landstrasse Măcin-Cerna umgrenzte Zone und eine fortdauerende Hülle in der weitgehenden devonischen, zwischen den Antiklinen Priscopan-Megina und Kitläu-Gogoncea-Sarâkumluk umfassten Synklinale hinterblieben. Die erste dehnt sich von Măcin aus mit sehr auffälligen Unterbrechungen, über Iacobdeal-Piatra Roşie bis nach Cârjejar.



6) Permische oder postpermische Bewegungen haben Längs- und Querverwerfungen veranlasst, welche begleitet sind von einem sinken grosser Schollen der devonischen Hülle in dem magmatischen Herde der Tiefe. Diese Formation fehlt heute durchweg beim Kontakte des neuen Eruptivkörpers mit den Schiefer der Karapelitformation.

Der Mechanismus der Einstellung der permischen Eruptivmassive.

Diese von dem Absinken der Schichten begleitete Verwerfungen heranzussten das Durchbrechen eines neuen Magmas in den Falten der plastischeren Schichtenhülle der Karapelitformation. An der Stelle der sich von Pricopan-Megina bis Kitläu-Gogoncea hinziehenden devonischen Synklinale wurde das sich in eine lakkolithischen Antiklinale einstellende Eruptivmassiv von Graei hervorgebracht mit einem grossen synklinalem Tale das zwischen den Apophysen der Lakkolithes eingeschlossen ist.

Einiger solchen Längsverwerfungen entlang — die von einem Sinken devonischer Schollen begleitet waren oder nicht — wurde an der Stelle der devonischen Synklinale westlich des Hügelzuges Orliğa-Pricopcea, eine Reihe Lakkolithen, eingesetzt, welche das grosse Dyke Măcin-Jacobdeal-Piatra Roşie-Cârjelari bilden.

Es scheint dies der einzige Mechanismus zu sein der die Genosis dieser permischen oder postpermischen Massive zu deuten vermag.

7) Die Einsetzung dieses permischen oder postpermischen Magmas rief den Metamorphismus der Schichten der Karapelitformation nur in der unmittelbaren Nähe des Kontaktes hervor; auch veranlassten die gleichzeitig mit der Eruption stattfindenden tektonischen Erscheinungen eine mit der Richtung N30—50°W parallelen Faltung, d. h. mit der Richtung der Alten variscischen Faltung.

Einwirken der Intrusion der permischen Massive.

In Verbindung mit diesem Durchbruch stehen auch die melanokraten und leukokraten Gänge, welche wie ein Gefolge diese Eruptivmassive im Pricopan, in dem gegen Luncaviţa-Taiţa vorkommende Devon, in dem Devon und den Schichten der Karapelitformation der Cernagegend und in Verbindung mit welchen überall Pneumatohidatogene—und Segregationserscheinungen auftreten.

8) Der durch das Emporsteigen des kornigfaserigen Granites verursachte Metamorphismus des Devons ist grösstenteils ein in grossen Tiefen vor sich gehender Metamorphismus der gekennzeichnet ist durch den infolge einer konkordanten Intrusion des Metamorphismus des Devons.



sion erfolgten Verdauung und Injektion der Schichten der Decke (Regionalmetamorphose im Sinne LEPSIUS's) (1).

9) Die sich in der Injektionszone zwischen Orliğa-Ağanim und Cheia-Pricopanu und in der Injektionszone zwischen Prişceea und Megina befindenden devonischen Amphibolite sind sedimentären Abstammung und sind von den mit dem körnigfaserigen, das Devon metamorphosierende Granit in Verbindung stehenden Injektionen metamorphosiert worden. In den Injektionszonen können Uebergänge von dem Eruptivgesteine durch ein Amphibolit, amphibolischer Phyllit bis zu einem kalthaltigem Phyllit nachgewiesen werden.

10) Der durch das neue Emporsteigen eines Eruptivmagmas hervorgerufene Metamorphismus des Permo-karbons wird überall auf einen einfachen Kontaktmetamorphismus zurückgeführt, der zum Teil auf eine höchstens 500 m vom dem Eruptivgestein betragende Entfernung die Elemente des die Hornfelse und korifizierten Konglomerate erzeugenden Gesteines wiederkristallisierte.

Obwohl die Intrusion die Merkmale einer konkordanten Intrusion zeigt, so besitzen wir jedoch keine Spur von Injektionsmetamorphismus, was wohl darauf deuten könnte dass die Faltung der Antiklinale obwohl sie gleichzeitig mit der Intrusion stattfand, nicht dieser letzteren sondern den tektonischen Bewegungen, die diese beide letzteren hervorbrachten, zuzuschreiben ist.

11) Das lakkolithische Massiv von Greci wird aus einer alkalikalkhaltigen Gesteinsserie zusammengesetzt. Die Hauptmasse des Süd- und Mittelteils des Massives wird aus einem Amphibolgranit gebildet, der gegen die Peripherie hin der Höhe nach, in eine Granodioritzone übergeht, die ihrerseits auch in einen anorthositischen Tonalit übergeführt wird. Zugleich mit dieser der Höhe nach differenzierten peripherischen Zone scheidet sich seitlich, östlich und westlich im Massiv eine aus granophrischen Granitporphyr gebildete Randfacies aus. Der Uebergang von diesem Gesteine zu dem tiefer ruhenden Amphibolgranit vollzieht sich durch einen Amphibolmikrogranit.

(1) R. LEPSIUS: Ueber die wesentlichen Unterschiede zwischen diskordanten und konkordanten Granitstöcken und zwischen Kontakt- und Regionalmetamorphose der Granite. Geologische Rundschau, Bd. III, 1912, Seite 1.



12) Der Nordteil des Massives von Greci wird aus einer anderen Reihe von untereinander verwandten Gesteinen Das sich im Nordlich des Massives einstel- lende Gestein

zusammengesetzt, die mit dem glimmerfreien Granit beginnt und mit dem Gabbro endet. Der Uebergang von dieser Reihe zu der Reihe Amphibolgranit—Granodiorit—Tonalit findet durch einen quarzföhrenden Gabbro statt.

13) Die auffälligen Unterschiede die auch in mineralogischer Beziehung zwischen diesen zwei Gesteinsserien existieren deuten auf das Verbändensein zweier grossen Phasen im Differenziationsvorgang des Lakkolithmassives von Greci.

Etappen in der Differenziation des Magmas des Massives von Greci.

In der Tat gestattet das chemische Studium derselben die Unterscheidung weitgehender Etappen in der Differenziation des Magmas von Greci.

Eine erste Etappe wird durch ein magnesisches Teilmagma gekennzeichnet, dessen Verhältnis  $Mg:Fe$  für hundert  $Fe + Mg$  immer grösser ist als 42 : 58, obwohl die Acidität der aus diesem Magma erstarrten Gesteine die ganze Reihe von 83,19 Mol für hundert  $SiO_2$  bis 50,81 Mol für hundert  $SiO_2$  durchzieht. Aus diesen Teilmagma entstanden der glimmerfreie Granit und der Gabbro mit seine Differenziationsfaziese.

Eine zweite Etappe wird dadurch gekennzeichnet, dass das Verhältnis  $Mg : Fe$  für hundert  $Mg + Fe$  das Wert 38 : 62 nicht überschreitet und bis auf 13 : 80 herabsteigt, wogegen die Acidität einen viel geringeren Raum, von 83,85 Mol für hundert  $SiO_2$  bis 73,57 Mol für hundert  $SiO_2$  durchzieht. Aus diesem Magma erstarrten die Gesteine der Amphibolgranit-Granodiorit-Tonalitserie.

14) Innerhalb eines jeden dieser zwei Teilmagmen folgt die Differenziation einem analogen Gesetze. Ein jedes der zwei Magmen scheidet sich in ein magnesiareicheres und ein magnesiärmeres Magma ab. So gehen aus dem ersten Teilmagma zwei andere neue Magmen hervor : ein Magma in dem das Verhältnis  $Mg:Fe$  für hundert  $Mg + Fe$  im Werte von 67 : 33 bis 60 : 40 einer Säurevariation von 68,97 bis 50,81 Mol für hundert  $SiO_2$  entspricht; es ist dies dasjenige Magma aus dem sich der Gabbro und der Pyroxengranit differenziert haben; ein zweites Magma in dem das Verhältnis  $Mg : Fe$  für



hundert Mg + Fe, im Werte von 50 : 50 bis 43 : 57 einer Säurevariation von 60,38 bis 83,19 Mol für hundert SiO<sub>2</sub> entspricht; es ist dasjenige Magma aus dem der glimmerfreie Granit und die saueren Differenziationsfaciese des Gabbro entstanden.

Aus dem zweiten Teilmagma, in dem sich das Urmagma von Greci abschied, entstand in analoger Weise ein neues erstes Teilmagma in dem das Verhältnis Mg : Fe für Hundert Mg + Fe, im Werte von 26 : 74 bis 27 : 73 einer Säurevariation von ungefähr 75 bis 83,85 Mol für hundert SiO<sub>2</sub> entspricht und welches das Magma des Granodiorit-Tonalit-granophyrische Granitporphyr bildet und ein zweites neues Teilmagma in dem das Verhältnis Mg : Fe für Hundert Mg + Fe einer Säurevariation von 80,26 Mol für % SiO<sub>2</sub> entspricht, nämlich das Magma des Amphibolgranites.

Innerhalb eines jeden dieser neuen Teilmagmen vollzog sich die Differenziation Verhältnismässig mit der zunehmenden Acidität; dies rief in einem jeden dieser vier Teilmagmen Gesteinsserien hervor, die wie oben angeführt, hinsichtlich der Acidität, ziemlich grosse Gebiete durchziehen.

Abwohl sich jedoch die Aciditätsintervalle der vier neuen Magmen der ersten zwei partiellen Magmen, auf einer guten Strecke überdecken, so vollzieht sich doch die Differenziation nicht nur verhältnismässig mit dem Abnehmen des Verhältnisses Mg : Fe, sondern auch verhältnismässig mit der zunehmenden Acidität in einem jeden dieser zwei ersten partiellen Magmen.

15) Noch bevor das Magma des Amphibolgranites— dieses zu allertzt erstarrten Tiefengesteines— gänzlich erstarrte, wurde ein letzter Rest des Urmagmas von Greci in den Diaklasen der Gesteine der Reihe Tonalit injiziert und zwar in dem mittleren und südlichen Teil der Gegend. Daraus gingen die differenzierten Leukokraten Gänge hervor.

Das Merkmal dieses Vorkommens ist die Rückkehr zu einem hochwertigen Mg : Fe Verhältnis. In den wenigen Analysen, über die wir verfügten (die des Granodiorit-aplites und des Tonalit-aplites) ist das Verhältnis Mg : Fe durchschnittlich 33 : 67, folglich grösser als die Werte dieses Verhältnisses für das Magma der Reihe Amphibolgranit-Tonalit, obwohl die analysierten Gesteine ein verhältnismässig vorgeschrittenes Dif-



ferenziationstadium des Magmas darstellen; auch bei den bezüglich der Acidität ausgesprochen differenzierten Gängen, muss dieses Verhältnis ziemlich gross sein, da der granophyrische Granitporphyr (Gang) mit dem granophyrischen Granitporphyr der Randfacies völlig übereinstimmt, also das Verhältnis  $Mg : Fe > 25 : 75$  aufweist.

Es ist selbstverständlich dass im Falle einer äusserst vorgeschrittenen Differenziation welche monomineralische Gesteine wie den Albitit und den Quarz bildet, verknüpfen sich diese Gesteine mit diesem dritten partiellen Magma nur durch ihre Genesis und durch etliche mineralogische Eigentümlichkeiten.

16) Die Differenziation die in der Gesamtheit dieser Gänge von den basischeren zu den saureren verläuft, folgt in den Grenzen desselben Ganges — wo man es mit gemischten Gängen zu thun hat — dem allgemeinen Gesetze der Differenziation im Magma von GREEC das heisst, das Gangmagma spaltet sich in einem magnesiareicheren Magma — in der Mitte der Ganges — und in einem weniger magnesiureicheren — an den Rändern.

Die Differenziation dieses neuen Magmas lässt sich bis an den Enden des Massives der Höhe und den Seiten nach verfolgen. Wenn man von der Tiefe ausgeht so kommen als Ganggesteine die nach DUPARC aufgefassten Dioritaplite, also Plagiaplite mit vorwiegendem Amphibol, Tonalitaplite, Granodioritaplite, granophyrische Granitporphyre mit oder ohne Kalifeldspatgehalt, Albitit und Gangquarz zum Vorschein. Ein grosser Teil dieser Gänge nämlich die Plagiaplitgänge sind gemischte Gänge.

17) Wenn man diese Analyse des Differenziationvorganges weiterführt so scheint sich daraus zu ergeben dass sich diese Erscheinung einem rythmischen Gesetz anpasst. In der That schied sich das Urmagma in drei Teilmagmen aus, deren Individualisierung zeitlich aufeinander folgte; in einem ersten Teilmagma das ich als magnesisch bezeichnen werde und bei dem das Verhältnis  $Mg : Fe$  in keinem der von ihm erzeugten Gesteine unter 41 : 60 herabsteigt: es sind dies die Gesteine der Reihe glimmerfreier Granit-Gabbro; in einem zweiten Teilmagma welches ich als ferromagnesisch bezeichnen werde und bei dem das Verhältnis  $Mg : Fe$  bei keinem der von ihm hervorgerufenen Gesteinen über 31 : 69 aufsteigt: es sind dies die Gesteine



der Reihe Amphibolgranit-Granodiorit-Tonalit-Rändergranophyrischer Granitporphyr und schliesslich ein letztes Teilmagma das ich auch als magnosisch charakterisieren werde bei dem das Verhältnis Mg:Fe in dem grössten Teil der von ihm erzeugten äussersten Differenziationsgesteinen nie unter 27:73 fällt es sind dies die Gesteine der leukokraten Gänge.

Das erste partielle Magma scheidet sich seinerseits in ein magnesiareicheres, das Verhältnis Mg:Fe  $> 60:40$  aufweisendes Magma aus, das Magma des Pyroxengranites und des Gabbros und in ein magnesiärmeres das Verhältnis  $60:40 > \text{Mg:Fe} > 40:60$  aufweisendes Magma aus, das Magma des Gabbros mit leukokraten Ausscheidungen und des glimmerfreien Granites.

Ein jedes dieser Magmen scheidet sich wieder in ein basischeres und in ein sauereres Magma aus; das Erstere erzeugte den Gabbro und den Pyroxengranit und das zweite den Gabbro mit leukokraten Ausscheidungen und den glimmerfreien Granit.

Das zweite Teilmagma, das eisenmagnesische, scheidet sich in ein magnesiareicheres Magma aus mit dem Verhältnis Mg:Fe  $> 25:75$  und bildet das Magma des Granodiorites, des Tonalites und des granophyrischen Granitporphyres und in ein magnesiärmeres Magma mit dem Verhältnis Mg:Fe  $> 15:85$  und bildet das Magma des Amphibolgranites.

Das erstere dieser Magmen scheidet sich seinerseits in ein basischeres Magma (des Granodiorites und Tonalites) welches sich seinerseits in ein anchimonomineralisches Magma (anorthositischer Tonalit), in ein anchientektisches Magma (Granodiorit) und in ein sauereres Magma (der granophyrische Granitporphyr) ausscheidet. Das andere Magma erzeugt nur das anchientektische Magma des Amphibolgranites.

Endlich scheidet sich das dritte partielle magnesische Magma in eine Reihe von stets sauereren Magmen aus je mehr sich die Gänge dem Rande nähern. Bei verschiedenen Säurewerten scheidet sich das Magma in ein anchientektisches und anchimonomineralisches Magma aus wie das zum Beispiel bei einem Gang stattfindet der gegen die Ränder zu den Granodioritaplit (anchientektisch) und gegen die Mitte zu den Tonalitaplit (anchimonomineralisch) aufweist.

In dem Schema von Tafel VII mag der Vorgang dieser rythmischen Differenziation näher verfolgt werden.



Das Ausbleiben einiger Glieder welche den Vorgang vervollständigen könnten, ist ausser der Veränderlichkeit der lakkolithischen Differenziationen, die gewöhnlich die durchgängige Evolution dieses Vorganges hemmt, auch wohl der ungenügenden Anzahl der mir zur Verfügung stehenden chemischen Analysen zuzuschreiben.

18) Das Emporsteigen des Gangmagmas war von pneumatolytischen Erscheinungen begleitet, welche in dem umliegenden Gesteine mehr oder minder heftige Umwandlungen verursachten in einem Maasse in welchem die Zusammensetzung für diese Umwandlung günstig war, und in dem Maasse in welchem dieses Gestein zu Zeit Gangintrusion vollkommen erstarrt war. So zum Beispiel verursachte der Gangdurchbruch des wahrscheinlich nicht unvollkommen erstarrten Amphibolgranites typische Modificationen, in Saalband, die sich auch weiterhin im übrigen Teil des Gesteines, natürlich im geringeren Maasse, und ferner auch im Granodiorit finden und uns dazu geführt haben sie überall derselben pneumatolytischen Einwirkung zuzuschreiben.

In erster Reihe kommt eine plötzliche Veränderung in der Zusammensetzung des Plagioklases vor, der von einem basischen Oligoklas zu einem Albit-Oligoklas herabgesetzt wird. Die Diskontinuität ist dadurch wahrnehmbar dass der jüngere Feldspat nicht nur um den älteren herum eine breite Zone ohne stättigen Uebergängen bildet, sondern vorzugsweise dadurch dass der erste zum Unterschied des letzteren durchweg frisch ist und ziemlich grosse Einschlüsse von einem primären Epidot aufweist. Das Vorhandensein dieses Epidotes ist zu verdanken der Zersetzung des Feldspatmoleküls in einem saureren Feldspat und einem Ueberrest kalkhaltiger Lösung welche mit der durch das Gestein zirkulierenden eisenhaltige Lösung den Epidot erzeugte. Das scheint auch bestätigt werden zu können durch die zahlreichen zuerst erstarrten Mineralien der längs der Sprünge durchziehenden Gängehen, welche sich als Äderchen ausbilden, deren Mitte aus Epidotkörnern und deren Rand aus diesem mehr saureren Feldspat besteht.

Selbst in den vom Gange entfernteren Zonen beobachtet man diese Umwandlung beim Kontakte der Feldspaten mit den anderen Mineralien des Gesteines. Die Feldspatlösung drang in die sich an dem Kontakte der Mineralien befindenden Hohlräume und bildete um die Feldspäte herum eine schmale, saure, bei dem Kontakte mit dem Orthoklas Mirmekitverwachsungen erzeugende, Zone.

Diesbezüglich lässt sich in unmittelbarer Nähe des Ganges beobachten, dass die jüngste Generation von Plagioklas





ein über die ganze Oberfläche schachbrettstruiter Albitoligoklas ist. Ich betrachte diesen Bau als eine Ausbildung der in wässriger Lösung kristallisierenden Feldspäte.

Der Mikropertith ist ebenfalls sehr reich an solchen Zonen; sein häufiges Vorkommen hängt aber natürlich von dem Reichtum an Plagioklasubstanz des Kalifeldspats ab; deswegen ist er reicher in dem Granodiorit als in dem Amphibolgranit.

Zweitens ist die Einwirkung dieser pneumatolytischen Thätigkeit auch beim dunklen Gemengteil wahrnehmbar. Die Hornblende erlitt unmittelbar nach der Erstarrung eine Umwandlung in einem Aktinolith mit einem Polychroismus in hellblaugrünlischen Farbentönen. Diese Umwandlung ist wahrscheinlich verursacht durch die Entziehung des Eisens an den Rändern und die Diskontinuitäten der Masse. Gleichzeitig mit dieser Umwandlung kristallisieren auch ein olivgrüner Biotit, in kleinen das Gestein imprägnierenden Schüppchen sowie auch zahlreiche Epidotkörner, welche wie schnurartige Äderchen die anderen Mineralien an den Sprüngen durchzieht. Diesen pneumatolytischen Erscheinungen ist auch die an den Rändern auftretende Umwandlung des Ilmenites in Leukoxen zu verdanken.

19) Analoge Zersetzungserscheinungen während der Kristallisation trifft man auch bei den mit dem Gabbro verwandten Gesteinen auf: sie sind hier der Gleichgewichtsänderung zuzuschreiben bei dem Uebergang von dem basischeren Magma des Gabbro in das sauerere Magma der grösseren Tiefe d. h. gerade in der unbeständigen zu dem glimmerfreien Granit führende Zone der Eutnmischung.

Das Gleichgewicht der basischen Feldspäte wird gestört und deren Substanz wird in einen sauereren Feldspat und in viel Epidot zersetzt; der Pyroxen geht in einem Amphibol und Serpentin über und die Substanz des dunklen Gemengteiles kristallisiert als Hornblende und Aktinolith; der Ilmenit bildet sich in Leukoxen um und es kristallisiert auch hier ein die Schachbrettstruktur aufweisenden Albitoligoklas.

20) Als ein durchweg nachträgliches zumal nach dem Trias erscheinendes Aufkommen das für die ganze Dobrogea gemeinschaftlich und von dem magmatischen Herde von Greci unabhängig ist, injiziertesporliche Diabasporphyritgänge in den Diaklasen des Eruptivgesteines von Greci.



21) Auf Grund der vorübergehenden Ausführungen können wir behaupten dass die Intrusion von Greci ein Intrusionstypus des Massives von Greci. Uebergangstypus zwischen dem eigentlichen lakkolithischen Typus mit konkordanter Intrusion und dem batholithischen Intrusionstypus mit Schichtendurchdringung darstellt. Die Gewalt der Intrusion wurde zu guten Teil aufgehoben durch die gleichzeitige Faltung der Hülle durch die Orogenetischen Bewegungen die das Hervordringen des Magmas verursacht haben. Dieser Mechanismus scheint maassgebend zu sein für jene Intrusionen welche in den Synklinalen auftreten, wo die orogenetischen Bewegungen eine mit der Intrusion des Magmas gleichzeitige und von ihr unabhängige Faltung der Decke bedingen.

Das emporgestiegene Magma weist Differenziationerscheinungen mit raschen Umwandlungen auf, so wie das immer vorkommen muss in einem sehr nahe an der Oberfläche injizierten Magma, wo raschveränderliche Gleichgewichtsbedingungen auftreten: diese Differenziation gehört auch zum lakkolithischen Typus (hypabyssal).

#### VIII. BETRACHTUNGEN ÜBER DEN WIRTSCHAFTLICHEN WERT DER GRANITISCHEN GESTEINE AUS DEM MASSIV VON GRECI.

In den Morzu und Carabalutältern, in den die Südwand des ersten Tales bildenden Ghiunaltu und Baba Radahügeln und in dem die Nordwand des Morzutaales bildenden Tuguleatal wird der Amphibolgranit und der Granodiorit gefordert. Die Vörderung geschieht an der Oberfläche und zwar stufenweise. Die Blöcke werden durch Sprengmaterial vom Massive losgelöst. Meistenteils wird das Gestein zur Herstellung von Strassenpflaster, weniger für Randsteinen, Grabdenkmäler bearbeitet. Die zerbröckelten Ueberreste werden als Rohmaterial für Steingründe verwertet. Der Transport geschieht überall mittels Fuhrwägen bis nach dem an der Donau bei Turkoasia liegenden Gura Armanului; von da aus wird es auf Schleppen und Segelschiffe geladen.

Ich verfügte nur über wenige Angaben über die technischen Eigenschaften der in Greci geforderten Gesteine;



es sind dies nämlich die Ergebnisse der im chemischen Laboratorium der Hochschule für Brücken und Strassenbau von Bukarest (1) vorgenommenen Versuche.

## Granit aus der Grecigegend.

STEINBRUCH	Dichtig- keit	Abnutzung mit- tels der Dory- maschine  Nach 100 Umdrehungen der Maschine verliert ein Würfel von 5 cm Kantenlänge von sei- ner Masse g	Absorptions- fähigkeit  100 Gesteinstelle- sangen bis zur Sättigung Wasser- teile ein	Widerstand beim Zermahlen  Bei Würfeln von 5 cm Kantenlänge:  Kg per qcm (Die Angaben sind Mittel von 100 Bestimmungen)	
				Trockene Ge- steine	Mit Wasser gesättigte Gesteine
Steinbruch Carabalu	2,762	10,98 g im Volumen 3,98 ccm	0,09	1556	1510
Steinbruch Morzu	2,67	9,81 g im Volumen 3,6 ccm	0,08	1422,2	1391,4

\*

Erst im den Jahren 1911--1912 wurde von Neuem die Ausbeute dieser Gesteine unternommen; und zwar im Hügel Baba Rada Tugulea unter Leitung der Gesellschaft «Turcoaia-Granit», im Hügel Ghiunaltu von V. L. STEFANESCU und im Carabalutal vom Ingenieur D. CAPRIEL. Folgende Tabelle drückt die seit 1911 aus diesen Steinbrüchen geforderte in cm bezeichnete jährliche Quantität des Gesteines.

(1) Für diese Angaben bin ich dem Herrn Doctor PREISER, Professor an der Bukarester Hochschule für Brücken- und Strassenbau verpflichtet.



ART II: DES MATERIALS	STEINBRUCH DABA RADA I (MORZU)				STEINBRUCH IV- GUBEA (MORZU)		STEINBRUCH GHIOVALETTU (MORZU)			STEINBRUCH GARIBALDI			
	1911-12	1912	13	1913-14	1914-15	1913	14	1914-15	1911-12	1912-13	1913-14	1914	15
Bearbeiteter Stein 0,10-0,50 m	1775 cm	1877 cm	1782 cm	465 cm	—	832 cm	—	—	—	—	380 cm	100 cm	—
Bearbeiteter Stein 0,50-1,20 m	160 cm	286,5 cm	410 cm	125 cm	200 cm	255 cm	—	—	—	212 cm	325 cm	—	650 cm
Robber Stein 0,10-0,50 m	—	80 cm	96 cm	60 cm	685 cm	—	—	—	—	—	—	—	450 cm
Robber Stein 0,50-1,20 m	—	—	50 cm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	450 cm

(1) Ich verdanke diese Anzeichnungen dem Herrn Ingenieur BALASNOVICI und Ingenieur PERACOV im Bergbaudirection des Gewerbe und Handelsministeriums.

## ERRATUM

---

Seite 364 Zeile 2 von oben statt *Tonalitaplit* lies *Granodioritaplit*.

\* \* Zeile 5 von oben statt *Granodiorites* lies *Tonalites*.

\* \* Zeile 5 von oben statt *Granodioritaplit* lies *Tonalitaplit*.

Seite 366 Zeile 3 von oben statt *Tonalitaplit* lies *Granodioritaplit*.

---



## I N H A L T

	Pag.
Vorwort . . . . .	I
Einleitung.—Die Verhältnisse der dobrogeer Berge zu den Bergketten der Zentral- und Südost-Europa . . . . .	248
I. Die geologische Beschreibung der Gebirgsgegend der Nordwestlichen Dobrogea . . . . .	
A. Das Devon. -1. Die Ausdehnung des Devons . . . . .	250
B. Das Permokarbon (Die Karapelitformation).—Beschreibung und Verteilung der Gesteine welche die Karapelitformation bilden . . . . .	271
C. Nachpermische orogenetische Bewegungen in der NW Ecke der Dobrogea . . . . .	276
D. Schlussfolgerungen.—1. Geologische Schlussfolgerungen . . . . .	278
2. Petrographische Schlussfolgerungen . . . . .	281
II. Der Lakkolith von Greci	
A. Morphologie und Tektonik . . . . .	283
B. Die Beschaffenheit der Lakkolithes von Greci . . . . .	285
1. Sedimentgesteinsdecke des Granitmassives . . . . .	286
2. Eruptivgesteine . . . . .	288
C. Schlussfolgerungen . . . . .	290
III. Petrographisches Studium des Eruptivmassives von Greci	
A. Mikroskopisches Studium der Eruptivgesteine . . . . .	290
1. Reihe Amphibolgranit-Granodiorit-Tonalit . . . . .	
a. Amphibolgranit-Granodiorit . . . . .	292
b. Tonalit . . . . .	303
2. Reihe Gabbro-saure Differenzierungsprodukte des Gabbromagmas—glimmerfreier Granit . . . . .	
a <sub>1</sub> . Gabbro . . . . .	313
a <sub>2</sub> . Hornblendegabbro . . . . .	318
b. Die saueren Differenzierungsprodukte des Gabbromagmas . . . . .	323
b <sub>1</sub> . Der quarzführende Gabbro . . . . .	325
b <sub>2</sub> . Die leukokraten nichtpyroxenischen Ausscheidungen . . . . .	326
b <sub>3</sub> . Die leukokraten pyroxenischen Ausscheidungen (der Pyroxengranit) . . . . .	330
c. Glimmerfreier Granit . . . . .	335
3. Mikrogranitischer und granophyrischer Granitporphyr (Randfazies des Massives) . . . . .	340
a. Der mikrogranitischer Granitporphyr . . . . .	341
b. Der granophyrische Granitporphyr . . . . .	342

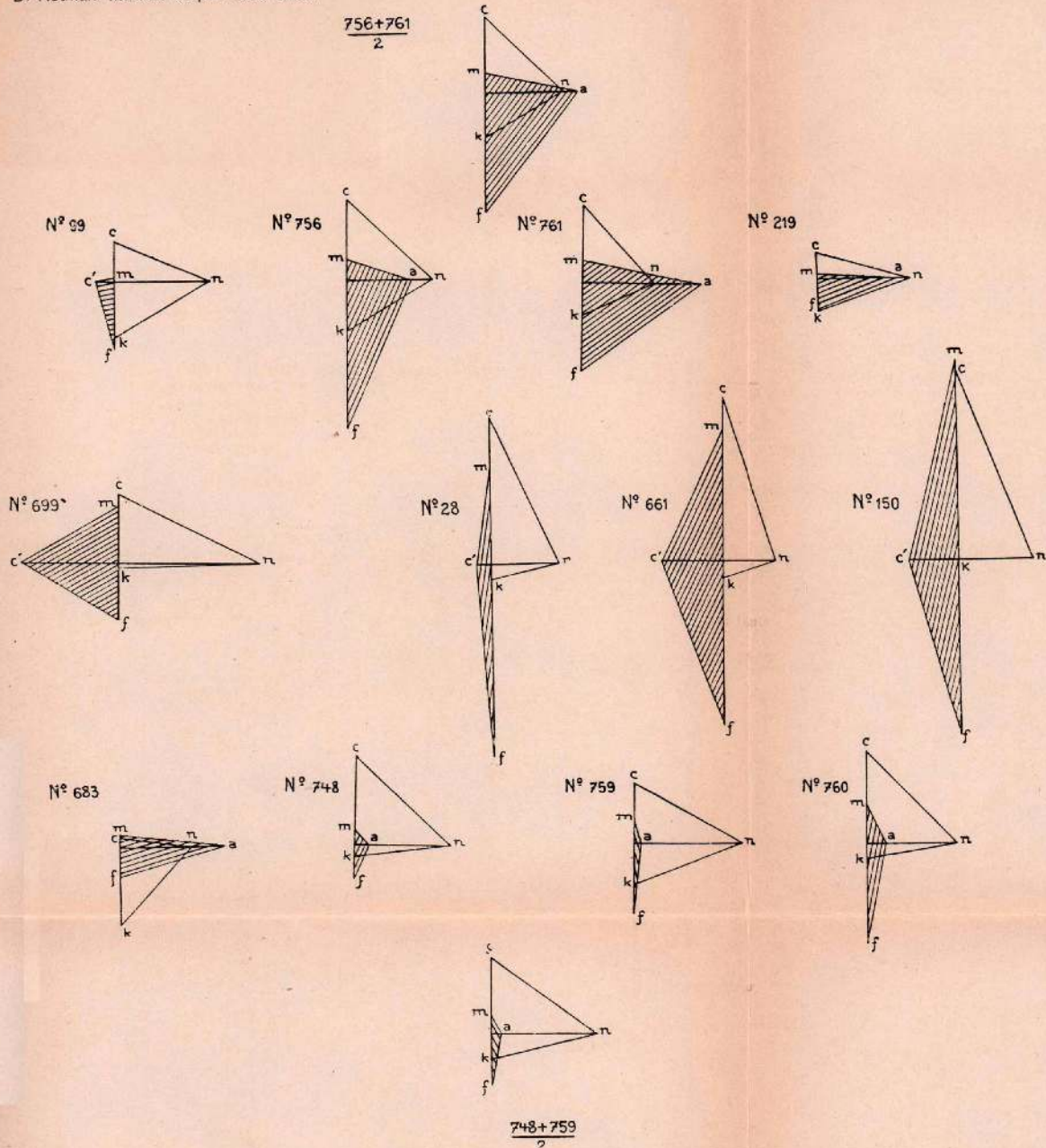


	<u>Pag.</u>
4. Die leukokraten Differenziationsgänge (Plagiaplite, Albitit, granophyrischer Granitporphyr, Gangquarz) . . . . .	345
1. Plagiaplite die basischer als das umgrenzende Gestein sind (Dioritaplite) . . . . .	346
2. Plagiaplite die saurer als das umgrenzende Gestein sind (Tonalitaplite, Granodioritaplite) . . . . .	363
3. Granophyrischer Granitporphyr, Albitit und Gangquarz . . . . .	366
a. Der granophyrische Granitporphyr . . . . .	367
b. Der Albitit . . . . .	368
c. Der Gangquarz . . . . .	369
5. Die melanokraten Differenziationsgänge (Der Diabasporphyr) . . . . .	371
<b>IV. Chemisches Studium der Eruptivgesteine</b>	
Analysenresultate . . . . .	372
A. Besprechung der Analysen . . . . .	380
<b>V. Studium der Gase aus den Gesteinen von Greci</b> . . . . .	
401	
<b>VI. Die Kontaktgesteine</b>	
A. Mikroskopisches Studium . . . . .	407
<b>VII. Allgemeine Schlussfolgerungen</b> . . . . .	
408	
<b>VIII. Betrachtungen über den wirtschaftliche der granitischen Gesteine aus dem Eruptivmassiv von Greci</b> . . . . .	
423	
Erratum . . . . .	428









Diagramele analizelor rocilor dela Greci după metoda lui MICHEL LÉVY.

Diagrama No. 99	Granit amfibolic	Diagrama No. 150	Gabbro	Diagrama No. 760	Tonalitplit
" " 756	Granodiorit	" " 661	Gabbro cu separat.	" " 759	Granodioritplit
" " 761	Tonalit anortozitic	" " 28	" " " "	" " 748	Tonalitplit
" " 219	Microgranulit	" " 699	Granit piroxenitic	" " 683	Granit nemicaecu
Diagrama No. $\frac{756+761}{2}$	magma din care s'au diferențiat granodioritul și tonalitul anortozitic.			Diagrama No. $\frac{748+759}{2}$	magma din care s'au diferențiat granodioritplitul și tonalitplitul.

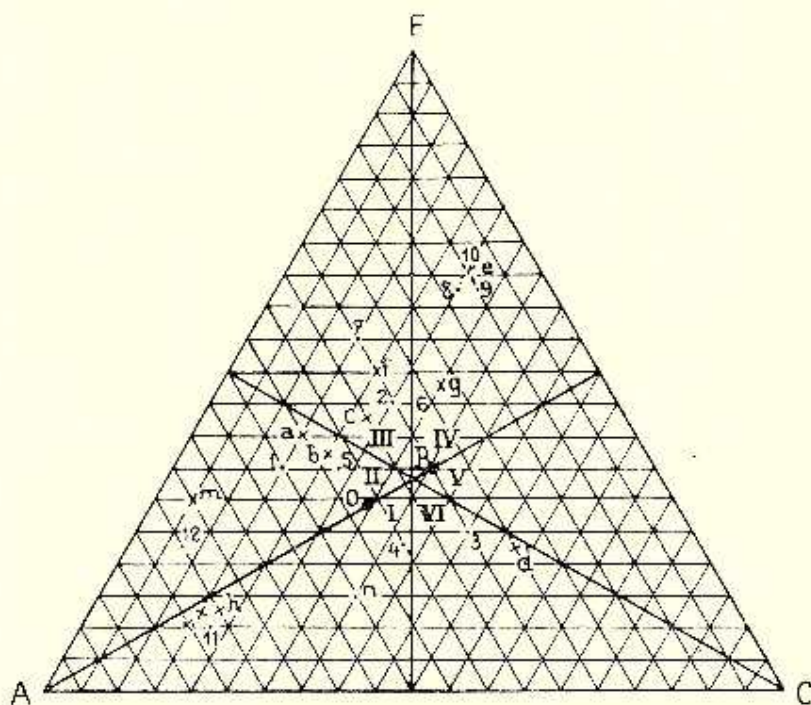
Diagramme der Analysen der Gesteine von Greci nach der Methode von MICHEL LÉVY

Diagramm No. 99	Amphibolgranit	Diagramm No. 150	Gabbro	Diagramm No. 760	Tonalitplit
" " 756	Granodiorit	" " 661	Gabbro mit saure Auscheidungen	" " 759	Granodioritplit
" " 761	Anortositischer Tonalit	" " 28	" " " "	" " 748	Tonalitplit
" " 219	Granophyr	" " 690	Pyroxengranit	" " 683	Glimmerfreier Granit
Diagramm No. $\frac{756+761}{2}$	Magma aus dem sich der Granodiorit u. der anortozitische Tonalit differenziert haben.			Diagramm No. $\frac{748+759}{2}$	Magma aus dem sich der Granodiorit- und der Tonalitplit differenziert haben.

Roşile din masivul dela Greci (Die Gesteinsanalysen von Greci)	
1. Granit amfibolic (Amfibolgranit)	(anal. No. 99)
2. Granodiorit	( " " 756)
3. Tonalit anortozitic (Anortositischer Tonalit)	( " " 761)
4. Tonalitaplit	( " " 748)
5. Granodioritaplit	( " " 759)
6. Tonalitaplit	( " " 760)
7. Granit piroxenic (Pyroxengranit)	( " " 699)
8. Gabbro cu separaţ. acide. (Gabbro mit sauren Ausscheidungen)	( " " 29)
9. Gabbro cu separaţ. acide.	( " " 661)
10. Gabbro	( " " 150)
11. Microgranulit (Granophyr)	( " " 219)
12. Granit nemicaeu (Glimmerfreier Granit)	( " " 683)

Roşile asemănătoare din clasificarea lui Osann.  
(Die ähnlichsten Gesteinstypen der Osann'schen  
Klassifikation)

a. $a_{25}$ $c_3$ $f_5$ $n_{15}$ $a$	} Granit Tipus Katzenfels
b. $a_{25}$ $c_1$ $f_{3.5}$ $n_{11}$ $\beta$	
c. $a_{15}$ $c_5$ $f_{3.5}$ $n_3$ $\beta$	Diorit Tipus Szaska
d. $a_{35}$ $c_{10}$ $f_{4.5}$ $n_{8.5}$ $\alpha$	Anortosit Tipus Lister
e. $a_{15}$ $c_{4.5}$ $f_{1.5}$ $n_{6.5}$ $\alpha$	Gabbro Tipus Sulitelma
f. $a_7$ $c_{1.5}$ $f_{10.5}$ $n_{5.5}$ $\alpha$	Diorit Tipus Batte
g. $a_{11}$ $c_{6.5}$ $f_3$ $n_{5.5}$ $\alpha$	Diorit Tipus Avio See
h. $a_{1.5}$ $c_{3.5}$ $f_2$ $n_4$ $\beta$	Aplit granitic (Granitaplit) Tipus Milton
m. $a_{1.5}$ $c_2$ $f_2$ $n_5$ $\beta$	Aplit granitic (Granitaplit) Tipus Mariposa



Triunghiul lui OSANN-BECKE

Proiecţiunea analizelor rocilor din masivul eruptiv dela Greci (1—12)  
şi a tipurilor lui OSANN cele mai apropiate (a—m)

$n$  este proiecţiunea analizei unui oligoclazit a cărui existenţă în masivul dela  
Greci este presupusă teoreticeşte.

$o$  şi  $p$  sunt media analizelor 4 şi 5 resp. 2 şi 3.

OSANN-BECKE'sches Dreieck.

Projektion der Analysenergebnisse der Gesteine von Greci (1—12) und der ähnlichsten  
Gesteinstypen der OSANN'schen Klassifikation (a—m)

$n$  ist die Projektion eines Oligoklasit dessen Vorhandensein im Eruptivmassiv  
von Greci theoretisch vermuthet wurde.

$o$  und  $p$  sind das Mittel der Analysen 4 und 5 bzw. 2 und 3

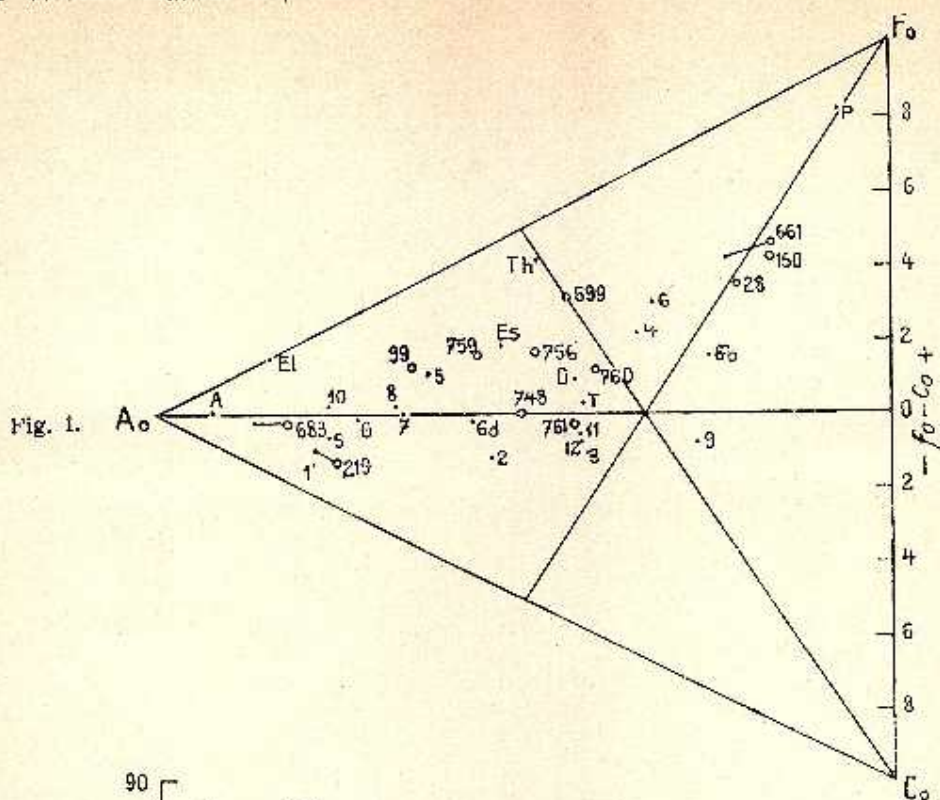
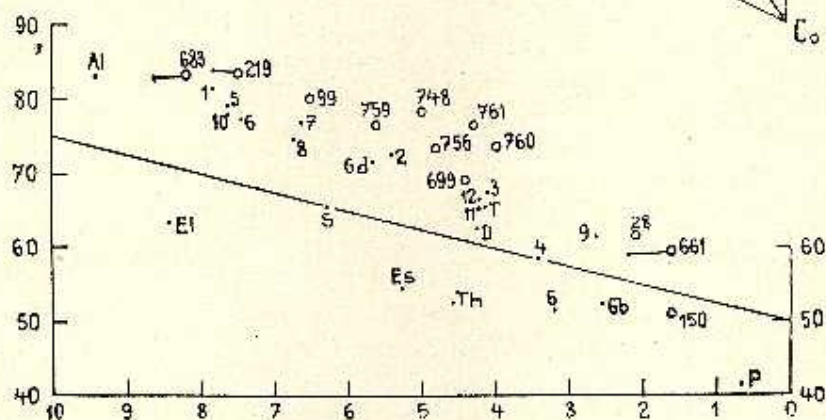


Fig. 2.



Diagrame după F. BECKE.

- Fig. 1. Triunghiul lui BECKE. Proiecţiunea lui  $f_0-c_0$  în funcţiune de  $a_0$ .  
 Proiecţiunea rocilor din masivul eruptiv dela Greci (99, 756, 761, 748, 759, 760, 699, 683, 219, 28, 150, 661)  
 Proiecţiunea rocilor din masivele tonalitice dela Rieserferner și Ulten Masse din Tirol (1-12)  
 Proiecţiunea seriei de roci normale ale lui R. A. Daly (A, El, S, Gd, Es, D, T, Th, Gb, P).

Fig. 2. Nivelul suprasaturaţiunii cu  $SiO_2$  în funcţiune de  $a_0$ .

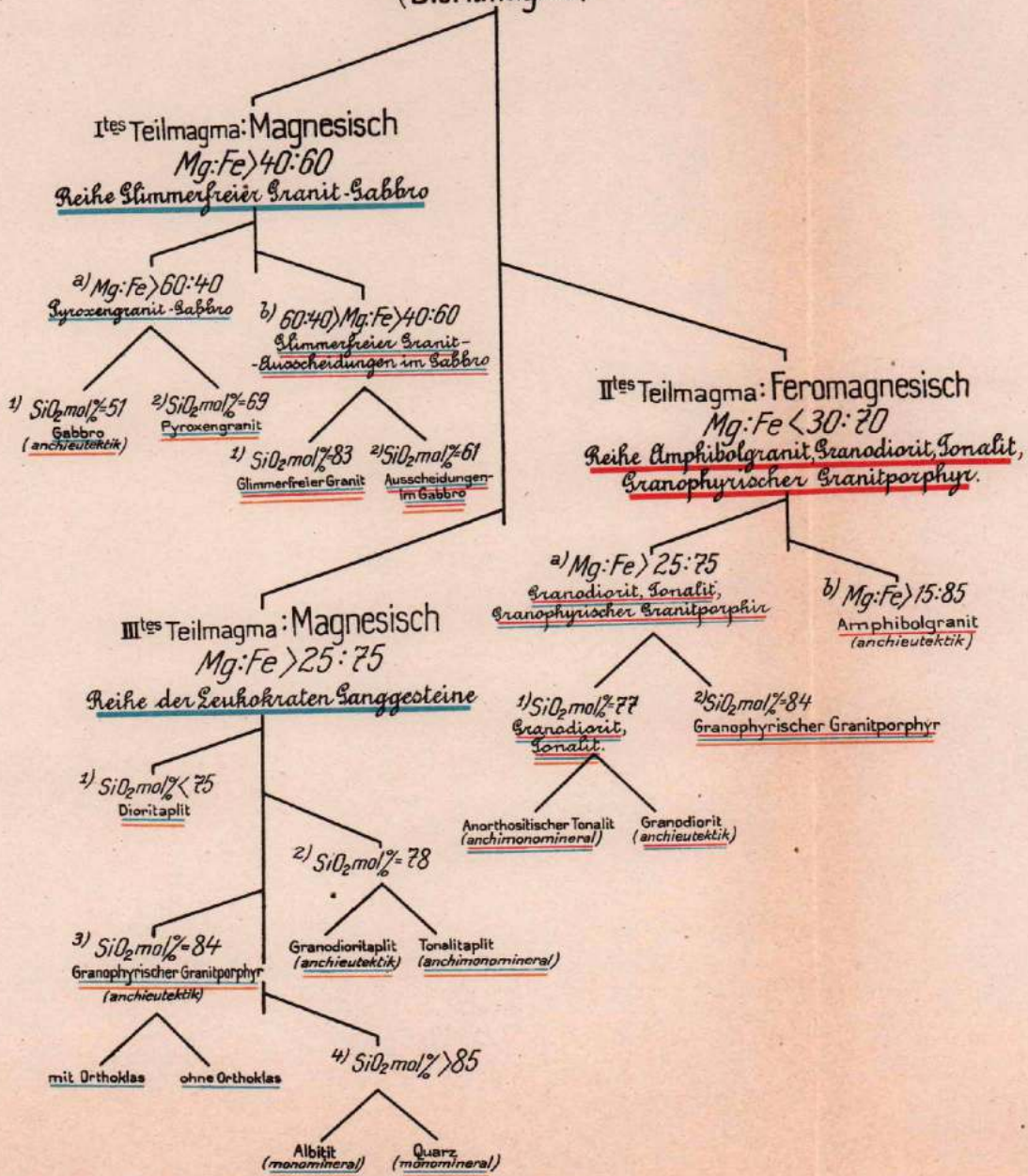
Diagramm nach F. BECKE.

- Fig. 1. BECKE'sches Dreieck. Die Projektion von  $f_0-c_0$  auf die Ordinate  $a_0$  bezogen.  
 Projektion der Analysen der Gesteine von Greci (99, 756, 761, 748, 759, 760, 699, 683, 219, 28, 150, 661).  
 Projektion einiger Gesteinsanalysen aus den Tonalitmassiven von Rieserferner u. Ulten Masse in Tirol (1-12).  
 Projektion der Analysen der wichtigeren Tiefengesteinstypen nach R. A. Daly (A, El, S, Gd, Es, D, T, Th, Gb, P).

Fig. 2. Die Sättigungsordinate mit dem  $SiO_2$  Wert auf die Ordinate  $a_0$  bezogen.



# Urmagma von Greci (Dioritmagma)



- Gesteine aus dem 1-ten magnesischen Teilmagma
- " " " 1-ten ferromagnesischen Teilmagma
- " " " 11-ten magnesischen
- " " " 11-ten ferromagnesischen
- Differenzationsprodukte eines magnesischen Magmas welches intermediär ist zwischen dem magnesischen und ferromagnesischen Magma.
- Differenzationsprodukte eines ferromagnesischen Magmas welches intermediär ist zwischen dem magnesischen und ferromagnesischen Magma.
- Produkte der letzten Differenziation nach dem Kieselsäuregehalt.

## Tafel VIII.



Explicația Tabelci VIII \*)

Fig. 1. *Granit amfibolic* [valea Morzu; eşant. No. 30 (6)].

Structură hipidiomorfgrăunțoasă tipică.

Quarz = Ortoclazmicropertit > Plagioclaz zonat (5—16% An); Hornblendă comună verde > Biotit.

Fig. 2. *Granodiorit* [valea Carabalu; eşant. No. 188 (46)].

Structura hipidiomorfgrăunțoasă.

Quarz > Ortoclazmicropertit = Plagioclaz zonat (16—20% An); Hornblendă comună verde = Biotit.

Fig. 3. *Granodiorit* [Fundul Văii Carabalu; eşant. No. 182 (44)].

Structura hipidiomorfgrăunțoasă cu tendința spre două timpuri de cristalizare a elem. leucocrat.

Ortoclazmicropertit < Quarz < Plagioclaz zonat (5—31% An); Hornblendă comună verde < Biotit.

Fig. 4. *Tonalit* [Vf. Ghiunaltu-Țuțuiatu; eşant. No. 751 (212)].

Structura hipidiomorfgrăunțoasă are o tendință pronunțată spre două timpuri de cristalizare a elementului leucocrat.

Ortoclazmicropertit < Quarz < Plagioclaz zonat (18—40% An); Hornblendă comună verde < Biotit.

Fig. 5. *Tonalit* [Vf. Ghiunaltu-Țuțuiatu; eşant. No. 751 (212)].

Acelaș rocă cu la fig. 4. Cristal de feldspat plagioclaz zonat (18—40% An) ale cărui zone mai acide (oligoclaz bazici) au cristalizat simultan cu cuarțul fără să avenge a face cu o concreștere pegmatitică.

Fig. 6. *Mikrogranit amfibolic* [Vf. Joaneșul; eşant. No. 230 (68)].

Structura mikrogranitică. Feldspat plagioclaz maclat (5% An) în microlite incluse în cristale mai mari de ortoclazmicropertit și cuarț; magnetit, sfen, epidot.

\*) Microfotografiile sunt făcute în lumina naturală, între nicolii încrucișați, mărite de aprox. 40 ori.

\*) Die Mikrophotographien sind im natürlichen Lichte, zwischen gekreuzten Nicols aufgenommen. Sie sind ca. 40 mal vergrößert.

Erklärung zu Tafel VIII \*)

Fig. 1. *Amphibolgranit* [Morzuta]; Handst. No. 30 (6)].

Typische hypidiomorphkörnige Struktur.

Quarz = Orthoklasmikropertit > zonargebauer Plagioklas (5—16% An); gemeine grüne Hornblende > Biotit.

Fig. 2. *Granodiorit* [Carabaluta]; Handst. No. 188 (46)].

Hypidiomorphkörnige Struktur.

Quarz > Orthoklasmikropertit = zonargebauer Plagioklas (16—20% An); gemeine grüne Hornblende = Biotit.

Fig. 3. *Granodiorit* [Quelgebiet des Carabalutes; Handst. No. 182 (44)].

Hypidiomorphkörnige Struktur mit eine Neigung gegen das Entstehen des hellen Gemengteiles in zwei Kristallisationsperioden.

Orthoklasmikropertit < Quarz < zonargebauer Plagioklas (5—31% An); gemeine grüne Hornblende < Biotit.

Fig. 4. *Tonalit* [Gipfel Ghiunaltu-Țuțuiatu; Handst. No. 751 (212)].

Die hypidiomorphkörnige Struktur zeigt eine ausgesprochene Neigung gegen das Entstehen des hellen Gemengteiles in zwei Kristallisationszeiten.

Orthoklasmikropertit < Quarz < zonargebauer Plagioklas (18—40% An); gemeine grüne Hornblende < Biotit.

Fig. 5. *Tonalit* [Gipfel Ghiunaltu-Țuțuiatu; Handst. No. 751 (212)].

Dasselbe Gestein wie in der Fig. 4. Zonargebauer Plagioklaskristall (18—40% An) dessen sauerere Zonen (basischer Oligoklas) gleichzeitig mit dem Quarz kristallisiert haben, ohne jedoch eine pegmatitische Verwachsung zu bilden.

Fig. 6. *Mikrogranitischer Granitporphyr* [Gipfel Joaneșul; Handst. No. 230 (68)].

Mikrogranitische Struktur. Verzwillingter Plagioklas (5% An) in mikrolitischer Ausbildung, in etwas grösseren Orthoklasmikropertit- und Quarzkristallen eingeschlossen; Magnetit, Sphen, Epidot.



D. Rotman. { Das Eruptivmassiv von Greci.  
Masivul eruptiv dela Greci.

Tafel VIII.  
Planşa VIII.



1



2



3



4



5



6





## Tafel IX.



Explicația Tabelii IX \*)

Fig. 1. *Tonalitaplît* [Valea Morzu; eșant. No. 759 (219)].

Structura panidiomorfgrăunțoasă. Plagioclaz zonat (16—24% An) > Cuarț > Ortoclazmicropertit; Hornblendă comună verde < Biotit.

Fig. 2. *Granodioritaplît* [Valea Carabalu; eșant. No. 196 (50)].

Structura hipidiomorfgrăunțoasă cu o pronunțată tendință spre o structură cu două timpuri de cristalizare. Feldspat plagioclaz zonat (9—16% An) > Cuarț > Schachbrettalbit; Hornblendă comună verde.

Fig. 3. *Dioritaplît* [Valea Morzu; eșant. No. 27 (7)].

Structura panidiomorfgrăunțoasă.

Plagioklaz (9—27% An) > Schachbrettalbitoligoklaz > Cuarț; Hornblendă comună verde (40% din rocă).

Fig. 4. *Microgranulit* [V-ful Moroianu; eșant. No. 225 (65)].

Structură porfirică.

Fenocristale de albit (5% An) maclete = fenocristale de Schachbrettalbit = fenocristale de Cuarț; Pasta este un agregat microgranulitic de cuarț și plagioclaz.

Fig. 5. *Gabbro* [Dealul Impușita; eșant. No. 645 (173)].

Structura ofitică.

Plagioclaz (55% An); Dialag > Hornblendă comună verde.

Fig. 6. *Gabbro*. Aceiaș rocă ca la fig. 5.

Erklärung zu Tafel IX \*)

Fig. 1. *Tonalitaplît* [Morzuta]; Handst. No. 759 (219)].

Panidiomorphkörnige Struktur. Zonargebauter Plagioklas (16—24% An) > Quarz > Orthoklasmikropertit; gemeine grüne Hornblende < Biotit.

Fig. 2. *Granodioritaplît* [Carabaluta]; Handst. No. 196 (50)].

Hypidiomorphkörnige Struktur mit ausgesprochener Neigung gegen das Entstehen des hellen Gemengteiles in zwei Kristallisationszeiten. Zonargebauter Plagioklas (9—16% An) > Quarz > Schachbrettalbit; gemeine grüne Hornblende.

Fig. 3. *Dioritaplît* [Valea Morzu; Handst. No. 27 (7)].

Panidiomorphkörnige Struktur.

Plagioklas (9—27% An) > Schachbrettalbitoligoklas > Quarz; gemeine grüne Hornblende (40% von dem Gesteine).

Fig. 4. *Granophyrischer Granitporphyr* [Gipfel Moroianu; Handst. No. 225 (65)].

Porphyrische Struktur.

Einsprenglinge: Albit (5% An) = Schachbrettalbit = Quarz; Grundmasse: ein granophyrisches bis mikrogranitisches Aggregat von Quarz und Plagioklas.

Fig. 5. *Gabbro* [Hügel Impușita; Handst. No. 645 (173)].

Ophytische Struktur.

Plagioklas (55% An); Dialag > gemeine grüne Hornblende.

Fig. 6. *Gabbro*. Dasselbe Gestein wie in Fig. 5.

\* Microfotografiile sunt făcute în lumina naturală, între nicolii încrucișate; mărite de aprox. 40 ori.

\* Die Mikrophotographien sind im natürlichen Lichte zwischen gekreuzten Nikolen aufgenommen. Sie sind ca. 40 mal vergrößert.



D. Rotman. { Das Eruptivmassiv von Greci.  
Masivul eruptiv de la Greci.

Tafel IX.  
Planşa IX.



1



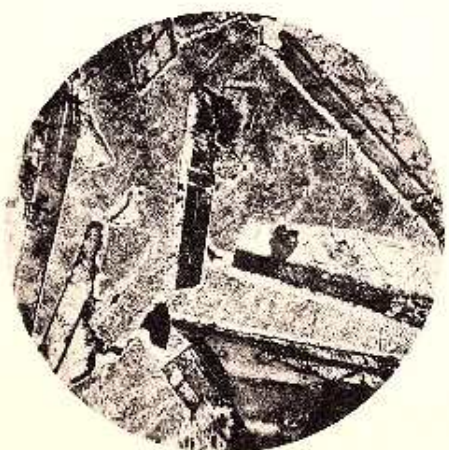
2



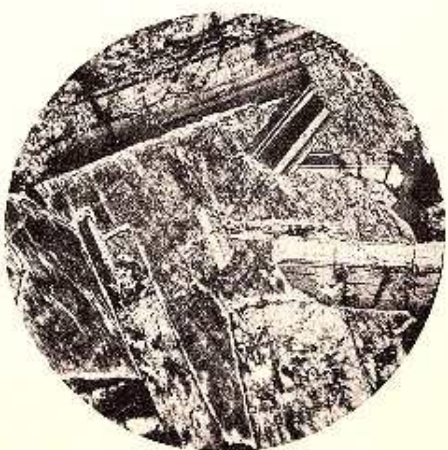
3



4



5



6



## Tafel X.



Explicația Tabelii X \*)

Fig. 1. *Gabbro cu hornblendă, cuarțifer* [Dealul Impușita; eșant. No. 661 (184)].

Structura hipidiomorfgrăunțoasă cu tendința spre otitică.

Plagioclaz zonat (37-45% An) > Cuarț; Dialag < Hornblendă comună verde-brună.

Fig. 2. *Separatiune leucocrată neptirozenică în Gabbro* [Dealul Impușita; eșant. No. 642 (170)].

Structura panidiomorfgrăunțoasă.

Plagioclaz (10% An) = Schachbrettalbit = Cuarț; Actinot > Sfen.

Fig. 3. *Granit pirozenic* [Dealul Bohului; eșant. No. 699 (206)].

Structura hipidiomorfgrăunțoasă.

Plagioclaz (8% An) > Cuarț; Diopsid > Sfen.

Fig. 4. *Granit pirozenic* [Dealul Bohului; eșant. No. 698 (205)].

Structura hipidiomorfgrăunțoasă.

Plagioclaz (10% An) > Schachbrettalbit > Cuarț; Diopsid > Sfen.

Fig. 5. *Granit nemiceacu* [Valea Socilor; eșant. No. 142 (78)].

Structura hipidiomorfgrăunțoasă.

Ortoklas - și microclinmikroperthit > Cuarț > Plagioclaz (5-7% An).

Fig. 6. *Microgranit* (fațes marginal al granitului nemiceacu) [Dealul Raketu; eșant. No. 139 (36)].

Structura granulitică.

Ortoklazmikroperthit > Plagioclaz (5% An) = Cuarț.

Erklärung zu Tafel X \*)

Fig. 1. *Quarzhaltiger Hornblendegabbro* [Hügel Impușita; Handst. No. 661 (184)].

Hypidiomorphkörnige Struktur mit einer ausgesprochenen Neigung gegen einer ophytischen Struktur.

Zonargebauer Plagioklas (37-45% An) > Quarz; Diallag < gemeine grünbraune Hornblende.

Fig. 2. *Leukokrates nichtpyroxenisches Differenzialgestein aus dem Gabbro* [Hügel Impușita; Handst. No. 642 (170)].

Panidiomorphkörnige Struktur.

Plagioklas (10% An) = Schachbrettalbit = Quarz; Aktinolith > Sphen.

Fig. 3. *Pyroxengranit* [Hügel Bohului; Handst. No. 699 (206)].

Hypidiomorphkörnige Struktur.

Plagioklas (8% An) > Quarz; Diopsid > Sphen.

Fig. 4. *Pyroxengranit* [Hügel Bohului; Handst. No. 698 (205)].

Hypidiomorphkörnige Struktur.

Plagioklas (10% An) > Schachbrettalbit > Quarz; Diopsid > Sphen.

Fig. 5. *Glimmerfreier Granit* [Socilorta]; Handst. No. 142 (78)].

Hypidiomorphkörnige Struktur.

Orthoklas - und Mikroclinmikroperthit > Quarz > Plagioklas (5-7% An).

Fig. 6. *Mikrogranit* (Randfacies des glimmerfreien Granites) [Hügel Raketu; Handst. No. 139 (36)].

Porphyrische Struktur.

Orthoklasmikroperthit > Plagioklas (5% An) = Quarz.

\*) Microfotografiile sunt făcute în lumina naturală, între nicolii încrucișate; mărime de aprox. 40 ori.

\*) Die Mikrophotographien sind im natürlichen Lichte zwischen gekreuzten Nikols aufgenommen. Sie sind ca. 40 mal vergrößert.

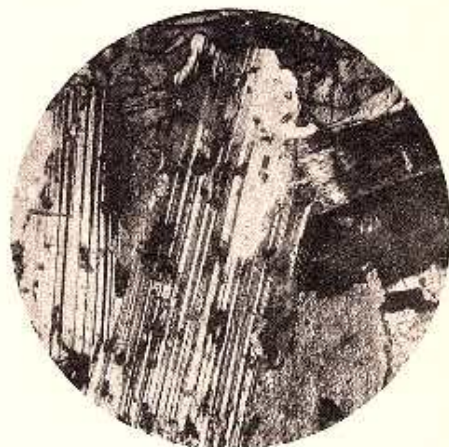


D. Rotman. { Das Eruptivmassiv von Greci.  
Masivul eruptiv dela Greci.

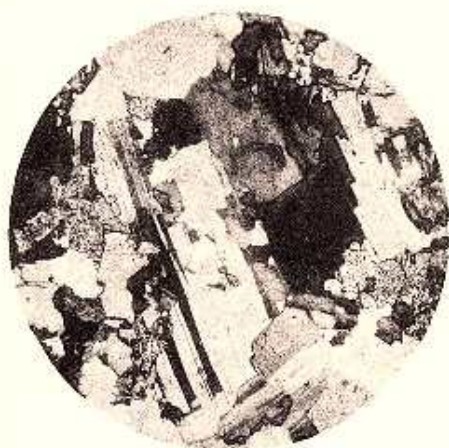
Tafel X.  
Planşa X.



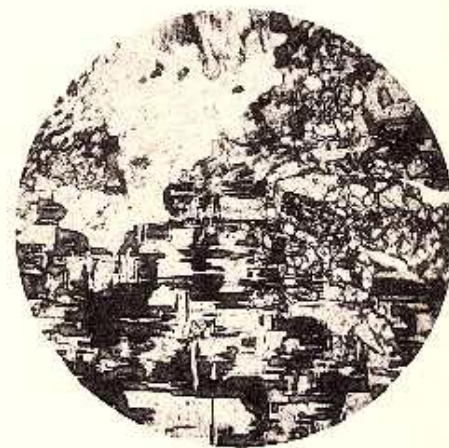
1



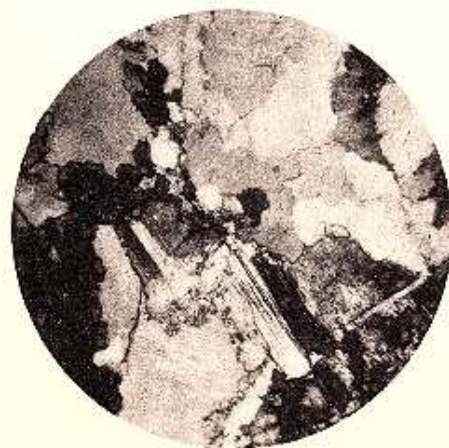
2



3



4



5



6



## Tafel XI.



Explicația Tabelii XI \*)

Fig. 1. *Microgranulit* [Dealul Moroianu, lui; eșant. No. 225 (65)].

Structura microgranulitică.

Fenocristalele: plagioclaz (albit) și cuarț; Pasta: cuarț și plagioclaz.

Fig. 2. *Mikrogranulit* [Dealul Cetate; eșant. No. 220 (50)].

Structura microgranulitică.

Fenocristalele: Schachbrettalbit și cuarț; Pasta: cuarț și plagioclaz.

Fig. 3. *Diabasporfir* [Valea Morzu; eșant. No. 106].

Structura ofitică.

Plagioclaz (oligoclaz); Augit > Sfen, Ilmenit.

Fig. 4. *Corneenă* [Greci; eșant. No. 457].

Structura granoblastică.

Plagioclaz, Cuarț, Mică verde oliv, Magnetit.

Fig. 5. *Șist din formațiunea de Carapelit* [Piatra Mariei; eșant. No. 376].

Aceiaș structură și aceeaș rocă puțin orientată prin presiune.

Fig. 6. *Conglomerat metamorfozat* [Dealul Vârteaja; eșant. No. 521].

Bucăți rotunzite de cuarț, cuarțit și granit într'o pastă cornificată.

Erklärung zu Tafel XI \*)

Fig. 1. *Granophyrischer Granitporphyr* [Hügel Moroianu; Handst. No. 225 (65)].

Porphyrisch-granophyrische Struktur.

Einspronglinge: Plagioklas (Albit) und Quarz; Grundmasse: granophyrische Verwachsung von Quarz und Plagioklas.

Fig. 2. *Granophyrischer Granitporphyr* [Hügel Cetate; Handst. No. 220 (50)].

Porphyrisch-granophyrische Struktur.

Einspronglinge: Schachbrettalbit und Quarz; Grundmasse: granophyrische Verwachsung von Quarz und Plagioklas.

Fig. 3. *Diabasporphyr* [Morzuta; Handst. No. 106].

Ophytische Struktur.

Plagioklas (Oligoklas); Augit > Sphen, Ilmenit.

Fig. 4. *Hornfels* [Greci; Handst. No. 457].

Granoblastische Struktur.

Plagioklas, Quarz, olivgrüner Biotit, Magnetit.

Fig. 5. *Schiefer aus der Karapelitformation* [Piatra Mariei; Handst. No. 376].

Dieselbe Struktur und dasselbe Gestein durch einseitigen Druck etwas orientiert.

Fig. 6. *Metamorphosierter Konglomerat* [Hügel Vârteaja; Handst. No. 521].

Abgerollte Quarz und Quarzstückchen in einer kornifizierten Grundmasse.

\* Mikrofotografiile sunt făcute în lumina naturală, între nicolii încrucișați; mărite de aprox. 40 ori.

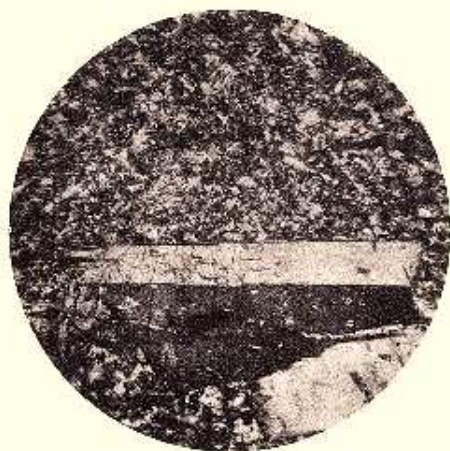
\* Die Mikrophotographien sind im natürlichen Lichte, zwischen gekreuzten Nikols aufgenommen. Sie sind ca 40 mal vergrößert.





D. Rotman. { Das Eruptivmassiv von Greci.  
Masivul eruptiv dela Greci.

Tafel XI.  
Planşa XI.



1



2



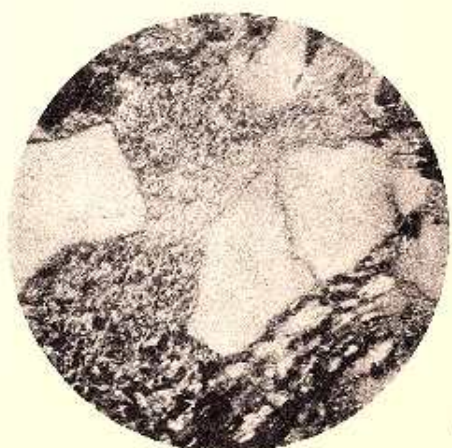
3



4



5



6



PROFILE TRANSVERSALE PRIN LACOLITUL DELA GRECI  
 QUERPROFILE DURCH DEN LACCOLIT VON GRECI

1 : 50.000

ROCE ERUPTIVE  
 (ERUPTIVGESTEINE)  
 POST-DEVONICĂ + ANTE PERMICE  
 (POSTDEVONISCHE + VORPERMISCHE)

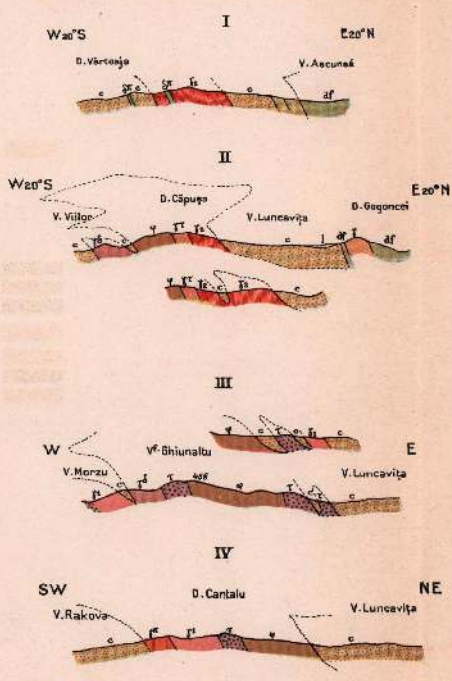
- Granite de Pricopan (Pricopangranite)
- Granite gruntes fibroase (garnite)  
Körnig-faserige Granite
- PERMICE + POSTPERMICE  
(PERMISCHE + POSTPERMISCHE)
- Roca principală a masivului Grec  
(Hauptgestein des Massivs von Grec)
- Granit amphibolic (Granit de Grec)  
Amphibolgranit (Grecgranit)

SACIESURI DE DIFFERENȚIARE  
 LACOLITICĂ  
 (Laccolitische  
 Differenzierungsfasies  
 des Granitmassivs)

- Granit amphibolic cu rețea de tiuș de cuarț  
Amphibolgranit vom Nels von Quarzadern durchsetzt
- Granodiorit
- Tonalit anortozit  
Anortozitischer Tonalit
- Granit pyroxenic  
Pyroxengranit
- Granit lipsit de element intracelu  
Glimmerfreier Granit
- Gabbro
- Microgranit (facies marginală porfirică și granitoidă amphibolic)  
Microgranit (porphyrischer, Randsfazies des Amphibolgranites)

ROCE SEDIMENTARE  
 (SEDIMENTGESTEINE)

- DEVON  
(metamorfizat)  
(nicht metamorphisiert)
- Filite
- Phylite
- PERMO-CARBONIFER  
PERMO-KARBON  
FORMAȚIUNEA DE CARBONIFER  
(CARBONIFERATION)
- (metamorfizat)  
(metamorphisiert)
- Carbone
- Hornfels
- CUAȚERNAR  
(QUARTÄR)
- Loess



© 1950, I. I. ROSTOPCHIN

# HARTA GEOLOGICĂ a MUNȚILOR GRECI

JUD. TULCEA

de

DAVID ROTMAN

## GEOLOGISCHE KARTE der BERGKETTE von GRECI

DISTRIKT TULCEA (DOBROGEA)

von

DAVID ROTMAN

1:50.000

### ROCE SEDIMENTARE

(SEDIMENTGESTEINE)

#### CUATERNAR

(QUARTÄR)

Alluvium      Leess

#### CRETACIUL SUPERIOR

(OBERKRÄTZE)

Calcare cretacee  
Cretacische Kalke

#### PERMO-CARBONIFER

(PERMO-KARBON)

FORMAȚIUNEA DE CARAPLIT

(CARAPLITSGICHTEN)

nemetalizat      metalizat

nicht metamorphisiert      metamorphisiert

Sisturi argilase și gresii greslase  
Tonsteine und  
Bischiefer und  
Conglomerate      Carneii  
Konglomerate

#### DEVON

metamorfizat      metamorfizat

nicht metamorphisiert      metamorphisiert

Filite, calcare, calcare  
Phyllite, Quarze, Kalk  
(uf) (dg) (dt)

Amfibolite, micacșuri  
Amphibolite, Blimmersteine

#### ROCE ERUPTIVE

(ERUPTIVGESTEINE)

#### POSTDEVONICE ȘI ANTE-PERMICE

POSTDEVONISCHE UND VORPERMISCHE

#### Granite de Piroșcan (Piroșcangranite)

Granite grăunțe alb-negre (granite)  
Körnigkristalline Granite

#### PERMICE ȘI POSTPERMICE

PERMISCHE UND POSTPERMISCHE

Roce principale a masivului Greci      Granite amfibolice (granit de greci)

Hauptstein des Massivs von Greci      Amphibolgranit (Griechengranit)

Granit amfibolic cu rețea de cuarț  
Amphibolgranit mit Quarznetz

Amfibolit

Tonalite amfibolitice  
Amphibolitische Tonalite

Granit piroșcanic  
Pyroșcangranit

Granit lipit de element micaceu  
Blimmerstein-Granit

Gabbro

Megacript

Micragranit (facies marginal porfiric și granitul amfibolic)  
Microgranit (porphyrischer Randfazies des Amphibolgranites)

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

Amfibolit

# GEOLOGIA

## REGIUNEI SUBCARPATICE DIN PARTEA DE SUD A DISTRICTULUI BACĂU

(CU O HARTĂ GEOLOGICĂ, O TABLĂ CU PROFIL ÎN CULORI ȘI 24 DE FIGURI ÎN TEXT)

DE

D. M. PREDĂ

### INTRODUCERE

În vara anului 1910, în urma unei excursiuni pe care am făcut-o împreună cu D-L Profesor SAVA ATHANASIU în regiunea Carpaților și Subcarpaților din partea de sud a județului Bacău, D-sa mi-a atras atenția asupra importanței pe care o prezintă această regiune atât din punct de vedere științific cât și din punct de vedere economic și mi-a dat îndemnul să întreprind cercetări mai amănunțite întru cât cele câteva cercetări anterioare au arătat că regiunea se prezintă ca una din cele mai interesante din Moldova.

Aceste cercetări au fost continuate în verile anilor următori până în anul 1914, în care timp am făcut o comunicare preliminară asupra acestei regiuni (1).

Regiunea asupra căreia s'au întins aceste cercetări este mărginită la răsărit de valea Bistriței și a Siretului între Bacău și Răcăciuni, la apus de Culmea Berzunțului între Moinești și Tg. Ocna, la nord de valea Tazlăului Sărat între Moinești și Tețcani și de o linie ce merge dela Tețcani la Bacău, iar la sud de valea Trofușului între Mosoare și Jovreni și de o linie care merge dela Jovreni la Răcăciuni.

Ridicările geologice au fost făcute pe hărțile topografice ale Institutului geografic al armatei, parte la scara 1:20.000 (foile L' 20, 21, 22, 23, M' 22, 23 și N' 23), parte la scara 1:50.000 (Moinești Col. R. seria XI, Berzunț Col. S. seria XI, Răcăciuni Col. T. seria XI, Scorțeni Col. S. seria X și Bacău Col. T. seria X).

(1) D. M. PREDĂ. Comunicare preliminară asupra reg. colinelor subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău. Dățile de seamă ale Ședințelor. Vol. IV. Buc. 1913.



Regiunea studiată prezintă o importanță deosebită atât din punct de vedere stratigrafic și tectonic prin formațiunile geologice care se întâlnesc aici, dintre cari unele sunt menționate în această lucrare pentru întâia oară și prin problemele pe cari raporturile dintre aceste formațiuni le pun în discuție, cât și din punct de vedere economic prin prezența unui bogat material de construcțiuni, prin prezența de izvoare minerale răspândite în toată regiunea, prin existența masivului de sare exploatat în împrejurimile Tg. Oena și prin exploatările de păcură destul de însemnate dela Moinești, Mosoare și Tețani.

Rezultatele obținute le-am grupat în trei capitole: unul care tratează despre Morfologia regiunii, altul despre Geologia ei și un altul despre Geologia economică.

În capitolul privitor la Geologia regiunii am căutat să descriu mai întâiu formațiunile geologice, apoi modul lor de prezentare în diferite puncte ale regiunii, dând și profile locale și după aceea am căutat să stabilesc raporturile cari există între formațiunile geologice din această regiune și cele din regiunile învecinate și mișcărilor pe cari ele le-au încercat în decursul timpurilor geologice.

Studiile anterioare făcute de COQUAND, TSCHERMAK, GR. ȘTEFĂNESCU, COBĂLCESCU, DRĂGHICEANU, FEISSEYRE, SABBA ȘTEFĂNESCU MRAZEC, SAVA ATHANASIU, MERUȚ, etc. asupra regiunii, mi-au servit ca punct de plecare în cercetările mele și mi-au ajutat în cea mai largă măsură la descifrarea problemelor geologice.

Dacă în urma stăruințelor pe cari le-am pus la descifrarea atâtor probleme de ordin științifice, unele puse de alți geologi înaintea mea și altele noi ce mi se puneau pe măsură ce înaintau cercetările, am reușit să obțin rezultate în conformitate cu ideile cari domnesc astăzi în geologia Carpaților, aceasta o datoresc în primul rând Profesorului meu, Dr. SAVA ATHANASIU, care în tot timpul cât m'am ocupat cu această lucrare mi-a acordat tot sprijinul moral atât în lucrările pe teren, în excursiile făcute împreună, cât și în Laboratorul de Geologie al Facultății de Științe din București, unde am studiat materialul adunat; pentru toate acestea îl rog să primască respectuoase omagii de mulțumire.

Țin să mulțumesc de asemenea D-lui Prof. MRAZEC, pentru prețioasele ajutoare pe cari mi le-a dat în lămurirea problemelor geologice și pentru că în calitate de Director al Institutului Geologic al României, mi-a pus cu o largă bunăvoință la îndemână mijloacele necesare de lucru pentru înfăptuirea acestei lucrări, de altfel foarte costisitoare.

D-lui POPESCU-VOITĂȘTI geolog al Institutului Geologic îi aduc mulțumiri pentru unele lămuriri pe cari mi le-a dat asupra Tectonice generale a regiunii.



## CAPITOLUL I.

## MORFOLOGIA REGIUNEI.

Spre a avea o imagine cât mai completă despre regiunea colinelor subcarpatice din sudul județului Bacău, să ne ocupăm mai întâi cu înfățișările de teren pe care ea le prezintă, întrucât în acestea se oglindește atât alcătuirea geologică a regiunii, cât și acțiunea agenților interni și externi ce au influențat-o dela formarea ei până în timpurile de față.

## RELIEFUL.

Regiunea aceasta, cuprinsă după cum am văzut între culmea Berzunțului la apus și albia Siretului la răsărit, formează o unitate morfologică bine individualizată, deosebită atât de regiunea Carpaților dela apus, cât și de Platoul moldo-basarabean dela răsărit.

**Regiunea muntoasă.** Regiunea muntoasă dela apus este alcătuită din culmi înalte, paralele între ele și paralele cu direcția generală a lanțului carpatic, adică aproape N—S.

În valea Trotușului la Tg. Ocna, se poate observa cum munții se ridică brusc, cu un zid înalt, cu câte va sute de metri deasupra colinelor subcarpatice, astfel că regiunea muntoasă nu este accesibilă decât pe acolo pe unde râurile ce o străbat au tăiat văi adânci.

Limita tranșantă dintre regiunea muntoasă și regiunea colinelor este datorită pe deoparte deosebirei de constituție petrografică a acestora, iar pe de altă parte unei puternice linii de dislocație care le separă.

Înălțimea colmurilor muntoase trece în mijlociu de 800 metri și crește cu cât înaintăm în interiorul Carpaților dela răsărit către apus, astfel că ele sunt dispuse în formă de amfiteatru, ultima și cea mai înaltă treaptă a amfiteatrului fiind alcătuită de culmile dela granița dinspre vest a Moldovei, cari ating înălțimi ce trec de 1500 m. deasupra nivelului mării.

Râurile ce străbat regiunea muntoasă au săpat văi adânci și rod încă în roca vie, ceea ce însemnează că profilul lor de echilibru nu a fost încă atins.

Faza de tinerțe, în care ele se găsesc acum, ne dovedește neîndoios, în concordanță cu terasele lor, că această parte din apusul Moldovei a fost supusă de mai multe ori la mișcări de ridicare și de scoborâre în timpurile geologice din urmă.

**Regiunea Podișului moldovean.** În partea de răsărit, regiunea colinelor subcarpatice se limitează cu Platoul sau Podișul moldovean,



care începe ceva mai la apus de valea Siretului, întinzându-se până în Prut, unde se leagă cu Platforma basarabeană (1).

Primitiv, acest Podiș trebuie să se fi întins ca un șes neîntrerupt între Siret și Prut, având o înălțime ce trecea peste 600 metri (2), dar acțiunea de eroziune a râurilor l'a transformat într'o regiune accidentată, formată de culmi de dealuri cu spinarea rotunjită și separate prin văi îndreptate în general dela nord spre sud. Descreșterea înălțimii dealurilor cu cât se scoboară mai spre sud și direcțiunea generală N—S a râurilor ce le separă au fost determinate de inclinarea generală a Podișului către sud, provocată de depresiunea Câmpiei române din sudul Moldovei.

Râurile din Podiș și-au atins în cea mai mare parte profilul lor de echilibru, de aceea se prezintă cu văi largi, cu un curs liniștit, iar materialul pe care-l transportă sau îl depun, este alcătuit mai numai din noroi fin.

**Regiunea colinelor subcarpatice.** Intre cele două regiuni, una muntoasă la apus și alta cu aspectul unui platou erodat la răsărit, se întinde regiunea colinelor subcarpatice propriu zise, deosebită de cele atât din punct de vedere al înfățișării generale a terenului și a repartizării rețelei hidrografice, cât și din punct de vedere geologic și tectonic.

Privită în întregime de pe un vârf înalt, de exemplu de pe vârful Măgura din culmea muntoasă a Berzunțului, regiunea colinelor se prezintă ca o îngrămădire neregulată de dealuri, ale căror înălțimi trec rar de 500 m., separate între ele prin cursuri mici de apă ce o brăzdează în toate direcțiile.

Cu această înfățișare foarte caracteristică, colinele subcarpatice alcătuiesc o zonă continuă între culmea Berzunțului și valea Siretului pe o lungime de peste 30 de km. și pe o lățime aproape tot așa de mare.

În partea de răsărit a acestei regiuni, cam 10—12 km. la apus de valea Siretului, se ridică din mijlocul colinelor subcarpatice o culme muntoasă cu direcția N—S, al cărei relief contrastează în chip izbitor cu uniformitatea morfologică a colinelor.

Această culme începe la nord din dreptul orașului Bacău, dela satul Răchitișu și se continuă spre sud până aproape de comuna Râpilo, formând cumpăna despărțitoare a apelor între baziinul Tazlăului și al Siretului pe o lungime de peste 25 kilometri. Din dreptul satului

(1) I. STANONESCU, La plateforme russe s'étend-elle jusqu'en Roumanie? Ann. Scient. de L'Université de Jassy, pag. 4—6. Jassy 1902.

I. SIMIONESCU, Contribuțiune la Geologia Moldovei dintre Siret și Prut. Academia Română, pag. 5. București 1908.

(2) I. SIMIONESCU. *Ibidem*, pag. 7.



Gropile ea se continuă în direcția NV—SE prin o altă culme care se scoboară până aproape de Adjud și pe care o numim Culmea Troțușului, fiindcă separă bazinul hidrografic inferior al Troțușului de bazinul Siretului.

Prima culme muntoasă dintre Răchilișu și Râpilo este cunoscută în literatura veche sub numele de culmea Tazlăului (1) iar în literatura mai nouă sub denumirea de Culmea Pietricica (2), după numele dealului peste care trece calea de comunicație cea mai însemnată ce duce dela Bacău în valea Tazlăului.

Relieful pronunțat al culmei Pietricica, care atinge uneori înălțimi ce trec peste 700 m., este datorit rocilor ce-o alcătuiesc cari, după cum vom vedea, sunt mult mai rezistente decât rocile regiunilor ce o mărginesc de o parte și de alta.

Variațiunile de relief cari se întâlnesc în regiunea Subcarpaților sunt datorite pe de o parte deosebirei de constituție petrografică, iar pe de altă parte cutărilor însemnate cari au avut loc în această regiune, cutări cari au provocat accidente de teren pe cari acțiunea erozivă a râurilor le-a accentuat imprimându-le caracterul de astăzi.

Fiindcă agentul fizic cel mai însemnat care a dat naștere acestei infățșeri de teren sunt apele curgătoare, socotesc necesar să insist asupra repartizării lor în regiune și asupra modului cum s'a dezvoltat forma reliefului ei actual.

#### HIDROGRAFIA.

Apele ce ndă regiunea de care ne ocupăm se adună în două basini hidrografice, unul în partea de răsărit — Basinul Siretului — și altul în partea de sud — Basinul Troțușului — în care se strâng apele din cea mai mare parte a regiunii, mai ales prin afluentul acestuia, Tazlăul.

**Basinul Siretului.** Siretul mărginește regiunea noastră în partea de răsărit între Galbeni (Bacău) și Răcăciuni, având direcția NNW-SSE și își întinde basinul său hidrografic spre vest până în culmea Pietricica iar în spre sud până în culmea Troțușului.

Pe această porțiune, el prezintă o vale largă acoperită de aluviuni dezvoltate mai ales pe versantul lui de apus. Albia lui majoră acoperită de lunci, stufăriș și mlaștini ajunge la o lărgime de câțiva kilometri, în care apele râului formează mai multe meandre și

(1) G. COBĂLCESCU. Studii geologice și paleontologice, etc., pag. 57. Memoriile geologice ale școlii militare din Iași. București 1883.

(2) SAVA ATHANASIU. Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpathes du district de Bacău, pag. 170. București 1907.





brațe pe cari și le schimbă aproape în toate viiturile mari, cccace se întâmplă mai în fiecare an.

Valca largă, în care râul se prezintă resfirat în mai multe brațe, meandrele pe cari el formează, materialul fin alcătuit din nisip și măr pe care râul îl transportă sau îl depune, cursul său de obicei liniștit ne îndreptătesc să spunem că Siretul este un râu care în timpurile de față și-a atins în cea mai mare parte profilul său de echilibru.

Un fapt cu totul caracteristic isbește pe ori cine călătorește cu trenul pe valea Siretului, anume asimetria celor două versante ale râului, căci malul lui stâng este drept și escarpat, pe când versantul lui de pe partea dreaptă se prezintă în general în pantă dulce, fapt care se poate observa nu numai în regiunea noastră, ci pe toată valea Siretului dela Cosmești, în Tecuci, până la granița Bucovinei. Pe de altă parte, se observă că malul stâng al Siretului este constituit în cele mai multe locuri din roca vie, în care râul roade necontent, pe când în malul său drept roca vie nu apare la suprafață, fiind acoperită de aluviunile groase depuse de râu ce constituiesc terasele inferioare largi de pe dreapta Siretului. Din toate acestea urmează că Siretul are tendința de a-și distruge malul de răsărit, cu alte cuvinte de a-și deplasa cursul său în această direcție.

Asimetria văilor este un fenomen foarte obișnuit la multe râuri din România și își are explicarea într'o mulțime de factori generali și locali.

În afară de Dunăre, care are malul drept mult ridicat deasupra malului stâng, se observă că și râurile ce curg prin Câmpia română au malul stâng (răsărit) în pantă dulce, pe când malul drept (apus) mult mai înalt și mai escarpat.

După MURGOCI, acest fenomen este datorit, la râurile din Câmpia română, pe de o parte acțiunii constante a rotației pământului (legea lui BAER), iar pe de altă parte vânturilor dominante de NE (1).

Aceste două cauze nu pot fi însă invocate pentru explicarea asimetriei malurilor Siretului, căci cu toate că și acesta curge dela nord la sud și cu toate că vânturile dominante, în regiunea pe care o străbate, suflă tot dela NE, totuși Siretul are malul stâng înalt și escarpat și malul drept în pantă dulce.

SEVASTOS, care s'a ocupat cu studiul malului stâng al Siretului între Cosmești și Poiana-Jud. Tecuci, atribue asimetria celor două versante ale lui direcțiunii ploii. «Ploaia căzând dinspre vest, degradează

(1) G. MURGOCI. La Plaine roumaine et la Balte de Danube. Congrès intern. du pétrole, III-ème sess., fasc. V, pag. 225. București 1907.



în mod foarte puternic coasta și malul de răsărit expus în fața ei. De aci urmează că malul se schimbă înaintând către est (1).

De sigur că nu se poate nega rolul pe care direcțiunea ploioi ar putea să-l aibă în determinarea asimetriei malurilor unui râu. Este știut în geologie că agenții, a căror acțiune trece neobservată într'un timp scurt, ajung să producă, în timp îndelungat, schimbări foarte însemnate. În cazul de față însă, explicarea dată devine puțin probabilă întru cât, pe când la Siret se observă o deplasare spre est, la alte râuri și pâraie ce curg tot în această regiune cum e Trotușul, Cleja, Răcăciuni, etc., tendința de deplasare este înspre sud.

După Prof. SIMIONESCU asimetria malurilor Siretului se datoroște numărului mare de afluenți de pe malul drept cu apă multă și cu putere mare, cari împing cursul Siretului spre răsărit (2).

În adevăr acest factor contribuie într'o largă măsură la deplasarea Siretului spre răsărit, mai ales prin aluvionarea malului drept de către afluenții de pe această parte.

Privind o hartă topografică a bazinului hidrografic al Siretului în această parte a cursului lui, putem lesne vedea cum afluenții lui de pe partea dreapta au în general caracterul de râuri tinere, foarte multe din ele fiind chiar în stadiul de torente, deci rod și transportă o câtime mai mare de material pe care-l depun la gura lor sub formă de conuri de dejecție. Afluenții lui de pe stânga însă au caracterul de râuri îmbătrânite, au cursul încet, deci materialul cărat de ele e în mică cantitate și nu contrabalansează pe cel depus pe malul opus, astfel că Siretul e nevoit să se deplaseze spre răsărit.

În afară de acest fapt, după noi, asimetria malurilor Siretului și tendința lui de a-și deplasa cursul spre răsărit precum și tendința râurilor ce curg dinspre vest de a-și deplasa cursul spre sud, stă în legătură cu structura geologică a regiunii și este limitată aici numai în partea vestică a Podișului moldovean. După cum vom vedea, regiunea Subcarpaților este o regiune cutată prezentând încrețituri îndreptate N-S. Aceste cute se sting ușor spre răsărit către Podișul Moldovei, unde stratele rămân aproape orizontale păstrând numai o ușoară înclinare către SE. Din această cauză, râurile stabilite în regiunea limitrofă dintre Subcarpați și Podiș au tendința generală de a-și deplasa cursul în direcția înclinărilor generale a acestui Podiș. Pentru acest motiv, râurile cu direcția N-S, cum e Siretul, au tendința de a-și împinge cursul spre SE distrugându-și malul stâng, iar râurile ce vin dela vest spre est, căutând în Podiș

(1) R. SEVASTOR. Raporturile tectonice între Câmpia română și Reg. colinelor din Moldova. An. Inst. Geol. Rom., Vol. I, pag. 342. București 1908.

(2) I. SIMIONESCU. Contribuțiuni, etc., pag. 11.



să ia direcția SE, își degradează malul de sud și de aci tendința lor de a se deplasa în această direcție.

Inclinarea spre SE a întregului Podiș este un fapt asupra căruia a atras atenția cu mult înainte COBĂLESCU, care a arătat că depozitele sarmatice ce constituie regiunea Podișului Moldovei, atât din dreapta cât și din stânga Siretului, de și par a sta într-o poziție orizontală, au o ușoară înclinare generală către SE (1), înclinare, care după dânsul este cam 2,50 m. pentru un km. Această înclinare însă pare a fi mai accentuată pe malul drept al Siretului, deoarece se poate observa lesne dacă se examinează secțiunea alăturată (Fig. 1.) dusă pe partea dreaptă a Siretului între Dealul Pătul (Cleja) și gura pârâului Răcăciuni și având direcția NV-SE, adică aproape în direcția înclinării straturilor.



Fig. 1. Secțiune în depozitele Podișului moldovean din dreapta Siretului, între Cleja și Răcăciuni.

o nisipuri și marne meotiane;  $\gamma$  tufuri și cenușă andezitică;  
f depozite de terasă cuaternară.

Straturile de cenușă și de tufuri andezitice ( $\gamma$ ) cari se rezimă pe nisipuri și marne meotiane, se pot urmări cu o mică întrerupere pe o lungime de aproximativ 9 kilometri și în secțiune se observă cum pe această distanță ele se coboară de la înălțimea de 110 m. la 150 m., adică avem o înclinare de aproximativ 25-30 m. pe o lungime de 1 km; deci Platoul moldovean din dreapta Siretului are o înclinare accentuată spre SE, ceea ce explică fenomenul de deplasare spre răsărit al cursului Siretului.

Tendința acestui râu de a-și deplasa cursul spre răsărit nu se limitează numai la timpurile actuale, ci s'a manifestat neîntrerupt și în trecut, de la începutul Cuaternarului până în timpurile de față, fapt care se deduce din răspândirea teraselor lui.

Nu cunoaștem până la ce distanță se întind către răsărit terasele de pe malul stâng al Siretului; în orice caz, aceste terase sunt mult mai puțin întinse pe acest mal, pe când ele sunt foarte dezvoltate pe malul drept, întinzându-se până la 5-6 kilometri la vest de cursul actual al râului.

Astfel Siretul a depus încontinuu material pe partea dreaptă și și-a clădit treptat pe această parte un șes aluvial larg, care după cum se știe este partea cea mai productivă din Moldova.

1) Gr. COBĂLESCU. Studii geologice și paleontologice, etc., pag. 30.

**Basinul Trotuşului.** Râul Trotuş izvorăşte din zona internă a Flişului carpatic şi după ce străbate în întregime regiunea muntoasă a Carpaţilor, având direcţia NV-SE, dela Tg. Ocna intră şi în regiunea subcarpatică, limitând-o în partea de sud.

În regiunea muntoasă, între Palanca şi Tg. Ocna, Trotuşul are o vale adâncă şi strâmtă, prezentând aproape de Tg. Ocna adevărate chei, cari se ridică cu câteva sute de metri deasupra cursului lui actual. De îndată ce ese din această zonă şi intră în regiunea colinelor, valea lui se lărgeste dintr'odată, având uneori împreună cu şesul aluvial şi cu terasele o lărgime de aproape 3 km.

Între Tg. Ocna şi Oneşti, râul are direcţia V-E, curgând perpendicular pe direcţia cutelor Subcarpaţilor, iar dela Oneşti, după ce face o îndoitură mare spre nord, intră în Podişul moldovean şi îşi îndreaptă cursul spre SE, în direcţia înclinării generale a acestui Podiş.

Valea Trotuşului e foarte veche căci prezintă terase care se ridică cu câteva sute de metri deasupra cursului actual, terase cari sunt probabil de vârstă levantină sau chiar daciană.

**Basinul Tazlăului.** Mai interesantă decât valea Trotuşului este valea râului Tazlău cu care Trotuşul se întâlneşte la Slobozia-Mielului.

Tazlăul străbate regiunea noastră prin mijlocul ei, între Teţcani şi Oneşti, având direcţia NNW-SSE şi curge pe o vale izoclină săpată în depozitele Formaţiunii salifere superioare, întinzându-şi basiniul său hidrografic între Culmea Berzunţului la apus, care-l desparte de basinul Trotuşului şi între Culmea Pictricica la răsărit, care formează cumpăna apelor dintre basinul Tazlăului şi basinul Siretului.

Ca şi Trotuşul, Tazlăul are o vale largă acoperită de o succesiune de terase printre cari descrie o mulţime de meandre, unele mai pronunţate decât altele, astfel că lungimea cursului lui este cu mult mai mare decât lungimea regiunii pe care o străbate. De multe ori însă el taie gâturile meandrelor şi în acest chip îşi scurtează din curs, iar vechile meandre părăsite rămân ca nişte bălţi inelare de o parte şi de alta a albiei râului, servindu-l ca rezervoare în timpul viiturilor mari. Între aceste resturi de meandre sau Viroage, cea mai mare se întâlneşte la sud de satul Gura-Văei (Bârsăneşti), având un diametru de aproape  $\frac{1}{2}$  km (Tazlăul Sec).

Înainte de confluenţa lui cu Trotuşul, Tazlăul formează de asemenea un mare inel înaintând la început pe lângă şoseaua Bacău-Tg. Ocna, foarte aproape de albia Trotuşului, de care e despărţit numai printr'o dungă de pământ foarte îngustă. Aci, în loc să se unească cu Trotuşul, Tazlăul ocoleşte înapoi spre nord până la gura pârâului Belcii, de unde îşi îndreaptă iarăşi cursul spre sud unindu-se cu Trotuşul la răsărit de satul Slobozia-Mielului. Dunga de pământ de pe lângă şoseaua Bacău-Tg. Ocna, care desparte Tazlăul de Trotuş, este întens erodată atât de Tazlău pe partea de nord, cât

și de Trotuș pe partea de sud, așa că într'un viitor puțin îndepărtat ea va dispărea și atunci Trotușul va captă apele Tazlăului, deplasându-i confluența cu câteva sute de metri mai la apus de cea actuală.

Și la cursul Tazlăului ca și la cursul Siretului se observă, mai ales între Sânduleni și Slobozia-Mielului, o asimetrie destul de pronunțată a celor două versante ale lui, dreptul fiind mult mai înalt și mai escarpat decât cel stâng, care se prezintă cu o clină dulce.

De asemenea terasele lui, în special terasele superioare, sunt bine reprezentate pe partea stângă și lipsesc sau sunt foarte reduse pe partea dreaptă. Acest fapt ne arată și la cursul acestui râu o deplasare continuă dinspre răsărit spre apus, deplasare care este datorită aici faptului că stratele în cari curge sunt înclinate către apus, astfel că și râul este silit să alunece mereu în spre apus și să roadă malul drept.

#### INFLIENȚA PRECIPITAȚIILOR ATMOSFERICE ȘI A CONSTITUȚIEI PETROGRAFICE ASUPRA REGIMULUI RÂURILOR.

Regimul râurilor este funcție pe de o parte de modul de repartizare al precipitațiilor atmosferice, pe de altă parte de constituția petrografică a bazinului lor.

Precipitațiile atmosferice din regiunea noastră, variază în limite largi în decursul aceluiaș an. Tabloul alăturat (1) ne dă o idee clară de precipitațiile lunare normale și frecvența ploilor în decursul ultimilor 15 ani (1896—1910).

Lunile	Precip. lunare locale	Frecvența ploilor
Ianuarie	11—25 m. m.	4 zile pe lună
Februarie	11—25 »	5 » »
Martie	26—50 »	6 » »
Aprilie	51—75 »	7 » »
Mai	51—75 »	9 » »
Iunie	76—100 »	10 » »
Iulie	76—100 »	8 » »
August	26—50 »	5 » »
Septembrie	26—50 »	5 » »
Octombrie	26—50 »	6 » »
Noembrie	11—25 »	5 » »
Decembrie	11—25 »	5 » »
	Total . . . 75	» »

(1) Toate datele privitoare la cătinea și repartizarea precipitațiilor sunt luate din lucrarea d-lui G. D. BUCUREANU „Repartiția normală a precipitațiilor atmosferice în România (cu o diagramă și 13 hărți). București 1913». Pentru regiunea noastră stațiile de observație au fost la Moinești, Așud, Bacău, Podurile, Tg. Ocna și Tg. Valca Rea.



Din aceste date se poate vedea cum câtimea precipitațiilor lunare în decursul aceluiași an variază în limita largi dela 11-100 mm., ceea ce ne dovedește că suntem într-o regiune cu regim pluviometric continental. Maximum de precipitații îl avem în lunile Mai, Iunie și Iulie și minimum în Noembrie, Decembrie și Ianuarie.

În ce privește frecvența ploilor, observăm că avem 75 de zile cu precipitații atmosferice pe an; din acestea cele mai multe zile ploioase sunt tot în lunile Mai, Iunie și Iulie, când avem și cea mai mare câtime de ploaie.

Constituția petrografică a bazinului de alimentare are de asemenea un rol foarte însemnat în variația regimului râului. Într-o regiune cu regimul pluviometric continental, altfel se prezintă debitul râului când solul este permeabil și altfel când este impermeabil.

În regiunea noastră, după cum vom vedea în special la descrierea formațiunilor geologice și la răspândirea lor, aproape întreg solul este constituit din marne; ori se știe că marnele sunt roce cari au nevoie pentru saturarea lor de o cantitate destul de mare de apă pe care o cedează foarte greu și numai în urma insolațiilor prelungite. Odată saturate cu apă, ele devin cu totul impermeabile pentru o nouă câtime de apă, așa că orice exces de ploaie ce trece peste cantitatea necesară saturării lor nu se infiltrează ci curge la suprafață.

Pentru regiunea noastră, în timpul lunilor cu precipitațiuni puține și cu un număr redus de zile ploioase, August—Aprilie, apa de ploaie este abia îndestulătoare ca să imbibe marnele, așa că în acest timp debitul râurilor variază foarte puțin.

În timpul sezonului ploios însă, adică în special către sfârșitul primăverii și începutul verii, Mai—Iulie, când avem maximum de precipitații și frecvența cea mai mare a ploilor, câtimea de apă ce cade pe pământ este mai mult ca îndestulătoare să imbibe marnele, cari odată saturate cu apă devin impermeabile pentru un nou exces de apă ce ar cădea pe suprafața lor și care deci se scurge în râuri mărindu-le în mod însemnat debitul. În special către sfârșitul primăverii, umflarea râurilor este un fapt general în toată regiunea. Când ploile se susțin câteva zile, debitul râurilor crește foarte mult producând revărsări pustietoare. În acest timp, eroziunea lor crește la maximum, ele își distrug malurile, produc surpături de dealuri și își schimbă aproape întotdeauna albia lor minoră din cauză că cea veche se umple cu materialul rupt și transportat de ape.



## CAPITOLUL II.

## GEOLOGIA REGIUNEI.

Lucrarea de față prezentându-se ca o monografie locală nu interesează deopotrivă în întregime ea, de aceea vom împărți datele asupra geologiei în trei subcapitole:

A. Descrierea generală a formațiunilor geologice unde ne vom ocupa în special cu constituția petrografică și vârsta acestor formațiuni.

B. Descrierea geologică specială în care ne vom ocupa cu modul de prezentare al formațiunilor geologice în diferite localități, și

C. Tectonica regiunii în care vom căuta să stabilim raporturile dintre formațiunile geologice și dislocările pe cari ele le-au încercat în așezarea lor în decursul timpurilor geologice.

## A. DESCRIEREA GENERALĂ A FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE

Formațiunile cari iau parte la constituția geologică a regiunii se pot clasa în chipul următor:

- 4) Depozite cuaternare: pietrișuri și depozite de terase.
- 3) Depozite pliocene { Pietrișuri de terase superioare.  
Meotian.
- 2) Depozite miocene { Sarmațian.  
Formațiunea saliferă și Tortonian fossilifer.
- 1) Depozite paleogene { Gresie de Kliwa.  
Șisturi menilitice.  
Seria inframenilitică.

## 1) DEPOZITELE PALEOGENE.

Depozitele paleogene reprezintă cele mai vechi formațiuni geologice care iau parte la constituția regiunii noastre. Ele sunt reprezentate sub faciesul de Eliș și constituite din depozite detritice de mare puțin adâncă: conglomerate, gresii și marne foarte sărace în fosile.

După caracterele lor petrografice și în ordinea succesiunii lor putem deosebi în Paleogen trei serii succesive de depozite:

- c) Gresie de Kliwa  
b) Șisturi menilitice  
a) Seria inframenilitică



## a) SERIA INFRAMENILITICĂ (STRATE DE TG.-OCNA) (1).

Seria inframenilitică a fost menționată în această regiune pentru prima dată de geologul francez COQUAND, care a descris în împrejurimile Târgului Ocna (Muntele Măgura, Cericioaia) o formațiune de gresii cenușii micăfere, șisturi argiloase și calcareoase verzui cu fucoides, etc., pe cari le aseamănă și le paralelizează cu Flișul Apeninilor, «La macigno classique de l'antique Étrurie» (2). COQUAND dă și un profil în regiunea dela Tg. Ocna în care deosebește o succesiune de 6 orizonturi, dintre cari cele inferioare reprezintă Formațiunea saliferă cu sare, cele mijlocii Șisturile menilitice și cele superioare Seria inframenilitică cu fucoides și ieroglifo.

Observațiile lui COQUAND asupra succesiunii acestor depozite la Tg. Ocna sunt juste, căci acei raporturile stratigrafice dintre Flișul paleogen și Formațiunea saliferă cu sare sunt anormale. Interpretarea datelor de observație însă nu corespunde cu realitatea faptelor căci sarea nu este mai veche decât Șisturile menilitice și acestea nu sunt mai vechi decât Seria cu fucoides.

Acest lucru a fost relevat cu mult mai înainte de PAUL și TIERZE cari spun că ideea că sarea ar fi mai veche decât Șisturile menilitice și acestea mai vechi decât Seria inframenilitică, cum reese din profilul lui COQUAND, este greșită căci, dacă de fapt sarea se găsește sub Șisturile menilitice, aceasta se datorește fenomenelor de răsturnare a stratelor (überkippte Schichtenstellung) dela marginea Flișului, așa cum se întâmplă și în Galiția (3).

TSCHERMAK descrie în aceste strate, tot din împrejurimile orașului Tg. Ocna, marne cu următoarele forme de fucoides: *Chondrites intricatus*, *Chondrites furcatus* BRONGN. și *Caulerpa cicatricosa* HEER (4), iar COBĂLCESCU le desemnează sub numele de marne inframeni-

(1) Pentru depozitele din Paleogen au fost silii să întrebuițez numirile locale sau petrografice întru cât, pe deoparte unele din ele au intrat în literatură, pe de altă parte nu se poate preciza cărui etaj al Paleogenului aparțin și mai ales nu se poate ști dacă aparțin unui singur etaj. Pentru seria cea mai inferioară am admis numele de Serie inframenilitică (COBĂLCESCU), preferându-l numirii de strate de Tg. Ocna (ТІРГІСЬКА), întru cât cel dintâi nume arată și poziția pe care o ocupă depozitele în scara stratigrafică și pe deasupra are și întâietate în literatură.

(2) M. H. COQUAND. Sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contiennent. Bull. Soc. Géol. Franc., II-ème série, Tom. XXIV, pag. 511. Paris 1867-68.

(3) C. M. PAUL et E. TIERZE. Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. der k. k. geol. R. A. B. XXIX, p. 202, Wien 1879.

(4) G. TSCHERMAK. Der Boden und die Quellen von Slánik. Mineral. und petrograph. Mittheilungen, B. III, pag. 331-335. Wien 1881.





litice și le caracterizează prin existența unui gres cu mica Damurit care constituie roca conducătoare pentru găsirea petrolului (1).

În afară de câteva date în Anuarul Biuroului Geologic (2), Seria inframenilitică din această regiune a fost bine descrisă de TEISSEYRE, care a caracterizat-o din punct de vedere petrografic și a deosebit-o de celelalte depozite ale Flișului sub denumirea de *Sirate de Tg. Ocna* (*Schichten von Tg. Ocna*), după orașul Tg. Ocna în împrejurimile căruia ea are cea mai tipică dezvoltare (3).

Date asupra acestor depozite mai găsim și în lucrarea Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU (4), iar în ultimul timp într-o lucrare a lui MERUȚ (5), în care acesta dă o descriere a lor în împrejurimile Târgului Ocna.

Seria inframenilitică este alcătuită dintr'un complex variat de roci detritice reprezentate în special prin marne, gresii și brezii verzi.

Marnele se întâlnesc mai ales la partea inferioară a seriei, sunt bine stratificate și divers colorate: cenușii, roșcate, roșii vișinii, albicioase, etc.; în general ele sunt bine întărite și uneori loyite cu ciocanul se desface în plăci subțiri. Unele sunt de o fineță extremă, compacte și foarte calcaroase trecând spre calcare marnoase, altele sunt gresoase și conțin foite de mică așezate paralel cu suprafața de stratificație. Nu cuprind alte resturi de fosile decât impresiuni de fucoida cari nu permit însă determinarea vârstei acestor roci. De cele mai multe ori marnele alternează cu gresii dispuse în plăchete sau în strate mai groase.

Gresiiile sunt dezvoltate mai ales la partea superioară a Seriei inframenilitice, unde se prezintă fie în strate subțiri fie în bancuri groase până la o jumătate de metru.

Ele sunt în general calcaroase, cenușii închise sau de un galben murdar și sunt alcătuite din grăunți de calcar, cuarț, fragmente de roci verzi, foite de muscovit, glauconit, etc. Prezintă dese ori spărtura curbicorticală (*strzalka*) și au pe suprafață impresiuni ori urme în relief, ieroglife, cari sunt fie impresiuni de urme de târâre a viermilor, fie scurgeri de nomol sau sunt formate pe cale mecanică, prin presiune. De cele mai multe ori gresiile prezintă diaclaze umplute cu calcit secundar divers colorat: alb, cenușiu, negru,

(1) GR. COBĂLESCU. Studii geologice și paleontologice, etc., pag. 67—63.

IDEM. Ueber einige Tertiarbildungen in der Moldau. Verh. der k. k. geol. R. A. No. 10. Wien 1883.

(2) GR. ȘTEFĂNESCU. Relațiune sumară a anului 1885. Anuarul Biuroului Geologic, Vol. II, pag. 36—38. Buc. 1888.

(3) W. TEISSEYRE. Zur Geologie der Bacauer Karpathen. Jahrb. der k. k. geol. R. A. B. XLVII, pag. 571—574. Wien 1897.

(4) SABBA ȘTEFĂNESCU. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie, pag. 9—86. Lille 1897.

(5) V. MERUȚ. Contribuțiune la studiul masivelor de sare din România, pag. 111—125. Buc. 1912.



etc. În bancurile de gresie se vede dese ori cum acestea trec către partea superioară a stratului într'o brechie verde ale cărei elemente nu trec în general de mărimea unei alună. Elementele brechiei, reprezentate prin fragmente de serpentine, șisturi cloritosericitoase, corneene epidotice, amfibolite, piroxenite (1) și grăunți de calcit și cuarț divers colorați, sunt colțuroase, ceea ce ne arată că sedimentarea lor s'a făcut nu prea departe de locul de origină.

Brechiile verzi constituie roca conducătoare a Seriei inframenilitice, pentru că numai ele din toată seria cuprind câteva resturi de fosile reprezentate prin *Numuliți mici*, *Orbitoide*, *Briozoare*, *Pectinide*, *Ostrea*, spicule de *Echinazi* și fragmente de *Lithothamnium*.

TERSEYRE citează din ele *N. intermedia* d'ARCH și *N. Fichteli* d'ARCH (2), pe lângă care se mai poate alătură *N. Boucheri* DE LA HARPE, foarte des în gresile din dealul Feșele Târgului la nord de T. Ocna. Colelalte fosile se întâlnesc numai sub formă de fragmente așa că o determinare chiar generică este imposibilă.

Între rocile Seriei inframenilitice trebuie făcută o mențiune specială asupra gresiei de Moinești, foarte răspândită mai ales în partea de nord a culmei Berzunțului.

Gresia de Moinești a fost descrisă pentru prima oară de TERSEYRE din partea de sud a dealului Osoiu la Moinești de unde și-a căpătat și numele, iar după aceea a fost descrisă în culmea Berzunțului în dreptul comunei Podurile (3).

Ea este o gresie cenușie, grosieră, micaferă, cu ciment calcaros și cuprinde grăunți rotunjiți sau colțuroși de cuarț. Din cauza cimentului său ușor alterabil sub acțiunea agenților fizico-chimici, gresia putrezește foarte lesne transformându-se într'un nisip grosier, gălbui sau roșcat, în care se găsesc dese ori *Numuliți mici*. Din punct de vedere petrografic, gresia de Moinești este identică cu gresia eocenă din zona internă a Flișului (4). Mai întotdeauna ea este întovărășită de marne calcaroase în strate subțiri, roșii, micaferă, uneori bituminoase și foarte asemănătoare cu unele marne din complexul menilitic.

**Vârsta Seriei inframenilitice.** Lipsa de fosile caracteristice în stratele acestei serii nu numai în regiunea noastră ci și aiurea în tot Flișul marginal, raporturile foarte complicate ce există între ele și

(1) L. MRAZEC et W. TERSEYRE. Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie, pag. 4. Moniteur des intérêts pétroliers roumains. București 1902.

(2) L. MRAZEC et W. TERSEYRE. Aperçu géologique sur les formations salifères... pag. 4. Buc. 1902.

(3) W. TERSEYRE. Géolog. Reiseberichte aus den Karpathen Rumäniens (district Bacău). Verb. der k. k. geol. R. A. pag. 234—236. Wien 1896.

(4) SAVA ATHANASICU. Esquisse géologique, etc., pag. 168. Buc. 1907.

celelalte depozite paleogene, provocate de fenomenele de cutări pe cari ele le-au încercat după depunerea lor, ne arată dela început cât este de greu să stabilim exact vârsta lor și de ce încercările de orientare făcute de alți geologi nu au putut fi definitive.

Lăsând la o parte clasificările geologilor nemți și galițieni încercate asupra întregului Fliș carpatic, ele n'au lipsit nici pentru țara noastră.

Am văzut la începutul acestui capitol că geologul francez COQUAND, bazat numai pe caracterele petrografice și pe câteva impresiuni de fucoides, a paralelizat seria dela baza Șisturilor menilitice dela Tg.-Ocna cu formațiunea de Fliș din Apenini, socotind-o prin analogie cu aceasta de vârstă eocenă.

Cel dintâu geolog român, care a căutat să stabilească vârsta acestor depozite bazat pe observații mai întinse și pregătit cu toate cunoștințele cercetărilor făcute în toți Carpații, a fost CORĂLESCU, care consideră marnelile inframenilitice ca echivalente cu stratele de Hoja din Transilvania, adică de vârstă oligocen inferioară (1).

Mai târziu TRISSEYRE, în urma studiilor făcute mai ales în județul Bacău, ajunge la concluzia că Seria inframenilitică (Stratele de Tg.-Ocna) sunt echivalente cu Oligocenul inferior, probabil însă că ele cuprind și o parte din Eocenul superior (2).

Prof. SAVA ATHANASIU (3) a arătat că depozitele dela Drăcești și Găinești din județul Suceava, cari din punct de vedere petrografic și stratigrafic sunt identice cu cele descrise în Culmea Berzunțului, se pot paraleliza cu depozitele cari în Galiția sunt socotite ca barton-ligurice, iar în altă parte, spune că gresile cu *ieroglife*, marnelile cu *fucoides* și intercalațiuni de conglomerate cu *Lithothamnium*, *Numuliți mici* și *Orbitoide* reprezintă Bartonianul (4).

Echivalente cu Seria inframenilitică din județul Bacău și în aceleași condițiuni stratigrafice sunt și depozitele dela Șotriile din județul Prahova pe cari, după fauna găsită în ele, Prof. MRAZEC le consideră ca aparținând Bartonianului (5), iar BOTEZ după microfauună le raportează la Priabonian, adică la partea cea mai superioară a Eocenului (6).

(1) GR. CORĂLESCU. Studii geologice și paleontologice., pag. 66—67.

(2) W. TRISSEYRE. Zur Geologie der Bacauer Karpathen... pag. 569.

(3) SAVA ATHANASIU. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. Verh. der k. k. geol. R. A. pag. 149. Wien 1899.

(4) IDEM. Esquisse géologique., pag. 167.

(5) L. MRAZEC. Despre prezența Bartonianului în jud. Prahova. Academia Română 1906.

(6) G. BOTEZ. Comunicare preliminară asupra Bartonianului în jud. Prahova. An. Inst. Geol. Rom. Vol. II, pag. 201. Buc. 1909.



În tabela de răspândire și paralelizare a Numuliticului în Carpați, POPESCU-VOITEȘTI consideră stratele de Tg.-Ocna împreună cu gresia de Moinești echivalente cu tot Eocenul superior dela Auversian până la Ludian (1).

Din literatura citată până aici se vede că deși nu se pot preciza limitele timpului în care s'au depus stratele Seriei inframenilitice, toți geologii, cari s'au ocupat cu ele, le pun la limita dintre Eocen și Oligocen, reprezentând stratele de tranziție între aceste două etaje.

Cele câteva forme de Numuliți citați în depozitele acestei scrii conduc la aceeași concluzie. Astfel *N. intermedia* și *N. Fichteli*, citați de TEISSEYRE în stratele de Tg. Ocna, se găseseră în basinul Transilvaniei atât în Eocenul superior cât și în Oligocenul inferior (2), iar în tabloul de clasificare al depozitelor numulitice, H. DOUVILLÉ și J. BOUSSAC socotesc forma de *Nummulites intermedius - Fichteli* ca cea mai caracteristică pentru Oligocenul inferior (3). *N. Boucheri* DE LA HARPE se întâlnește atât în Transilvania cât și în Oltenia (4) în Eocenul superior, iar în Galiția și în nordul Moldovei la Neagra Șarului se găsește în strate pe care UHLIG (5) și ATHANASIU (6) le pun la limita dintre Eocen și Oligocen, prin urmare și această formă de Numulit se găsește atât în Oligocenul inferior cât și în Eocenul superior.

Din toate aceste date rezultă clar că trebuie admisă ideea exprimată de TEISSEYRE că Seria inframenilitică (stratele de Tg.-Ocna) se poate considera ca echivalentă cu depozitele-limită dela sfârșitul Eocenului superior și începutul Oligocenului inferior.

#### b) ȘISTURILE MENILITICE.

Deasupra Seriei inframenilitice urmează un complex de strate cu o foarte mare grosime și răspândire în această parte a Moldovei, cunoscute sub numele de Șisturi menilitice.

Ele au fost semnalate în regiunea noastră pentru prima dată de COCCAND și descrise mai târziu în lucrările lui TEISSEYRE și în

(1) I. POPESCU-VOITEȘTI. Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression géologique. An. Inst. Geol. Rom. Vol. III, Tab. I, Buc. 1910.

(2) A. KOCH. Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile, I Theil, pag. 298, 314, 327. Budapest 1894.

(3) E. HAUD. Traité de Géologie. Vol. II, fasc. 3, pag. 1421. Paris 1908—1911.

(4) G. MURGOCI. Terțiarul din Oltenia. An. Inst. Geol. Rom. Vol. I, pag. 20. București 1908.

(5) V. UHLIG. Ueber eine Microfauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen. Jahrb. der k. k. geol. R. A., B. XXXVI, pag. 205—206. Pl. II, 7—8. Wien 1888.

(6) SAVA ATHANASIU. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Karpathen. Verh. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien, 1899, pag. 146.



celelalte lucrări în cari se menționează și despre depozitele inferioare lor descrise mai sus.

Șisturile menilitice se prezintă ca un complex de roce foarte variate, caracterizate printr'o mare bogăție în menilit format în ele pe cale diagenetică. Rocile ce-l alcătuiesc sunt reprezentate uneori prin niște șisturi foioase bituminoase -- șisturi disodilice -- de culoare brună negricioasă și cu suprafața înălbită prin oxidarea bitumennului. Pe suprafață prezintă eflorescențe de sulfai galbeni și cristale aciculare de gips dispuse în formă de rozetă. În afară de aceasta ele prezintă impresiuni de solzi și oase de pește, printre cari am găsit două exemplare întregi cari se pot raporta la forma *Meletta crenata* HECKEL. Alte ori complexul menilitic e reprezentat prin strate de silexuri de culoare neagră, sfărâmicioase, groase până la un decimetru maximum, cunoscute în partea locului sub numele de orum sau crog. Și acestea sunt bituminoase în interior, iar suprafața o au înălbită prin oxidarea substanței organice și acoperită de eflorescențe de sulfai galbeni. De foarte multe ori însă Șisturile menilitice sunt reprezentate prin marne albicioase, compacte și silicioase, cari alternează cu strate de silexuri și în special cu hornsteinuri opalescente foarte frumoase vârgate prin bande de diferite culori.

Marnele prezintă în interiorul lor separațiuni neregulate de menilit, dela cari se observă tranziție gradată către roca netransformată. După Prof. ATHANASIU (1), aceste separațiuni menilitice din interiorul marnelor își găsesc explicația în fenomonele de difuziune ale lui LARSEN, cărora le atribuie de asemenea și stratificația fină a menilitelor precum și bandele colorate ale hornsteinurilor vârgate, acestea însăși fiind formate prin diagenesă din marne.

Mai întotdeauna, în alternanță cu marnele și hornsteinurile vârgate, se întâlnesc niște strate de gresii de culoare albă sau albă gălbuie, groase dela câțiva centimetri până la o jumătate de metru și alcătuite din grăunți mici de cuarț cu bobul fin și uniform, din grăunți de calcit și mai rar cuprinzând foițe de mică albă, precum și urme de oxizi de fier și fragmente de roce verzii. Adeseaori și gresiile prezintă în interiorul lor separațiuni de silex, datorite de sigur tot fenomenelor de diagenesă. Complexul de marne, hornsteinuri și gresii a fost separat de TEISSEYRE, după TSCHERMAK, ca orizontul cel mai inferior al complexului menilitic sub denumirea de Strate de Șipote (2) și paralelizate cu Stratele de Șipote (Schipoter-Schichten) descrise de PAUL în Bucovina (3).

Prof. ATHANASIU a arătat că această paralelizare este greșită,

(1) SAVA ATHANASIU. În colecțiunea de Geologie generală a Institutului Geologic al României aranjată în anul 1914.

(2) W. TEISSEYRE. Zur Geologie der Bacau' er Karpathen., pag. 570-571.

(3) G. TSCHERMAK. Der Boden an die Quellen von Slánik., pag. 382.



pentru că așa numitele Strate de Șipote dela Tg.-Oena sunt de vârstă oligocenă, pe când Schipoter-Schichten ale lui Paul din Bucovina, pe lângă că au o înfățișare petrografică deosebită, sunt de vârstă cretacică inferioară și se pot paraleliză cu Stratele de Audia dela baza Flișului din zona internă (1).

Mai mult, stratele separate de TEISSEYRE sub numele de Strate de Șipote, nu cred să reprezinte neîndoios orizontul cel mai inferior al complexului menilitic, ba chiar se pare că ele reprezintă un orizont mai superior al acestui complex, căci în general fac tranziția spre gresia de Kliwa dela partea superioară a Oligocenului.

În afară de aceste roco, complexul menilitic cuprinde deseori și blocuri izolate de roco verzi, de exemplu în meniliticele din Dealul Chichilău și Dealul Pantei în împrejurimile Târgului Oena.

**Condițiunile de formare ale Șisturilor menilitice.** S'a exprimat ideea că Șisturile menilitice reprezintă depozite de mare adâncă, prin comparație cu Șisturile menilitice dela Nagy-Ilonda din Transilvania, cu cari au multă asemănare din punct de vedere petrografic și faunistic și cari sunt considerate de KOCH ca depozite formate la o adâncime mare și la o depărtare mai mare de țărm (2). De asemenea Prof. HAUG dela Paris consideră Șisturile menilitice ca un facies bathyal al Numuliticului (3).

Din observațiile făcute asupra acestor roco atât în Carpații Moldovei cât și în Galiția, rezultă că această idee nu se poate susține astăzi, căci avem probe cari ne dovedesc până la evidență că aceste depozite reprezintă formațiuni de mare puțin adâncă depuse pe platforma continentală a Mărei Oligocene (4).

În adevăr, după cum am arătat mai înainte, Șisturile menilitice cuprind dese ori intercalațiuni de conglomerate, cu blocuri foarte mari uneori — mai ales în meniliticele din județul Putna (5) — ceea ce ne dovedește că ele nu s'au putut depune decât foarte aproape de țărm.

Fosilele cari s'au întâlnit sporadic în stratele menilitice conduc la aceeași concluzie anume că ele reprezintă depozite de

(1) SAVA ATHANASIU. Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina. Raport asupra act. Inst. Geol. Rom. pe anii 1908—1910, pag. LIII—LIV. București 1913.

(2) A. KOCH. Die Tertiärbildungen etc., I. Theil, pag. 352.

(3) E. HAUG. Traité de Géologie. Vol. II, fasc. 3, pag. 1403 și 1495.

(4) Multe din aceste date au fost discutate la ședințele Institutului Geologic, iar o sistematizare a celor mai multe dintre ele se găsește în Cursul de Stratigrafie al Prof. ATHANASIU din 1912—1913.

(5) SAVA ATHANASIU. Raport anual asupra activității Inst. Geol. Rom. pe anii 1908—1910, pag. XXXIII. București 1913.

HORIA GROZESCU. Dările de seamă ale ședințelor pe anul 1913.



mare puțin adâncă. Din acest punct de vedere regiunea din prejurul orașului Piatra din Jud. Neamț, în care s'au găsit câteva fosile, ne-a procurat date prețioase asupra condițiilor de sedimentare ale acestor roce.

Așa SEVASTOS și RACOVITZĂ au descris dela Băltătești o formă de isopod — *Proidotea Haugi* a cărei asemănare cu *Mezidoteinele* actuale, forme eurihaline din regiunea litorală a Mării Baltice, i-a condus la concluzia că rocele ce o conțin sunt formațiuni litorale sau chiar lagunare (1).

Tot din această regiune, din Șisturile menilitice de pe țărmul drept al Bistriței, COSMOVICI menționează numeroase exemplare de Gasteropode și Lamelibranchiate — *Adeorbis*, *Spondylus*, *Pecten*, *Lima*, *Modiola*, *Psumobia*, *Astarte*, *Goodalia*, *Cardium* — cari conduc pe autor la concluzia că stratele ce le conțin s'au depus la o mică depărtare de țărm (2).

În același sens vorbesc și unele specii din Peștii descriși de Prof. SIMIONESCU dela Piatra ca genurile *Gobius* și *Sygnathus*, cari sunt forme litorale sedentare (3).

Dacă la aceasta se mai adaugă prezența de resturi de frunze și fructe de plante, alge, crustacei, etc., întâlnite de POPESCU-VOITEȘTI în jud. Muscel (4), ajungem în mod logic la concluzia că Șisturile menilitice nu pot reprezenta o formațiune bathyală, rămânând definitiv stabilit că depunerea lor s'a făcut în regiunea litorală sau neritică a mării.

**Vârsta Șisturilor menilitice.** Lucrările pentru determinarea vârstei Șisturilor menilitice au fost numeroase, rezultatele la cari s'a ajuns nu sunt însă definitive, lucru ușor de înțeles dat fiind sărăcia extremă în fosile a acestor depozite. Așa se explică că vârsta lor a variat în limite foarte largi dela Cretacic până la Oligocen (5).

Un singur lucru se poate afirma dela început cu siguranță, anume că atât în regiunea noastră cât și în toți Carpații orientali, Șisturile menilitice sunt mai noi decât Stratele de Tg. Ocna cu Numuliți mici, ieroglife și lucoide, de oarcece acolo unde raporturile normale sunt păstrate, Șisturile menilitice se întâlnesc întotdeauna la partea su-

(1) R. G. RACOVITZĂ et R. SEVASTOS. *Proidotea Haugi* n. g. n. s. isopode oligocène en Roumanie. Archives de Zool. expériment. et générale, 3-ème Serie, T. VI, pag. 180-191. Paris 1910.

(2) N. I. COSMOVICI. Note sur une faune oligocène du Plioch moldave. Bull. de la Sect. Scient. Académie Române Vol. I., pag. 88-90. București 1913.

(3) I. SIMIONESCU. Asupra câtorva Pești fosili din Terțiarul românesc. Académie Române 1934.

(4) I. POPESCU-VOITEȘTI. Contribuțiuni la studiul Mușcelilor, etc., An. Inst. Geol. Rom. Vol. II pag. 241. Buc. 1909.

(5) SABBA ȘTEFĂNESCU. Étude sur les terrains tertiaires etc., pag. 3-19. Lille 1897.



perioară a acestei serii. În Șisturile menilitice din România nu s-au întâlnit decât solzi și exemplare de *Meletta crenata* și cele câteva forme de Pești, Crustacei, Gasteropode și Lamelibranchiate, pe cari le-am pomenit mai înainte. Acestea nu sunt însă suficiente pentru determinarea exactă a vârstei acestei formațiuni, permit însă paralelizarea ei cu formațiuni similare din alte localități, unde s'au putut obține câteva date mai însemnate referitoare la chestia de care ne ocupăm. Aceste date sunt tratate pe larg în lucrarea lui COBĂLCESCU, din care dăm aici un rezumat pe scurt.

În localitatea Also-Veröcke, PAUL a descris în niște argile de culoare închisă cu concrețiuni tari de sferosiderit următoarele fosile determinate de BRITNER: *Isocardia subtransversa* d'ORB, *Cyprina cf. Morissi*, *Cardita cf. Dunkerii* și o *Telina*, dintre cari în special *Isocardia subtransversa* este foarte asemănătoare cu exemplarele mici din nisipurile marine dela Weinheim (1) de vârstă oligocenă medie.

Tot din această localitate VACEK descrie niște marne argiloase cari trec în partea lor superioară în adevărate Șisturi menilitice. Marnele conțin o faună bine păstrată în care s'au determinat numeroase forme fosile de Gasteropode și Lamelibranchiate, după cari ele se pot paraleliză cu depozitele din comitatul Szilágyului cari reprezintă Oligocenul inferior (2), deci menilitolo de deasupra lor trebuie să reprezinte în parte Oligocenul mediu. Interesant este faptul că Șisturile menilitice din această localitate conțin o bogată faună ichtiologică descrisă de KRAMBERGER între cari formele: *Lepidopus leptospondylus* HECKEL, *brevispodylus*, *dubius*, *Gobius leptosomus*, *Amphisyle Heinrichi*, *Meletta longimana*, *crenata*, *Leuciscus*, etc., după cari el consideră stratele menilitice de vârstă eocenă (3); de fapt, după prezența genurilor *Meletta* și *Amphisyle* și după caracterul petrografic al rocilor, aceste depozite se pot paraleliză cu Stratele de Nagy Ilonda din bazinele Transilvaniei, cari după KOCH reprezintă Oligocenul mediu (4). Unele din aceste forme de Pești se găsesc și în regiunea Rinului superior, la Bouxwiller, Nieder Magstadt și Froide-fontaine, tot în Oligocenul mediu (5) și deci tot la Oligocenul mediu trebuie raportate și Șisturile menilitice din Carpații orientali cari conțin aceeași faună ichtiologică.

(1) C. M. PAUL und E. TRETZK. Neue Studien (op. cit.), pag. 273.

(2) M. VACEK. Beitrag zur Kenntnis der mittelkarpatischen Sandsteinzone. Jahrb. der k. k. geol. R. A. Bd. XXXI, pag. 201. Wien 1881.

(3) KRAMBERGER. Beiträge zur Kenntnis der fossilen Fische der Karpathen. Paläontographica Bd. 26. Lief. 3. 1879. citat după VACEK (op. cit.) pag. 200.

(4) A. KOCH. Die Tertiärbildungen, etc. I Theil, pag. 350—355.

(5) E. HUGO. Traité de Géologie. Vol. II, fasc. 3, pag. 1464.





Se pare astfel că transgresiunea oligocenă medie, una din cele mai mari din Europa, a cuprins și regiunile carpatino și, cu toate că nu avem date precise asupra acestui punct, totuși oare care indicații nu lipsese.

Astfel și la noi Oligocenul pare a începe printr'o transgresiune, dacă se ține socoteală de conglomeratele de rocc verzi ce se observă la baza lui (1) și de cele câteva resturi de fosile întâlnite în el, cari au foarte multă asemănare cu unele forme actuale din bazinul Mării Baltice, cum de exemplu *Proidotea Haugi*, care pare a fi continuată prin *Mesidoteinele* actuale din Baltica; pe de altă parte însuși existența acestui gen în Șisturile menilitice din Carpați precum și prezența unora dintre formele de Lamelibranchiate citate de COSMOVICI, cum e genul *Astarte*, ne arată că Marea Oligocenă din regiunea Flișului carpatic eră destul de răcită, răcire care rezultă foarte probabil din comunicarea între Marea Oligocenă din nordul Germaniei și cea din Carpați.

#### c) GRESIA DE KLIWA.

Deasupra Șisturilor menilitice urmează gresia de Kliwa care ocupă partea cea mai superioară a depozitelor paleogene din zona marginală a Flișului.

În regiunea de care ne ocupăm, ea se întâlnește pe vârfurile cele mai înalte, ridicându-se câte odată până la 1.000 metri deasupra nivelului mării și având o grosime totală de 4-500 metri.

În literatura locală găsim date asupra gresiei de Kliwa în lucrările cari vorbesc și despre celelalte două serii ale Paleogenului, mai ales sub numele de gresie de Măgura (COBĂLCESCU) și de gresie de Tisești (TEISSEYRE), nume cari sunt echivalente și cu denumirile de: Steinitzersandstein, Niemtschitzerschichten, Jamnasandstein, Ciezkowicersandstein, Grudekernsandstein și Wamasandstein(2) ce s'au dat gresiei de Kliwa în Carpați orientali din Galiția și Bucovina.

Gresia de Kliwa este o gresie silicioasă albă, alcătuită din grăunți mici de cuarț de o sfinț și uniformitate extremă; cu totul rar printre acestea se mai întâlnesc foite de muscovit, grăunți de calcar și fragmente de rocc verzi, cari prin alterare dau gresiei o culoare brună închisă sau roșiatică.

Uneori ea se prezintă sub formă de strate cu o grosime de câțiva decimetri, de cele mai multe ori însă alcătuește bancuri masive

(1) L. MRAZEC și I. POPESCU-VOITEȘTI. Contribuțiunile cunoașterea pânzolei Flișului carpatic. An. Inst. Geol. Rom. Vol. V, pag. 529. București 1914.

(2) Ibidem. pag. 547.



de 8-10 metri, prezentându-se cu pereți escarpați, înalți de zeci de metri și alcătuiți exclusiv numai din gresie de Kliwa.

Finețea, uniformitatea, grosimea și răspândirea mare a gresiei de Kliwa au făcut pe unii geologi să o considere ca o formațiune de dune litorale (1); nu sunt însă motive suficiente pentru susținerea acestei idei, ba chiar sunt câteva care se opun ei, cum ar fi existența urmelor de valuri pe suprafața straturilor de gresie (ex. urmele de valuri de pe suprafața gresiei din malul drept al Bistriței în fața Pietrei la localitatea Petrodava), apoi intercalațiunile de șisturi menilitice din ea, etc. (2).

Vârsta gresiei de Kliwa. În ceea ce privește vârsta gresiei de Kliwa toți geologii sunt de acord a o clasă la Oligocenul superior, fără să existe însă date paleontologice care să precizeze această vârstă.

Poziția ei stratigrafică deasupra Șisturilor menilitice, cari în majoritatea lor aparțin, după cum am văzut, la Oligocenul mediu, ne îndreptățește să considerăm gresia de Kliwa de vârstă oligocenă superioară.

Singurele resturi de fosile, în depozite echivalente cu Gresia de Kliwa, au fost descrise de VACEK la Riszkania lângă Uzsok, cari confirmă ideea că gresia de Kliwa se poate paraleliza, atât în Galiția cât și la noi în țară, cu Oligocenul superior (3).

Nici Gresia de Kliwa însă, nici Șisturile menilitice și nici Seria inframenilitică nu se pot paraleliza cu diviziunile clasice ale Oligocenului, însă în marea lor majoritate, fiecare din ele corespunde la o diviziune din cele trei ale acestuia și anume: Gresia de Kliwa la Oligocenul superior, Șisturile menilitice la Oligocenul mijlociu și Seria inframenilitică la Oligocenul inferior și în parte și la Eocenul superior, cum de altfel a presupus THEISSEYRE încă dela 1897.

## 2. DEPOZITE MIOCENE.

Depozitele miocene ocupă cea mai mare parte a regiunii studiate și prezintă o importanță deosebită atât din punct de vedere științific cât și din punct de vedere economic.

În depozitele miocene putem face următoarele diviziuni:

a) Formațiunea saliferă cu intercalațiuni de calcar cu *Lithothamnium* la partea superioară.

b) Sarmațian.

(1) L. MRAZEC et W. THEISSEYRE. *Aperçu géologique*, etc., pag. 46.

(2) SAVA ATHEANASIU. Referat asupra lucrării *Proidotea Haugi*. Dări de seamă ale ședințelor. Vol. II, pag. 132. Buc. 1910.

(3) Gr. CORĂLĂESCU. Studii geologice și paleontologice, etc., pag. 67.



### a) FORMAȚIUNEA SALIFERĂ.

Poate nici una din formațiunile geologice din Carpați nu a fost atât de mult studiată și nu a provocat alătea discuții în jurul ei ca Formațiunea saliferă.

Importanța ei economică stă în faptul că în ea se cuprind toate depozitele de sare și reprezintă pe deasupra formațiunea care cuprinde petrol în zăcământ primar (1). Din punct de vedere științific importanța Formațiunei salifere este covârșitoare, pentru că de timpul depunerii ei sunt legate ridicarea și cutările principale ale sistemului carpatic; din nenorocire, lipsa completă de resturi vieșuitoare din Formațiunea saliferă împiedică rezolvirea a o mulțime de probleme științifice, cari nu și vor putea găsi o soluție definitivă decât atunci când se vor descoperi în ea fosile cari să-i determine mai de aproape vârsta.

Formațiunea saliferă din județul Bacău face parte din marea zonă de depozite salifere, cari mărginesc arcul carpatic la partea lui externă și se caracterizează, ca și în restul țării, printr'un complex foarte variat de roci, între cari predomină marno, gresii, conglomerate, sare, gips și tufuri dacitice, cuprinzând aproape pretutindeni izvoare sărate, sulfuroase și iviri de păcură.

Dela început putem deosebi în Formațiunea saliferă din regiunea noastră două arii de răspândire:

Zonă saliferă propriu zisă, care se întâlnește în regiunea Subcarpaților și

Formațiunea saliferă care se întâlnește în zona Flișului marginal din regiunea carpatică.

### Formațiunea saliferă din Subcarpați.

Formațiunea saliferă din Subcarpați se găsește menționată în regiunea noastră pentru prima oară de COQUAND, care o descrie în împrejurimile satelor Tețcani, Năsoești și Vercești și o paralelizează cu argila dela Moinești și dela Tg. Ocna care cuprinde sarea, considerându-le împreună de vârstă cocenă superioară și anume echivalente cu gipsul de Montmartre (2).

În anul 1883, COBĂLCESCU descrie Formațiunea saliferă în Subcarpații districtului Bacău în Catena Tazlăului, apoi la Orășa, Berchiu

(1) I. MRAZEC. Ueber die Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten. Congrès intern. du pétrole, 111-ème sess. Mémoires. Tom. II, pag. 97. Buc. 1910.

(2) M. H. COQUAND. Sur les gîtes de pétrole, etc., op. cit., pag. 522-527.



(Perchiu), Bărsănești și Berzunț și este cel dintâiu geolog care menționează în această formație izvoarele sărate dela Chișata (1).

Mai târziu, TEISSEYRE descrie Formațiunea saliferă aproape în toată valea Tâzlaşului între Tețeani și Onești și cel dintâi pomenește despre existența conglomeratelor verzi la Luizi, considerându-le la baza Formațiunii salifere (2).

Tot TEISSEYRE dă o descriere a Formațiunii salifere dintre Tg. Ocna și Perchiu și menționează aici existența marnelor cu Globigerine, la Onești (3).

SABBA ȘTEFĂNESCU nu insistă decât asupra Formațiunii salifere din zona Flișului dela Tg. Ocna, iar pe cea din Subcarpați abia dacă o indică pe valea Tâzlaşului sărat pe șoseaua Moinești-Bacău, apoi la Onești și la Orășuța (4).

În anul 1901, MRAZEC și TEISSEYRE publică date foarte interesante asupra conglomeratelor verzi dela Sărata și asupra unui complex de strate alcătuit din gresii, gipsuri și conglomerate verzi, pe care îl urmăresc între Sărata și Cleja—Stratele de Bălțata—, (5) dovedite astăzi ca salifere. În afară de alte câteva date destul de importante cari se găsesc în literatură asupra geologiei regiunii Bacăului în legătură cu petrolul (6), celelate mențiuni despre Formațiunea saliferă din Subcarpați acestei regiuni sunt fie luate din publicațiile anterioare (7), sau sunt cu totul reduse ca însemnătate geologică așa că e de prisos să mai insist asupra lor.

Formațiunea saliferă a Subcarpaților din județul Bacău se prezintă, cum am spus, cu aceleași caractere stratigrafice și petrografice ca și în restul Subcarpaților României, de aceea, în studiul ei, va trebui să ținem socoteală pe cât este posibil în cadrul acestei lucrări și de datele cele mai însemnate câștigate asupra acestei formațiuni în celelalte părți ale Subcarpaților României.

**Clasificarea depozitelor salifere din Subcarpați.** O orizontare a depozitelor salifere s'a încercat încă dela 1883 de COBĂLCESCU,

(1) GR. COBĂLCESCU. Sandii geologice și paleontologice, etc., op. cit., pag. 57—58.  
Leber einige Tertiärbildungen in der Moldau. Verh. der k. k. geol. R. A., pag. 153—154. Wien 1883.

(2) W. TEISSEYRE. Geologische Reiseberichte aus den Karpathen Rumänien (Dist. Bacău). Verh. der k. k. geol. R. A., pag. 134—142. Wien 1896.

(3) W. TEISSEYRE. Zur Geologie der Bacauer Karpathen etc., pag. 673—674.

(4) SABBA ȘTEFĂNESCU. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie, etc., pag. 89—100. Lille 1897.

(5) L. MRAZEC und W. TEISSEYRE. Ueber oligocäne Klippen, etc., Jahrb. der k. k. geol. R. A. pag. 240—291. Wien 1901.

(6) SAVA ATHANASIU. Esquisse géologique etc., pag. 184—189. București 1907.

(7) L. MRAZEC et W. TEISSEYRE. Aperçu géologique sur les formations salifères etc., București 1902.

IDEM

Das Salzvorkommen in Rumänien. Wien 1903.



care a făcut în ele două diviziuni petrografice: «una superioară, rar gipsiferă, formată dintr'un gres ale cărui caractere variază în limite înguste și poate prin urmare a se recunoaște cu ușurință, iar alta inferioară, formată din luturi, marne și gresii, care este caracterizată prin câtimea enormă de gipsuri ce cuprinde»; în unele părți, COBĂLCESCU deosebește la baza acestora o a treia diviziune inferioară lor, compusă din calcare, marne și conglomerate (1).

Formațiunea saliferă din județul Bacău prezintă o mai mare asemănare, din punctul de vedere al orizonturilor ce se pot face în ea, cu Formațiunea saliferă din Golful de Slănic, în care MRAZEC și TEISSEYRE deosebesc un orizont de salifer cu gips la partea inferioară, peste care urmează un orizont de conglomerate, acoperit la rândul lui de un orizont superior al Saliferului, care cuprinde de asemenea gipsuri (Saliferul cenușiu). În afară de aceste trei orizonturi, dânsii deosebesc între conglomerate și Saliferul cenușiu, un al 4-lea orizont, așa numitul Salifer de facies roșu (sogenannte bunte, zumeist rötliche Salzformation) (2).

În ultimul timp POPESCU-VORTEȘTI clasifică Formațiunea saliferă într'un Salifer inferior cu sare și gipsuri, care reprezintă autohtonul Flișului (I Mediteran) și un Salifer superior cu gipsuri și tufuri dacitice aparținând Mediteranului al II-lea, care ori unde apare este transgresiv atât peste marginea pânzei marginale cât și peste Vorland (3).

În regiunea Subcarpaților din județul Bacău se poate deosebi, ca și în Golful de Slănic, o Formațiune saliferă inferioară cu gips și sare și o Formațiune saliferă superioară, care începe prin conglomerate la partea inferioară și se termină prin marne, gipsuri, gresii și nisipuri cu intercalațiuni de tuf dacitic și de calcare tortoniane la partea superioară (Saliferul vânăt sau cenușiu).

Această diviziune într'un Salifer inferior și altul superior e justificată de faptul că între cele două Formațiuni salifere, cari reprezintă neîndoios depozite lagunare, se întâlnește un orizont de conglomerate, gros de cel puțin 300 metri, care separă cele două Formațiuni salifere indicând astfel variațiuni însemnate în condițiile fizice ale lagunei salifere.

Așa dar în regiunea noastră putem deosebi în Formațiunea saliferă următoarele diviziuni:

(1) GR. COBĂLCESCU. Studii geologice și paleontologice etc., pag. 60.

(2) W. TEISSEYRE und L. MRAZEC. Das Salzvorkommen in Rumänien, pag. 4—9, Fig. 9. Wien 1903.

(3) I. POPESCU-VORTEȘTI. Dările de seamă ale Ședințelor Inst. Geol. Rom. pe anul 1912.



Form. saliferă	{ Seria superioară  Seria inferioară	{ δ) Orizontul grosos-nisipos cu tul dacic și intercalațiuni de calcar cu <i>Lithothamnium</i> . γ) Orizontul marelor și gipsurilor superioare. β) Orizontul roșu al Saliferului. α) Orizontul conglomeratelor verzi de Pietricica.

### Formațiunea saliferă inferioară a Subcarpaților.

Formațiunea saliferă inferioară este slab reprezentată în regiunea Subcarpaților și anume în culmea Pietricica la fundul pârâului Valea Mare, pe pârâul Sărata, lângă satul Talpa și apoi în câteva locuri la marginea externă a Flișului carpatic.

La Valea Mare, ea se găsește puternic subțiată, acoperind, pe văi, unde eroziunea a străbătut mai în adâncime, flancurile unei insule de Oligocen, care pătrunde ca sămbure de străpungere prin depozitele Formațiunii salifere, iar la Sărata se întâlnește pe pârâul cu acest nume, amestecată cu klipce de Șisturi menilitice și gresie de Kliwa frământate împreună și constituind o puternică breecă tectonică.

Petrograficește Saliferul inferior este greu de deosebit de cel superior, în general însă rocile ce-l alcătuiesc au o colorație mult mai vie. Ele sunt reprezentate prin marne vinete, negre, roșii vișinii, argile gălbului, uneori micacee ce cuprind cristale aciculare de gips și gresii în plachete cu urme cărbunoase. Rocile prezintă bogate eflorescențe saline, sunt bituminoase și cuprind uneori cruste de sulf nativ (Sărata).

În afară de aceste roce, Saliferul inferior mai cuprinde gipsuri albe sau vinete și zăcăminte de sare, indicate prin puternice izvoare sărate, atât pe pârâul Sărata, cât și pe pârâul Valea Mare (Ciorta Vireș) și la fundul pârâului Valea Rea. Sarea nu este scoasă la zi, însă existența ei în adâncime este neîndoioasă, judecând după concentrarea și puterea mare a izvoarelor sărate.

Grosimea Formațiunii salifere inferioară trebuie să fie destul de mare în adâncime. Într'un puț săpat la Ciorta Vireș, după afirmațiunile oamenilor adânc de peste 20 stânjeni, s'a mers numai în această formație, care cuprinde marne și gipsuri, judecând după materialul pe care l'am întâlnit pe haldele puțului.



Către partea superioară, la Sărata, Formațiunea saliferă inferioară trece gradat și continuă la orizontul inferior al Saliferului superior, reprezentat prin conglomerate verzi. Această tranziție se vede atât în concordanța stratigrafică, cât și în amestecul de roce comune celor două diviziuni la limita dintre ele. În adevăr, Saliferul inferior prezintă către partea superioară intercalațiuni de conglomerate verzi și gresii roșcate, cari fac tranziția către orizontul conglomeratelor verzi al Saliferului superior.

În zona Flișului marginal, după cum vom vedea mai departe, Formațiunea saliferă inferioară este mult mai bine reprezentată și este caracterizată mai ales prin existența de puternice masive de sare, în unele părți exploatate.

### Formațiunea saliferă superioară a Subcarpaților.

Saliferul superior începe printr'un puternic orizont de conglomerate verzi, cari de sigur s'au depus într'o fază de transgresiune a mării și se termină la partea superioară prin marne, gipsuri, nisipuri și calcare cu *Lithothamnium*. În seria depozitelor Formațiunii salifere superioare se pot distinge următoarele 4 orizonturi stratigrafice :

#### a) Orizontul conglomeratelor verzi de Pietricica.

Conglomeratele verzi de Pietricica alcătuiesc culmea Pietricica, formând o lășie îndreptată N-S, lungă de peste 25 kilometri, ce începe dela Săhodolul în dreptul Bacăului și se continuă până la Brătîla cam în dreptul Târgului-Ocna.

Ele sunt în general bine stratificate și se rezimă la partea inferioară concordant peste Saliferul inferior către care prezintă trecere gradată, iar la partea superioară sunt acoperite de asemenea concordant de gresii, marnele și gipsurile Saliferului superior.

Aceste conglomerate sunt alcătuite din blocuri puțin rulate, a căror mărime variază în limite largi, atingând câte odată un volum de peste 100 m.c. Ele sunt bine cimentate printr'un ciment argilo-calcaros, care adeseori este spălat de apele curgătoare și depus pe văi sub forma unui nomol verzui sau roșcat, gros de câțiva metri uneori, constituind un berglehm foarte caracteristic pentru regiunea ocupată de conglomerate. Mai ales pe proprietățile locuitorilor, unde dealurile au fost despădurite, spălarea cimentului conglomeratelor este foarte înaintată, așa că pe loc a rămas numai o îngrămădire de blocuri, cari în urma ploilor torențiale sunt duse cu putere la vale și constituie o adevărată primejdie pentru viața și avutul locuitorilor.

Rocile ce alcătuiesc conglomeratele sunt foarte variate și cu



totul străine rocilor din împrejurimi; în special nu se întâlnesc printre ele roce din Flișul carpatic, cu toate că, după câte am văzut, Oligocenul formează fundamentul acestei regiuni.

Între aceste roce se întâlnesc:

Roce eruptive diabasice de culoare verde, alcătuite dintr'un plagioclaz bazic, piroxen și cuarț, în cari plagioclazul se prezintă deseori cu structură zonală sau sub formă de microliți grupați radiar;

Roce filoniane aplitice, alcătuite dintr'un plagioclaz acid (albit și albit-oligoclaz), cuprinzând mult cuarț în mare parte strivit în timpul consolidării rocei;

Cuarț eruptiv roșu, negru sau alb, puternic strivit, uneori străbătând prin calcare și argile pe care le metamorfozează și

Șisturi clorito-sericitoase străbătute de cuarț eruptiv.

În afară de aceste roce, unele de origine eruptivă, altele metamorfică (1), se întâlnesc în conglomerate și roce sedimentare, de asemenea străine formațiunilor din împrejurimi. Între acestea se pot distinge gresii și conglomerate roșii, alcătuite din grăunți de cuarț și cimentate prin siliciu, prezentând mare analogie cu unele gresii verucanice din Dobrogea și din Bucovina și fiind probabil de aceeași vârstă cu ele. Mai rar se întâlnesc niște gresii albicioase cu mult feldspat în ele, pe cari d-l MURGOCI le-a identificat cu arcesele, probabil liasice, cari se găsesc atât de răspândite în Dobrogea.

În afară de aceste roce sedimentare, se mai întâlnesc calcare dolomitice vinete, cu spărtura colțuroasă, asemenea calcarelor mezozoice din Dobrogea și Carpați, cuprinzând resturi nedeterminabile de *Polipieri*, *Briozoare*, *Brachiopode*, spicule de *Echinizi*, etc.

Roca cea mai răspândită în conglomeratele de Pietricica este reprezentată prin niște calcare silicioase vinete, cari cuprind următoarele resturi fosile:

*Nummulites distans* DESH. forma tip a lui d'ARCHIAC.

„ „ DESH. var. *depressa* d'ARCHIAC.

„ *irregularis* DESH.

*Orbitoides* sp.

*Conoclypeus Leymerieri* COTTEAU.

*Echinolampas globulus* LAUBE.

*Limbia subglobosa* LAMARK (DESSOR).

*Terebratulula Hillarionis* MENENGI var. *subpentagonatis*.

„ cf. *Famanensis* MENENGI.

*Briozoare*, *Ostrea*, *Peelen* și alte specii de *Numuliți* și *Echinide*.

(1) Inspecțiunile secțiunilor la microscop au fost făcute de d-l D. ROTMAN cărui îi aduc mulțumiri și pe această cale.





Din prezența acestor fosile și mai ales după formele de Numuliți și Echinide, rezultă că blocurile de calcar ce le cuprind sunt de vârstă lutețiană, de tip mediteran.

În afară de rocile menționate mai sus, cari în parte au fost descrise și în alte lucrări, Prof. ATHANASIU citează din conglomeratele verzi de Pietricica o gresie grosieră pe care o identifică cu gresia eocenă din zona internă a Flișului din basinal superior al Trotușului (1). Eu n'am întâlnit în conglomerate nici o rocă care să amintească rocile Flișului carpatic, afară dacă nu e vorba de unele gresii cu foarte mulți Numuliți, cari totuși ar putea fi în legătură și de aceeași vârstă cu calcarele eocene lutețiane descrise. Singurele roce comune Flișului carpatic și conglomeratelor de Pietricica ar fi rocile verzi, care se știe însă că și în Flișul marginal se găsesc tot în zăcământ secundar.

În special e cu totul caracteristică lipsa din conglomerate a șisturilor menilitice și a gresiei de Kliwa, cari cu toate acestea formează fundamentul general al regiunii, pătrunzând adeseaori și printre conglomeratele verzi, însă pe cale tectonică.

**Origina rocilor din conglomeratele de Pietricica.** Lipsa din împrejurimi a rocilor ce constituiesc conglomeratele verzi de Pietricica, atât de răspândite nu numai în regiunea noastră ci și mai la nord în culmea Pleșului (Neamț) și în tot Flișul marginal din Putna până în Galiția, a adus de timpuriu în discuție locul de proveniență al acestor roci.

Idoile geologilor asupra acestei probleme au diferit foarte mult nu numai dela geolog la geolog dar chiar și la același geolog.

Oea dântâiu idole asupra acestei chestiuni a fost formulată de MRAZEC și TEISSEYRE, cari credeau că conglomeratele verzi au fost procurate de o coastă alcătuită de roci din grupa cristalină superioară (2), cu alte cuvinte că ele ar fi de origină carpatică.

Acciași idee a fost exprimată mai târziu de REINHARD care admitea că conglomeratele verzi pot proveni din distrugerea pânzei cristaline, care a acoperit odinioară pânzele inferioare ale Flișului (3).

Este de prisos să mai insist asupra acestei păreri, de oarece ea a fost înlăturată chiar de Prof. MRAZEC, pe motiv că din conglomeratele verzi din Terțiarul românesc lipsesc granitele, gneisele, cum

(1) SAVA ATHANASIU. Esquisse géologique etc., pag. 181.

(2) I. MRAZEC und W. TEISSEYRE. Ueber oligocäne Klippen am Rande der Karpathen bei Bacău (Moldau). Jahrb. der k. k. geol. R. A. B. LL. pag. 240. Wien 1901.

(3) MAX REINHARD. Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom. Vol. II, pag. 23. Buc. 1910.



și gneisul de Cozia, micașturile, etc., rocc tipice ale pânzei sau pânzelor șisturilor cristalino (1).

A doua părere asupra originii blocurilor din conglomeratele verzi a fost formulată de ZUBER, care a emis ideea că rocele verzi, cari se întâlnesc în Carpați răspândite dela Cretacic până la Salifer, reprezintă un material de origine extracarpatică. După dânsul, blocurile ar rezulta dintr'o catenă veche ce continuă Dobrogea spre nord, la marginea de răsărit a Flișului. Această catenă are direcțiunea NV-SE, pornește din NV Dobrogei și se continuă pe malurile Prutului până în masa Sudeților la nord (Munții Sandomir) (2).

Prof. SIMIONESCU aduce în sprijinul existenței acestei catene, care izolează basinalul moscovit de Dobrogea sudică, lipsa formelor moscovite în Jurasicul dela Hârșova (3).

Aceiași părere o exprimă Prof. ATHANASIU, care crede că rocele din conglomerate pot proveni din distrugerea unui continent ce se întindea în Moldova la marginea Carpaților actuali (4).

Din studiile geologilor nemți și galițieni sintetizate de SUSS, se știe astăzi că zonele Sudeților până în Câmpia Poloniei, alcătuite din Carbonifer, Triasic, Jurasic și Cretacic, se coboară venind dela nord și se vâra sub Carpați (5).

Acelaș lucru se pare că se întâmplă și cu Dobrogea, care reprezintă, ca și Sudeții, un rest din catena varistică. După Prof. MRAZEC, «Sondagiul din Bărăgan ne arată că Dobrogea se continuă sub Câmpia română și prin urmare pare logic ca deja prin analogie tectonică cu Sudeții, să admitem că cutele ei varistice cu acoperișul mezozoic se continuă sub Carpații orientali».

De aci d-ss trage concluzia logică «că materialul exotic pare a proveni din partea nord-vestică a vechii catene a Dobrogei (Kimmerică), care scufundată și distrusă în parte prin eroziuni, formează astăzi suportul autohtonului salifer peste care sunt aruncate în ordinea lor cutele Flișului, încoronate la rândul lor de pânza transilvană» (6).

O dovadă de vârstă paleozoică a unora din rocele conglomeratelor verzi din Terțiarul românesc ne-o dă, pe lângă asemănarea lor cu Șisturile verzi din Dobrogea, și prezența unor forme devo-

(1) I. MRAZEC. Despre rocele verzi din congl. terțiare ale Carpaților și Subcarpaților României. Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom. Vol. II, pag. 33. București 1910.

(2) R. ZUBER. Neue Karpathen Sudien, etc. Jahrb. der k. k. geol. R. A. B. LII., Taf. B. pag. 251—255 Wien 1852.

(3) I. SIMIONESCU. Sur l'origine des conglomérats verts du Tertiaire carpatique. Ann. Scient. de l'Université de Jassy 1911.

(4) SAVA ATHANASIU. Esquisse géologique etc., pag. 184.

(5) ED. SUSS. La face de la terre. Vol. I, pag. 248.

(6) L. MRAZEC. Despre rocele verzi etc., pag. 34—35.



niane ori gothlandiane de Polipieri fabricați întâlnite în aceste conglomerate. Prof. SAVA ATHANASIU a descris câteva forme de *Favosites*, din conglomeratele verzi eocene dela marginea Flișului din județul Neamț, din conglomeratele salifere dela Grozești (Bacău) și din conglomeratele cenomane de pe Bucegi (1).

Un exemplar de *Tetracoralier* am găsit și eu la Jovroni, în pietrișurile terasei superioare de pe malul stâng al Trotușului, a cărui proveniență trebuie căutată tot în rocele exotice din Flișul terțiar sau în conglomeratele verzi din Pietricica, romaniate aci prin cursul râului.

Privită sub acest aspect, originea conglomeratelor verzi din Saliferul din județul Bacău apare destul de clară. Răspândirea lor mare în toată zona colinelor subcarpatice și în Flișul marginal, dimensiunile blocurilor ce le constituiesc și faptul că acestea sunt puțin rulate, ne obligă să admitem că conglomeratele de Pietricica sunt formate pe loc și provin dintr'un masiv muntos varistic care a fost distrus și acoperit de depozitele mai noi ale Terțiarului, masiv constituit din depozite paleozoice acoperite de Mesozoic și încoronate la rândul lor de Lutetian.

Acesta în special, judecând după speciile de Numuliți comune Crimeiei (2), Dobrogei (3), regiunii dela Albești (4) și regiunii noastre, trebuie să li ocupat toată porțiunea dela marginea Carpaților până departe în Crimeea la răsărit și până în Dobrogea, Peninsula Balcanică și împrejurimile Mării Mediterane la sud.

Vârsta conglomeratelor de Pietricica. O chestiune importantă în legătură cu conglomeratele verzi de Pietricica a fost și vârsta lor și de aceea socotesc necesar să dau un mic rezumat asupra părerilor formulate asupra acestei chestiuni.

Coa dintâiu părere în această ordine de idei a fost rostită de TEISSEYRE, care a paralelizat stratele verzi dela Luizi Călugăra cu conglomeratele de Sloboda rungurska, așezate de ZUBER la Oligocenul superior (5).

Mai târziu MRAZEC și TEISSEYRE au emis ideea că conglomeratele din Culmea Pietricica ar reprezenta orizontul cel mai inferior al Formațiunii salifere (6).

(1) SAVA ATHANASIU. Asupra prezenței unui bloc de *Favosites cf. polymorpha* GOLDB., în conglomeratele eocene dela marginea Flișului din nordul Moldovei. Dări de seamă ale ședințelor, Vol. II, pag. 20-21. București 1910.

Idem. Dările de seamă ale Ședințelor, Vol. IV. Buc. 1912.

(2) D'ARCHIAC & HAIME. Description des animaux fossiles de l'Inde, Paris 1853.

(3) G. MACOVEI. Asupra extensiunii Numuliticului în Dobrogea. Dări de seamă ale ședințelor, Vol. III, pag. 115. Buc. 1912.

(4) I. POPESCU-VOITESTI. Nummulitique gâlgue. An. Inst. Geol. Rom. Vol. III, pag. 347. București 1910.

(5) W. TEISSEYRE. Geolog. Reiseberichte, etc., pag. 142. Wien 1893.

(6) L. MRAZEC et W. TEISSEYRE. Ueber oligocäne Klippen, etc., pag. 245.



Prof. SAVA ATHANASIU a deosebit în conglomeratele de Pietricica două serii, considerând pe cea inferioară de vârstă oligocenă și pe cea superioară de vârstă miocenă. Spre a susține acest mod de a vedea, D-sa se bazează pe următoarele două argumente: în nordul Moldovei, în districtul Neamț, se întâlnesc în culmea Pleșului, niște conglomerate verzi identice cu cele din Pietricica, în cari se pot deosebi două serii distincte: o serie inferioară, în care lipsesc cu desăvârșire roce remaniate din Oligocen și alta superioară, în care aceste roce se găsesc bine reprezentate. D-sa admite pentru seria inferioară vârsta oligocenă, căci altfel ar fi neexplicabilă lipsa din ele a rocilor oligocene, dat fiind că aceasta se găsește în situ la o mică depărtare de Culmea Pleșului, iar pentru seria superioară admite vârsta miocenă. Prin analogie cu conglomeratele din județul Neamț, D-sa admite vârsta oligocenă și pentru partea inferioară a conglomeratelor de Pietricica și vârsta miocenă pentru cele de la partea superioară (1).

Un alt argument în favoarea vârstei oligocene a unei părți din conglomerate, îl scoate din existența unei intercalațiuni de Șisturi menilitice între conglomerate verzi, întâlnită la fundul pârâului Valea Rea, la cota 550 m. pe cîlna de apus a dealului Ghimeleiu (2).

Lipsa rocilor oligocene din conglomeratele de Pietricica nu poate duce numai decât la concluzia că timpul formării lor a fost mai înainte de Miocen. Din ele nu lipsește numai Oligocenul dar, după cum se pare, toate rocile carpatice, căci chiar calcarele mezozoice și gresiile verucanice nu rezultă, foarte probabil, din Klipele din Carpați, ci sunt rupte din fundamentul regiunii. Lipsa rocilor oligocene din conglomeratele de Pietricica se explică prin faptul că la depunerea acestora, Șisturile menilitice și gresia de Kliwa nu erau exondate și de aceea nu puteau fi remaniate în conglomerate. Ele încep a fi remaniate abia cu începutul Sarmaticului (MRAZEC).

Intercalațiunea de Șisturi menilitice dintre conglomeratele de pe pârâul Valea Rea, pe care am observat-o și eu, cred că este produsă pe cale tectonică și astfel de intercalațiuni nu se observă numai în acest punct, ci și în alte locuri, la Sărata, la Valea Mare, unde lucrurile se prezintă așa de clar că nu mai poate încăpea discuție asupra acestui punct.

Din cercetările noastre rezultă că conglomeratele de Pietricica au la bază o Formațiune saliferă cu gips și sărături și sunt acoperite de o altă Formațiune saliferă reprezentată prin marne și gresii gipsoase, tuf dacitic, etc.

(1) SAVA ATHANASIU. Esquisse géologique etc., pag. 180—184.

(2) Idem. Raport asupra activității Inst. Geol. Rom. pe anii 1903—1910, pag. XLVI. Buc. 1912.



ceace însemnează că ele se găsesc intercalate în Formațiunea saliferă a Subcarpaților. Cu vârsta acesteia ne vom ocupa mai târziu.

### β) Orizontul roșu al Saliferului.

Al doilea orizont al Saliferului superior se întâlnește deasupra conglomeratelor verzi, către cari prezintă trecere gradată și continuă. În adevăr, la partea lor superioară, conglomeratele devin din ce în ce mai mărunte și trec la gresii și marne roșii, acoperite la partea superioară de orizontul marnelor și gipsurilor superioare.

Gipsurile nu se întâlnesc nicăieri în imediată legătură cu conglomeratele, ci între ele există orizontul roșu al Saliferului, caracterizat prin gresii conglomeratice cu elemente verzi și Numuliți mici remaniați din blocurile coeceno din conglomerate, gresii vinete tari calcaroase, gresii glauconitice și gresii gălbui sau roșcate în plachete. Ele alternează cu marne cenușii dar mai ales cu marne roșii sau roșii vișinii asemănătoare unora din marnele paleogene. Gresile cuprind resturi cărbunoase și prezintă aproape în totdeauna impresiuni de picături de ploaie, ieroglife și urme de valuri, ceea ce ne arată că depunerea lor a avut loc în apropierea țărmului sub o climă caldă.

Din cauza colorației roșcate sub care se prezintă majoritatea acestor depozite de deasupra conglomeratelor, ele se pot deosebi și aici ca și în Golful de Slănic, ca un orizont aparte al Saliferului, ocupând și aici ca și acolo aceeași poziție stratigrafică, imediat deasupra orizontului de conglomerate.

### γ) Orizontul marnelor și gipsurilor superioare.

Peste depozitele orizontului roșu urmează șisturi marnoase cenușii, cari cuprind intercalațiuni puternice de gipsuri. Marnele, de obicei puțin gresoase și micacee, sunt bine stratificate și alternează cu strato de gresii calcaroase în plachete.

Gipsurile se găsesc uneori ca intercalațiuni subțiri între stratele de gresii și marne, de cele mai multe ori însă constituiesc bancuri groase până la doi metri, având o grosime totală de câteva zeci de metri. Ele se prezintă cu înfățișări deosebite: uneori sunt vinete din cauza conținutului mare în argilă și atunci sunt tari și rezistente, ceea ce face ca să poată fi întrebuințate la construcțiuni; alte ori gipsul e curat, zaharoid, de culoare albă sau roză și se întrebuințează la fabricarea ipsosului și la obiecte de ornamentație; alte ori este fibros, cu fibrele dispuse perpendicular pe stratificație, ca un produs secundar al apelor de circulație; în sfârșit alte ori constituie cimentul gresilor și prin solvirea lui, acestea se transformă în nisipuri gălbui



micacee, răspândite mai ales pe crestele dealurilor expuse multă vreme agenților externi. Depozitele mai groase de gipsuri nu formează strate continui pe distanță prea mare ci se găsesc de obicei îngrămădite în formă de linți, datorite probabil fenomenelor de cutare și plasticitate ale acestor roci. Acolo unde sunt îngrămădite mai mult, sunt solvite adeseori pe dedesubt de apele de infiltrație, se prăbușesc și alcătuiesc gropi sau puțuri naturale, asemenea celor din platourile calcaroase (D. Stafia).

La partea superioară a gipsurilor se întâlnesc uneori tufuri dacitice cu o constituție foarte variabilă; acestea însă sunt răspândite mai ales în orizontul imediat superior al Saliferului, așa că ele țin mai mult de acest orizont decât de orizontul marnos-gipsos.

### δ) Orizontul gresos-nisipos al Saliferului, cu tuf dacitic și intercalațiuni de Tortonian fosilifer.

Orizontul cel mai superior al Saliferului din Subcarpați este reprezentat prin gresii, nisipuri, marne, gips și tuf dacitic.

Gresiile sunt alcătuite din grăunți de mărime variabilă de calcar, cuarț, fragmente de roci verzi, mică neagră și albă și deseori glauconit. Cimentul lor este în general calcaros, mai rare ori gipsos și atunci, prin solvirea acestuia, gresiile se transformă în nisipuri. Culoarea obișnuită a gresilor este de un galben murdar, adesea ori vântată, mai rare ori verzuie din cauza conținutului în glauconit. În ceea ce privește dezvoltarea lor, grosimea stratelor de gresii variază în limite largi de la câțiva centimetri până la bancuri de 2—3 metri. Bancurile de gresii prezintă vine de calcar, teroglife pe suprafață și sunt cu totul asemănătoare cu unele gresii paleogene de cari se deosebesc cu multă greutate.

Nisipurile sunt dezvoltate mai ales la partea superioară a acestui orizont al Saliferului, formând bancuri ce ating uneori o grosime de mai mulți metri. Și ele sunt alcătuite din fire de calcar, fragmente de roci verzi, mică neagră, etc., având în general compoziția și culoarea gresilor.

În alternanță atât cu gresiile cât și cu nisipurile, se întâlnesc marne cenușii sau gălbui, bine stratificate, cuprinzând adesea ori concrețiuni sferoidale, ferruginoase sau calcaroase.

În afară de aceste roci, se mai întâlnesc în acest orizont și gipsuri, nu însă atât de dezvoltate ca în orizontul imediat inferior.

Tuful dacitic este o rocă foarte răspândită în acest orizont al Saliferului și prezintă o importanță deosebită din punct de vedere al stabilirii vârstei acestei formațiuni, pentru că joacă rolul unui fosil caracteristic.

Se știe că tuful dacitic e o cenușă vulcanică sedimentată în de-



pozitele salifere din toți Subcarpații României. El se prezintă cu o culoare albă sau vânătă (în alte părți și mai ales la curbura Carpaților, verde) și este alcătuit din grăunți vizibili cu lupa de foldspat, de cele mai multe ori caolinizat, cuarț și un element negru (amfibol probabil), mai rare ori și mică neagră.

De cele mai multe ori însă, tuful dacitic este de o finețe extremă și se prezintă cu caracterele unei marne compacte de culoare albă și cu spărtura concoidală. În general nu face efervescență cu acizii decât atunci când cuprinde impurități și atunci e foarte greu de deosebit de o mară calcaroasă.

În regiunea noastră, tuful dacitic se găsește intercalat fie între marne, gresii și nisipuri, fie între calcare tortoniane fosilifere.

De obicei se prezintă în strate subțiri de câțiva decimetri până la un metru, de multe ori însă formează bancuri groase de 40—50 metri, din care se desfac lespezi colțuroase ce produc un sunet asemănător cu al vaselor de porțelan.

Un nivel de tuf dacitic se întâlnește la partea superioară a acestui orizont și se pare că mai există un al 2-lea ceva mai jos, la limita dintre cele două orizonturi superioare ale Saliferului. Lucru însă nu se poate preciza îndeajuns, din cauză că cu greu am putea să urmărim răspândirea unor anume niveluri petrografice într-o formațiune ca cea saliferă, puternic cutată și cu puține variațiuni petrografice, în tot cazul foarte greu de deosebit între ele.

Cu toată răspândirea mare a tufului dacitic în Subcarpați, din Oltenia până în Moldova mijlocie, nicăieri nu s'a găsit în țară un masiv eruptiv, care să ne arate locul erupțiilor vulcanice, din care au provenit cenușele ce au dat tufurile dacitice. De aceea, în afară de MURGOCI, care crede posibilă originea lor în manifestațiuni vulcanice de dincoace de Carpați (1), toți geologii români sunt de acord a crede că ele rezultă din cenușa asvârlită de vulcanii miocenici dela partea internă a arcului carpatic și aduse fie pe calea curenților de apă, fie mai probabil pe calea aeriană (ATHANASIU).

Dacă însă originea lor este nesigur dovedită, vârsta lor tortoniană este astăzi bine stabilită, atât în Oltenia cât și în Moldova, pe cale de fosile, așa că după prezența tufului dacitic în Form. saliferă putem conchide la vârsta tortoniană a părții superioare a acesteia.

**Calcare tortoniane.** În dealul Clenciului, la partea superioară a acestui orizont al Saliferului superior, se găsește o intercalațiune de calcare tortoniane fosilifere descrise aci pentru prima oară de TEISSYRE (2).

(1) G. MURGOCI. Terțiarul din Oltenia, An. Inst. Geol. Rom. Vol. II. pag. 53, 93. Buc. 1908.

(2) W. TEISSYRE. Geologische Reiseberichte, etc., pag. 137—139. Wien 1896.



Acest deal, așezat între satele Brătești și Caraculău aproape de Tg.-Ocna, este alcătuit dintr'o alternanță de marne, gresii și nisipuri ce cuprind fragmente de roce verzi, tuf dacitic, deci rocile tipice ale Formațiunii salifere și intercalațiuni de calcare tortoniane fosilifere.

Calcarele se prezintă de obicei în bancuri groase până la 2 metri uneori, cu o colorație vânătă albicioasă și sunt constituite aproape în întregime din *recife de Lithothamnium*, care se prezintă fie sub formă de concrețiuni sferoidale, fie sub formă de bastonașe alungite, deseori ramificate de 2 sau 3 ori.

În afară de *Lithothamnium*, calcarele mai cuprind și alte resturi organice, a căror stare de conservare însă nu permite o determinare absolut riguroasă. Totuși se întâlnesc în ele câteva forme cari pot fi raportate cu multă probabilitate la următoarele genuri:

*Pecten* din grupa *substriatus* HÖRN. *Area barbata* LINN.

*Lucina* aff. *Haidingeri* HÖRN. *Conus* aff. *Dujardini* BAST.

*Ostrea* sp. *Turritella* sp.

*Gastropode mici*, *Serpule*, dinți de *Squali*, etc., pe lângă cari se mai văd în secțiuni subțiri, o mulțime de *Foraminifere*, mai cu seamă *Miliolide*.

Toate aceste fosile ne dovedesc neîndoios că calcarele ce le cuprind sunt de vârstă tortoniană.

Prezența calcarelor cu *Lithothamnium*, intercalate la partea superioară a Formațiunii salifere superioare, se acordă perfect cu condițiunile de formare ale acestei formațiuni, căci se știe că *Lithothamnium* este o algă care trăește la mică adâncime și la o temperatură ridicată, condițiuni apropiate de cele în cari trebuie să se fi depus și gipsurilo și marnele sărate din Formațiunea saliferă.

Calcarele tortoniane cuprind în ele 2—3 straturi de tuf dacitic, cu aspectul unei marni compacte vânătă gălbuie și cu spărtură colțuroasă, care mai la sud la Viișoara se află cu intercalațiuni între depozitele tipice ale Saliferului cu gipsuri.

Acest fapt ne dovedește că calcarele din dealul Clenciului reprezintă un faciēs marin normal al Tortonianului, intercalat la partea superioară a Formațiunii salifere și deci că cel puțin această parte a Saliferului trebuie considerată de vârstă tortoniană.

### Formațiunea saliferă din zona carpatică marginală.

Formațiunea saliferă de sub Flișul zonei marginale a fost studiată de multă vreme, din cauză că în ea se cuprinde masivul de sare care se exploatează pe pârâul Vâlcele, în împrejurimile Târgului Ocna. Orizontarea acestei formațiuni însă a fost și este încă anevoioasă,





pe de o parte din cauza lipsei complete de fosile, pe de altă parte din cauza cutărilor intense pe care le-a suferit, cutări care au schimbat cu desăvârșire raporturile ei cu depozitele paleogene.

Din cauza poziției ei sub depozitele Flișului paleogen, mulți geologi între cari COQUAND (1), DRĂGHICRANU (2), GR. ȘTEFĂNESCU (3), TRISSEYRE (4) au considerat-o de vârstă paleogenă, alții însă, între cari PAUL și TIETZE (5), TSCHERNIAK (6), COBĂLCESCU (7), SABBA ȘTEFĂNESCU (8), MRAZEC (9), MERUȚ (10), o consideră de vârstă miocenă.

Un studiu mai amănunțit asupra acestui Salifer a fost făcut de TRISSEYRE, care l-a deosebit stratigrafic de Saliferul Subcarpaților sub numele de Palacogenesalzthonfacies.

Saliferul de sub Fliș este greu de deosebit petrograficește de Saliferul Subcarpaților, poate numai prin lipsa tufului dacitic, deși după un caracter negativ, nu se pot trage întotdeauna concluzii îndejuns de riguroase.

El este alcătuit din gresii gălbui sau vinete, nisipoase, dispuse în bancuri sau plachete, cari alternează cu marne vinete și roșii vișinii, cu urme cărbunoase și bituminose. În afară de acestea, el cuprinde gipsuri identice cu cele din Saliferul Subcarpaților și zăcăminte de sare, fie puse la zi, fie găsite prin săpături sau indicate prin puternice izvoare sărate.

Masivele de sare sunt acoperite de o argilă sărată ce cuprinde fragmente de roce verzi și blocuri din Paleogenul de deasupra, constituind o puternică breccie de șariaj. În afară de aceste roce, la partea cu totul superioară a acestui Salifer, se mai întâlnesc niște gresii cenușii, cu elemente de roce verzi, în alternanță cu gresii și marne roșcate, cari cuprind uneori blocuri izolate de roce verzi și cuarț, identice cu unele roce din conglomeratele din Pietricica.

În tot cazul acest Salifer de sub Fliș nu trebuie considerat de vârstă paleogenă și separat cu totul de cel din Subcarpați, ci trebuie considerat ca o parte integrantă a acestuia, adusă sub Fliș pe cale tectonică.

(1) M. H. COQUAND. Sur les gites de pétrole de la Valachie etc., pag. 513.

(2) M. DRĂGHICRANU. Erläuterungen zur geol. Übersichtskarte d. Königreiches Rumäniens. Jahrb. der k. k. geol. R. A., B. XL, Taf. III. Wien 1890.

(3) GR. ȘTEFĂNESCU. Harta geolog. generală a României. Scara 1:172.800.

(4) W. TRISSEYRE. Zur Geologie der Bacau'er Karpathen., pag. 574-576.

(5) G. M. PAUL u. E. TIETZE. Neue Studien etc., op. cit., pag. 202.

(6) G. TSCHERNIAK. Der Boden und die Quellen von Slănik, pag. 333.

(7) GR. COBĂLCESCU. Studii geologice și paleontologice, etc., op. cit., pag. 71, Fig. 13.

(8) SABBA ȘTEFĂNESCU. Étude sur les terrains tertiaires etc., op. cit., pag. 99.

(9) L. MRAZEC. Ueber die Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten, op. cit., pag. 99.

(10) V. MERUȚ. Contribuțiune la studiul masivelor de sare din România, București 1910.



Probe mai însemnate despre legătura dintre cele două zone salifere ale Carpaților și Subcarpaților ar fi următoarele:

a) Pe cât se știe astăzi din studiul geologilor români și galițieni, în toată lungimea Carpaților orientali, începând din Galiția și până la linia Dâmboviței, o parte din Formațiunea saliferă a Subcarpaților este împinsă sub depozitele Flișului marginal. Această împingere s'a făcut pe o distanță destul de mare, cecace se vede mai ales din faptul, că acolo unde râurile mari - Trotușul, Tazlăul—au săpat văi adânci la contactul dintre Flișul paleogen și Saliferul Subcarpaților, acesta și în special marnele și argilele lui inferioare pătrund adânc sub Fliș pe o distanță de câteva sute de metri.

Orî la Tg.-Ocna, Paleogenul ce separă Saliferul Subcarpaților de cel din interiorul Flișului nu întrece uneori o lățime de 200 de metri (Crucea lui Adam), așa că cele două zone salifere se găsesc aproape în continuare și ar fi greu să le atribuim două vârste deosebite, separate printr'un interval de timp foarte lung. Din punct de vedere stratigrafic ar fi greu de explicat prezența în acelaș loc a două formațiuni de vârstă deosebită și cu facies identic (1).

b) Se observă uneori, că masivul de sare din zona Saliferului de sub Fliș pare a se continua până la marginea de răsărit a acostniua, unde se puno în contact cu orizonturile superioare ale Saliferului Subcarpaților, fără ca între masivul de sare și acest Salifer să se interpună Paleogen, cum ar trebui să ne așteptăm de fapt, dacă în adevăr cele două serii salifere ar fi separate prin depozite paleogene marine.

Astfel la nord de gara Saline, la Tg.-Ocna, se întâlnește în Saliferul de sub Fliș un masiv de sare, eșind la iveală de sub argila cu blocuri. Cam la 7—800 metri spre răsărit, se întâlnește în Subcarpați, la marginea Flișului, un masiv de sare indicat prin argilă cu blocuri, izvoare sărate și bolovani răsleți de sare. Acest masiv e separat de primul printr'o limbă de Paleogen, însă trebuie să admitem că cele două masive sunt în continuitate, neputând presupune pe o distanță așa de mică două masive cu totul deosebite ca vârstă.

c) În materialul scos din puțurile de păcură dela Moinești, KARRER a găsit câteva forme de *Foraminifere* pe cari le-a determinat ca aparținând Mioconului. Aceste fosile au fost găsite în Saliferul de dedesubtul Flișului.

Asupra acestui material, pe care TEISSEYRE îl consideră scos din puțurile dela răsărit de dealul Osoiu (2), iar PROF. MRAZEC spune că

(1) SAVA ATHANASIU. Cursul de Stratigrafie din 1913.

(2) W. TEISSEYRE. Geologische Reiseberichte, etc., pag. 236. Wien 1896.



a fost scos din puțurile dela Lucăcești, în tot cazul săpate în Fliș, KARRER scrie:

«Ich vermisse durchaus Typen der Kreide, des Eocän, und Oligocän, finde keine *Fronicularien*, *Nummuliten*, *Orbitoiden* u. s. f. Es ist sohin die Probe entschieden miocän. Der Mergel scheint mir aber, weil so viel von *Rotalien* und *Nodosarien* darin ist, mediteran und nicht sarmatisch zu sein, obschön ich in einem Schliffe eine Foraminifere sehe, die immer schwarz ausgefüllt ist und welche meiner *Vertebralina sarmatica* nicht unähnlich ist. Eine Speciesbestimmung lässt sich in Dünnschliffe leider nicht wohl ausführen» (1).

De aici rezultă că și Saliferul de sub Fliș este de vârstă miocenă ca și cel din Subcarpați, după cum că nu vom vedea mai departe.

d) O altă probă, care ne arată că Saliferul de sub Fliș este legat cu Saliferul Subcarpaților, ne-o dă prezența brecciilor de fricțiune, care se întâlnesc deasupra acestui Salifer, în special în fereastra dela Tg.-Ocna, pe valea pârâului Vălecel.

În adevăr aci, la partea superioară a Saliferului cu sare, se întâlnește o argilă vântată frământată cu blocuri colțuroase din Paleogenul de deasupra.

Dacă acest Salifer împreună cu masivul de sare ar fi de vârstă paleogenă și mai vechi decât depozitele paleogene de deasupra lui, cu greu ne-am putea explica existența blocurilor din rocile de deasupra într'o formațiune de dedesubt, căci nu putem admite că într'o formațiune mai veche să se găsească roca dintr'o alta mai nouă.

Explicarea acestui fapt însă este foarte lesnicioasă și plauzibilă, dacă admitem că Saliferul de sub Fliș este legat cu Saliferul Subcarpaților și adus pe cale tectonică sub depozitele Flișului.

În alunecarea acestor depozite peste Formațiunea saliferă, s'a produs la contactul dintre cele două formațiuni o puternică zonă de frământare, în care s'a amestecat materialul din ambele; marnele și argilele salifere fiind destul de plastice au permis blocurilor paleogene să pătrundă în masa lor, constituind împreună breția de șariaj de care am vorbit.

Astfel de brecii tectonice sau mylonite nu se întâlnesc numai deasupra Saliferului de sub Fliș, ci și la marginea pânzei marginale în contact cu Saliferul Subcarpaților. Ele au aceeași alcătuire petrografică și s'au format la fruntea pânzelor Flișului în același timp cu cele din ferestrele de Salifer.

(1) F. KARRER în TESCHERMAN, Der Boden und die Quellen von Stanik, pag. 334—335.



c) Un ultim argument care ne conduce la concluzia că Saliferul de sub Fliș nu este de vârstă paleogenă ci mai nou, este și următorul:

Dacă în adevăr Formațiunea saliferă de sub Fliș ar reprezenta orizontul cel mai inferior al Paleogenului, ar fi logic s-o întâlnim întotdeauna în aceleași raporturi stratigrafice față de celelalte formațiuni ale Paleogenului. Ori lucrurile nu se prezintă așa. Saliferul de sub Fliș se întâlnește când la baza Seriei cu ieroglife (sub dealul Fețele Târgului, pe pârâul Prislopului, etc), când la baza Complexului menilitic (Cura Slănicului, pârâul Ocii, Fundătura Vălenilor, etc), când chiar la baza Gresiei de Kliwa (la răsărit de dealul Fundul Boghii).

Lucrurile se petrec aici ca și pe linia de contact dintre Fliș și Saliferul Subcarpaților, unde îl vedem pe acesta în contact când cu Seria cu ieroglife, când cu Șisturile menilitice. Aceste fapte au fost observate de toți geologii cari s'au ocupat cu marginea Flișului și pentru regiunea noastră în special de TEISSEYRE.

Explicarea lor nu se poate face decât admitând că Saliferul de sub Fliș este continuarea celui din Subcarpați și este împins sub Fliș pe cale tectonică. În alunecarea Flișului peste Salifer, s'a putut produce laminarea depozitelor împinse și astfel Formațiunea saliferă s'a putut pune în contact când cu Seria cu ieroglife, când cu Șisturile menilitice, când cu Gresia de Kliwa.

O întrebare se pune din capul locului: Saliferul de sub Fliș este echivalent cu întreaga Formațiune saliferă a Subcarpaților sau corespunde numai la o anumită diviziune a acesteia?

Răspunsul la această chestiune, deși nu se poate dovedi în mod absolut, ar fi următorul: Saliferul de sub Fliș se poate paraleliza numai cu Saliferul inferior al Subcarpaților descris sub conglomeratele de Pietricica. Pentru aceasta vorbește bituminozitatea rocilor cari îl alcătuiesc și existența sărei în ambele formațiuni. Rezultă dar, că sub numele de Saliferul inferior vom înțelege Saliferul din Carpați și din Subcarpați, care cuprinde zăcăminte de sare.

### Vârsta Formațiunii salifere.

Vârsta Formațiunii salifere, din cauza importanței acestei formațiuni, a fost obiectul unor discuții îndelungate. Condițiunile de formare și în special conținutul mare în săruri al acesteia nu a permis traiul animalelor ale căror resturi ne-ar înlesni determinarea vârstei acestei formații, așa că din lipsa de fosile a trebuit să se recurgă pentru acest scop la date stratigrafice culese din toate părțile din împrejurimile Carpaților, unde ea se găsește reprezentată.



Astăzi se știe pozitiv că Formațiunea saliferă este de vârstă miocenă, de oare ce am văzut că la partea inferioară se reazimă peste Paleogen, iar la partea superioară se termină prin Tortonian fosilifer acoperit și el de Sarmatic.

Intrebarea care s'a pus și se pune de câtăva vreme, este de a se putea afla, dacă Formațiunea saliferă este echivalentă cu toate etajele Miocenului sau corespunde numai la anume etaje ale acestuia.

Asupra acestei chestiuni s'au rostit mai multe păreri, sunt însă trei în sprijinul cărora s'au adus argumente mai valabile și anume:

1) Formațiunea saliferă se poate paraleliza cu Formațiunea de Schlier de vârstă helvețiană.

2) Formațiunea saliferă reprezintă un facies lateral lagunar al Tortonianului.

3) Formațiunea saliferă reprezintă toate etajele Miocenului dela sfârșitul Oligocenului până la începutul Sarmaticului.

Prima idee că Formațiunea saliferă se poate paraleliza cu formațiunea de Schlier de vârstă helvețiană a pornit dela geologii austriaci. În special lui SUSS (1) se datorește sintetizarea tuturor datelor care susțin această idee.

Intr'un capitol din «La face dela terre».—La Méditerranée,—el a căutat să stabilească criteriul după care trebuie făcută clasificarea depozitelor neogene și sincronizarea lor în bazinul Mării Mediterane.

El bazează această clasificare pe oscilațiile pozitive și negative ale acestei mări, prin urmare pe transgresiunile și regresivunile marine care au rezultat din aceste oscilații. O transgresiune și o regresivune marină constituind un ciclu întreg, SUSS deosebește în tot timpul Neogenului trei cicluri de oscilație ale Mării Mediterane, care corespund la trei etaje ale acestuia, numite I-ul, al II-lea, al III-lea Etaj mediteran, fiecare începând printr'o transgresiune și sfârșindu-se printr'o regresivune marină.

În acest chip, după SUSS, Formațiunea salifere subcarpatică, echivalentă cu Schlierul, reprezintă faciesul de regresivune al primului Etaj mediteran, putându-se paraleliza cu Helvețianul din restul Europei.

La noi vârsta helvețiană a Formațiunii salifere a fost susținută în special de Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU (2).

A 2-a idee, cum că Saliferul ar fi de vârstă tortoniană, a fost

(1) ED. SUSS. La Méditerranée, în lucrarea «La Face de la terre», Vol. I, pag. 398-417.

(2) SABBA ȘTEFĂNESCU. Étude sur les terrains tertiaires, etc., pag. 92-100.



rostită pentru prima dată la noi de COBĂLCESCU (1) și susținută de Prof. SAVA ATHANASIU încă de acum opt ani (2).

În ultimul timp Prof. HAUG dela Paris, în admirabila sa operă, a întreprins o sintetizare a datelor geologilor austriaci, galițieni, români și ruși asupra Formațiunii salifere și a ajuns la concluzia că ea trebuie considerată în întregime ca un facies lateral lagunar al Tortonianului.

Pentru susținerea acestei idei, Prof. HAUG se bazează, pe deoparte pe fosilele întâlnite în Formațiunea saliferă dela Wieliczka și Bochnia, fosile cari în bazinul Vienei caracterizează Tortonianul, iar pe de altă parte pe faptul că în răsăritul Carpaților, în Polonia, Volhynia, Podolia, — faciesul normal al Miocenului nu este reprezentat decât prin Tortonian, lipsind cu desăvârșire Burdigalianul și Helvețianul (3), cu alte cuvinte că și în regiunea Subcarpaților am avut între Oligocen și Tortonian o lacună în sedimentație, care ar corespunde timpurilor burdigaliane și helvețiene.

În discuțiunile foarte amănunțite cari s'au urmat asupra acestei chestiuni la ședințele Institutului Geologic al României (Șed. dela 29 Noemvrie 1913), Prof. ATHANASIU a admis în întregime această idcie și a adus în sprijinul ei, în afară de argumentele Prof. HAUG, pe deoparte prezența de intercalațiuni de calcare tortoniane fosilifere în Formațiunea saliferă, atât în dealul Clenciului (Moldova) cât și pe pârâul Zapozei (la Slănicul din Prahova), pe de altă parte prezența în depozitele salifere a tufului dacitic, care în Transilvania caracterizează stratele de Mesöseg (11-lea Mediteran), iar în România, s'a arătat pe bază paleontologică, atât în Oltenia (Murgoc) cât și în Moldova (TEISSEYRE), că aparține Tortonianului.

După Prof. ATHANASIU prezența Burdigalianului și a Helvețianului în România (Bahna, Oltenia, Dobrogea) nefind încă până acum stabilită pe date paleontologice suficiente, iar persistența unui regim lagunar în tot cursul perioadei miocene fiind greu de admis, mai ales pentru o regiune supusă la mișcări intense cum a fost regiunea subcarpatică, rezultă că tot Saliferul nu ar putea fi considerat în general decât ca un facies lagunar ori litoral al Tortonianului (4).

A 3-a părere, cum că Formațiunea saliferă reprezintă toate etajele Miocenului dela sfârșitul Oligocenului până la începutul Sarmaticului, a fost enunțată la noi de Prof. MRAZEC și TEISSEYRE (5).

După dânsii, Formațiunea saliferă din Carpații de SE repre-

(1) GR. COBĂLCESCU, Studii geologice și paleontologice, etc., pag. 52.

(2) SAVA ATHANASIU, Clasificarea terenurilor neogene, etc., pag. 6-7, 13.

(3) E. HAUG, Traité de Géologie, Vol. II, fas. 3-a, pag. 1666.

(4) SAVA ATHANASIU, Cursul de Stratigrafie din 1913.

(5) W. TEISSEYRE u. L. MRAZEC, Das Salzvorkommen in Rumänien, pag. 11, Wien 1903.



zintă un facies de regresivitate al Flișului terțiar, care a durat de la sfârșitul Oligocenului și până la începutul Sarmaticului.

Această idee este susținută astăzi și de MACOVEI (1) și POPESCU-VORTEȘTI, cari împart Formațiunea saliferă în două: un Salifer inferior cu zăcăminte de sare, constituind autohtonul pânzelor Flișului, de vârstă paleogenă superioară (? — I-iul Mediteran și un Salifer superior, reprezentat prin conglomerate, marne, gips, gresii și nisipuri cu tuf dacitic, cari reprezintă al II-lea Mediteran în înțelesul de Helvețian și Tortonian.

Pentru susținerea acestei idei, între alte argumente, dăuși se bazează, pe deoparte pe faptul că în multe locuri din Oltenia și Muntenia de apus există continuitate de sedimentație de la Paleogen prin Formațiunea saliferă până la Pliocen, pe de altă parte pe faptul că Saliferul inferior formează autohtonul Flișului, pe când cel superior se găsește transgresiv peste acesta în regiunea de la Ogretin și peste Vorland în Galiția și Bucovina (2).

De asemenea, pentru Oltenia, MURGOCI ajunge la aceeași concluzie, deosebind în Formațiunea saliferă două faciesuri (orizonturi): «Unul inferior, faciesul vărgat, ce trebuie socotit în mare parte Burdigalianului; altul mai superior, faciesul vânăț-sur, ce trebuie socotit depozitelor mării mediterane, Vindobonianului» (3).

Din datele câștigate în regiunea noastră, inclinăm pentru această din urmă părere, bazat pe următoarele considerațiuni:

1) Formațiunea saliferă în întregime atinge o grosime totală aproximativ de peste 1.500 metri, neținând socoteală de grosimea masivului de sare de la baza ei care nu se cunoaște încă. În această serie saliferă, Tortonianul fosilifer se găsește reprezentat numai în orizontul cel mai superior al Saliferului superior, având împreună cu acesta o grosime maximă de 3—400 metri, ceea ce denotă că în stratele inferioare cari trec peste 1.000 metri în grosime, trebuie să avem reprezentate și depozite mai vechi decât Tortonianul. De asemenea tuful dacitic, care ar vorbi pentru o vârstă tortoniană a depozitelor cel puțin, nu se întâlnește decât în acest orizont superior, cel mult dacă trece și în orizontul marneilor și gipsurilor superioare. Rezultă de aci că întreaga serie de depozite reprezentate prin Saliferul inferior cu sare, prin conglomeratele de Pietricica, prin orizontul roșu al Saliferului și

(1) C. MACOVEI. Asupra vârstei Formațiunii salifere în România. Dările de seamă ale sediunților Institutului Geologic, Vol. IV. București 1913.

(2) I. POPESCU-VORTEȘTI. Date noi asupra Tortonianului fosilifer în zona Flișului Subcarpaților meridionali. An. Inst. Geol. Rom. Vol. VI. București 1914.

(3) G. MURGOCI. Terțiarul din Oltenia, pag. 51.



prin o parte din marnele și gipsurile superioare trebuie considerate mai vechi decât Tortonianul.

2) Suportul Saliferului din Subcarpați este alcătuit din Oligocen descoperit de sub el în culmea Pietricica.

Dacă am admite că între Oligocenul superior și Formațiunea saliferă a fost o lacună în sedimentație, care a durat tot timpul Burdigalianului și Helvețianului, ar însemna să admitem că Formațiunea saliferă începe printr'o transgresiune și în acest caz ar fi inexplicabilă lipsa rocilor Oligocenului din depozitele dela baza Formațiunii salifere.

Lipsa lor de aci este tocmai un argument care arată că există continuitate de sedimentație dela sfârșitul Paleogenului până la sfârșitul Tortonianului.

Explicarea naturală a modului de formare al Formațiunii salifere ar fi următoarea:

La sfârșitul Paleogenului, Marea Elișului se transformă într'o serie de lagune, în timpul cărora s'a depus Saliferul inferior cu sare. Acest timp ar corespunde în general cu i-ul Mediteran.

La sfârșitul acestuia, prin cutarea Carpaților, provocată de o scufundare în Subcarpați (respectiv Vorland), a avut loc în regiunea acestora împingerea apelor dela vest spre est, deci o transgresiune marină în această parte, în timpul căreia s'au depus conglomeratele de Pietricica.

O astfel de transgresiune în Subcarpații nordici corespunde cu începutul Vindoboniannului, așa că putem spune că și conglomeratele de Pietricica, cu care începe transgresiunea Saliferului superior, ar corespunde în majoritatea lor începutului Vindobonianului (Helvețian). După această transgresiune a urmat din nou o fază de regresiune marină, cu revenirea fazei lagunare, în timpul căreia a avut loc depunerea Helvețianului superior și a Tortonianului, reprezentate prin marnele și gipsurile superioare și gresiile și nisipurile cu tuf dacitic.

La sfârșitul acestei faze, marea deschisă a început să facă dese incursiuni în laguna saliferă, de oarece găsim faciesul normal al Tortonianului, reprezentat prin calcare cu *Lithothamnium*, intercalat ca depozite heteropice în partea superioară a depozitelor Saliferului superior.

#### b) SARMAȚIAN.

Etajul superior al Miocenului este reprezentat prin depozite sarmațiane dispuse, în regiunea de care ne ocupăm, în două fâșii:

1) Una în partea de vest, între Vișoara și Berzunț, acoperind





transgresiv Formațiunea saliforă a Subcarpaților și zona marginală a Elișului și

2) Alta în partea vestică a Podișului moldovean, la limita lui cu regiunea subcarpatică.

### 1) Fâșia sarmațiană de vest.

În această fâșie, menționată în parte de COBĂLCESCU (1) și de TRISSEYRE (2), se pot distinge în depozitele sarmațiane două orizonturi petrografice:

La partea inferioară un orizont gros de vreo 20—30 metri, alcătuit din marne vinete și compacte une ori, mai dese ori nisipoase, cari cuprind concrețiuni feruginoase și intercalațiuni subțiri de gresii și nisipuri.

În acest orizont se întâlnesc următoarele fosile:

<i>Pleurotoma Döderleini</i> HÖRNES.	<i>Cerithium pictum</i> BAST.
<i>Trochus puber</i> EICHW.	» » var. <i>Stefanescui</i>
» <i>pictum</i> EICHW.	FONT.
<i>Murex sublavatus</i> BAST.	» <i>rubiginosum</i> EICHW.
<i>Bulla Lojankajreana</i> BAST.	<i>Cardium obsoletum</i> EICHW.
<i>Rissoa inflata</i> ANDRZ.	» <i>windobonense</i> PT.
<i>Cerithium nodosoplicatum</i> HÖRNES.	<i>Ervilia podolica</i> EICHW.

Această faună prezintă mare analogie cu fauna descrisă de SIMIONESCU în Podișul Moldovei, unde determină Volhynianul (3). Din Podișul sarmațian al Moldovei lipsesc însă formele de *Pleurotoma Döderleini*, *Trochus puber*, *Murex sublavatus*, care denotă pentru apele în cari au trăit, o salinitate mai pronunțată decât a mării volhynice și determină foarte probabil un orizont inferior Volhynianului, care ar corespunde Buglovianului. De altmintrelea unele din aceste fosile se găsesc reprezentate în acest orizont în Volhynia în stratele de Buglowka, unde au fost descrise de LASKAREW (4).

Deasupra acestui orizont de marnă, urmează concordant un al 2-lea orizont reprezentat prin conglomerate, gresii și nisipuri.

Conglomeratele ocupă partea inferioară a acestui orizont având o grosime de 4—5 metri, însă sub formă de intercalațiuni mai subțiri se găsesc în el și la nivele mai superioare.

(1) GR. COBĂLCESCU. Despre originea și zăcămintele petrolului, în general și în particular în Carpați. Iași 1887.

(2) W. TRISSEYRE. Geologische Reiseberichte, etc., pag. 136—137. Wien 1896.

(3) I. SIMIONESCU. Contribuțiuni la Geologia Moldovei între Siret și Prut. pag. 33.

(4) W. LASKAREW. Die Fauna der Buglowka Schichten in Volhynien. Mém. du Com. Géol. N.-elle Série. Livre 5. St. Pétersbourg 1903.



Ele sunt alcătuite din bucăți rulate de sisturi menilitice, gresii de Kliwa, gresii din Seria inframenilitică, calcare cu *Lithothamnium*, apoi calcare vinete compacte cu *Cardium*, *Rissoa*, *Bulla*, *Conus*, etc. și bucăți de marne, probabil salifere.

Gresiile sunt bine dezvoltate în acest orizont, alcătuiind deseori bancuri puternice până la 2—3 metri grosime. Ele sunt de o culoare albă ce amintește culoarea gresiei de Kliwa, de care se deosebesc prin conținutul mare în calcar și multele diaclaze umplute cu oxizi de fier ce le străbat în toate direcțiile. În afară de acestea se mai întâlnesc și gresii vinete și gălbui de asemenea calcaroase.

Gresiile alternează cu strate subțiri de marne, de obicei de culoare gălbuie și cu strate și bancuri de nisipuri albe, calcaroase.

Acestea se prezintă deseori cu stratificație încrucișată și cuprind intercalațiuni de cărbuni și punji sferoidale de marnă.

Fosilele întâlnite în acest orizont, gros de peste 150 metri, sunt reprezentate prin *Ceriji*, *Bulla*, *Mactre*, *Ervilii* și *Cardiacee*, greu de determinat specific, din cauză că nu se pot izola din rocă; ele ne arată însă că stratele ce le cuprind trebuiesc raportate tot la Sarmatianul inferior, Volhynian.

Aceste două orizonturi ale Sarmatianului sunt bine reprezentate numai în zona Subcarpaților, pe când în zona Flișului ele nu se văd atât de clar; aici Sarmatianul este reprezentat printr'o alternanță de nisipuri, marne, gresii și conglomerate, cari se urmăresc, în alternanță unele cu altele, în toată grosimea depozitelor sarmatice.

## 2) Fâșia sarmatiană de răsărit.

A 2-a fâșie de depozite sarmatice se întâlnește la marginea de apus a Podișului Moldovei, formând o diviziune continuă sub depozitele meotice și deasupra depozitelor salifere, de cari sunt separate printr'o linie de dislocație.

Asupra acestei zone sarmatice, se găsesc foarte puține date în literatură, parte în lucrările lui COBĂLESCU (1), parte în ale Prof. SAVA ATHANASIU (2).

Și aici depozitele sarmatice sunt alcătuite din marne, argile, conglomerate, gresii și nisipuri, însă orizonturile nu se pot defini destul de clar din cauza raporturilor pecari depozitele sarmatice le au față de Formațiunea saliferă, raporturi stricate din cauza dislocației ce le separă.

Marnele și argilele sarmatice, reprezentate în câteva puncte aproape de contactul Sarmatianului cu Saliferul, sunt de culoare vânătă

(1) GR. COBĂLESCU. Studii geologice și paleontologice, etc., pag. 41.

(2) SAVA ATHANASIU. Raport asupra act. Inst. Geol. al Rom. pe anii 1908—1910, pag. XLV.



albăstrue, prezintă efflorescențe salin, asemănându-se foarte mult cu marnole salifere, de cari se pot deosebi numai după câteva sfărâmături de *Cerithi*, *Trochus*, *Bulla* și *Cardiacee*.

Ele par a reprezenta orizontul cel mai inferior al Sarmațianului din această zonă și cred că se pot paraleliză cu argilele dela baza gresiilor din Podișul moldovean, argile pe care SIMIONESCU le atribuie Sarmațianului inferior (1), iar în ultimul timp DAVID le socotește de vârstă bugloviană (2).

Gresiile sunt mult mai bine dezvoltate și prezintă caractere petrografice asemănătoare cu ale gresiilor din fâșcia sarmațiană de vest. Uneori sunt conglomeratice, fiind formate din fragmente de roce verzi remaniate din conglomeratele verzi salifere, ce cuprind separațiuni sferice, ovoidale, piriforme, bacilare, etc., de gresii mai bine cimentate.

În multe locuri gresiile sunt fosilifere cuprinzând următoarele forme:

*Maelra podolica* EICHW.

*Donax lucida* EICHW.

» *dentigera* EICHW.

*Modiola* sp.

*Solen subfragilis* EICHW.

*Cerithium pictum* BAST.

*Cerithium rubiginosum* EICHW.

*Trochus* sp.

*Bulla Lajonkaĵreana* BAST.

și se pot echivala după această faună tot cu Sarmațianul inferior.

Deasupra marnelor și gresiilor acestea, urmează concordant bancuri de nisipuri în alternanță cu strate de gresii, peste cari urmează o serie foarte groasă de depozite de apă dulce de vârstă meoțiană.

Concordanța neîndoioasă care se observă în această serie de depozite, dela Sarmațian și până la Meoțian, ne îndreptățește să admitem că în ele este reprezentat și Sarmațianul superior, poate prin stratele de tranziție dela baza Meoțianului.

O asemenea continuitate stratigrafică între Sarmațian și Meoțian se întâlnește și în regiunea de la sud de apa Trotușului, în jud. Putna (3).

### 3) DEPOZITE PLIOCENE.

Pliocenul este reprezentat în regiunea noastră prin a) depozite lacustre meoțiane și b) depozite de terasă.

(1) I. SIMIONESCU. Contribuțiuni la Geologia Moldovei între Siret și Prut, pag. 35.

(2) M. DAVID. Faits nouveaux pour la détermination de l'âge des argiles bassales du plateau moldave. Ann. scient. de l'Université de Jassy, T. VIII, fas. 3, Jassy 1914.

(3) SAVA ATHANASIU. Raport asupra act. Inst. Geol. Rom. pe anul 1908—1910; pag. XXXIX.



## a) MEOȚIAN.

Deasupra depozitelor sarmatice din partea de est a Subcarpaților, se întâlnesc niște depozite lacustre reprezentate prin nisipuri, gresii, marne, argile și cenușă andezitică, pe cari le socotim de vârstă meoțiană.

În unele locuri ele se găsesc așezate concordant cu depozitele sarmatice, alteori însă ele înaintază peste limita acestora, transgredind peste Formațiunea saliferă subcarpatică.

Nisipurile au o colorație gălbuc, uneori roșiatică din cauza oxizilor de fer și sunt constituite mai ales din grăunți de calcar, cuprinzând și fragmente de roca verzi, remaniate din conglomeratele verzi salifere.

Adeseori nisipurile cuprind intercalațiuni de gresii în bancuri, groase uneori până la 2 m., cu aceeași constituție ca și a nisipurilor. În râpile deschise, din cauza rezistenței mai mare la acțiunea distrugătoare a agenților fizici, gresiile proeminează întocmai ca niște polițe printre stratele de nisip.

De obicei nisipurile au o stratificație regulată, acolo însă unde vin în contact cu Saliferul, sunt de o finețe extremă și prezintă stratificație torențială, cuprinzând și intercalațiuni de strate carbunoase.

În nisipuri se întâlnesc uneori *Congerii mici*, apoi o *Congeris* mai mare din grupa *subcarinata*, *Hydrobii*, *Melanopsis Bouei*, *Valvata piscinalis*, *Nerita Grateloupiana*, fragmente de *Unionizi* și uneori mule de *Helix*.

Marnele și argilele sunt de asemenea bine reprezentate în depozitele meoțiane, cele dintâi de o culoare vântă sau vântă albăstrucie, micacee și cu mare conținut în argilă, celelalte în general gălbui, vinete verzui sau vinete-albăstrui, foarte plastice și uneori bine stratificate. Marnele și argilele cuprind câte odată *Congerii mici*, fragmente și mule de *Unionizi*, semințe de *Chara*, dar mai ales sunt bogate în *Helix*, *Planorbis*, *Limnaeus*.

Deasupra argilelor cu *Helix*, groase uneori de peste 150 m., se întâlnesc câteva straturi subțiri de gresii calcaroase pline de cochilii de *Mastra*.

Cu toate stăruințele puse, mi-a fost imposibil să izolez aceste fosile, așa că nu am putut face determinările necesare.

În alte locuri, aceste fosile se găsesc în marne, unde se poate bine observa partea externă a cochiliei, totuși din cauza subțietății lor, ele se distrug imediat, astfel că n'am putut culege de cât fragmente, cari de asemenea nu-mi au putut ajuta la determinare.

În general, aceste forme de *Mastra* au dimensiuni mici, sunt neechilaterale și au cochilia foarte subțire. Unele dintre ele par a se apropia de *Mastra podolica*, de care se deosebesc prin micimea cochiliei și prin rotunzimea ei, cele mai multe însă au o mare asemănare cu formele de *Mastra subcaspia*, *karabugasica*, *Ososkovi*, descrise de



ANDRUSSOW în stratele din Neogenul caspic (1) și cu cele figurate de MARIA PAVLOW într'olucrare asupra unui *Dinotherium* de la Tiraspol (2).

**Cenușă și tufuri andezitice.** De-asupra stratelor cu *Maetra*, urmează cenușă și tufuri andezitice.

Acestea alcătuiesc strato groase până la 40—50 m. și se disting dela distanțe mari prin culoarea lor neagră, care contrastează cu culoarea deschisă a nisipurilor între cari sunt intercalate.

Cenușa andezitică, uneori foarte curată, alteori amestecată cu nisip, este alcătuită din grăunți de plagioclaz bazic, piroxen și mult magnetit, cimentate cu un ciment feldspatic și piroxenic și covă sticlă cu începuturi de devitrificare.

De multe ori cenușele andezitice cuprind în ele bolovanii rulați, până la mărimea pumnului, de lavă andezitică. Aceștia au o culoare vânăta sau roșiatică și sunt uneori compacți, de cele mai multe ori scoriacei având vacuole mari.

Lavele au structură porfirică și sunt alcătuite din fenocristale de feldspat și piroxen, înglobați într'o masă sticloasă sau microlitică.

Feldspatul este bazic (probabil Labrador), are structură zonală, prezintă macla albit și Karlsbad sau se prezintă sub formă de cristale tabulare.

Piroxenul reprezentat prin piroxen diopsidic este de asemenea bazic și se prezintă și el maclat. Amfibolul lipsește întotdeauna.

În afară de aceste minerale, cenușele andezitice mai cuprind grăunți de magnetit, vizibili cu lupa sau la microscop, deseori alterați în limonit.

Pasta lavei este alcătuită din sticlă și din microliti, cu aceeași compoziție ca și fenocristalele, adică plagioclaz și piroxen (3).

Analiza chimică cantitativă făcută de d-l. CANTUNIARI, geolog asistent, arată o cenușă bazică cu 53, 53  $S_2$   $O_2$  și cu o compoziție foarte apropiată de andezitele tipice (4), ceea ce corespunde cu analiza microscopică.

SiO <sub>2</sub> . . . . .	53.53	CaO . . . . .	8.45
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.43	Mg.O . . . . .	3.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19.61	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5.39	K <sub>2</sub> O . . . . .	1.39
FeO . . . . .	3.49	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.53
MnO . . . . .	0.18	Pierdere priu apă . . . . .	1.27
			100.54

(1) N. ANDRUSSOW. Beiträge zur Kenntniss des kaspischen Neogen. Mém. du Comité. Géol. Vol. XV. No. 4. St. Petersburg 1902.

(2) MARIE PAVLOW. *Dinotherium giganteum* KAUF. des environs de Tiraspol. St. Petersburg 1907.

(3) După observațiile la microscop ale D-lui D. ROTMAN.

(4) SAVA ATHANASSIU. Asupra prezenței cenușei andezitice, etc., Dărilor de seamă al Ședințelor Vol. II, pag. 110. Buc. 1910.



**Originea cenușelor și tufurilor andezitice.** Ocupându-se cu chestiunea tufurilor andezitice, Prof. ATHANASIU și-a pus întrebarea de unde pot rezulta aceste roce atât de răspândite în sudul Județului Bacău și în nordul Județului Putna.

Fiindcă în împrejurimile acestea nu se găsește nicăieri vre-o urmă de manifestări vulcanice, D-sa exprimă părerea, că originea cenușelor andezitice din Moldova de jos trebuie căutată în erupțiile vulcanice de andezite, cari au avut loc, din Sarmațian până la sfârșitul Pliocenului, la partea internă a arcului carpat, mai cu seamă în munții Hârgăitei și Barotului din colțul de SE al Transilvaniei. Distanța între culmea Hârgăitei și dealurile de la vest de Bacău, până unde se cunosc cenușe andezitice în Moldova, este cam de 100 de km., așa că cenușa aruncată de acești vulcani ar fi putut ajunge pe cale aeriană până aici (1).

Dacă totuși cenușa asvârlită de acești vulcani ar fi putut fi transportată pe cale aeriană pe o distanță așa de mare, bolovanii de lavă andezitică, intercalați în stratele de cenușă, nu au putut fi aduși însă aici pe această cale.

Oricare ar fi fost condițiunile de erupțiune ale acestor vulcani pliocenici, cari se găsesc la o distanță de 90—100 km. de regiunea noastră, este peste putință să admitem că ei au putut să arunce bolovani cât pumnul pe o distanță așa de mare. Nu este mai ușor încă să ne închipuim că acești bolovani au fost aduși pe calea apelor. Din câte știm astăzi, în Pliocenul inferior, culmea Carpaților era ridicată, așa că bazinul dacic nu comunică cu bazinul Transilvaniei, de aci imposibilitatea de a se remania rocele de dincolo de Carpați în bazinul dacic. De un transport prin râuri iarăși nu poate fi vorba, căci atunci ar trebui să găsim bolovani de andezite în terasele acestor râuri, ceea ce nu s'a putut observa nicăieri.

Suntem siliți, așa dar, să admitem, dincoace de Carpați, existența unor conuri vulcanice sau cratere de exploziune, în timpul dintre Miocenul superior și Pliocen, cari au procurat cenușele andezitice din Moldova de jos, cratere cari au fost distruse și acoperite de depozitele lacului pliocen, așa cum admito MURGOCI pentru rocele similare din Pliocenul din Oltenia. (2).

Dacă ținem socoteala de ideia exprimată de EXCELESCU că cenușa andezitică este cu atât mai fină cu cât înaintăm către NE (3), trebuie să ne închipuim că erupțiunile au avut loc cam în zona dis-

(1) SAVA ATHANASIU. Asupra prezenței cenușei andezitice în straturile sarmațice din partea de sud a Moldovei. Dările de seamă ale ședințelor, pag. 112. Vol. II. Buc. 1910.

(2) G. MURGOCI. Terțiarul Olteniei, pag. 93.

(3) P. EXCELESCU. Notă preliminară asupra unei cenușe vulcanice din partea stângă a râului Siret, Jud. Bacău. Dările de seamă ale ședințelor. Vol. II., pag. 113. București 1910.



locației Troțușului, care, după cum vom vedea, a jucat în tot timpul din Miocenul superior până în Cuaternar.

Pesta cenușele andezitice urmează un nou complex de marne, argile și nisipuri, cari se continuă cu o înclinare constată spre SE până la Adjud.

Vârsta acestor depozite de apă dulce. Asupra vârstei acestor depozite putem afirma că ele reprezintă în majoritatea lor Meoțianul și poate partea superioară a Sarmațianului.

Probe mai însemnate despre vârsta meoțiană a acestor depozite ar fi următoarele:

1) Am arătat mai înainte că între Sarmațianul inferior, determinat pe cale paleontologică și aceste depozite de apă dulce, există continuitate stratigrafică. În adevăr, aceste depozite se întâlnesc concordant deasupra Sarmațianului, întinzându-se spre răsărit până la Adjud, cu o înclinare de 35—50° spre SE. Aci, în malul drept al Troțușului, Prof. ATHANASIU citează din nisipuri cu *Unio* un incisiv de *Mastodon arvernensis*, care omologează acesto strato cu Pliocenul superior, Levantin sau Dacian (1). Aceste nisipuri cu stratificație încrucișată se reazămă discordant pe argila de bază cu *Helix* și *Planorbis*, a cărei suprafață este erodată. Urmează de aci că depozitele de apă dulce dela baza acestor nisipuri reprezintă în parte Meoțianul.

2) Formele de fosile întâlnite la baza acestor depozite, *Congerite*, *Melanopsis*, *Hydrobiile*, *Unionizii* și semințele de *Chara* ne dovedesc că apele în cari ele au trăit erau mult indulate și profund deosebite de apele sălcii ale Mării sarmațiane, în care trăiau forme ca: *Irrilia*, *Donax*, *Solen*, *Mactre*, *Cerithi*, etc.; ori se știe, că în Neogen, această schimbare de salinitate corespunde, atât pentru bazinul dacic cât și pentru bazinul Transilvaniei, cu timpul dintre Sarmațian și Meoțian.

3) E foarte probabil că în timpul depunerii Pliocenului inferior, existau înaintări periodice a apelor mai sălcii din centrul bazinului lacului pliogenic spre marginea răsăriteană a Carpaților, căci numai așa se poate explica existența formelor de *Mactra* între depozite de apă dulce.

Aceste forme de *Mactra* sunt deosebite mult de *Mactrele* sarmațiane și au multă apropiere de formele meoțiane atât de frecvente în tot sudul Rusiei (2).

4) Marnele și argilele cu *Helix* și *Planorbis* bine dezvoltate în regiunea noastră reprezintă un facies foarte caracteristic atât pentru Meoțianul din Rusia cât și pentru cel din România.

În Jud. Putna, alternanța de bancuri de grezii și marne meoțiane

(1) SAVA ATHANASIU. Contribuțiuni la studiul Faunei terțiare de Mamifere din România. An. Inst. Geol. Rom. Vol. II, pag. 392. Buc. 1909.

(2) N. ANDRUȘOW. Meotische Stufe... pag. 357, 366, 370, 373 etc.

IDEM.

Beiträge zur Kenntniss des Kaspischen Neogen. op. cit.



formează o serie enorm de groasă de peste 2.500.m (ATHANASIU), concordantă peste depozitele sarmațiane; de asemenea la sud de curbura Carpaților, faciesul cu *Helix* al Meoțianului este bine reprezentat sub forma de intercalațiuni în faciesul cu *Dosinia* (1) și în faciesul cu *Unionizi* (2), atât în Muntenia cât și în Oltenia (3).

Lipsa faciesului cu *Dosinia* din depozitele meoțiane din regiunea noastră, ne arată că acest Meoțian reprezintă un facies de apă mai îndulcită decât cel din sudul Rusiei, din Muntenia și Oltenia, lucru ușor de înțeles, dacă ținem socoteală de faptul că aci suntem în apropiere de vecinătatea coastei lacului meoțian, unde îndulcirea s'a făcut mai ropede decât în centrul lui. Am avea deci și aci reprezentant Meoțianul sub un facies Panonic, în înțeles de facies de apă mai îndulcită, așa cum consideră ТЕИССЕУРЕ depozitele din bazinul dela Comănești, caracterizate prin apariția formelor de *Melanopsis Bouei* FERR., în asociație cu *Congerii*, *Neritine*, *Limnei* etc. (4).

5) Sub cenușele andezitice din jud. Putna, Prof. ATHANASIU citează marne cu *Dosinia exoleta*, ceea ce dovedește vârsta meoțiană a acestora (5).

6) La aceiași concluzie ajungem dacă ținem socoteală și de constituția petrografică a cineritelor andezitice. Fără să putem admite că ele vin din Transilvania, totuși trebuie să presupunem, că între erupțiunile de andezit din munții Hârghita și cele din regiunea noastră trebuie să existe o legătură genetică, probabil dealungul unor dislocații transversale pe direcția Carpaților, dintre cari una ar fi dislocația Trotușului.

Asupra vârstei erupțiunilor de andezite de la partea internă a Carpaților, după studiile făcute de diferiți petrografi și rezumate de Prof. ATHANASIU, știm că erupțiunea lor a început în a doua jumătate a Miocenului și a durat poate și în Pliocen și că în succesiunea diferitelor tipuri de andezite, cele mai vechi sunt andezitele cu amfibol, după cari au erupt andezitele cu amfibol și biotit și cele mai nouă sunt andezitele bazice cu augit (6).

(1) W. TEISSEYRE. Geologische Untersuchungen in Distrikte Buzău in Rumänien. Verh. der k. k. geol. R. A. pag. 162. Wien 1897.

(2) IDEM. Asupra etajelor Meotie, Pontic, Dacie. An. Inst. Geol. Rom. Vol. II, pag. 332. București 1908.

(3) I. IONESCU-ARGETOAI. Comunicare preliminară asupra depozitelor pliocene din Oltenia. Extras din Dărilor de seamă ale Ședințelor. Vol. III. Buc. 1912.

(4) W. TEISSEYRE. Asupra etajelor Meotie, Pontic și Dacie, pag. 346.

(5) SAVA ATHANASIU. Raport asupra act. Inst. Geol. al Rom. pe anii 1908 - 1910, pag. XXXI.

(6) SAVA ATHANASIU. Studii geologice în Districtul Suceava, etc., pag. 45, București 1898.





După descrierea lui Koch (1), andezitele bazice cu piroxen din munții Hărgăhitei, cari au mare asemănare cu lavelle din cenușele andezitice din regiunea noastră și sunt în același timp în cea mai apropiată legătură cu dislocația Trotușului, și-au început erupțiunile la începutul Ponticului din bazinul Transilvaniei, care corespunde, după cum se știe, cu timpurile noastre meoțiane; deci andezitele din regiunea noastră ar fi de aceeași varstă cu cele din Transilvania, adică meoțiane.

Din toate acestea date rezultă că depozitele de apă dulce din regiunea noastră împreună cu cenușele și tufurile andezitice pe care le cuprind, trebuiesc atribuite în cea mai mare parte Meoțianului și în parte poate și Sarmațianului superior sau unui timp de tranziție între Sarmațian și Meoțian.

### b) TERASE PLIOCENE.

În grupa teraselor pliocene am separat depozitele fluviatile din culmea Trotușului, cari se ridică cu peste 200 m. deasupra cursului actual al acestui râu.

Ele sunt alcătuite dintr'o alternanță de pietrișuri, nisipuri, marne și argile, având stratificație încrucișată și o grosime care uneori ajunge aproape 200 m.

Rocile din terasle pliocene sunt alcătuite în cea mai mare parte din roce verzi remaniate din conglomeratele verzi, atât de răspândite în Paleogen și Neogen, și din rocile Flișului carpatic.

Acoste pietrișuri sunt profund alterate și prezintă o colorație roșcată, iar calcarul din ele este în mare parte spălat de apele de infiltrație și depus sub forma de tufuri calcare de izvoarele foarte răspândite la baza acestei terase.

Înălțimea mare a pietrișurilor deasupra cursului actual al văii Trotușului, în concordanță cu stadiul înaintat de alterație în care aceste pietrișuri se găsesc astăzi, ne îndreptățesc să atribuim acestor depozite vârsta pliocenă superioară și să le paralelizăm cu prundișurile de Căndești.

### 4) DEPOZITE CUATERNARE.

Depozitele cuaternare sunt reprezentate prin: a) pietrișurile cari se întâlnesc pe crestele dealurilor din basinul Siretului și al Tazlăului și b) prin depozitele de terasă cari urmăresc cursul actual al râurilor, în special al celor mari — Tazlăul, Trotușul și Siretul.

(1) A. Koch. Die Tertiärbildungen, etc., II Teil, pag. 260, 356.



### a) PIETRIȘURILE CUATERNARE.

Pietrișurile se întâlnesc pe crestele dealurilor din basinul Tazlăului, atât pe dreapta lui până în culmea Berzunțului, cât și pe stânga lui până în culmea Pietricica. Ele mai sunt reprezentate și pe crestele dealurilor cuprinsă între valea Siretului și culmea Pietricica.

De o parte și de alta a acestei culmi, pe dealurile dintre valea Siretului și a Tazlăului, pietrișurile sunt alcătuite din elementele conglomeratelor verzi de Pietricica; pe crestele dealurilor din dreapta Tazlăului până în plaiul Berzunțului, ele sunt alcătuite din rocile Plișului marginal. Această constatare ne îndreptățește a le considera formate de afluenții vechi ai acestor râuri, cari curgeau dinspre culmea Pietricica și din spre plaiul Berzunțului. Din cauză că ele se găsesc aproximativ la aceeași înălțime cu terasele superioare ale acestor râuri de vârstă cuaternară inferioară, vom considera și pietrișurile de aceeași vârstă cu acestea, adică cuaternare inferioare.

### b) TERASELE CUATERNARE.

Separarea și paralelizarea teraselor dintr-o regiune oarecare constituie una din cele mai grele probleme de geologie, pentru că singurele fosile, după cari se poate face orizontarea lor—resturile de Mamifere—, se întâlnesc în ele foarte rar.

Din lipsă de fosile, se obișnuiește a se clasifica terasele, ținând seamă pe de o parte de constituția petrografică a depozitelor ce le alcătuiesc și de gradul lor de alterație, iar pe de altă parte de înălțimea la care se găsesc deasupra cursului actual al râurilor.

În cazul nostru, constituția și alcătuirea petrografică a teraselor nu ne poate servi ca un criteriu de clasificare, de oarece aproape toate sunt alcătuite la fel, din pietrișuri la bază și luturi galbene la partea superioară și unele și altele foarte asemănătoare din punct de vedere al elementelor constitutive și din punct de vedere al gradului de alterare al acestora.

Înălțimea deasupra cursului actual constituie aici cel mai bun criteriu de clasificare al teraselor, dacă plecăm dela principiul, că diferitele succesiuni de terase corespund la cicluri succesive de eroziune ale râurilor și anume la schimbarea nivelului lor de bază.

În acest chip vom considera de aceeași vârstă toate terasele, cari se găsesc cam la aceeași înălțime deasupra cursului actual al râului.

Astfel vom putea deosebi la râurile mari din regiunea noastră patru terase principale, cari corespund la patru cicluri de ero-



ziune ale râurilor, abstracție făcând de terasele pliocene despre cari am vorbit și de terasele secundare, cari sunt variațiuni locale ale celor patru terase principale:

1) Aluviuni moderne (terasă în curs de formare)  
 2) Terase inferioare cari se găsesc cu 10—30 m. deasupra cursului actual al râurilor.

3) Terase mijlocii cari se găsesc cu 30—70 m. deasupra cursului actual al râurilor.

4) Terase superioare cari se găsesc cu 100—200 m. deasupra cursului actual al râurilor.

**Aluviuni moderne.** Aluviunile moderne se găsesc reprezentate în albia majoră a râurilor, constituind așa numai luncă și sunt alcătuite din pietrișuri, nisipuri, argile și marne, acoperite uneori de un strat subțire de pământ vegetal.

De obicei râurile formează, în aceste aluviuni recente, o mulțime de brațe resfirate în toată albia lor majoră, pe care le umplu cu depozite în timpul viiturilor mari, astfel că grosimea acestor aluviuni crește necontenit.

**Terasele inferioare și mijlocii.** Terasele inferioare și cele mijlocii au o constituție petrografică foarte apropiată și nu se pot deosebi unele de altele decât prin înălțimea lor deosebită deasupra cursului actual al râurilor. Ambele sunt formate din pietrișuri la partea inferioară și din lut galben la partea superioară.

Pietrișurile au o grosime variabilă chiar în lungul aceleiași terase și alternează cu nisipuri, marne și argile, în total având stratificație încrucișată. În general elementele constitutive ale pietrișurilor sunt mai mari la baza teraselor și din ce în ce mai mici către partea lor superioară, unde prezintă trecere gradată spre lutul galben de terasă.

Lutul de terasă este o argilă galbenă, uneori puțin nisipoasă și în general poroasă, prezentând tuburi fine umplute deseori cu calcar. De obicei acest lut este nestratificat și se prezintă cu pereți verticali întocmai ca loessul de origine eolică.

Cu toată asemănarea lui cu loessul eolian, lutul galben de terasă nu poate fi considerat ca format pe aceeași cale, ci trebuie socotit ca un depozit de râu:

1) pentru că uneori se observă o tranziție cu totul gradată și continuă dela lutul galben către pietrișurile dela bază și

2) pentru că lutul galben se găsește constant deasupra pietrișurilor de terasă, urmărind cursul râurilor și nici odată nu se ridică pe panta sau pe crestele dealurilor.

Din aceste cauze, cred că acest lut galben reprezintă un depozit fluviatil format într-o fază de bătrânețe a râului.



Se știe că în acest stadiu râurile, mai ales în timpul viiturilor mari, transportă nomol fin, pe care-l depozitează în toate albia lor majoră, care în general este acoperită de o vegetație destul de abundentă.

După retragerea apelor, în timpurile mai secetoase, nomolul fin argilos lăsat de râu este alterat și remaniat prin vânt și mai ales prin apele de șiroire, cari îi strică stratificația, iar plantele prinse în el putrezesc și îi dau porozitatea caracteristică, asemănătoare cu a loessului eolian.

**Terase superioare.** Terasalele superioare sunt alcătuite în general numai din pietrișuri, cari foarte rar se găsesc acoperite de petece izolate de lut galben. De obicei acesta este mai roșcat decât cel de pe terasele inferioare și mijlocii, din cauză că este mai alterat, iar calcarul, în cea mai mare parte spălat de apele de infiltrație, este depus la baza teraselor sub formă de concrețiuni cretoase.

La expoziția din 1906, s'a trimes din Comuna Jevreni o măsea de *Elephas*, care acum se găsește în colecția Institutului Geologic cu determinarea de *Elephas primigenius* BLUMB, făcută de Prof. SAVA ATHANASIU.

În cercetările pe cari le-am făcut la fața locului, am putut constata că această măsea a fost găsită în lutul galben de deasupra terasei mijlocii a Trotușului de la gura pârâului Recea la Ciopești.

*Elephas primigenius* BLUMB., după câte se știe astăzi, începe în Europa din Cuaternarul mijlociu (1) și se ridică și în Cuaternarul superior. Am putea deci, după existența lui în terasa mijlocie, să considerăm această terasă la o fază din Cuaternarul mediu sau superior, pe cea superioară la Cuaternarul inferior, iar pe cea inferioară de vârstă cuaternară recentă.

---

(1) E. HAUG, *Traité de Géologie*, Vol. II, Fas. 3, pag. 1772.



## B. DESCRIEREA GEOLOGICĂ SPECIALĂ.

Pentru descrierea geologică regională, am împărțit regiunea în două zone:

1) O zonă muntoasă care cuprinde împrejurimile Târgului Moinești și culmea Brezunțului de la Moinești până la T. Ocna.

2) O zonă a Colinelor subcarpatice și a Podișului moldovean din dreapta Siretului reprezentată în valea acestui râu, în valea Trotușului și a Tazlăului.

### 1) ZONA MUNTOASĂ.

Zona muntoasă din partea de apus a regiunii este alcătuită din depozitele Flișului marginal și ale Formațiunii salifere inferioare.

#### a) IMPREJURIMILE TÂRGULUI MOINEȘTI. (Fig. 2)

Târgul Moinești este așezat pe terasa cuaternară mijlocie a Tazlăului sărat (*t*), care se întinde din dreptul gării Moinești până în

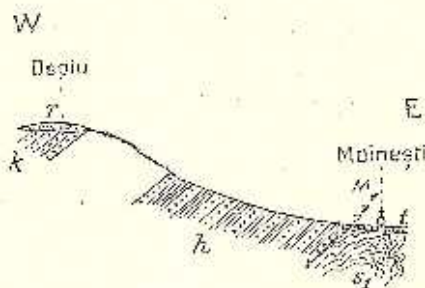


Fig. 2. — Secțiune schematică în depozitele Flișului la Moinești.

*N* Seria inframenclitică; *K* Gresie de Kliwa; *s<sub>1</sub>* Formațiunea saliferă inferioară, autohtonul Flișului; *T* Terasă pliocenă; *t* Terasă cuaternară mijlocie; *N* Linia de încălecare a pânzei marginale a Flișului.

partea de nord a Târgului, unde șoseaua ce merge spre Lucăcești scoboară în valea Tazlăului sărat. Depozitele de terasă, cu o grosime totală de 20—30 metri, sunt alcătuite la partea inferioară din pietrișuri și nisipuri cu stratificație încrucișată, iar la partea superioară dintr'un lut galben nestratificat, cu pereți verticali și cu o grosime de 4—5 m.

Baza terasei este formată de depozitele Formațiunii salifere probabil inferioară (*s<sub>1</sub>*) reprezentată pe pârâul Ghizului, la răsărit de Moinești, prin marne și argile vinete cu puțin gips, în cari se cuprind și câteva izvoare sărate și sulfuroase, exploatate pentru băile comunale.



Rocile acestui Salifer sunt impregnate cu păcură și se pare, după spusele oamenilor, că din câteva puțuri săpate în ele s'a seos puțină păcură.

Formațiunea saliferă inferioară se mai întâlnește și în partea de nord a Târgului, formând o fâșie continuă pe sub marginea terasei mijlocii a Tazlăului sărat până aproape de Lucăcești.

Aci ea este reprezentată prin marne și gresii nisipoase cu direcția N-S și înclinarea puternică spre vest. În aceeași poziție stratigrafică se văd stratele Saliferului și dealungul unei scursuri ce curge din Dealul Osoiu spre Tazlăul Sărat. Aci ele au acciași constituție petrografică ca și pe pârâul Ghizului, cuprinzând pe deasupra intercalațiuni de conglomerate mărunte. Direcția stratelor este N-S și înclinarea puternică spre vest, astfel că se bagă sub depozitele paleogene din dealul Osoiu.

Paleogenul este alcătuit la partea inferioară din marne cu fucoides, gresii cu ieroglife și conglomerate verzi cu *Numuliți* (Seria inframenilitică) (*h*), cari formează o fâșie continuă la poalele dealului Osoiu, atât pe partea lui nordică cât și cea răsăriteană. În partea de sud a dealului, Paleogenul este reprezentat prin Gresia de Moinești, alterată în nisipuri micacee, gălbui-roșiatice, cari cuprind foarte multe exemplare de *Numuliți*. Stratele au aici direcția N-S și înclinarea până la 60° la vest, astfel că în total acopăr în mod anormal Formațiunea saliferă descrisă pe pârâul Ghizului sub terasa Tazlăului sărat.

Vârful dealului Osoiu este alcătuit din gresie masivă de Kliwa (*k*), așezată deasupra stratelor inframenilitice descrise mai sus. Sisturile menilitice, cari în alte părți se interpun între stratele cu ieroglife și cu *Numuliți* mici și între gresia de Kliwa, nu se pot observa aci din cauza unor puternice conglomerate (*T*), așezate mai ales pe cîna de sud a vârfului Osoiu. Aceste conglomerate sunt alcătuite din blocuri rulate de gresie de Kliwa, bucăți de silix, blocuri de roce verzi, nisipuri etc., având stratificație torențială. TRISSEYRE le consideră intercalate în Paleogen, prin urmare de vârstă oligocenă, mai probabil însă ca ele reprezintă terasa cea mai superioară a Tazlăului, de vârstă pliocenă (ATHANASIU), sau poate conglomerate de coastă ale lacului pliocenic din bazinul Comănești-Moinești, a cărui margine nordică se poate urmări astăzi până la Lucăcești.

Prin sondajele și puțurile de exploatare de păcură făcute în Paleogenul din partea de sud și răsărit a dealului Osoiu, s'a întâlnit la oarecare adâncime Formațiunea saliferă inferioară cu sare, care după cercetările la microscop ale lui KARRER cuprinde Foraminifere miocene. În acest chip depozitele paleogene din dealul Osoiului ne



apar ca o lamă de șariaj, împinse peste Formațiunea saliferă inferioară cu sare.

Formațiunea saliferă superioară, după toate probabilitățile, nu intră sub Paleogen, ci rămâne la oarecare distanță spre răsărit de linia de încălecare a Flișului. Din cauza lipsei de deschideri, raporturile acestui Salifer față de Saliferul inferior și Fliș nu se pot preciza în această regiune.

#### b) CULMEA BERZUNȚULUI ÎNTRE MOINEȘTI ȘI SCHITUL SAVULUI.

Culmea Berzunțului între Moinești și Schitul Savului este alcătuită din depozite paleogene, reprezentate prin Seria inframenilitică (marne cu fucoides, gresii cu ieroglife, gresie de Moinești și breccii verzi cu Numuliți), Șisturi menilitice și Gresie de Kliwa.

Seria inframenilitică alcătuiește cîlna de nord a dealului

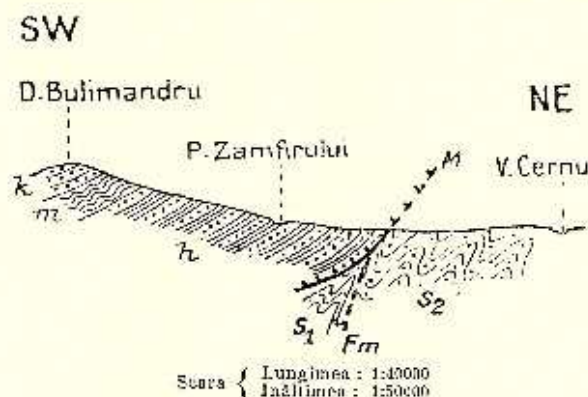


Fig. 3. -- Secțiune în depozitele Flișului din culmea Berzunțului, la nord de Schitul Savului.

A Seria inframenilitică; m Șisturi menilitice; k Gresie de Kliwa; s<sub>1</sub> Formațiunea saliferă inferioară, autohtonul Flișului; s<sub>2</sub> Formațiunea saliferă superioară; M. Linia de încălecare a pânzei marginale a Flișului; Fm Dislocația marginală a Carpaților.

Măgura, legându-se pe la sud de Târgul Moinești cu depozitele acestei serii de sub vârful Osoiu.

Pe pârâul Fundătorei, la răsărit de vârful Măgura, ea se ridică până în plai, alcătuiind dealurile dintre acest vârf și vârful Runcu mare. Pe pârâul Braniște, stratele acestei serii au direcția NV-SE și se înclină potrivit spre SV. Pe valea pârâului Șosii, ele apar cam de la cota 400 m. și se ridică în susul dealului până aproape de fundul acestui pârâu, băgându-se cu o înclinare până la 45° SV, sub Șisturile menilitice și Gresia de Kliwa din vârful Runcu mare. Dela valea pârâului Șosii spre sud, Seria inframenilitică formează o bandă neîntreruptă pe sub poalele Culmei Berzunțului, pe pârâul Păltinișului,

pe la răsărit de dealul Stănoaia și trece la fundul pârâului Cernu, unde se lățește foarte mult ridicându-se până aproape de plai.

În toate părțile, unde se întâlnesc deschideri în depozitele acestei serii, stratele au direcția NV-SE și înclinarea potrivită spre SV.

Vârfurile cele mai ridicate ale Culmei Berzunțului, dintre Moinești și Schitul Savului, sunt alcătuite din Șisturi menilitice și gresie de Kliwa, așezate concordant deasupra Seriei inframenilitice.

Secțiunea alăturată (Fig. 3), dusă la nord de Schitul Savului pe pârâul Zamfirului, ne poate da o idee de structură geologică a Culmei Berzunțului în această parte.

Seria inframenilitică (*h*) ocupă poalele de răsărit ale acestei culmi, fiind reprezentată printr-o alternanță de marne calcaroase compacte, cu luoide, gresii și brezii cu Numuliți și gresie de Moinești, în alternanță cu șisturi marnoase de o culoare roșcată sau roșie vișinie, ce se urcă până aproape de cota 800 m. Stratele au direcția NV-SE și înclinarea până la 35° la SV.

Peste acestea urmează concordant Șisturi menilitice (*m*) groase de vre-o 100 m., alcătuite din marne albe silicioase, horsteinuri vârgate și silexuri negre, acoperite la rândul lor concordant de gresie de Kliwa (*k*), dispusă în bancuri groase pe vârful Bulimandrului.

În spre răsărit, depozitele paleogene se reazemă peste Formațiunea saliferă superioară (*s*<sub>3</sub>) alcătuită din nisipuri și gresii înclinate puternic la vest, cari însă nu înaintează adânc sub Flișul marginal, ci sunt prinse pe linia de la marginea lui și cutate în cute strânse aplecate spre răsărit.

Baza depozitelor paleogene este reprezentată și aici ca și la Moinești prin depozitele Formațiunii salifere inferioară (*s*<sub>1</sub>), indicată ceva mai la sud prin puternice izvoare sărate. Aceasta nu apare nicăeri la zi, ci rămâne în profunzime, fiind probabil separată de Saliferul superior al Subcarpaților printr-o linie de dislocație (*Fm*) care corespunde aici cu marginea pânzei marginale.

Cu aceeași structură geologică ca și în profilul descris se întâlnește Flișul marginal în tot lungul segmentului nordic al culmei Berzunțului.

Șisturile menilitice și Gresia de Kliwa acopăr de obicei vârfurile înalte: Bulimandra, dealul lui Crăciun, Tarnița și Rancu mare și formează un petec izolat în dealul Măgura Moineștilor, rezemându-se în toate părțile concordant peste Seria inframenilitică.

În total și aci depozitele paleogene formează o lamă de șariaj împinsă peste Formațiunea saliferă inferioară și împreună cu aceasta separate printr-o dislocație de Saliferul superior al Subcarpaților.

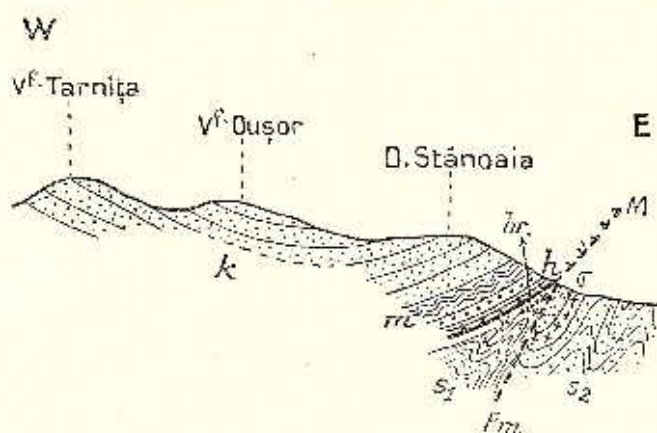
Între Moinești și Schitul Savului se pot deosebi bine cele două diviziuni ale acestei formațiuni.





Formațiunea saliferă inferioară formează autohtonul pânzei marginale fiind indicată sub Fliș prin izvoare sărate legate de dislocația dintre Carpați și Subcarpați. Pe această linie de dislocație, pe pârâul Șoșii, pârâul Păltiniș și la răsărit de Dealul Stănoaia, Formațiunea saliferă inferioară se întâlnește sub forma unei argile sărate cuprinzând uneori blocuri colțuroase de Paleogen, cari înaintază în susul pârâe sub depozitele Flișului marginal. Această argilă sărată prezintă în totul caracterul unei breccii de șariaj, identică cu aceea care se întâlnește deasupra Saliferului inferior din fereastra dela Tg. Ocna. De ea sunt legate puternice izvoare sărate, izvoare cari indică în adâncime zăcăminte de sare.

Formațiunea saliferă superioară este bine reprezentată



Scara { Lungimea : 1:50000  
Înălțimea : 1:25000

Fig. 4. - Secțiune schematică în depozitele Flișului din culmea Berzunțului la sud de comuna Podurile.

ă Seria inframontică ; m Șisturi menilitice ; k Gresie de Kîlva ; s<sub>1</sub> Formațiunea saliferă inferioară, autohtonul Flișului ; s<sub>2</sub> Formațiunea saliferă superioară ; br Argilă cu blocuri ; z Tuf dacitic ; M Linia de înclăcare a pânzei marginale a Flișului ; Fm Dislocația marginală a Carpaților.

numai în regiunea subcarpatică prin nisipuri și marne ce cuprind intercalațiuni de tuf dacitic. În multe locuri acest Salifer cu tuf dacitic este prins sub pauza Flișului (dealul Stănoaia, pârâul Buda) probabil sub formă de sinclinal strivit, deci nu pătrunde adânc sub Fliș ca Saliferul inferior.

În total, structura geologică din această parte a culmei Berzunțului, se poate schematiza în profilul alăturat (Fig. 4), în care se vede că Paleogenul este dispus sub forma unui sinclinal cu amplitudinea mare împins peste Saliferul inferior (s<sub>1</sub>) care pe marginea pânzei este puternic brecciat (br). Saliferul superior nisipos (s<sub>2</sub>) cu tuf dacitic (z) este și el prins sub Fliș sub formă de sinclinal strivit și separat de Saliferul inferior printr'o linie de dislocație. (Fm).



### C) CULMEA BERZUNȚULUI ÎNTRE SCHITUL SAVULUI ȘI SATUL ALBELE.

Culmea Berzunțului între Schitul Savului și Albele este alcătuită din aceleași depozite ca și în partea ei nordică între Schitul Savului și Moinești, la cari se mai adaugă și depozite sarmațiane.

Dealurile dintre pârâul Savului și pârâul Slatinei, afluent al pârâului Butucaru, sunt formate numai de depozitele Seriei inframezolitice, reprezentată prin gresii compacte, marne cu tufeide, șisturi marnoase, breccii verzi cu Numuliți și gresie de Moinești. Ele ocupă dealurile Slatinei, Bradului, Pietricica, Vârful Ulucului, peste cari se

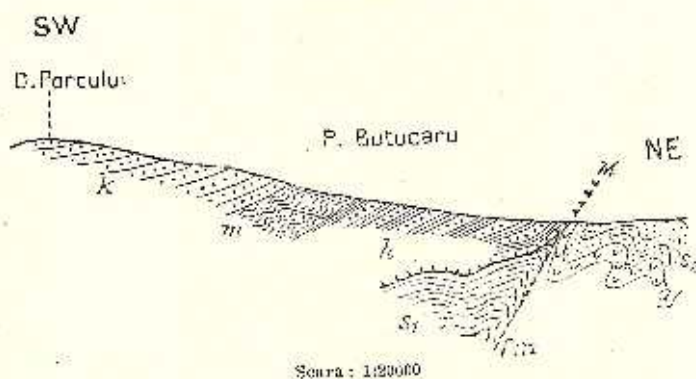


Fig. 5. — Secțiunea în depozitele Flișului din culmea Berzunțului, pe pârâul Butucarului.

k Seria inframezolitică; m Șisturi mezolitice; k Gresie de Kilia; s, Formațiunea saliferă inferioară, autohtonul Flișului; s, Formațiunea saliferă superioară; ss gips;  
M Linia de înclinare a pânzei marginale a Flișului; Ma Dislocația marginală a Carpaților.

leagă cu depozitele similare din bazinul pârâului Plopătui (bazinul Troțușului). Aproape de plai, în Vârful lui Chiriac, stratele au direcția NV-SE și înclinarea până la 30° la SV.

Marginea de răsărit a depozitelor paleogene este dată cu aproximație de o linie ce taie pârâul Schitului la cota 400 m., merge spre sud peste Dealul Slatinei (520 m.), tac apoi pârâul Ghilei (420 m.) și roce peste vârful Pietricica (520 m.) până în pârâul Butucarului.

La răsărit de această linie se întâlnește Saliferul superior alcătuit din nisipuri și tuf dacitic, cari se înclină cu 70° la vest sub depozitele paleogene. Nisipurile salifere superioare cu tuf dacitic nu pătrund adânc sub Fliș ci sunt prinse numai pe linia de contact dintre ele.

Sub Fliș însă se întâlnește Saliferul inferior indicat prin două izvoare sărate, unul pe pârâul Slatinei, afluent al Butucarului și altul pe pârâul Slatinei, afluent al pârâului Schitului, izvoare cari ne arată în adâncime existența zăcămintelor de sare, cari de altfel au fost în

tâlnite într'un puț făcut la marginea Flișului pe moșia lui Jean Chiriac. Saliferul inferior se mai întâlnește pe lina de dislocație dela marginea Flișului, la fundul pârâului Ghilea, unde e reprezentat prin argilă sărată cu blocuri din Paleogen, din care izvorăsc mai multe izvoare sărate, argilă identică cu argila cu blocuri ce se întâlnește pe aceeași linie de dislocație în împrejurimile comunei Podurile. Așa dar, și aici se poate conchide că numai Saliferul inferior cu sare alcătuiește autohtonul Flișului marginal, pe când Saliferul superior cu tuf dacitic este prins numai pe lina de dislocație dintre Carpați și Subcarpați în mișcările postsarmatice, posterioare înfăptuirii pânzilor Flișului.

**Basinul superior al pârâului Butucaru.** (Fig. 5). Basinul superior al pârâului Butucaru este interesant pentru că depozitele paleogene pe cari le străbate prezintă deschideri în cari se văd raporturile dintre ele și Formațiunea saliferă subcarpatică.

Fundul acestui pârâu și al afluenților ce se varsă în el (Scursura Varniței și a Urzicării) este alcătuit din bancuri de gresie de Kliwa (*k*) înclinate de 25°—30° V, cari se întind din plaiul Berzunțului până la cota 600 m. Sub ele se întâlnesc Șisturi menilitice (*m*), reprezentate prin marne albe silicioase, horsteinuri vârgate și silexuri negre bituminoase cu o grosime totală de vro 100 m, având aceeași înclinare spre vest ca și gresia de Kliwa.

În josul pârâului, dedesuptul complexului menilitic, cam între cota 400—500 m., se întâlnește Seria inframenilitică (*h*) reprezentată prin rocile ei caracteristice, între cari predomină niște calcare vinete marnoase, cari odinioară au fost exploatate pentru fabricatul varului (Pârâul Varniței). Acestea se înclină spre vest sub Șisturile menilitice iar în partea de răsărit încăleacă Formațiunea saliferă superioară (*s<sub>2</sub>*) formată din orizontul marnelor și gipsurilor superioare la bază și din nisipuri la partea superioară, prinse în sinclinal pe această linie de încălecare.

Saliferul inferior, care formează autohtonul Paleogenului, nu este indicat decât prin două izvoare, unul sărat și altul sărat și sulfuros, cari izvorăsc din Seria inframenilitică de pe pârâul Varniței cam la cota 500 m.

**Basinul superior al pârâului Pușcașu.** (Fig. 6). Pârâul Pușcașului izvorăște de sub vârful Măgura și după ce străbate deacurmezișul depozitele paleogene ale Culmei Berzunțului, intră în regiunea subcarpatică, pe care o traversează până la satul Moreni unde se întâlnește cu pârâul Butucaru.

Cursul inferior al acestui pârâu, între gura lui și cota 370 m., este alcătuit din depozitele Saliferului superior (*s<sub>2</sub>*), iar fundul lui, dela această cotă până în plaiul Berzunțului, este alcătuit din depozitele Flișului marginal, acoperite transgresiv de Sarmațian.

Aproape de marginea Flișului, Formațiunea saliferă prezintă o înclinare constantă spre vest, formând foarte probabil o serie de cute isoclinale aplicate spre răsărit.

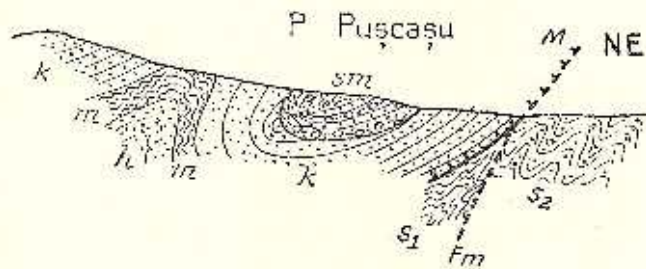
Dela cota 370 m. în susul pârâului, apare gresia de Kliwa (*k*), care se găsește în contact anormal cu Formațiunea saliferă subcarpatică și deci este separată de ea printr'o linie de dislocație (*Fm*).

Gresia de Kliwa, alcătuită din bancuri groase de câțiva metri, se continuă în susul pârâului de o parte și de alta a lui pe o grosime de 400 - 500 m.

Cam dela cota 420 m. în susul pârâului, se întâlnește un sinclinal

SW

D. Măguricea



Scara: 1:50000

Fig. 6. — Secțiune în depozitele Flișului pe pârâul Pușcașului.

*k* Sar'a infersmentilitică; *sm* Siatuci măriișice; *k* Gresie de Kliwa; *s* Formațiunea saliferă inferioară, autohtonul Flișului; *s* Formațiunea saliferă superioară; *sm* Sarmațian; *M* Linia de înclăcare a pânzei marginale a Flișului; *Fm* Dislocația marginulă a Carpaților.

de Sarmațian (*sm*) așezat peste gresia de Kliwa, dispusă și ea foarte probabil sub formă de sinclinal. Sarmațianul este reprezentat printr'o alternanță de gresii nisipoase albe, cu elavii de Kliwa, nisipuri cu stratificație încrucișată și cu vine de cărbuni, șisturi marnoase vinete și puternice bancuri de conglomerate mărunte. Elementele conglomeratelor sunt formate din silixuri oligocene, gresie de Kliwa și calcare tortoniane cu *Lithothamnium*. Marnelo și gresiile cuprind și câteva resturi de fosile reprezentate prin fragmente de *Mactra*, *Irvilia*, *Cardium obsoletum* FICHW, *Cardium vindobonense* PT., *Modiola* sp., *Bulla Lajonkajreana* BAST, *Bulla truncata*, *Cerifi*, *Serpule*, etc., cari ne indică că avem de a face cu Sarmațianul inferior.

Sarmațianul formează, între dealul Pipirigului și basinul pârâului Albele, o zonă îndreptată N—S., lungă de aproape 2 km. și lată de aproape 1 km. uneori.

În partea de răsărit, stratele lui prezintă o înclinare potrivită la vest și probabil că în partea de apus, prin analogie cu modul lor de așezare pe pârâul Ciungilor, stratele sunt aproape în picioare sau încli-



nate tot la apus, astfel că ele formează un sinclinal aplecat la răsărit, prins în cuntele Paleogenului în mișcările post-sarmatice.

La apus de zona sarmațiană, Paleogenul formează o cută anticlinală în axul căreia apar Șisturi menilitice, mai la apus de cari se întâlnește un sinclinal de gresie de Kliwa, care ocupă vârfurile cele mai înalte ale culmei Berzunțului (vârful Măgura).

#### d) CULMEA BERZUNȚULUI ÎN ÎMPREJURIMILE SATULUI BRĂTEȘTI.

În împrejurimile satului Brătești, culmea Berzunțului este alcătuită, ca și mai la nord, din depozite paleogene puternic cutate, peste cari se reazimă în transgresiune depozite sarmațiane.

În partea de nord a satului, succesiunea acestor depozite se prezintă ca în profilul alăturat. (Fig. 7).

Fundul pârâului Ciungilor, între Dealul Zebei și cornul de sud

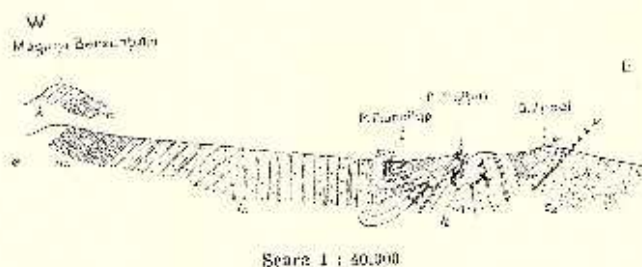


Fig. 7. Secțiune în depozitele Flișului la nord de satul Brătești.

h Seria inframenilitică; m Șisturi menilitice; k Gresie de Kliwa; s<sub>2</sub> Formațiunea saliferă superioară; sm Sarmatian; W Zona de înclăcare a părții marginale a Flișului.

al Măgurei Berzunțului, este alcătuit din depozitele Seriei inframenilitice (*h*), reprezentate prin marne vinete compacte cu lăcoide, prin gresii grosiere cu ieroglife și brezii verzi cu Nunuliți mici, dispuse foarte probabil sub formă de cute anticlinale și sinclinale aplecate la răsărit.

Deasupra acestora, atât pe flancul lor de răsărit cât și pe cel de apus, se întâlnește Oligocenul reprezentat la partea inferioară prin Șisturi menilitice (*m*), iar la partea superioară prin gresie de Kliwa (*k*). În special în partea de răsărit, în Dealul Zebei, Oligocenul pare că formează un sinclinal, care este împins spre răsărit peste Formațiunea saliferă subcarpatică (*s<sub>2</sub>*), de care este separat printr'o linie de dislocație, care corespunde cu marginea răsăriteană a Flișului.

În dealul Bolșunul mic, peste depozitele paleogene se întâlnește un mic sinclinal de Sarmatian (*sm*), reprezentat prin nisipuri albe calcaroase cu structură torențială, marne și gresii cu urme cărbunoase



și conglomerate alcătuite din rocile Flișului marginal. Sarmațianul formează o zonă îndreptată N-S, care spre nord se leagă cu Sarmațianul de pe pârâul Pușcașului, iar spre sud se continuă până la pârâul Caracuda.

Dela acest pârâu, zona sarmațiană părăsește Culmea Berzunțului și intră în regiunea subcarpatică, legându-se spre sud cu depozitele de același vârstă dela Vișoara.

În partea de vest a satului Brătești, între pârâul Caracuda și Dealul Cerdac, Culmea Berzunțului este alcătuită numai din Paleogen.

Seria inframenilitică ocupă așezătura dela răsărit de Dealul Praghila, apoi se continuă spre sud pe la fundul pârâului Brăteștilor, prin dealul Cerdac, dealul Bouri, de unde trece în valea pârâului Vâlcele.

Stratele au direcția N 20° E—S 20° V și înclinarea slabă la V.

La apus de zona aceasta se întâlnesc Șisturi menilitice și gresie de Kliwa, cari se întind din vârful Praghila până la Priporul cu Piatră, reprezentând un rest dintr'un sinclinal oligocen, care acopere în partea de vest depozitele Seriei inframenilitice.

La răsărit de Seria inframenilitică se întâlnesc deasemenea Șisturi menilitice și gresie de Kliwa, alcătuind dealurile Corhana și Oușor. În partea de răsărit ele încalacă Formațiunea saliferă subcarpatică, iar în partea de apus se apleacă spre vest sub depozitele Seriei cu ieroglife din dealurile Cerdac, Bouri, etc., astfel că între ele există o linie de falie, care trece pe la apus de dealurile Corhana și Oușor, pe la răsărit de dealul Cerdac, printru dealurile Blănarului și Bouri și cse la fundul pârâului Vâlcele.

La fundul pârâului Brătești apare și o argilă cu blocuri de Paleogen, reprezentând Saliferul inferior, în legătură cu linia de falie de mai sus.

#### e) FLIȘUL MARGINAL ÎNTRE BRĂTEȘTI ȘI VALEA TROTUȘULUI (1).

Între Brătești și Valea Trotușului, Flișul marginal prezintă o importanță deosebită, atât din punct de vedere științific prin prezența unor ferestre de Salifer inferior sub el, cât și din punct de vedere economic prin prezența în acest Salifer a unui masiv de sare exploatat pe pârâul Vâlcele și prin exploatările de păcură dela Moșoare și Păcuri.

Din această cauză și mai cu seamă din cauza raporturilor

O descriere foarte amănunțită a acestei regiuni se găsește în lucrarea D-lui TERSEVRE «Zur Geologie der Bacauer Karpathen». Jahrb. der k. k. geol. R. A. Wien 1897, pag. 644—665, 675—695.



complicate dintre diferitele formațiuni, voi descrie această porțiune a marginii Flișului prin secțiuni transversale pe direcția strazelor.

Secțiunea cea mai nordică (Fig. 8) este dusă în dreptul satului Vâlcele, din dealul Pleasa lui Inotca la răsărit până în dealul Frâncul Boghi la apus.

În partea de răsărit, în dealul Pleasa lui Inotca, se întâlnesc depozite oligocene alcătuite din Șisturi menilitice la partea inferioară și din gresie nisiposă de Kliwa la partea superioară, cari sunt continuarea spre sud a depozitelor similare din dealul Corhana și Oușor dela Brătești. Aici ele au direcțiunea  $N 20^{\circ} E - S 20^{\circ} V$  și constituie flancul de răsărit al unui sinclinal oligocen, al cărui flanc de apus este reprezentat în dealul Poiana Pietrei, unde stratele au direcția aproape N-S și înclinarea până la  $60^{\circ} E$ . Spre nord, depozitele oligocene se subțiază laminându-se, astfel că ele se vâra cu o înclinare

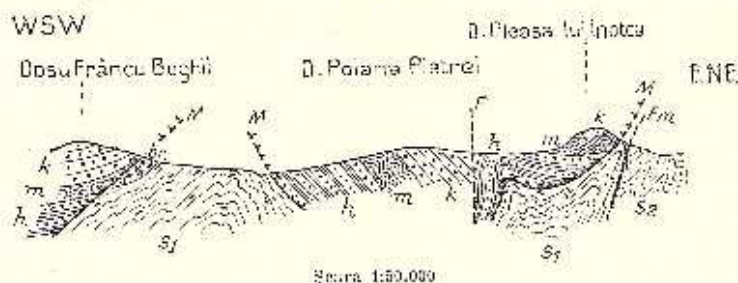


Fig. 8. Secțiune în depozitele Flișului marginal la sud de Brătești, în dreptul satului Vâlcele.

*a* Seria inframenilitică; *m* Șisturi menilitice; *k* Gresie de Kliwa; *s<sub>1</sub>* Formațiunea saliferă inferioară, autohtonul Flișului; *s<sub>2</sub>* Formațiunea saliferă superioară; *br* Argilă cu blocuri (mylonit); *M* Linia de înclăcare a pârâului marginal al Flișului; *Sa* Dislocație marginală a Carpaților; *F* Falie.

mică sub depozitele Seriei inframenilitice din dealul Bouri, pe o linie de falie locală.

Ceva mai la sud, la fundul pârâului Prislopului (Budăiul Babei), axa acestui sinclinal de Oligocen este ruptă și pe această linie de rupătură (*F*) apar depozitele Seriei inframenilitice alcătuite din marne, gresii și breccii verzi, ocupând toată așezătura dela fundul acestui pârâu, între dealurile Pietrosu și Pleasa lui Inotca.

Pe cîna de apus al dealului Poiana Pietrei, până aproape de pârâu Vâlcele, se întâlnesc depozitele Seriei inframenilitice (*k*), dispuse ca o fâșie lată de aproape 500 m., ce începe din pârâu Adânc la nord de satul Vâlcele și se continuă înspre sud până în valea pârâului Prislopului. Seria inframenilitică este alcătuită dintr'o alternanță de gresii tari vinete, calcare marnoase compacte cu vîno de calcit, șisturi marnoase conușii și roșii vișinii, toate înclinate puternic la răsărit vărându-se sub Șisturile menilitice din dealul Poiana Pietrei.

În afară de această zonă, depozitele paleogene mai sunt repro-



zentate în dealul Frâncu Boghii, prin gresie de Kliwa dispusă în bancuri înclinate slab la vest.

Ele formează aici o zonă îndreptată N-S, care începe de la punctul numit Jarapănu și se continuă spre nord prin dealul Momăia până la nord de satul Vâlcele, pe unde se leagă cu gresia de Kliwa și Șisturile menilitice din Dealul Blănarului.

Pe valea pârâului Vâlcele, între aceste două zone paleogene, se întâlnește o fâșie de depozite salifere inferioare ( $s_1$ ), care începe de la gura pârâului Adânc, la nord de satul Vâlcele și se continuă prin dealurile Ursitoarei, Piscul galben și La Viziune până la sud de satul Vâlcele. Ele sunt alcătuite din marne vinete și roșcate, gresii nisipoase groșiere și puternice bancuri de gipsuri, dispuse sub forma unui anticlinal, al cărui flanc de apus se băga sub gresia de Kliwa din dealul Frâncu Boghii și flancul de răsărit sub depozitele paleogene din dealul Poiana Pietrei.

Din axa anticlinalului de Salifer apar izvoare sărate, cari ne arată existența în adâncime a unui masiv de sare, masiv care de fapt a și fost întâlnit într'o săpătură făcută în satul Vâlcele, pe partea stângă a pârâului cu acest nume. Din constituția petrografică și mai ales din prezența sărei în această Formațiune saliferă, conchidem că ea reprezintă Saliferul inferior, care se găsește împins pe cale tectonică sub depozitele Klișului marginal, de sub care apare sub formă de fereastră.

Formațiunea saliferă inferioară se mai întâlnește și la marginea de răsărit a pânzei Klișului unde se pune în contact cu Formațiunea saliferă superioară ( $s_2$ ) a Subcarpaților printr'o linie de dislocăție ( $Fm$ ).

A doua secțiune (Fig. 9) cu direcția SV-NE este dusă ceva mai la sud de cea precedentă, între dealurile Pietrosu și Jarapănu.

Formațiunile geologice, cari constituiesc regiunea muntoasă din această parte, sunt reprezentate prin depozite paleogene și Formațiunea saliferă inferioară.

Depozitele paleogene formează două zone îndreptate N-S, una în partea de răsărit, în dealurile Butnaru-Pietrosu și alta în partea de apus, în dealul Jarapănu.

Cele din zona de răsărit sunt reprezentate prin Seria inframenilitică, Șisturi menilitice și gresie de Kliwa, dispuse într'un sinclinal, care este continuarea spre sud a sinclinalului din dealurile Pleaza lui Inotca-Poiana Pietrei.

Pe flancul de apus al acestui sinclinal, alcătuit din depozitele Seriei inframenilitice la partea inferioară și din Șisturi menilitice și gresie de Kliwa la partea superioară, stratele au direcția  $N 10^{\circ}-15^{\circ} E-S 10^{\circ}-15^{\circ} V$ , și înclinarea până la  $60^{\circ}$  spre vest, astfel că în total acest sinclinal paleogen este asimetric, având flancul de apus mult mai redresat de cât cel de răsărit.





A doua zonă de Paleogen, din dealul Jarapănu, este continuarea spre sud a zonei paleogene din dealul Frâncu Boghii. Paleogenul este reprezentat aici prin Șisturi menilitice, care sânt dezvoltate mai ales în dealul Pantei, unde au direcția N-S și înclinarea spre vest, formând flancul de răsărit al unui sinclinal ce se întinde spre vest până în satul Păcurile.

Amândouă aceste zone sinclinale de Paleogen plutesc peste Formațiunea saliferă inferioară cu sare ( $s_1$ ), bine dezvoltată pe valea pârâului Vâlcele și ceva mai puțin dezvoltată la răsărit de dealul Pietrosu.

Formațiunea saliferă de pe pârâul Vâlcele, este reprezentată prin marne, gresii și gipsuri, dispuse sub forma unui anticlinal, al cărui

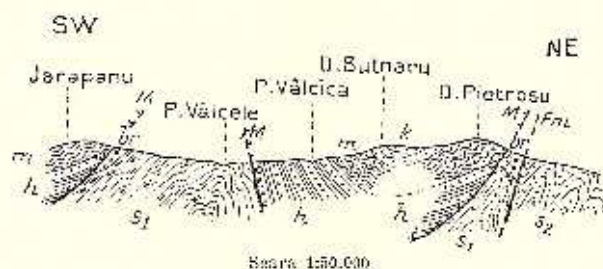


Fig. 9. Secțiune în depozitele Flișului marginal la nord de Salinele dela Tg. Oena.

*a* Seria inframenilitică; *m* Șisturi menilitice; *k* Gresie de Kliva;  $s_1$  Formațiunea saliferă inferioară, autolobulul Flișului;  $s_2$  Formațiunea saliferă superioară; *br* argile cu blocuri (mylonit); *M* Linia de înclăcare a pânzei marginale a Flișului; *Fm* Dislocația marginală a Carpaților.

flanc de apus se bagă sub Paleogenul din dealul Jarapănu, iar flancul de răsărit sub Paleogenul din dealurile Butnaru-Pietrosu.

În secțiunea alăturată se poate observa, că pe când flancul de răsărit al anticlinalului de Salifer se bagă sub depozitele Seriei inframenilitice, flancul lui de apus se bagă sub Șisturi menilitice, astfel că Seria inframenilitică de pe acest flanc este laminată. Ea este totuși indicată prin blocuri izolate frământate în Formațiunea saliferă la contactul ei cu meniliticele din dealul Jarapănu, formând o mylonită puțin dezvoltată (*br*). Formațiunea saliferă inferioară se continuă pe sub sinclinalul paleogen din dealul Butnaru și Pietrosu până în partea de răsărit a acestuia, unde este reprezentată de asemenea printr'o brechie tectonică alcătuită din gresii și gipsuri salifere frământate cu blocuri colțuroase de Paleogen.

Pe valea Gălianului, la răsărit de această zonă brechiefată, se întâlnește Formațiunea saliferă superioară ( $s_2$ ) alcătuită din marne și gresii înclinate puternic la vest și despărțite de Saliferul inferior de sub Fliș printr'o linie de dislocație (*Fm*).



A treia secțiune (Fig. 10) cu direcția V—E este dusă din satul Păcurile la apus până în dealul Picioarele la răsărit.

Regiunea tăiată de această secțiune și regiunea de la sud de ea până în albia Trotușului este alcătuită, ca și mai la nord, din depozite paleogene dispuse sub forma unei lame de șariaj și din Formațiunea saliferă inferioară, care formează autohtonul acestei lame de șariaj.

Din cauza agenților fizico-chimici, acoperișul paleogen a dispărut în cea mai mare parte prin denudație, așa că acum este reprezentat numai prin petece izolate, cari corespund în general la cute sinclinale ce plutesc peste Formațiunea saliferă autohtonă, pusă la iveală mai cu seamă pe liniile anticlinale.

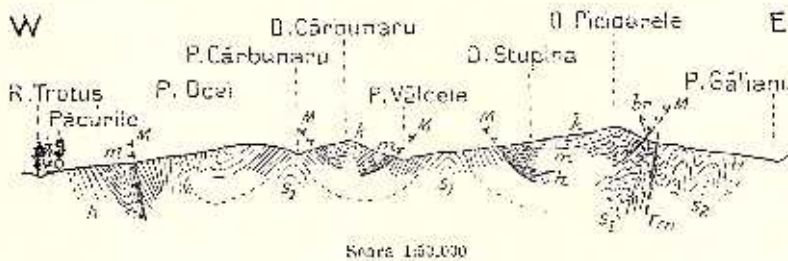


Fig. 10. Secțiune în depozitele Pliocenului marginal la nord de Tg. Ocna.

A Seria inframenilitică; M Șisturi menilitice; K Gresie de Kliwa; s1 Formațiunea saliferă inferioară, autohtonul Pliocenului; s2 Formațiunea saliferă superioară; br argilă cu bitum (argilonți); M Linia de înclăcare a pânzei marginale a Pliocenului; Fm Dislocația marginală a Carpaților.

În acest chip, în regiunea aceasta dela nord de Tg.-Ocna, se pot deosebi trei zone paleogene îndreptate N—S, separate între ele prin ferestre de Salifer inferior.

O primă zonă paleogenă se întâlnește în partea de răsărit a pârâului Vâlcele, ocupând curmătura dela răsărit de Salinele vechi, apoi dealurile Picioarele, Stupina și dealul Vetele Târgului.

Depozitele paleogene de aci sunt reprezentate prin depozitele Seriei inframenilitice la partea inferioară, acoperite de Șisturi menilitice și gresie de Kliwa la partea superioară, dispuse sub forma de sinclinal, care reprezintă în același timp cuta cea mai externă a Pliocenului marginal.

Seria inframenilitică alcătuește valea pârâului Grebleșu, dela gurile vechilor saline până la fundul lui. Spre nord, ea se continuă printre dealurile Râpa Albă și Butnaru, legându-se cu depozitele similare de pe pârâul Vâlcelea descrise în profilele precedente, iar spre sud ea se limitează în partea de nord a dealurilor Stupina și Picioarele.

La sud de aceste dealuri, Seria inframenilitică alcătuește dealul



Fețele Târgului, unde stratele ei au direcția N 10° E—S 10° V și înclinarea până la 25° V.

În dealurile Stupina și Picioarele, peste depozitele Seriei inframenilitice, urmează șisturi marnoase silicificate și gresie de Kliwa, dispuse într'un sinclinal cu flancul de apus mai redresat decât flancul de răsărit.

Șisturile menilitice și gresia de Kliwa se mai întâlnesc la punctul numit Crucea lui Adam, unde formează un sinclinal cu flancul de apus în parte laminat prins sub depozitele Seriei inframenilitice din dealul Pețete Târgului, sinclinal care se continuă spre sud pe sub terasa inferioară a Troțușului pe care e așezat Tg.-Ocna și apare în malul stâng al acestui râu. Aci el este constituit din Șisturi menilitice la partea inferioară, dezvoltate la Podul de lemn dela Răducanu și din bancuri de gresie de Kliwa la partea superioară, cari susțin capul Podului de fer de peste Troțuș.

A doua zonă de Paleogen se întâlnește la apus de pârâul Vâlcele, unde formează o fâșie paralelă cursului acestui pârâu, din dealul Cărbunarului la nord până în malul Troțușului la sud. Dealul Cărbunarului este alcătuit din depozite menilitice la partea inferioară și din gresie de Kliwa la partea superioară. Ambele serii de depozite formează un sinclinal îndreptat N—S, cu ambele flancuri reze-mate pe Formațiunea saliferă, atât pe pârâul Vâlcele cât și pe pârâul Cărbunarului. Paleogenul din această zonă se continuă spre sud până în satul Văleni, în malul stâng al Troțușului, pe unde se leagă cu Șisturile menilitice din dreapta acestui râu, dela poalele muntelui Măgura Schitului.

În dealul Zidul Inginerului, să întâlnească depozitele Seriei inframenilitice bine reprezentate pe malul stâng al pârâului Fundătura Vălenilor, de unde se întind spre nord până aproape de Balta Harapului. Ele au direcția N—S și înclinarea puternică la vest, formând flancul invers al unui anticlinal aplecat spre răsărit, cu sămburele de Salifer.

A treia zonă de Paleogen se întâlnește la apus de satul Văleni, alcătuint dealul Muncel și împrejurimile localităților Mosoare și Păcurile.

Dealul Muncel se ridică în partea de apus a satului Văleni și se continuă în spre nord până în valea pârâului Occi, iar spre apus și sud până în valea Troțușului.

El este constituit la partea superioară din bancuri de gresie de Kliwa care se exploatează pentru construcție în partea de apus a satului Văleni. De desubtul gresiei de Kliwa se întâlnesc depozitele menilitice alcătuite din șisturi marnoase silicificate, silixuri negre și gresie de Kliwa nisipoasă. Toate aceste depozite sunt bine descoperite pe flancul de răsărit al Vârfului Muncel, unde au direcția NE—SV și



înclinarea mică spre NV, iar de aci se continuă pe sub malul stâng al Troțușului până în dreptul localității Mosoare.

Sub Șisturile menilitice și gresia de Kliwa din dealul Muncel, se găsește marne, gresii, argile și gipsuri salifere, dezvoltate mai ales la apus de satul Văleni. Acestea mai apar și în malul Troțușului la sud de dealul Muncel, de asemenea și pe pârâul Ocoi la nord de acest deal.

Șisturile menilitice și gresia de Kliwa se ridică pe vârful dealului Muncel până la răsărit de satul Poenile, unde se prezintă cu pereți verticali mai ales în malul Troțușului. Aici stratele au direcția N—S și înclinarea slabă la răsărit, astfel că Oligocenul formează, între

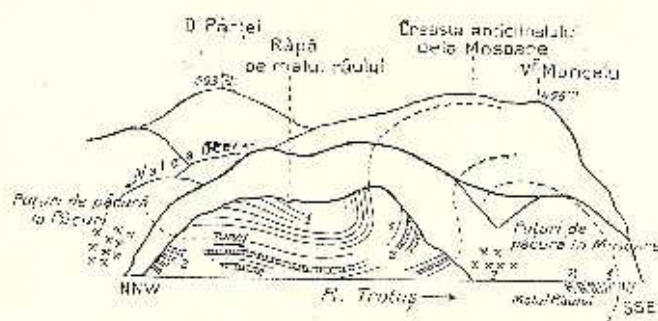


Fig. 11. Vedere generală pe partea de răsărit a văii Troțușului, în fața satului Poenile.

(După Tošsoyze, în *Labir. der k. k. geol. R.A. Wien 1897*, pag. 632)  
1, 2. Șisturi menilitice și gresia de Kliwa; 3. Seria inframenilitică.

satul Văleni și satul Poenile, un mare sinclinal cu direcția N—S și cu amplitudinea mare.

Pe malul stâng al Troțușului, la răsărit de gura tunelului pe sub care trece drumul de fier Tg.-Ocna-Doftana, Oligocenul formează o mică îndoitură anticlinală revărsată spre apus, în axa căreia apar șisturile marnoase și gresile verzi ale Seriei inframenilitice, în care s'au făcut exploatarea de păcură de la Mosoare (Fig. 11).

La apus de dealul Muncel, în dreptul satului Păcurile, apar din nou depozitele acestei serii, având direcția N—S și înclinarea până la  $70^\circ$  E, constituind un nou anticlinal între 2 sinclinale, unul în vârful Muncel și altul în vârful Drăcoia. În acest anticlinal s'au făcut de asemenea exploatarea de păcură pe flancul lui de răsărit, între valea Troțușului și pârâul Ocoi.

Sub depozitele paleogene dintre Tg. Ocna și satul Păcurile, se întâlnește Formațiunea saliforă inferioară cu sare, reprezentată pe valea pârâului Vălecele, Cărbunarului și Ocoi și pe pârâul Fundătura Vălenilor.



Formațiunea salieră de pe pârâul Vâlcele alcătuiește o mare cută anticlinală între dealurile Stupina și Cărbunarului.

Spre nord ea se leagă cu Saliferul descris în profilele precedente în împrejurimile satului Vâlcele, iar în spre sud se întinde până în margina de nord a orașelului Tg. Ocna.

Formațiunea saliferă este alcătuită aici din marnă vinete și roșcate, gresii micacee, gipsuri bituminoase și o argilă vânăță albăstrucie ce cuprind fragmente de roce verzi și e frământată cu blocuri colțuroase de Paleogen, constituind în total o puternică brechie de șariaj la contactul dintre Paleogen și Salifer.

Marnele și gresile mai ales de pe flancul de apus al acestui anticlinal de Salifer sunt deseori impregnate cu păcură.

În afară de aceste roce, acest Salifer mai cuprinde puternice strate de gips vânăț bituminos, bine dezvoltate pe scursura din spațele caselor Administrației salinelor.

Sub toate aceste depozite ale Saliferului se găsește puternice zăcăminte de sare, cari se întind de la pârâul Grebleșu la nord până în marginea de nord a Târgului Ocna. În unele părți, sarea este descoperită, în cele mai multe însă ea este învelită în rocile Saliferului, de sub care a fost pusă la iveală prin exploatare și sondaje.

La sud de dealul Fețele Târgului, se mai văd încă o mulțime de guri vechi de exploatare, cari ne indică împreună cu apele sărate de acolo, existența masivului de sare în adâncime.

Formațiunea saliferă mai este bine reprezentată pe pârâul Cărbunarului, unde formează dessemenea o cută anticlinală între cele două sinclinale de Oligocen, din dealul Cărbunarului și din dealul Muncel. Și aici Formațiunea saliferă este constituită din marnă vinete și roșcate, gresii în plachete și strate de gips, cari se înclină spre vest în dealul Pantoi și spre est în dealul Cărbunarului, în ambele părți băgându-se sub Șisturi menilitice.

În această Formațiune saliferă de pe pârâul Cărbunarului se întâlnesc și câteva izvoare sărate, cesace ne arată că ea trebuie să cuprindă la oarecare adâncime și zăcăminte de sare.

Din valea pârâului Cărbunarului, Formațiunea saliferă se continuă spre sud până la Fundătura Vălenilor, unde este reprezentată prin același complex de strate ca și pe pârâul Cărbunarului și cuprinde de asemenea izvoare sărate.

În această parte, ea se ascunde spre vest sub Șisturile menilitice din dealul Muncel, iar în partea de est acoperă, în contact anormal, de Seria inframenilitică din dealul Zidul Inginerului.

Între pârâul Cărbunarului și pârâul Fundătura Vălenilor, pe vârful dealului ce le desparte, se întâlnește un mic lac, Balta Harapului, care după TEISSEYRE trebuie considerată ca un fenomen kar-



stic, o groapă naturală în formă de pâlnie, produsă în gipsurile Formațiunii salifere (1).

În afară de aceste locuri, Formațiunea saliferă inferioară se mai găsește reprezentată în valea pârâului Ozei, la N. de vârful Muncel, unde este alcătuită din marne, gresii și uncori argile cu blocuri de Paleogen, cuprinzând de asemenea izvoare sărate.

Depozitele salifere de pe acest pârâu sunt puternic cutate și apar sub formă de forcastră de sub mantaua de Șisturi menilitice și gresie de Kliwa. De almintrelea, ele par a alcătui întreaga bază a Paleogenului dintresatul Văleni și satul Păcurile, pentru că apar de de sub el, atât la nord pe pârâul Ozei, la est pe pârâul Fundăturii cât și la sud în malul Trotușului la Mosoare.

Asupra Formațiunii salifere din toată regiunea Târgului Ocna, putem face constatarea, pe care am făcut-o și altădată, că ea formează un orizont constant sub depozitele paleogene, însă nu se găsește întotdeauna la baza aceluiași depozite ale acestuia, ci se întâlnește când sub Seria inframenilitică, când sub Șisturile menilitice, când sub gresia de Kliwa, ceea ce se poate explica în ipoteza că depozitele paleogene sunt împinse cu o lamă de șariaj peste depozitele Saliferului de vârstă miocenă.

#### D) FLIȘUL MARGINAL DIN GURA SLĂNICULUI

Zona muntoasă din gura Slănicului, cuprinsă între albia Trotușului la nord și vârful Chichilău la sud, este alcătuită, ca și la nord de Tg. Ocna, din depozite paleogene, salifere și depozite fluviatile.

Depozitele paleogene se găsesc și aici dispuse sub formă de pânză de șariaj împinse peste Formațiunea saliferă cu sare de vârstă miocenă, care apare de sub ele în valea pârâului Slănic.

În total, structura geologică a acestei regiuni dela sud de albia Trotușului se poate schematiza în secțiunea alăturată (Fig. 12), dusă transversal pe direcția cutelor paleogene, din vârful Măgura Schitului la apus până în pârâul Otarului (Strigoilului) la răsărit.

Marginea de răsărit a Flișului este dată de o linie N-S ce începe din valea Trotușului, dela podul de lemn a lui Răducanu și taie pârâul Otarului la cota 360 m. La răsărit de această linie, care corespunde cu marginea Flișului și în același timp cu linia de dislocăție ce separă Carpații de Subcarpați, se întâlnește Formațiunea saliferă superioară ( $s_2$ ) alcătuită din marne, gresii și gipsuri, deschise pe linia de contact cu Flișul în 3 puncte: în malul drept al Trotușului,

(1) W. TRUSSEYRE. Zur Geologie der Bacau'er Karpathen, etc., pag. 679-680.



în dreptul bisericii din satul Tisești, unde stratele au direcția N-S și înclinarea  $70^\circ$  V, apoi la sud de Tisești sub terasa cuaternară dela Podul și pe pârâul Otarului la cota 360 m, unde stratele Saliferului au aceeași direcție și înclinare ca și în malul drept al Troțușului.

La apus de Formațiunea saliferă a Subcarpaților încep depozitele paleogene ale Flișului, bine dezvoltate mai ales în dealul Chichilău și în malul drept al Troțușului, unde sunt dispuse sub forma unui sinclinal N-S, aplecat înspre răsărit.

În adevăr în partea de răsărit a dealului, deasupra și mai la vest de Formațiunea saliferă, se întâlnește Complexul menilitic (*m*), având direcția N-S și înclinarea până la  $40^\circ$  la V. Deasupra acestuia, spre vârful dealului Chichilău, urmează gresie de Kliwa (*k*), care se

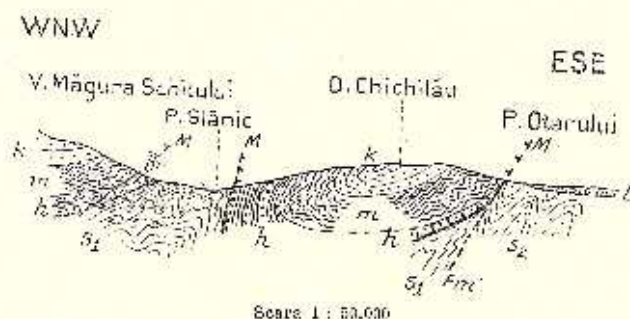


Fig. 12. Secțiune în depozitele Flișului marginală din gura pârâului Slănic.

*a* Seria inferioară; *m* și *t* turlă menilitică; *k* gresie de Kliwa;  
*s*, Formațiunea saliferă inferioară, autohtonul Flișului; *s*<sub>1</sub> Formațiunea saliferă superioară; *br* Argilă  
 sau blocuri (argilite); *t* terasa cuaternară; *M* lăcaș de încălzire a pânzei  
 marginale a Flișului; *Fm* Dislocația marginală a Carpaților.

urmărește spre nord până în partea de sud a satului Tisești. Aci gresia de Kliwa alcătuiește bancuri groase până la 10-12 m, prezentându-se cu caracterul ei cele mai tipice, de unde și numele de gresie de Tisești, care i-a fost dat de TEISSYRE. Stratele au direcția aproape N-S și înclinarea mare la vest.

La apus de dealul Chichilăului, se întâlnește din nou complexul menilitic, care formează o fâșie îndreptată N  $20^\circ$  E—S  $20^\circ$  V pe la fundul pârâului Lacurilor, prin dealul La Poeni și în partea de apus a satului Tisești. Stratele au înclinarea puternică la vest și formează împreună cu Complexul menilitic dela răsăritul dealului Chichilău, un mare sinclinal aplecat spre răsărit, în axa căruia se întâlnește gresia din Kliwa de dealul Chichilău și dela sudul satului Tisești.

Acest sinclinal se continuă spre nord pe sub depozitele terase inferioare ale Troțușului din satul Tisești și apare în malul stâng al



acestui râu, de unde se leagă, pe sub Târgul-Oena, cu sinclinalul oligocen dela Crucea lui Adam.

Pe cîna de răsărit a pârâului Slănic, se întîlnesc depozitele Seriei inframenilitice, formate din șisturi marnoase cu fucioide, marne negricioase și roziatice, gresii cu ieroglife, brezii vorzi cu Numuliți, alcătuiind, între confluența Slănicului cu Trotușul și confluența lui cu pârâul Lupului, o fâșie îndreptată N 20° E—S 20° V, lată aproximativ de 200—300 m (*b*). Stratele sunt înclinate puternic la vest și se bagă sub Formațiunea saliferă din gura pârâului Slănic.

În afară de regiunea descrisă până acum, depozitele paleogene mai alcătuesc și dealurile de pe partea stîngă a Slănicului între gura pârâului Lupului și Valca Trotușului, în special dealul Măgura Schitului.

Acest deal este alcătuit la partea superioară din gresie masivă de Kliwa, dispusă în bancuri groase, bine stratificate și cu o înclinare slabă la vest, sub cari urmează o alternanță de șisturi marnoase silicifiate cu intercalațiuni de gresii nisipoase puțin micacee, cari trec în jos în adevărate șisturi menilitice avînd și ele înclinarea slabă la V. Acestea ocupă poalele vârfului Măgura, atît în partea lui nordică cît și în partea de sud, la Băile Nastasachi, de unde se continuă paralel cu cursul Slănicului pînă la gura pârâului Lupului.

Valea pârâului Slănic, între gura acestui pârâu și confluența lui cu Trotușul, este alcătuită din depozitele Saliferului inferior (*s*<sub>1</sub>), cari apar aci în axa unui anticlinal, al cărui flanc de apus este format din Șisturile menilitice și gresia de Kliwa din dealul Schitului, iar flancul de răsărit din Seria inframenilitică de pe malul drept al Slănicului.

Formațiunea saliferă este alcătuită din marne, gresii și argilă cu intercalațiuni de gipsuri, așezate aproape în picioare și avînd direcția aproape N 20° E—S 20° V, paralel cu axul văii Slănicului. Ele es la iveală de sub depozitele de terasă ale Slănicului, mai ales pe malul stîng al acestui pârâu, pe marginea șoselei ce merge spre Băile Slănic.

Sub stratele de marne, gresii și gipsuri ale Saliferului se întîlnește un puternic masiv de sare, pus la iveală prin izvoare sărate și bolovani de sare; de almintreli el a fost întîlnit la o adîncime de cîtiva metri dela suprafață și în săpăturile făcute pentru așezarea podului ce leagă șoseaua Slănicului cu șoseaua din satul Tisești.

Pe flancul de apus al sîmburelui de Salifer din gura Slănicului, TEISSEYRE descrie și Seria inframenilitică, reprezentată între acest Salifer și Complexul menilitic dela poalele de răsărit ale dealului Măgura Schitului. De fapt, depozitele acestei serii se reduc la blocuri izolate amestecate în Salifer, ceea ce denotă că pe acest flanc, depozitele paleogene sunt în parte laminate și reprezentate ca blocuri izolate, frămîntate în argilă Saliferului (*br*).

În acest chip, Saliferul inferior din gura Slănicului apare ca un





sâmbure de străpungere printre depozitele paleogene, întocmai ca și pe valea pârâului Vâlcele, la nord de Tg.-Ocna.

În afară de aceste depozite, se mai întâlnesc în această regiune și depozite fluviatile depuse de Trotuș, cari se pot repartiza la două terase: una inferioară, alcătuită din pietrișuri la bază și lut galben deasupra, care se întinde atât pe malul stâng al Trotușului sub Tg.-Ocna și Văleni, cât și pe malul drept al lui sub satul Tisești și o alta superioară, alcătuită din pietrișuri și lut, cu mult mai groasă și mai înaltă decât cea dintâi, bine dezvoltată deasupra satului Tisești la Podei, de unde se continuă spre răsărit până la Onești.

În rezumat, din descrierea geologică a regiunii muntoase dintre Moinești și gura Slănicului putem trage următoarele concluziuni:

1) Marginea de răsărit a regiunii muntoase este alcătuită din depozite paleogene, reprezentate prin cele trei diviziuni ale acestuia, adică: Seria inframenilitică, sisturimenilitice și Gresio de Kliwa, cari formează o pânză de șariaj împinsă cel puțin 3 km. peste Formațiunea saliferă inferioară cu sare, care apare de sub ea sub formă de ferestre în zonele anticlinale;

2) Marginea de răsărit a pânzei marginale corespunde în general cu o mare linie de dislocație, care separă Flișul și Saliferul inferior de depozitele Saliferului superior;

3) Depozitele paleogene formează o serie de cute a căror direcție se ține în general sub un unghi variabil cu această linie de dislocație;

4) În general, aceste cute au direcția NV - SE în partea nordică a culmei Berzunțului și N 15° - 20° E - S 15° - 20° V în partea sudică a acestei culmi. Cutele Flișului din jumătatea sudică a culmei Berzunțului, spre deosebire de cele din jumătatea nordică, sunt mult mai accentuate, prezintă caracterul de cute revărsate la răsărit și sunt în general cute cu sâmbure de străpungere. Deosebirea de structură între cele două segmente ale culmei Berzunțului este datorită, după cum vom vedea, unei mari linii de dislocație transversală pe direcția Carpaților - dislocația Trotușului (MBA-ZEC) - care ține zona muntoasă cam în dreptul Comunei Berzunț.

## 2. ZONA COLINELOR SUBCARPATICE ȘI A PODIȘULUI MOLDOVEAN

La răsărit de zona muntoasă a culmei Berzunțului până în valea Siroetului, se întinde Depresiunea subcarpatică și o parte din Podișul moldovean, alcătuite în cea mai mare parte din depozite neogene și cuaternare, cele paleogene fiind abia indicate în câteva puncte sub formă de Klipe.



Pentru sistematizare vom descrie repartiția acestor depozite în:  
 Basinul inferior al Tazlăului.  
 Basinul Sireului și  
 Basiniul Troțușului între Slobozia Mielului și Jevreni.

### BASINUL INFERIOR AL TAZLAULUI

#### a) MALUL DREPT AL TAZLĂULUI SĂRAT ÎNTRE MOINEȘTI ȘI TEȚCANI.

Malul drept al Tazlăului sărat între Moinești și Tețcani este alcătuit din depozitele terasei cuaternare mijlocii și din Formațiunea saliferă superioară.

Depozitele terasei cuaternare mijlocii formează o fâșie continuă pe malul drept al Tazlăului sărat între Târgul Moinești și Ardeoani, ridicându-se în mijlociu cu 20—40 m. deasupra cursului actual al râului.

Această terasă este alcătuită, ca și sub Târgul Moineștilor, la partea inferioară din pietrișuri bine cimentate, groase de 3—5 m., formate din rocele Flișului marginal, iar la partea superioară dintr'un lut galben nestratificat, cu pereți verticali, acoperit la rândul-i de un strat de pământ vegetal gros de 1—1.50 m.

Sub pietrișurile de terasă se întâlnește Formațiunea saliferă bine deschisă dealungul malului drept al Tazlăului sărat mai ales între satul Prohozești și Ardeoani.

La răsărit de Moinești, între comunele Poduri și Leontinești, Formațiunea saliferă este reprezentată prin gresii grosiere și nisipuri, de obicei dispuse în bancuri, cuprinzând și intercalațiuni de marne și mai rar intercalațiuni subțiri de gips, cu alte cuvinte avem reprezentat aici orizontul cel mai superior al Saliferului superior.

Stratele acestui orizont sunt puternic cutate, formând anticlinale și sinclinale cu amplitudinea mică și cu direcția N-S, în general aplecate la răsărit. Câte odată în axele anticlinalelor apare și orizontul marneilor și gipsurilor superioare, care cuprinde uneori izvoare sărate (pârâul Slatinei).

De la răsărit de Leontinești până la Ardeoani, malul drept al Tazlăului este tăiat în orizontul marneilor și gipsurilor superioare, reprezentat prin marne vinete și roșcate, uneori cu eflorescențe saline, gipsuri și gresii în plachete cu miros de petrol, dispuse într'un anticlinal recutat la rândul lui în cute secundare. Acest orizont al Saliferului apare numai pe valea adâncă a Tazlăului, căci pe dealurile mai înalte dintre Bucezești și Tețcani, se întâlnesc nisipurile și gresiile orizontului superior.

Între Ardeoani și Tețcani, cele două orizonturi superioare ale



Saliferului sunt cutate împreună formând un mare sinclinal, al cărui flanc de răsărit se reazemă pe anticlinalul Tețeani-Sârbi, asupra căruia vom reveni în altă parte.

#### b) ÎMPREJURINILE COMUNEI PODURILE.

Împrejurimile comunei Podurile sunt alcătuite din nisipurile, gresile și marnele orizontului superior al Saliferului, bine dezvoltate în toată partea de nord a satului. Pe valea pârâului Șoșii, stratele au direcția  $N15^{\circ}V - S15^{\circ}E$  și înclinarea până la  $35^{\circ} V$ .

Nisipurile și gresiile superioare nu ating aici decât foarte rare ori marginea Flișului, cum de ex. la răsărit de Dealul Stănoia, unde cuprind și intercalațiuni de tuf dacitic prins sub marginea de răsărit a Flișului marginal.

După cum s'a arătat și mai înainte, pe linia de contact dintre marginea externă a Flișului și Saliferul superior, apare o argilă cu blocuri paleogene și puternice izvoare sărate, care reprezintă Saliferul inferior, eșit diapiric pe linia de dislocație care separă Carpații de Saliferul Subcarpaților.

#### c) BASINUL PÂRÂULUI CERNU ÎNTRE SCHITUL SAVULUI ȘI STROEȘTI.

Valea pârâului Cernu străbate Formațiunea saliferă superioară, dela Schitul Savului până în valea Tazlăului, la sud de Tețeani.

Cursul superior al acestui pârâu, între fundul lui și satul Buda, are transversal culele Flișului marginal și intră în Formațiunea saliferă superioară, astfel că pe unele locuri descoperă raporturile dintre aceste două formațiuni. Aci se vede cum Formațiunea saliferă superioară, alcătuită din nisipuri, gresii și tuf dacitic (pârâul Buda) cu o înclinare de  $45 - 70^{\circ} V$ , înaintează până la marginea Flișului, unde este prinsă pe linia de dislocație dela marginea acostuia. Grosimea foarte mare a depozitelor salifere și înclinarea lor constată spre vest ne arată că ele trebuie să formeze aici o serie de cule izoclinale aplecate la răsărit.

Cipsurile lipsesc aproape cu desăvârșire din acest orizont, afară de o mică intercalație care se întâlnește în nisipurile de sub dealul Ghilea, pe drumul ce trece dela Schitul Savului la Berzunț.

Între Buda și Buceștii, Cernu curge dealungul satului Cernu, având direcția S-N și prezentând o vale izoclinală pe o distanță de mai bine de 5 km. Dealurile de o parte și de alta a văii lui sunt alcătuite din bancuri de nisipuri gălbui și calcareose, uneori cimentate în gresii tari grosiere, cu aceeași constituție ca și a nisipurilor. Direcția lor este N-S și înclinarea constată de  $30^{\circ} - 40^{\circ}$  vest.



Mai bine decât pe valea Cernului, gresiile sunt dezvoltate pe un afluent de pe partea stângă a acestuia, pârâul Bucșei, care curge pe la sud de satele Leroni și Bucșești. Ele formează aici bancuri groase de 4—5 m, tari și compacte, cari au fost exploatate pentru clădirea Primăriei și a altor construcțiuni dela Bucșești.

Sub vârful Cernului, la răsărit de moșia statului de la Bucșești, gresiile superioare cuprind și intercalațiuni de gipsuri, a căror direcție este de asemenea N—S și înclinarea 45° V.

Între Bucșești și valea Tazlăului, Cernul își îndreaptă cursul spre răsărit, curgând transversal pe direcția cutelor Formațiunii salifere. În această parte a cursului lui, mai ales de la gura pârâului Teului în spre răsărit, el taie transversal strate de marno vinete, cutate în mici sinclinale și anticlinale toate deversate la răsărit. Aproape de confluența lui cu Tazlăul, el taie un anticlinal de Salifer alcătuit din bancuri de gresii și nisipuri impregnate cu păcură, cari sunt continuarea spre sud a depozitelor din acoperișul anticlinalului petrolifer Țețcani-Sârbi,

#### d) VALEA PÂRĂULUI STRÂMBA ȘI ÎMPREJURIMILE COMUNEI BEREȘTI ȘI VERSEȘTI DE JOS.

Pârâul Strâmba curge de la apus spre răsărit, paralel cu pârâul Cernului între dealul lui Stolan și valea Tazlăului.

La fundul lui, se întâlnesc nisipuri și gresii identice cu cele dela fundul Cernului, având direcția N—S și înclinarea până la 35° V. Acestea constituie, foarte probabil, axul unui anticlinal de Salifer, aplecat la răsărit. De aci în spre răsărit, până în satul Berești, deschiderile, în cari să se vadă structura și constituția geologică a regiunii, lipsese cu desăvârșire, totuși e foarte probabil că ea este identică cu aceea a văii Cernului din partea inferioară a cursului acestuia.

La Berești, mai ales pe partea de nord a satului, se găsesc frumoase rupturi în Saliferul superior, cari ne arată prelungirea spre sud a depozitelor din gura Cernului, alcătuite ca și acolo din nisipuri gălbui, grosiere și calcaroase, marno vinete roșcate și micacee, gresii calcaroase bine cimentate, dispuse într'un anticlinal recutat la rândul lui, cu direcția N—S.

La răsărit de acest anticlinal, se întâlnește o puternică zonă de gipsuri, lungă de aproape 3 km, care ocupă dealurile dela miază-zi de Primăria Berești, apoi fundul pârâului Vidrașcu și dealurile de la nord de satul Rașii. Gipsurile constituie bancuri groase până la 2 m. și formează probabil o zonă sinclinală ce se urmărește dealungul albiei Tazlăului până la Scâriga.



e) **BASINUL PĂRĂULUI BERZUNȚ (Fig. 13).**

Basinul pârăului Berzunț, cuprins între culmea Berzunțului la apus, dealurile Stoian, Bâsca, Versești și Popescu la nord, valea Tazlăului la răsărit și dealurile Mocirlele, Ghinețului și Albele la sud, este unul din cele mai interesante de pe dreapta Tazlăului, pentru că străbate deacurmezișul, atât el cât și afluenții lui, depozitele Saliferului superior dintre culmea Berzunțului și valea Tazlăului.

Cel mai nordic pârâu din acest basin este pârâul Berzunțul negru, care curge dela apus la răsărit, între satul Ghilea și satul Moreni. Cursul acestui pârâu este aproape în întregime săpat în orizontul gros nisipos al Saliferului și numai spre gura lui străbate și orizontul marnelor și gipsurilor superioare.

În adevăr la fundul lui, sub dealul Ghilea, se întâlnesc bancuri de nisipuri gălbui, cu concrețiuni marnoase, în alternanță cu straturi de gresii grosiere de culoare gălbne murdară și cu strate subțiri de marne vinete și mai ales gălbui, având direcția N-S și înclinarea de 30° V.

Depozitele salifere se prezintă cu acest caracter dela fundul pârăului Berzunțu negru și până la confluența lui cu pârâul Pâslarului, formând pe această distanță câteva cute anticlinale și sinclinale de mică importanță cu direcția N-S.

Pe pârâul Pâslarului și pârâul Staniște, Saliferul superior formează un anticlinal ceva mai însemnat, alcătuit la bază din marne și gresii iar la partea superioară din nisipuri și gresii.

Importanța lui stă în faptul că, pe pârâul Staniște, rocele cele alcătuesc sunt impregnate cu păcură și chiar cuprind aci un izvor de păcură destul de însemnat, de oarece țărani se pot servi de ea pentru micile lor nevoi.

Cursul inferior al pârăului Berzunțu negru, între gura pârăului Sodoma și confluența lui cu pârâul Butucaru, străbate deacurmezișul prin orizontul marnos al Saliferului superior, alcătuit din șisturi marnoase vinete puternic încrețite, gispuri și gresii tari în plachete, cu miros puternic de păcură, dispuse sub formă de anticlinal.

Din aceste depozite izvorăște, la Moreni, un puternic izvor sulfuros și ceva mai la răsărit, pe pârâul Slatinei, ce curge sub dealul Trandafirului, și un izvor sărat.

Un al doilea afluent al pârăului Berzunțul este pârâul Dragomira (Ghilea), care izvorește din marginea Flișului, de unde curge în spre răsărit și se întâlnește cu pârâul Berzunțu (Butucaru) între satele Berzunț și Moreni.

La fundul lui, aproape de marginea Flișului, pârâul Ghilea traversează o puternică stevă de tufuri dacitice, cari se întind dea-

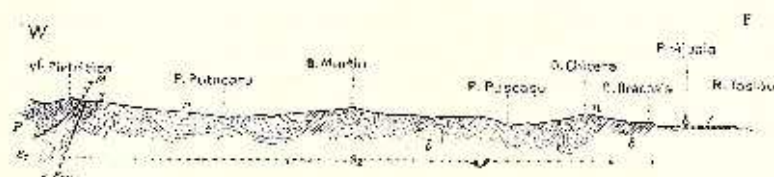
lungul marginii Flișului, chiar pe linia de contact dintre el și Salifer, pe o lungime de mai bine de  $1\frac{1}{2}$  km.

Tufurile dacitice au înălțimea unei marne albe compacte, cu spărtură concoidală și cu o grosime ce trece de 40 m. Inclinarea lor este de  $60^{\circ}$ — $70^{\circ}$  V.

Intre tufurile dacitice și marginea Flișului, se întâlnește o puternică argilă albastruc, cu blocuri izolate de Paleogen și cu puternice izvoare sărate, cari reprezintă Saliferul inferior, autohton al Flișului, cutat diapiric pe linia de dislocare, care separă Carpații de Subcarpați, linie pe care este prins și tuful dacitic sub formă de sinclinal strivit.

Cursul inferior al pârâului Ghilei străbate prin depozite de nisipuri și gresii, cari cuprind, la nord de satul Dragomira, și o mică intercalațiune de gispuri.

La gura pârâului Ghilei, aproape de confluența lui cu pârâul



Scara 1: 100,000

Fig. 13. Secțiune în depozitele Subcarpaților în basinul pârâului Berzunț.

P Paleogen; s, Formațiunea saliferă inferioară, autohtonul pânzelor Flișului;  
 $s_2$  Formațiunea saliferă superioară;  $h$  orizontul marneilor și gipsurilor superioare;  $g$  orizontul nisipos-gresos cu tuf dacitic ( $g_1$ );  $t$  depozite de terasă;  $F$  Linia de încălecare a pânzei și marginale a Flișului;  $F_m$  Dislocația marginală a Carpaților.

Butucarului, apare de sub nisipuri și orizontul marnos gipsoas al Saliferului, alcătuit din marne gipsoase și gresii vinete în plachete.

Cel mai însemnat pârâu din basinul Berzunțului este pârâul Butucarului. Acesta izvorăște de sub plaiul Berzunțului prin mai multe scursuri, curge spre răsărit până în valea Tazlăului, întâlnindu-se cu acesta în dreptul satului Scârțiga. În lungul lui el poartă diferite nume: Butucaru, Martin și în partea inferioară a cursului lui, Berzunț.

Cursul lui superior, cum am văzut la descrierea geologică a culmei Berzunțului, străbate, dela fundul lui până la cota 400 m., depozitele Flișului marginal, iar de aci în spre răsărit, până în valea Tazlăului, Formațiunea saliferă superioară. De la marginea Flișului și până în dreptul bisericii din satul Berzunț, el curge prin orizontul cel mai superior al Saliferului superior, alcătuit din nisipuri și gresii cu intercalațiunii de marne gălbui și cenușii, dispuse în 2 sau 3 cute anticlinale și sinclinale cu amplitudiunea mare, toate îndreptate N-S. Dela răsărit de biserica din Berzunț până la gura lui, pârâul



Butucarului traversează orizontul marnelor și gipsurilor superioare, bine deschise mai ales pe malul lui stâng.

În satul Moreni, de sub prundișurile de terasă depuse de râu, se ivesc șisturi marnoase vinete, gipsuri, gresii calcareoase în plachete cu miros pronunțat de păcură. Ele constituie un anticlinal recutat în o mulțime de cute secundare, cari se urmărește în josul pârâului până la gura Pușcașului.

Între gura acestui pârâu și satul Scăriga, în dealurile Popescu și Trandafirului, marnole, gresiile și nisipurile salifere par a forma un sinclinal, apoi se ascund sub depozitele de terasă ale Tazlăului.

Cu aceeași alcătuire petrografică și stratigrafică se prezintă și depozitele salifere de pe pârâul Pușcașului, adică nisipuri și gresii la partea superioară și marne, gipsuri și gresii la partea inferioară.

Dealul Martin, ce separă pârâul Pușcașului de pârâul Butucarului, este acoperit de pietrișuri formate din rocile Flișului marginal. Acestea se urmăresc pe creasta acestui deal până în dealul Pipirigului și reprezintă un rest de terasă, probabil cuaternară veche, formată de pâraele cari curgeau odinioară dinspre plaiul Berzunțului spre albia Tazlăului. În aceeași categorie trebuie pușe și pietrișurile de pe dealurile Mocirlele și Ghinețului.

## F) BASINUL PÂRĂULUI ALBELE

Pârâul Albele izvorăște din culmea Berzunțului prin trei scursuri (Pârâul Calului, Rupturile și Lupului), ce se unesc la răsărit de satul Albele, de unde curg împreună până în valea Tazlăului, sub numele de pârâul Poiana.

Între marginea Flișului și satul Albele, cele 3 scursuri traversează Formațiunea saliferă superioară, alcătuită din gresiile, nisipurile și marnole orizontului ei cel mai superior; ele au direcția N-S și înclinarea constantă la vest, ceea ce însemnează că formează aci o serie de cute izoclinale aplecate la răsărit.

Spre fundul pârâului Lupului, pe scursura lui Dario, se întâlnesc niște nisipuri albicioase cu stratificație toronțială și cu urme cărbunoase, cari se reazemă în spre răsărit peste depozitele Saliferului, iar în spre apăs par a fi prinse sub marginea Flișului marginal.

Vârsta acestor nisipuri este neîndoios sarmatică, de oarece ceva mai la sud de scursura lui Dario, pe pârâul Râu, ele cuprind câteva resturi de fosile sarmațiane.

Creștele dealurilor ce despart aceste trei scursuri, anume Dealul Zebei și Dealul Rupturile, sunt acoperite de pietrișuri fluviațile, alcătuite de rocile Flișului marginal, pietrișuri cari au aceeași origină și vârstă ca și pietrișurile fluviațile din basinul Berzunțului, adică



reprezintă resturi din terasele apelor cuaternare, ce veneau dinspre culmea Berzunțului spre valea Tazlăului.

Basinul inferior al pârâului Albele (pârâul Poiana) este alcătuit mai ales din marne și gresii în plăchete și uneori din niște marne roșii vișinii cu intercalațiuni subțiri de gipsuri și cu eflorescențe saline cari, probabil, reprezintă un orizont inferior al Saliferului; gipsuri în mai mare cantitate se întâlnesc în dealul Ghizuniei, pe malul drept al pârâului Poiana.

Depozitele acestea marnoase gipsoase sunt puternic încrețite și formează mai mult cute îndreptate N—S, între cari cea mai importantă este o cută anticlinală, care se continuă spre sud prin dealul lui Ilie, până la Bârsănești și care e petroliferă în tot lungul ei.

În dealul La Păcuri, se văd încă urmele a două gropi vechi săpate în acest anticlinal, din cari, după spusele oamenilor, s'ar fi scos odinioară păcură. Tot în legătură cu acest anticlinal trebuiesc puse și izvoarele sărate de pe pârâul Sărățelul, la nord de Poiana.

### g) BASINUL PÂRÂULUI BÂRSĂNEȘTI.

Pârâul Bârsănești străbate regiunea colinelor subcarpatice din dreapta Tazlăului, între Brătești și Gura Văei, având direcția aproape V—E.

În basinul lui, colinele subcarpatice sunt alcătuite din depozitele Formațiunii salifere superioară și din depozite sarmațiane.

Depozitele sarmațiane se găsesc reprezentate în partea superioară a basinului pârâului Bârsănești, alcătuiind o zonă îndreptată N-S, care începe dela fundul pârâului lui Darie, se continuă pe pârâul Chicera, pe la fundul pârâului Râu și se leagă spre sud și vest cu depozitele sarmațiane de pe pârâul Caracuda și Ciungilor, unde ele sunt transgresive peste marginea Flișului marginal.

Ele sunt alcătuite, la partea inferioară, din nisipuri fine albiicioase cu stratificație torențială și cu urme cărbunoase, cuprinzând câteva resturi de fosile, reprezentate prin fragmente de *Cerifii*, *Bulla* și *Ervilia* (Pârâul Râu, cota 380). În alte locuri, baza Sarmațianului este formată din gresii tari, calcaroase cu fragmente de *Mastra*, *Cardium*, *Donax*, *Cerifii*, etc. (Pârâul Chicera).

Partea superioară a Sarmațianului este alcătuită din conglomerate bine dezvoltate în dealurile Caracuda, Piscul și Fucăul. Acestea sunt formate din blocuri până la mărimea capului, de gresie de Klîwa, menilită, gresie eocenă și blocuri de calcar cu *Nulipore*.

Stratele sarmațiane din această zonă sunt în general puternic cutate; în partea de răsărit a zonei sarmațiane, ele au direcția N-S și înclinarea până la 70° V (Pârâul Râu), iar în partea de apus par a fi prinse pe linia de dislocație dela marginea Flișului, în





mişcările postsarmatiene, cari s'au manifestat destul de intens mai ales dealungul acestei linii de dislocație.

Formațiunea saliferă ocupă restul basinului pârâului Bârsănești, între satul Glodosu și satul Gura Văei și este alcătuită, ca și mai la nord, din cele două orizonturi superioare ale Saliferului superior, anume orizontul marnelor și gipsurilor superioare și orizontul gresos nisipos.

Orizontul gresos nisipos este bine reprezentat între satul Bârsănești și zona sarmatică descrisă la apus de satul Glodosu, iar celălalt orizont, al marnelor și gipsurilor, între valea Tazlăului și Bârsănești.

În special, gipsurile sunt bine reprezentate în acest orizont în împrejurimile satului Gura Văei, apoi la sud de Seuca, în dealul Chichilei, la nord de Bârsănești și în dealurile dela sudul acestui sat.

Formațiunea saliferă alcătuește, în basinul pârâului Bârsănești, trei cute anticlinale și trei cute sinclinale principale, îndreptate N-S, recutate la rândul lor și în general deversate la răsărit. Cea mai însemnată dintre ele este cuta anticlinală dintre gura Glodosului și pârâul Rusului, la apus de satul Bârsănești, pentru că cuprinde iviri de păcură în aproape tot lungul ei.

Cu aceleași caractere, ca și în basinul pârâului Bârsănești, se prezintă Formațiunea saliferă și în împrejurimile satului Ciortea și dealungul pârâului Cafei, care curge pe la sud și paralel cu pârâul Bârsănești.

#### h) REGIUNEA BRĂTEȘTI-TG.OCNA-CARACLĂU-ONEȘTI.

Această regiune, cuprinsă între pârâul Bârsănești la nord, marginea Flișului la vest și valea Trotușului la sud, prezintă o importanță deosebită prin varietatea formațiunilor geologice ce o alcătuesc și anume: Formațiunea saliferă superioară, calcare tortoniano recifale, depozite sarmatiene și depozite de terasă.

Formațiunea saliferă alcătuește cea mai mare parte din această regiune, fiind reprezentată între satul Brătești și Tg.-Ocna și între Vișoara și valea Tazlăului.

În împrejurimile satului Brătești, ea este alcătuită din marne și gresii, cari cuprind și intercalațiuni de gipsuri în dealul Oșoiu la sud de Brătești și tuf dacitic la nord de acest sat pe scursura ce vine din dealul Corhana și se varsă în pârâul Caracuda.

De la Brătești, ea se continuă spre sud pe valea pârâului Gălianu până la Gioseni, unde se ascunde sub pietrișurile terasei inferioare ale Trotușului, de sub cari reapare în malul stâng al acestui râu.

Saliferul de pe valea Gălianului, alcătuit din marnă vinete,



gresii vinete și roșcate și depozite de gips în dealurile Dărăbani și Gherghelău, prezintă înclinarea aproape constantă spre vest, care ajunge până la 80° aproape de marginea Flișului. De sigur că ea formează aici o serie de cute izoclinale sau poate solzi, înclinați la răsărit. La marginea Flișului, între depozitele paleogene ale acestuia și Formațiunea saliferă superioară de pe valca Gălianului, apare pe unele locuri și Saliferul inferior cu izvoare sărate și sare, ridicat pe linia de distocăție dela marginea Carpaților. El este întovărășit de breccie de șariaj, mai ales la răsărit de dealurile Picioarele și Pietrosu, reprezentată printr'un amestec de roce salifere și blocuri paleogene colțuroase. Din cauza lipsei de deschideri

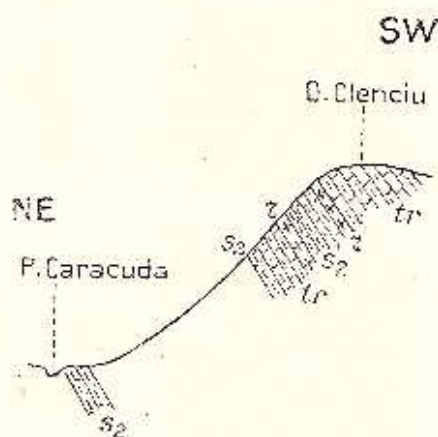


Fig. 14. Secțiune în calcarele tortoniane din dealul Clenciuului.

s, marne, nisipuri și gresii salifere; tr, calcare tortoniano reefiale cu lichochamionii; t, tuf dacitic.

clare, limita dintre Saliferul superior și cel inferior este dată pe hartă cu multă aproximație.

La răsărit de valea Gălianului, Formațiunea saliferă se ascunde sub depozitele sarmațiane dela Vișoara, de sub cari reapare în dealul La Sărătura, de unde se continuă neîntrerupt până în valea Tazlăului, la nord la Onești. În această parte, ea formează trei cute anticlinale principale, îndreptate N-S, una pe pârâul Podurile, alta pe pârâul Caracelân și alta în valea Tazlăului, recutate la rândul lor și separate între ele prin două sinclinale, unul în dealul Streaja și altul la apus de dealul Perchinului la Onești.

În axele anticlinalelor se întâlnesc de obicei marne și gresii micacee întovărășite de gipsuri, iar în sinclinale gresii, nisipuri cu tuf dacitic și mai rareori gipsuri.

Tuful dacitic alcătuiește două zone, una la răsărit de Vișoara care se continuă spre nord până în dealul Clenciuului și alta pe valea

Tazlăului (1), care se urmărește din malul Trotușului până la nord de gura pârâului Belcii.

Cel mai interesant fapt din această regiune este prezența unor intercalațiuni de calcar tortonian recifal la partea superioară a Formațiunii salifere din dealul Clenciului.

Acest deal, așezat pe malul drept al pârâului Caracuda (Caracclău), la jumătatea drumului dintre satele Caracclău și Brătești, este alcătuit din următoarele depozite (Fig. 14).

Pe versantul de NE al dealului, în malul drept al pârâului Caracuda se întâlnește Saliferul superior reprezentat prin marne vinete micacee, gresii grosiere cenușii și gălbui cu înclinarea de 60° SV ( $s_2$ ).

La partea superioară a dealului se întâlnește o alternanță de strato de gresii, nisipuri, tuf dacitic ( $\pi$ ) și calcar tortonian ( $tr$ ), cari au

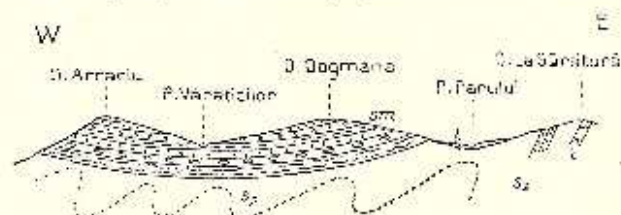


Fig. 15. Secțiune în depozitele sarmațiene dela nord de satul Viișoara.

$s_2$  Formațiunea saliferă superioară cu tuf dacitic ( $\pi$ );  $s_1$  Sarmatian (loam craternar).

aceiași direcție și înclinare ca și Saliferul din malul pârâului Caracclău. Gresiiile și nisipurile intercalate între calcarele tortoniane sunt identice cu rocele Formațiunii salifere. De asemenea tuful dacitic dintre calcare se continuă mai la sud ca intercalațiuni în Formațiunea saliferă tipică, ceea ce ne îndreptățește să considerăm depozitele de calcar tortonian din dealul Clenciului ca intercalațiuni la partea superioară a Formațiunii salifere și deci o parte din această formație de vârstă tortoniană.

Depozitele sarmațiene alcătuiesc o zonă îndreptată aproape N—S, care începe dela Brătești, unde se leagă spre nord cu zona sarmațiană dela fundul pârâului Bărsănești și cu depozitele sarmațiene din culmea Berzuoțului și se continuă spre sud prin dealurile Mesteacăn, Ilânsu, Deasa, Arcaciul și Dogmana până la nord de satul Viișoara.

Depozitele sarmațiene din această zonă sunt dispuse sub forma unui sinclinal cu amplitudinea mare (Fig. 15) și sunt transgresive peste Formațiunea saliferă superioară și nu concordant cum admite TEISSEYRE (2).

(1) W. TEISSEYRE. Zur Geologie der Bacau'ca Karpathen, pag. 674.

(2) IDEM. pag. 667.



În adevăr, în dealurile Arcaciu și Dogmana, depozitele sarmațiano au o înclinare de  $10-15^\circ$  la vest, pe când depozitele salifere de pe pârâul Pârului se bagă sub depozitele sarmațiano din Dealul Dogmana cu o înclinare de aproape  $70^\circ$  V. De asemenea depozitele salifere din malul Troțușului, cari hipsometric sunt la baza depozitelor sarmațiano, sunt puternic încrețite spre deosebire de stratele Sarmațianului de deasupra care sunt foarte slab cutate.

Secțiunea alăturată (Fig. 16), dusă în partea de sud a dealului Arcaciu, la Vișoara, ne dă o idee de alcătuirea petrografică a Sarmațianului.

La poalele acestui deal, pe pârâul Vărăticilor, Sarmațianul este reprezentat prin marne vinete micacee cu concrețiuni feruginoase, groase de 20--30 m (*m*). Din aceste marne am adunat fosilele des-

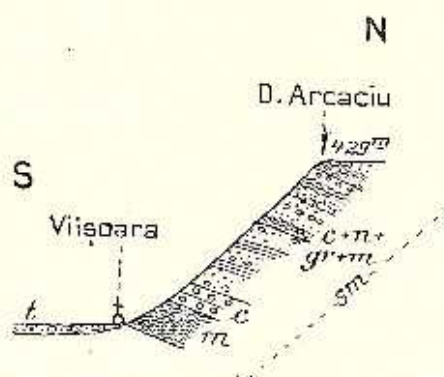


Fig. 16. Secțiune în depozitele sarmațiano din dealul Arcaciu, la nord de Vișoara.

*m* Sarmațian (m marne); *c* conglomerate; *c+n+gr+m* alternanță de conglomerate, nisipuri, gresii, marne; *t* terasă cuaternară inferioară.

crise (pag. 46), după cari am socotit aceste marne ca aparținând Sarmațianului inferior, probabil Buglovianului. În afară de pârâul Vărăticilor, marnele sarmațiano inferioare sunt bine reprezentate și la răsăritul dealului Dogmana și pe pârâul Caracuda la moara lui Satinover.

Deasupra orizontului de marne, urmează un orizont de conglomerate gros de 4—5 m (*c*). Conglomeratele, cari ating câte odată mărimea capului, sunt alcătuite din rocele Plișului marginal (șisturi monilitice, gresie de Kliwa, gresie eocenă), din bucăți de marne salifere și blocuri până la  $1/2$  m. c. de calcar tortonian cu *Nulipore*.

Peste conglomerate urmează o puternică serie de depozite alcătuite din gresii gălbui calcaroase, nisipuri, marne și conglomerate, cari au o grosime totală de mai bine de 100 m. (*c+n+gr+m*).

În afară de aceste depozite sarmațiano, TEISSEYRE mai menționează existența blocurilor de Sarmațian și în dealul



Streaja, la răsărit de valea pârâului Podurite, alături de bolovani de menilite și calcare cu *Nulipore*.

Din calcarul cu *Nulipore* de aci, TEISSEYRE descrie următoarele fosile:

<i>Aleveolina melo</i> F et. M sp.	<i>Rissoa ampulla</i> RICHW.
<i>Bullina Lajonkaireana</i> .	<i>Trochus</i> sp.
<i>Cerithium cf. bilineatum</i> HÖRN.	<i>Monodonta Avaonis</i> BACH.
<i>Conus cf. vetricosus</i>	<i>Pecten aff. substriatus</i> M. HÖRN.

și consideră depozitele din dealul Streaja ca depozite de terasă asemănându-le cu conglomeratele de Belvedere (1).

Depozitele de terasă mai sunt dezvoltate în această regiune în basînul Trotușului și reprezentate prin pietrișuri și lut galben între Tg-Ozna și Onești (terasă inferioară), alcătuită șesul din stânga Trotușului, care atinge uneori o lățime de aproape 2 km.

#### 1) IMPREJURIMILE SATELOR TETCANI-NADIȘA-RĂCHITȘUL-PIETRICICA-SÂNDULENI.

Regiunea dinprejurul acestor sate este alcătuită din conglomerate verzi de Pietricica la bază, cari apar în partea de răsărit a regiunii și din orizonturile superioare ale Formațiunii salifere superioare.

Conglomeratele verzi de Pietricica formează, între satele Pietricica și Luizi Călugăra, o zonă îndreptată N-S, care începe dela Șohodolul și continuă spre sud, fără nici o întrerupere, pe o lungime de mai bine de 25 km. În afară de această zonă principală de conglomerate verzi, cari alcătuiesc masa principală a culmei Pietricica, se mai întâlnesc, la răsărit de satul Răchitșu, două insule izolate de conglomerate verzi, una pe pârâul Cărligatului și alta pe pârâul Negel. Fiecare din ele constituie axa unui anticlinal, astfel că în această parte a regiunii se pot distinge trei anticlinale de conglomerate cu direcția N-S și paralele între ele.

Insula cea mai nordică, străbătută de la sud la nord de pârâul Cărligatului, între gura pârâului Tisa și gura pârâului Știubeiu, are o lungime de mai bine de 1 km. Sâmburele ei este alcătuit din blocuri mari până la câțiva metri cubi de rocc descrise în capitola privind la conglomeratele verzi. Acestea sunt bine cimentate și prezintă o stratificație clară, având direcția N-S și înclinarea pronunțată la vest. Către partea superioară, atât pe flancul de apus cât și pe cel de răsărit, conglomeratele verzi trec gradat și continuu la conglomerate din ce în ce mai mărunte, peste cari urmează concordant gresii

(1) W. TEISSEYRE, Geologische Reiseberichte, etc., Verh. der k. k. geol. R. A. pag. 136-137. Wien 1896.



vinete cu elemente verzi, gresii roșcate, șisturi marnoase vinete și roșcate, cari alcătuiesc orizontul roșu al Saliferului.

Acest orizont roșu întovărășește întotdeauna conglomeratele verzi, atât în insulele izolate cât și în zona mare a culmei Pietricica.

Insula de pe pârâul Negel, aproape tot atât de lungă ca și cea descrisă pe pârâul Cârliгатului, se prezintă cu o structură geologică identică, adică conglomerate mari la partea inferioară, ce trec la orizontul roșu al Saliferului spre partea superioară. Acest orizont roșu este bine dezvoltat mai ales în dealurile ce despart basinal pârâului Cârliгату de al pârâului Negel (Dealul Homorâștei, Negel și dealul Măgura), alcătuint un sinclinal între cele două anticlinale de conglomerate verzi.

Orizontul roșu al Saliferului se caracterizează aci printr'o mare bogăție în gresii marnoase roșcate, cari au pe suprafața lor urme de valuri, impresiuni de picături de ploaie și scurgeri de noroi.

Restul regiunii, cuprins între insulele de conglomerate verzi și valea Tazlăului, este alcătuit din orizontul marnelor și gipsurilor superioare și orizontul gresilor și nisipurilor, cari formează o serie de cute anticlinale și sinclinale îndreptate N—S, paralele cu zonele de conglomerate verzi.

Gipsurile sunt dezvoltate în orizontul marnos al Saliferului superior, constituind o zonă îndreptată N—S, ce începe din satul Răchitișu la nord, trece prin satul Pietricica, tac șoseaua Bacău-Orășa între Pietricica și Bârzulești și se continuă spre sud până în valca Troțușului.

În afară de această zonă principală, gipsurile formează intercalațiuni destul de însemnate în mările Saliferului din împrejurimile satelor Nadița și Strugari.

Între Nadița și Țețcani, Formațiunea saliferă formează un însemnat anticlinal (1) cu direcția N-15° E—S 15° V, ce începe din satul Cetățuia și se continuă spre sud cu anticlinalul Cernu-Moreni-Târgul Troțușului, despre care am vorbit mai înainte. Acest anticlinal, cel mai însemnat din bazinul Tazlăului, cuprinde o păcură în toată lungimea lui, care la Țețcani-Sârbi se și exploatează în puțuri și sonde.

Deschideri frumoase, în cari să se vadă alcătuirea lui, se întâlnesc pe pârâul Antal și la Gropi, pe drumul dintre Țețcani și Nadița. Axa anticlinalului este alcătuită din gresii vinete sau verzui cari cuprind fragmente de rocc verzi și din șisturi marnoase cenușii și roșiatice. Ele sunt puternic încrețite, sunt impregnate cu păcură și cuprind câteva izvoare sărate și sulfuroase (pârâul Antal).

Peste acestea, pe ambele flancuri ale anticlinalului, urmează

(1) SAVA ATHANASIC. Esquisse géologique, etc., pag. 198—200, Fig. 24.



bancuri de gresii roșiatice în alternanță cu marne de aceeași culoare, prezentând pe suprafață frumoase urme de valuri și impresiuni de picături de ploaie.

Uneori în acest complex de strate se întâlnesc și intercalațiuni de gipsuri, vizibile mai ales în materialul scos din puțurile de păcură și probabil că reducerii lor prin substanța bituminoasă ce impregnează rocile, se datoresc izvoarele sulfuroase de pe pârâul Antal.

Din descrierea petrografică a rocilor ce alcătuiesc anticlinalul dela Tețcani, se vede că ele au multă asemănare cu rocile din orizontul roșu al Saliferului de deasupra conglomeratelor de Pietricica.

La partea cu totul superioară a acestui anticlinal, atât spre Nadișa cât și spre Tețcani, se întâlnesc nisipurile și gresiile orizontului superior al Saliferului, care cuprinde tuf dacitic pe pârâul Sârbilor la apus de satul Cetățuia.

Depozitele cuaternare sunt reprezentate în dealul Fânărișului prin pietrișurile terasei superioare și dealungul văii Tazlăului, prin aluviunile teraselor inferioare.

#### 1) BASINUL PĂRĂULUI ORĂȘA.

Pârâul Orășea izvorăște din partea de apus a Dealului Mare, de lângă șoseaua Bacău-Tg. Ocna și se varsă în Tazlău ceva mai la sud de satul Orășea. Până în satul Stufu, el curge aproape în direcția stratelor Saliferului, adică N-S, iar de aci până în valea Tazlăului, toc diagonal stratele acestei formațiuni. În basinul său superior, pârâul Orășea primește, pe partea lui stângă, câțiva afluenți, cari izvorăsc din culmea Pietricica și anume pârâul Lărguța, Bejanina, Cărunta și Sinida.

La fundul pârâului Orășea și al afluenților lui de pe partea stângă, în dealurile Moița, Pleșogul, Piciornița și Cărunta, se întâlnesc conglomerate verzi de Pietricica, cari formează un anticlinal N-S, ce se leagă spre nord cu conglomeratele de la Sărata și Luizi Călugăra.

Pe flancul de apus al acestui anticlinal, stratele de conglomerate verzi au direcția N-S și înclinarea  $45^{\circ}$  V.

Deasupra lor urmează concordant o serie de gresii vinete tari, apoi gresii roșcate, marne vinete și roșii—orizontul roșu al Saliferului—, bino deschis la fundul pâraelor Cărunta, Bejanina, Sinida și Tisele, unde stratele au aceeași direcție și înclinare generală ca și conglomeratele verzi.

Peste orizontul roșu al Saliferului, urmează orizontul maranelor și gipsurilor superioare, care se întinde spre vest până în



valea Tazlăului, formând mai multe cute, în cari sunt prinse uncori și nisipurile superioare.

Gipsurile sunt bine dezvoltate pe ambele maluri ale pârâului Orășea, la confluența lui cu pârâul Lărguța, unde alcătuesc bancuri foarte groase cu direcția N 15°E—S 15°V și înclinarea 60° V, apoi la confluența pârâului Orășei cu pârâul Cărunta și mai cu seamă în împrejurimile satului Stufu.

Gipsurile de aci au o culoare vânătă, sunt tari și alcătuesc bancuri groase ce se exploatează de locuitori pentru construcția de beciuri, temelii de case, etc.

Direcția lor este N 15°E—S 15°V și formează un sinclinal, care, în dealul Pungului la gura pârâului Cărunta, cuprinde la partea superioară și tuf dacitic.

Între satul Stufu și valea Tazlăului se întâlnesc puține deschideri, în cari se vede însă, că formațiunea saliferă este reprezentată prin marnă și gresii în plachete cu miros de păcură, puternic încrețite și acoperite la partea superioară de nisipuri, formând în total un mare anticlinal recutat la rândul lui, ce se continuă spre vest până în valea Tazlăului.

Depozitele cuaternare sunt reprezentate prin pietrișuri în dealul Caragea și prin depozite de terasă inferioară în valea Tazlăului între Bărzulești și Stufu.

#### k) BASINUL PÂRĂULUI VALEA REA (Fig. 17).

Pârâul Valea Rea prezintă din punct de vedere geologic o importanță cu mult mai mare decât toți afluenții Tazlăului de pe partea stângă, de oarece el traversează toate orizonturile Formațiunii salifere dela Oligocen până la Saliferul superior.

Acest pârâu izvorăște din partea de răsărit a dealurilor Dumbrăvița și Pătul prin doi afluenți mai însemnați, Slatina și Tisa și, după ce primește alți câțiva afluenți mai ales pe partea stângă, se varsă în Tazlău la sud de Târgul Valea Rea.

La fundul pârâului Slatina, în dealurile Dumbrăvița și Ghimelciul, se întâlnesc depozite oligocene reprezentate prin Sisturi melitico (*m*) puternic încrețite, formând sămburile unui anticlinal aplecat la răsărit și acoperit la partea superioară de Formațiunea saliferă inferioară și conglomerate verzi de Pietricica.

Pe flancul de vest al acestui anticlinal, menilitele au direcția generală N-S și înclinarea mare la vest.

Deasupra lor se întâlnește, în câteva puncte, Formațiunea saliferă probabil inferioară (*s<sub>1</sub>*), reprezentată prin argile din cari izvorăște un puternic izvor sărat (Pârâul Slatinei).





Această formațiune este puțin reprezentată pe acest flanc al menilitelor, pentru că este străbătută de ele și rămasă în profunzime, unde probabil că ea este mai bine dezvoltată și cuprinde și zăcănite de sare, din care rezultă izvorul sărat de pe pârâul Slatinei și alte două izvoare sărate la Ciorta Vireș (Ghimelciu).

Formațiunea saliferă inferioară este, după cum vom vedea, mai bine reprezentată pe flancul de răsărit al Șisturilor menilitice, la fundul pârâului Valea Mare.

Deasupra Saliferului inferior urmează Formațiunea saliferă superioară ( $s_2$ ), care începe prin orizontul conglomeratelor

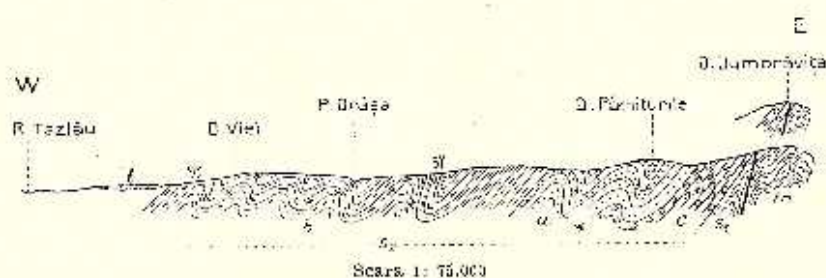


Fig. 17. Secțiune în depozitele Subcarpaților, în basinul pârâului Valea Rea.

- a Șisturi menilitice; s<sub>1</sub> Formațiunea saliferă inferioară;  
 s<sub>2</sub> Formațiunea saliferă superioară (e orizontul conglomeratelor de Pietricica); c  
 orizontul roșu al Saliferului; l orizontul marneilor și gipsurilor  
 (g) supraiecare; t depozite de terasă.

verzi de Pietricica (c). Acestea ocupă cîna de apus a dealurilor Dumbrăvița, Ghimelciu și Pața cu Merle, avînd o grosime totală de mai bine de 300 m. Ele sunt bine stratificate, au direcția N-S și înclinarea potrivită la vest și reprezintă în această parte numai flancul vestic al anticlinalului de conglomerate de Pietricica, cu sîmburele constituit din Menilite și Salifer inferior.

În unele părți, conglomeratele verzi se pun direct în contact cu menilitele, cari pătrund ca niște colți printre ele, de sigur pe cale tectonică.

Și aici, ca și mai la nord, conglomeratele verzi sunt alcătuite din blocuri mari, bine cimentate, ce trec către partea superioară prin conglomerate din ce în ce mai mărunte la orizontul roșu al Saliferului (a).

Acesta este alcătuit ca și aiurea din gresii calcaroase, în general roșcate și cu urme de valuri pe suprafață, cari alternează cu marne vinete cenușii și mai ales cu marne roșii bine stratificate. Depozitele acestui orizont se întind dela gura pârâului Slatina și până la apus de Dealul Pârlițurilo, oîrmînd cîteva cute anticlinale și sinclinale cu direcția N-S.

Deasupra lui urmează orizontul marnelor superioare (b), cari se întind la apus până în valea Tazlăului cuprinzând la partea superioară și nisipuri ce apar de obicei pe vârful dealurilor.

Gipsurile (gy) sunt foarte bine dezvoltate în acest orizont al Saliferului, formând, la răsărit de satul Valea Rea, un sinclinal care spre nord se leagă cu sinclinalul de gipsuri dela Stufu.

Aproape de valea Tazlăului, stratele Saliferului, alcătuite din marne, gresii în planchete și nisipuri, formează un anticlinal recutat de mai multe ori, ale cărui strate au miros de păcură.

Cu o structură indentică se prezintă Saliferul de pe valea pârâului Filipea, care curge ceva mai la sud și paralel cu pârâul Valea Rea.

Anticlinalul descris mai sus se continuă la gura acestui pârâu, unde rocele lui au de asemenea miros pronunțat de păcură.

Depozitele cuaternare sunt reprezentate prin pietrișurile terasei superioare a Tazlăului, în dealul Viei și pe toată clina de apus a dealurilor dela răsărit de Târgul Valea Rea, de asemenea și prin depozitele teraselor inferioare (t), cari se întâlnesc în valea acestui râu.

#### 1) BASINUL PĂRĂULUI BĂLĂNEASA.

Pârâul Bălăneasa izvorăște dela apus de dealul Turcului și după ce străbate deacurmezișul conglomeratele verzi din dealul Măgura Drăgugeștilor și Formațiunea saliferă din satul Bălăneasa, se varsă în Tazlân în dreptul acestui sat.

Fondul lui este alcătuit din conglomerate verzi de Pietricica, cari formează, în dealurile Oușor și Măgura Drăgugeștilor, un mare anticlinal aplecat la răsărit. Acest anticlinal începe la nord din dealul Pătul și se continuă spre sud până în dreptul Delenilor, unde se ascunde sub depozitele Saliferului superior ca un fund de albic răsturnată.

Atât pe flancul de apus cât și pe cel de răsărit al acestui anticlinal de conglomerate verzi, se întâlnește concordant orizontul roșu al Saliferului.

Pe flancul de răsărit, acesta formează un mare sinclinal cu direcția N-S, recutat la rândul lui și cuprins între două anticlinale de conglomerate verzi, unul la apus, în dealul Măgura Drăgugeștilor și altul la răsărit, în dealul Dărăcăoani.

Pe flancul de apus al dealului Măgura Drăgugeștilor, orizontul roșu al Saliferului se continuă înspre vest până în dreptul dealului Cumpăna, unde se ascunde spre vest sub orizontul marnelor superioare ale Saliferului, care se întinde până în valea Tazlăului.

Depozitele acestui orizont formează o mulțime de cute, dintre cari cea mai însemnată e o cută anticlinală ce se urmărește în



satul Bălăneasa, legându-se spre nord cu anticlinalul salifer descris la gura pâraielor Valea Rea și Filipea.

Acest anticlinal este și aici petrolifer, căci în axa lui, pe pârâul Cacăcei, s'a săpat un puț în care s'a întâlnit o păcură roșiatică benzinooasă de o foarte bună calitate.

Gipsurile sunt reprezentate în dealul Stafia, în continuarea zonei de gipsuri de la Valea Rea și Stufu.

Pietrișurile cuaternare depuse de apa Tazlăului se continuă și în basinul pârâului Bălăneasa, în dealurile Chichila, Rotunda, Rupiturile, constituind terasa cuaternară veche a acestui râu; paralel cu apa Tazlăului și în valea lui se întâlnesc depozitele teraselor inferioare și aluviunile moderne, cari, în dreptul satului Bălăneasa, ating o lățime de mai bine de 1 km. și jumătate.

#### m) BASINUL PÂRĂULUI HELEGIU (Fig. 18).

Pârâul Helegiu izvorăște din Culmea Pietricica, din partea de răsărit a dealurilor Turcului, Scaunul Mare și Cireșului și, după ce stră-

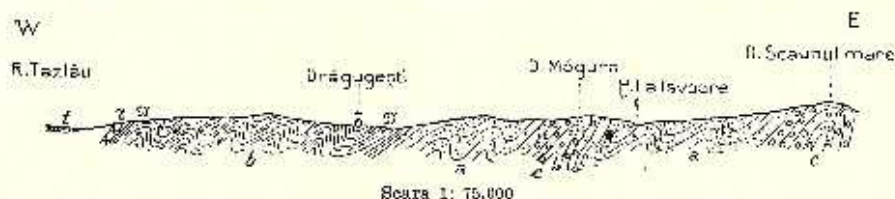


Fig. 18. Secțiune în depozitele Formațiunii salifere superioară din basinul pârâului Helegiu.

c orizontul conglomeratelor de Pietricica; s orizontul roșu al Saliferului; gg orizontul marnă cu gips și tuf dacitic (t); f depozite de terasă.

bate dealungul satelor Drăgugești și Helegiu, se varsă în Tazlău ceva mai spre sud de podul de fer din acest sat.

Ca și ceilalți afluenți de pe stânga Tazlăului, pârâul Helegiu străbate deacurmezișul Formațiunea saliferă superioară, alcătuită din conglomerate verzi, gresii, marnă roșii și vinete, gipsuri și tuf dacitic.

Conglomeratele verzi alcătuiesc, la fundul acestui pârâu, două zone anticlinale (c), una în dealurile Scaunul Mare și Cireșul și alta în dealul Măgura Drăgugeștilor.

Ambele anticlinale sunt alcătuite la partea inferioară din blocuri mari, iar la partea superioară din conglomerate din ce în ce mai mărunte cari trec la orizontul roșu al Saliferului (s).

Acesta este bine dezvoltat între cele două anticlinale de conglomerate și anume la fundul pârâului Helegiu, pe pârâul Pachița, pârâul La Izvoare și la fundul pârâului Cârlițatu. El este alcătuit din-



gresii calcareoase micacee, gălbui și roșcate, cu impresiuni de urme de valuri, picături de ploaie, scurgeri de nomol și din marnă vinete și mai ales roșcate, formând un sinclinal aplecat la răsărit și cutat la rândul lui într-o mulțime de cute secundare.

Orizontul roșu al Saliferului este reprezentat de asemenea și pe flancul de apus al dealului Măgura Drăgugeștilor, întinzându-se spre vest până aproape de marginea de răsărit a satului Drăgugești.

Peste orizontul roșu al Saliferului urmează orizontul vântat al acestei formațiuni (*b*), care se întinde spre vest până în malul Tazlăului, în satul Helegiu. Acesta este alcătuit din marnă vinete, gresii micacee în plachete, nisipuri și intercalațiuni de gips și tuf dacitic.

Gipsurile (*gy*) formează strato subțiri printre stratele de marnă în toată regiunea dintre Drăgugești și Helegiu. Mai bine dezvoltate, ele se întâlnesc în partea de sud a satului Drăgugești, unde constituie bancuri groase, cari sunt exploatate și întrebuințate pentru construcțiuni locale.

Tuful dacitic este reprezentat în partea de sud a satului Helegiu, la confluența pârâului Helegiu cu Tazlăul, unde prezintă o grosime de câțiva metri și are direcția N-S și înclinarea  $45^{\circ}$  -  $50^{\circ}$  V.

Între Drăgugești și Valea Tazlăului, Saliferul superior formează câteva cute anticlinale îndreptate N-S, cari sunt continuarea spre sud a cutelor descrise pe pârâul Bălăneasa, Valea Rea, etc.

Depozitele cuaternare sunt reprezentate prin pietrișurile terasei superioare ale Tazlăului, în dealul Helegiu și în marginea de apus a dealului Delenilor și prin aluviuni moderne și depozitele terasei inferioare de o parte și de alta a cursului acestui râu.

#### b) BASINUL PĂRAELOR BRĂȚILA ȘI BELCII.

Ambelcile aceste pârae izvoresc din Culmea Pietricica, curg spre apus și se unesc cu Tazlăul, unul în dreptul satului Ciortea și celălalt la Slobozia Mielului.

La fundul lor, se întâlnește capătul de sud al zonei de conglomerate verzi de Pietricica, care se termină aici, ascunzându-se spre sud sub depozitele Formațiunii salifere superioare, ca și în capătul de nord al lor, sub forma unui fund de albie răsturnată.

Interesant e faptul, că pe pârâul Rece, din axa anticlinalului de conglomerate, apar Șisturi menilitice puternic frământate cu argila saliferă, aproape în condițiuni identice cu cele de pe pârâul Sărata.

Pe flancul de apus al conglomeratelor, atât pe secururile ce formează pârâul Brățila cât și pe cele dela fundul pârâului Belcii, urmează concordant cu ele orizontul roșu al Saliferului, formând mai multe încrețituri îndreptate N-S și aplecate spre răsărit.



Pe pârâul Brătîla de sus, în fața casei pădurarului statului, orizontul roșu, reprezentat prin gresii roșcate și verzui cu Numuliți remaniați și marne roșcate, cuprinde câteva izvoare sărate și are miros puternic de petrol. În partea inferioară a cursului acestor două pârâe, orizontul roșu al Saliferului trece la orizontul vânat, alcătuit din marne și gresii micacee, cari cuprind intercalațiuni de gipsuri în dealul Nucilor la sud de Brătîla, în dealul Scurt la fundul pârâului Rogoazelor și în malul Tazlăului, în capul de apus al dealului Belcii.

Depozitele cuaternare sunt reprezentate și aici prin pietrișuri alcătuite din coce remaniate din conglomeratele verzi, în dealurile Orzina, Pietrișuri și la fundul pârâului Rogoazelor.

De asemenea, ele mai sunt reprezentate prin aluviuni moderne și depozitele terasci inferioare, în valea Tazlăului și dealungul pârâelor Brătîla și Belcii.

#### BASINUL SIRETULUI

Siretul împreună cu afluenții lui de pe dreapta udă regiunea cuprinsă între culmea Pietricica la apus, Luizi Călugăra la nord și culmea Trotușului la sud. La constituția acestei regiuni iau parte depozite oligocene reprezentate prin Șisturi menilitice, apoi Formațiunea saliferă, depozite sarmțiane, meoțiane și cuaternare.

##### a) IMPREJURIMILE SATULUI LUIZI CĂLUGĂRA.

La constituția împrejurimilor acestui sat iau parte conglomerate verzi de Pietricica, Formațiunea saliferă marnoasă cu gips și inf dactilic, depozite sarmțiane și pietrișuri de terasă.

Conglomeratele verzi sunt reprezentate în partea de apus a satului Luizi Călugăra, în dealul Crucii și la fundul pârâului Negel, întinzându-se spre vest până aproape de șoseaua Bacău-Târgu Ocna.

Ele formează un anticlinal îndreptat N-S, care în spre nord se ascunde sub orizontul marnos gipsos al Saliferului din dealul Gherțului, iar în spre sud se continuă cu zona conglomeratelor verzi din masa principală a culmei Pietricica. Blocurile conglomeratelor ating câte odată dimensiuni foarte mari: astfel pe pârâul Negel, se întâlnește un bloc de calcar lutețian care are peste 100 m<sup>2</sup> și trebuie să fi fost cu mult mai mare, căci, în parte, a fost exploatat pentru fabricatul varului.

Saliferul marnos este reprezentat în dealul Gherțului și alcătuiește o fâșie destul de lată pe tot flancul de răsărit al anticlinalului de conglomerate, unde este reprezentat prin marne vinete și roșcate, gresii nisipoase și gipsuri dezvoltate în dealul Gherțului și la vest de satul Luizi Călugăra.



Satul Luizi Călugăra este așezat pe depozite sarmațiane, cari formează o fâșie îndreptată N-S, la răsărit de zona saliferă, legându-se spre nord cu Sarmațianul dela Margineni, iar spre sud cu cel de la Sărata, despre care vom vorbi mai la vale. Lipsa de deschideri nu ne-a permis să vedem constituția Sarmațianului aci și raportul lui cu Formațiunea saliferă.

În spre răsărit de satul Luizi, el se ascunde sub depozitele de terasă ale Bistriței și Siretului, cari se întind din marginea de răsărit a acestei sat până la Bacău, în valea Siretului (1). În această parte avem reprezentate atât terasa inferioară cât și cea mijlocie, cari au o alcătuire aproape identică, fiind formate din pietrișuri și nisipuri la bază și din lut galben la partea superioară, acoperit la rândul-i de un strat de pământ vegetal. Limita dintre aceste două terase este dată în harta alăturată cu oarecare aproximație, de oarecace această limită este ștearsă prin acțiunea posterioară a apelor curgătoare. Lățimea ambelor terase atinge, între Luizi Călugăra și Bacău, 5—6 km. cecace ne dovedește că atât Siretul cât și Bistrița curgeau altădată cu mult mai la vest și că s'au deplasat încet încet spre răsărit, din cauza înclinării spre SE a Podișului moldovean, fapt despre care am vorbit mai pe larg în capitolul privitor la Morfologia regiunii.

#### b) VALEA PĂRĂULUI SĂRATA (Fig. 19).

Pârâul Sărata, care curge prin satul Sărata, prezintă o importanță deosebită, atât pentru structura geologică a culmei Pietricica, cât și pentru structura generală a Subcarpaților, pentru că a fost punctul de plecare al creerei pânzei pericarpatiche (MRAZEC și POPESCU-VOITEȘTI), despre care vom vorbi mai pe larg în capitolul privitor la Tectonica regiunii.

Acest pârâu izvorășle din Dealul Nou, curge spre răsărit, traversând satul Sărata și se unește cu pârâul Bahna la răsărit de acest sat. Cursul lui străbate pe o distanță foarte mică toate formațiunile geologice dela Oligocen până la Sarmațian și ne permite a stabili raporturile dintre aceste formațiuni.

Din cauza importanței lui din acest punct de vedere, acest pârâu a fost vizitat rând pe rând de Prof. MRAZEC, TEISSEYRE, ATHANASIU, POPESCU-VOITEȘTI, GROZESCU, și de mine de mai multe ori.

Structura geologică a văii acestui pârâu este destul de complicată, din cauză că pe un spațiu relativ mic se întâlnesc multe forma-

(1) Pentru mai multe date asupra clasificării și repartizării teraselor în partea de vest a orașului Bacău se poate consulta lucrările D-lui P. ENCELESCU: «Cercetări agrogeologice în regiunea Bacău» în Raport asupra Activ. Inst. Geol. Rom. pe anul 1910 și «Schită agrogeologică a împrejurimilor Bacăului» Tab. II din An. Inst. Geol. Rom. Vol. IV.



țiuni geologice puternic cutate, așa că raporturile dintre ele sunt greu de observat, mai ales din cauza marelor asemănări petrografice.

Ținând socoteală de datele de observație, făcute atât pe pârâul Sărata, cât și de cele făcute în lungul culmei Pietricica, cred că structura geologică a văcii acestui pârâu se poate sintetiza în profilul alăturat (Fig. 19).

Fundul pârâului Sărata și ambele dealuri de o parte și de alta a lui sunt alcătuite din orizontul conglomeratelor verzi de Pietricica (*c*), acoperit la rândul-i de orizontul roșu și de orizontul marnos gipsos al Saliferului dela fundul pârâului Orășea.

Sub conglomerate urmează Saliferul inferior (*s<sub>1</sub>*), alcătuit

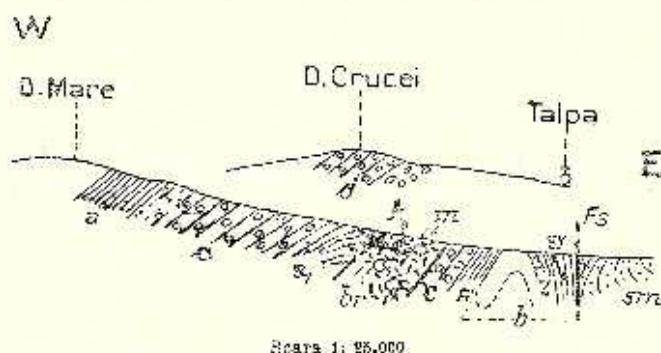


Fig. 19. Secțiune schematică în culmea Pietricica, la Sărata.

*a*, Formațiunea saliferă inferioară; *c* conglomerate de Pietricica; *r* orizontul roșu Saliferului superior; *b* orizontul marnos și gresililor superioare cu gips (*gr*) și tal. dăritic (*d*); *m* Șisturi menilitice; *br* breccia de Sărata cu klipse de Șisturi menilitice (*m*) și de gresie de Kliwa (*k*); *Fs* Dislocația marginală a Subcarpaților.

din marnă și argile vinete gălbui cu cristale aciculare de gips și gresii cimentate slab, uneori prin gips. Acestea sunt în general bituminoase, cuprind urme carbunoase, cruste de sulf nativ și puternice efflorescențe salino. Intre acest Salifer și conglomeratele verzi se observă o tranziție gradată și continuă.

Sub Saliferul inferior și la răsărit de aceasta se întâlnește o puternică zonă brecciată (*br*), alcătuită din șisturile negre marnoase și argilele Saliferului inferior, conglomerate verzi și klipse oligocene (Șisturi menilitice (*m*) și gresie de Kliwa (*k*), puternic frământate la un loc. În special Oligocenul este reprezentat prin klipse foarte mari, frământate în breccia de Sărata.

În legătură cu această breccie se întâlnesc puternice izvoare sărate, foarte concentrate, a căror origină trebuie căutată în zăcămintele de sare ale Saliferului inferior, rămase în adâncime sub breccia de Sărata.

Această zonă brecciată se întinde spre răsărit până aproape de satul Sărata. Aci apar, mai ales în malul drept al pârâului Sărata, niște



marne roșcate, în alternanță cu gresii gălbui și roșcate, cu oglinzi de alunecare pe suprafață, având direcția N-S și înclinarea până la 45° V.

POPESCU-VOITĂȘTI atribuie acestor strate vârsta eocenă, după marea lor asemănare cu unele roce din Flișul carpatic (1). Această idee, pe care de alături o adoptasem și eu la început, cred că nu se poate susține îndeajuns; mai probabil că aceste roce reprezintă Saliferul superior, care formează aici flancul invers al unui anticlinal culcat la răsărit în mijlocul cărui apare breția de Sărata.

La răsărit de aceste strate se întâlnește o zonă puternic cutată, alcătuită din marne vinete, gresii, gipsuri și tuf dacitic, cari spre răsărit iau contact cu nisipurile sarmațiene (*sm*) pe o linie de dislocație (*Fm*).

Această linie de dislocație se continuă spre sud până la Slobozia Mielului, constituind limita dintre regiunea Subcarpaților și Podișul moldovean.

Ceva mai la sud de Sărata, la Chișeta, se întâlnește aceeași structură geologică ca și pe valea pârâului Sărata. Cele mai vechi depozite sunt reprezentate și aci prin Șisturi menilitice, cari formează, la apus de acest sat, o insulă lungă și lată de câteva sute de metri. Șisturile menilitice sunt puternic încrețite și sunt acoperite de toate părțile de conglomerate verzi, peste cari urmează Saliferul superior cu tuf dacitic (pârâul Chișeta), care ia contact cu Sarmațianul pe linia de dislocație ce separă Subcarpații de Podișul moldovean.

#### c) IMPREJURIMILE SATELOR BĂLȚATA ȘI VALEA-SEACĂ.

Regiunea Bălțata Valea-Seacă, cuprinsă între culmea Pietricica la apus și valea Siretului la răsărit, prezintă o constituție geologică aproape identică cu regiunea dela Sărata și Chișeta, pe care o continuă spre sud.

În culmea Pietricica (Dealul Nou, Pleșog, Ciubucarița) se întâlnește zona conglomeratelor verzi, dispuse într'un anticlinal N-S, în axa cărui nu apar însă nici depozitele oligocene și nici Saliferul inferior.

Pe flancul de răsărit al acestui anticlinal, în dreptul satelor Bălțata și Florești, se întâlnesc niște marne roșcate cu intercalațiuni de bancuri de gresii grosiere de culoare gălbuie murdară, apoi nisipuri și conglomerate mărunte alcătuite din rocele conglomeratelor verzi. Ele sunt puternic cutate și au direcția N-S. Pe unele locuri sub acest complex de straturi se întâlnesc și marne gipsoase (pârâul Valea Seacă).

(1) I. POPESCU-VOITĂȘTI. Datele de seamă ale Ședințelor Institutului pe anul 1913.





Gresiile și conglomeratele cuprind foarte mulți Numuliți mai ales în dealurile Măgura și La Gropi.

Tot acest complex de strate a fost separat de Prof. MRAZEC și TEISSEYRE sub numele de strate de Bălțata și socotit ca aparținând la Salifer ori la Sarmațian (1).

Prof. ATHANASIU este de părere că stratele de Bălțata sunt de vârstă bartoniană de oarece rocile ce le alcătuiesc au mare asemănare cu unele roce din Flișul marginal (2).

Bazat pe cătimea mare de Numuliți, găsiți în gresiile din dealurile Măgura și La Gropi, de asemenea și pe mare asemănare a acestor gresii cu grosia de Moinești mai ales, am socotit și eu la început că o parte din stratele de Bălțata se poate raportă la Paleogen. (3). Cred însă acum, ca această idee nu se mai poate susține și trebuie admis ca stratele de Bălțata fac parte din Saliferul superior.

În adevăr gresiile și conglomeratele cu Numuliți din dealurile Măgura și La Gropi se reazămă în spre sud pe Formațiunea saliferă cu gispuri pe o lărgime de aproape 1 km. Ar urma de aci, dacă stratele de Bălțata ar reprezenta Eocenul, că ele constituiesc o lamă de șariaj împinsă peste Formațiunea saliferă pe o distanță de cel puțin 1 km., ceea ce ar fi cu totul în dezacord cu structura geologică extrem de simplă a culmei Pietricica.

Deși în împrejurimile satului Bălțata, raporturile dintre stratele de Bălțata și celelalte formațiuni nu sunt îndeajuns de clare, cred totuși că ele sunt așezate deasupra conglomeratelor de Pietricica, iar Numuliții pe cari îi cuprind tocuse socotiți în zacamânt secundar. Această părere găsește o confirmare în faptul că ceva mai la sud, pe valea pârâului Zimbru la Valea Mare, am întâlnit, împreună cu D-I MURGOCI, gresii cu Numuliți, intercalate în Saliferul superior între marne cu gispuri și strate cu tuf dacitic.

În dealul Movila, la răsărit de Formațiunea saliferă, se întâlnesc gresii și nisipuri sarmațiane, în cari Prof. MRAZEC și TEISSEYRE citează *Solen subfragilis*, *Donax lucida* EICHW. și *Tapes*, alcătuind cute strânse cu direcția N-S.

Către apus, ele se pun în contact cu Formațiunea saliferă superioară pe dislocația ce separă Podișul moldovean de Subcarpați, iar în spre răsărit se ascund sub depozitele de terasă ale Siretului, reprezentate prin terasa mijlocie și inferioară.

(1) L. MRAZEC u. W. TEISSEYRE. Über oligocäne Klippen, etc., pag. 241.

(2) SAVA ATHANASIU. Raport asupra activității Inst. Geol. al României pe anul 1908-1910, pag. XLIII.

(3) D. M. PREDĂ. Comunicare preliminară asupra regiunii colinelor subcarpatice din partea de sud a Jud. Bacău. Dări de seamă ale ședințelor. Vol. IV. Buc. 1913.



În dealurile Măgura și Ungureanului se întâlnesc pietrișuri enaternare vechi datorite probabil râurilor cari curgeau odinioară din spre culmea Pietricica spre albia Siretului.

#### d) BASINUL PĂRĂULUI VALEA MARE (Fig. 20).

Pârâul Valea Mare izvorăște din culmea Pietricica și anume din partea de răsărit a culmei Dumbrăvița, curge în spre răsărit și, după ce traversează satul Valea Mare, se varsă în Siret în apropierea satului Galbeni.

Urmărind cursul acestui pârâu dela fundul lui spre gură, întâlnim următoarele formațiuni geologice, dispuse ca în secțiunea alăturată.

La fundul lui, între dealurile Dumbrăvița, Ciciola, Rotunda și

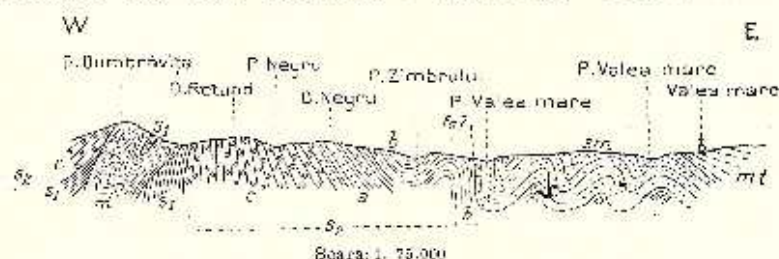


Fig. 20. — Secțiune geologică în bazinul pârâului Valea mare.

- m* Șisturi menilitice; *s*<sub>1</sub> Formațiunea saliferă inferioară;  
*s*<sub>2</sub> Formațiunea saliferă superioară; *c* conglomerate de Pietricica; *a* orizontul  
 orizont; *b* Saliferul marinos grosol; *s*<sub>3</sub> Sarmatian; *mt* Meotian;  
*P. (Z)* Distanța marginală a Subcarpaților.

Ghimeleiu se întâlnește o insulă de Șisturi menilitice, lungă de mai bine de 1 km. și lată de 600—700 m.

Șisturile menilitice (*m*) sunt reprezentate prin șisturi negre marnoase, bituminoase, uneori disodilice, sillexuri negre și hornsteinuri vârgale, prezentând pe suprafață efflorescențe galbene de sulfatați de fier, rozete de gips și impresiuni de solzi și chiar de exemplare întregi de *Meletta crenata*. Totul are înfățișarea Șisturilor menilitice din Carpați, ușă că paralelizarea celor dela Valea Mare cu cele din Flișul marginal este neîndoioasă.

Aici ele se prezintă cu pereți escarpați, uneori înalți de 50—60 m., sunt bine stratificate, însă sunt puternic încrețite și frământate, prezentând deseori pe suprafață oglinzi de friețiune.

Dealurile din împrejurimile insulei de menilite sunt alcătuite din conglomerate verzi de Pietricica (*c*), cari formează un anticlinal corespunzând culmei Pietricica, anticlinal pe care l'am descris și în regiunea de mai la nord.

În câteva puncte, între conglomeratele verzi și insula de Paleogen, se întâlnește Saliferul inferior (*s*<sub>1</sub>), reprezentat prin marne argi-



loase, argile albăstrui cu cristale aciculare de gips, argile galbene și uneori bolvani mai mari de gips bituminos.

Saliferul inferior se găsește uneori prins în încrețiturile Șisturilor menilitice, iar alteori prins sub acestea (Ciorta Vireș, Gura pârâului Rotund), mai ales pe flancul de răsărit al lor.

În legătură cu acest Salifer inferior, se întâlnesc câteva izvoare sărate la sud de Ciorta Vireș, cari ne arată că acest Salifer, trebuie să cuprindă în adâncime și zăcăminte de sare.

Conglomeratele verzi (*c*) au o mare dezvoltare în basinul pârâului Valea Mare ocupând dealurile Rotund, Dumbrăvița și Cărunta. În dealul Rotund ele au direcția N-S și înclinarea 45-60° est.

Către partea superioară, ele trec prin orizontul roșu (*a*) al Saliferului (Dealul Negru, Dealul Ciciola) la Saliferul marnos (*b*) cu gips și tuf dacitic (*τ*), care este bine dezvoltat pe pârâul Zimbrului, formând pe valea acestui pârâu o cută sinclinală urmată la răsărit de o cută anticlinală.

Spre răsărit de zona saliferă superioară, se întâlnesc depozite sarmațiane (*sm*), reprezentate prin gresii gălbui conglomeratice, nisipuri albicioase cu trovanti, intercalațiuni de lame cărbunoase, apoi marne vinete și gălbui, etc.

Ele formează, între gura pârâului Zimbru și satul Valea Mare, câteva cute anticlinale și sinclinale cu amplitudinea mică, îndreptate N-S.

Linia de contact cu Formațiunea saliferă, Sarmațianul stă aproape în picioare sau înclinat la vest, probabil pe o linie de dislocație (*Fs?*), care corespunde liniei de dislocație ce separă Podișul moldovean de Subearpați, linie care aici nu este în destul de clar pusă în evidență.

În partea de răsărit, Sarmațianul se ascunde sub nisipuri, probabil meoțiane (*ml*), reprezentate în malul drept al pârâului Valea Mare, în dreptul acestui sat, apoi la răsărit de Buchiș și în satul Faraonii.

Nisipurile meoțiane nu cuprind decât rareori fragmente de Lamelibranchiate nedeterminabile, însă ca înfățișare, sunt cu totul asemănătoare nisipurilor dela Pondul Răcăciunei și Slobozia Mielului, cari au la baza lor strate cu *Helix*.

La răsărit de satul Valea Mare, Meoțianul se ascunde sub depozitele de terasă ale Siretului, cari se continuă spre răsărit până în malul acestui râu.

#### c) BASINUL PÂRÂULUI CLEJA. (Fig. 21)

Pârâul Cleja izvorăște din culmea Pietricica, de sub dealul Turcului, prin trei cursuri (Băncioiu, Rocoteasa și Palanca), traversează deacurmezișul zona conglomeratelor de Pietricica și după ce se unește



cu scursurile Dărăcăoani (Puiului), Vicioarla și Cleja, curge dealungul satului Cleja, vărsându-se în Siret în dreptul Haltei Fărăoani.

Cele mai vechi depozite din basinal acestui pârâu sunt reprezentate prin conglomerate verzi de Pietricica (c), dispuse sub forma unui anticlinal, care ocupă dealurile Fruntea Mare și Băncioiu. Pe flancul de apus, conglomeratele sunt acoperite concordant de orizontul roșu al Saliferului bine dezvoltat în dealul Turcului. Acesta se găsește reprezentat de asemenea și pe flancul de răsărit al conglomeratelor, în dealul Spânzurat și Dealul Teiului (a).

Între dealul Spânzurat și gura pârâului Dumache, pârâul Cleja străbate Saliferul marnos gresos (b), alcătuit din marne, gresii și

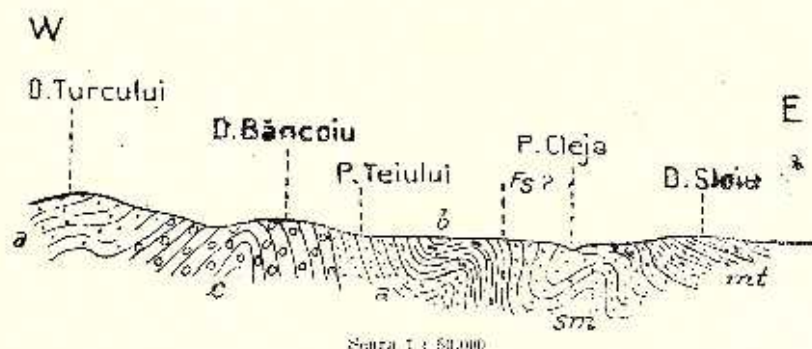


Fig. 21 — Secțiune geologică în bazinul pârâului Cleja.

a Conglomerate de Pietricica; a orizontul roșu al Saliferului superior; b saliferul marnos gresos; sm Sarmatian; mt Meotian; Fs(?) Dislocuția marginală a Subcarpaților.

intercalațiuni de gipsuri, formând o cută sinclinală și una anticlinală îndreptate N-S și paralele cu anticlinalul de conglomerate verzi

În acest orizont al Saliferului, se întâlnește și o intercalație de tuf dacitic la fundul pârâului Dărăcăoani, pe drumul ce duce la Puțu cu apă rece.

La răsărit de Formațiunea saliferă se întâlnește Sarmatianul (sm), care spre răsărit se bagă sub depozitele meotiane (mt) cu *Helix*, *Planorbis* și cenușă andezitice.

Sarmatianul este bine reprezentat pe valea pârâului Dărăcăoani, unde este constituit, la partea inferioară, din marne vinete și argile albăstrui cu efflorescențe saline, cari cu greu se pot deosebi de marnele Saliferului. Ele cuprind însă fragmente de scoici sarmatiane între cari se pot recunoaște *Mactra*, *Cardium*, *Trochus*, *Bulla* și *Cerifi*. La partea superioară, Sarmatianul este alcătuit din nisipuri cu stratificație torrențială, cu urme cărbunoase, cari spre apus se pun în contact cu Formațiunea saliferă superioară cu tuf dacitic de la Puțu cu apă rece, iar în spre răsărit se ascund cu o înclinare slabă la est, sub depozitele meotiane.



Acestea alcătuiesc toată regiunea cuprinsă între valca pârâului Dărăcoani și albia Siretului (1). Ele sunt reprezentate la partea inferioară prin marne argiloase gălbui sau vinete albastrii, cari cuprind fragde *Helix*, *Planorbis* și prin bancuri de nisipuri calcareoase, iar la partea superioară prin cenușă și tufuri andezitice uneori cu o grosime de peste 40—50 m. Acestea sunt bine reprezentate în dealurile Scaunul mic (Dealul Crucii), Viciorla, Pătul, cum și în împrejurimile Satului Nou, de unde se continuă prin dealul Gheșenilor până în satul Răcăciuni. (Fig. 1).

Pe pârâul Viciorla și pe pârâul Grecilor, nisipurile meotiană, cuprinse între cenușele andezitice la partea superioară și marnele cu *Helix* la partea inferioară, cuprind foarte multe resturi de *Mactre mici* de tipul formelor meotice.

Depozitele cuaternare sunt reprezentate prin pietrișurile teraselor cuaternare vechi, în dealul Viciorla și în dealul Gheșenilor și prin depozitele teraselor cuaternare mijlocii și inferioare, la răsărit de satele Cleja și Faraoni până în albia Siretului.

#### f) BASINUL PÂRĂULUI RĂCĂCIUNI (Fig. 22).

Pârâul Răcăciuni izvorăște de sub dealul Turcutul, curge mai întâi spre sud până în dreptul Scaunului Mare, apoi se îndreaptă către SE, vărsându-se în Siret în apropierea satului Răcăciuni.

La fundul acestui pârâu, în dealurile Dărăcoani și Limbaru, se întâlnește zona conglomeratelor verzi (*c*) îndreptată N-S, care spre nord se leagă cu conglomeratele verzi dela fundul pârâului Cleja, iar în spre sud se continuă în dealurile Cireșului, Rotunda, și la fundul pârâului Căprian.

Ca și mai la nord, conglomeratele verzi alcătuiesc și aici un anticlinal în axul căruia se întâlnesc conglomerate alcătuite din blocuri mari de câțiva metri cubi, iar pe cele două flancuri ale lui, conglomerate din ce în ce mai mărunte ce trec la Saliferul superior marnos gresos (*b*) cu gips (*gy*) și tuf dacitic (*c*).

Aceasta formează o zonă ce începe dela fundul pârâului Dărăcoani și se continuă spre sud pe pârâul Limbarului până la fundul pârâului Căprian, în dealul Biene.

Pe pârâul Răcăciuni, el este acoperit de un sinclinal de Sarmațian alcătuit din nisipuri, gresii și marne cu stratificație încrucișată și intercalațiuni cărbunoase.

Formațiunea saliferă este bine deschisă la Bejanca și în partea inferioară a cursului pârâului Limbarului, unde cuprinde de asemenea gipsuri și tuf dacitic.

(1) Pe pârâul Cleja și p. Răcăciuni. Limita dintre Sarmațian și Meotian am fixat-o după datele D-ilor G. MURCOI și S. MANOLESCU, cărora le aduc mulțumirile mele.

Spre răsărit de zona saliferă, se întâlnesc din nou depozite sarmațiane, cari formează o zonă îndreptată N-S ce începe la nord de pe pârâul Dărăcâoani și se continuă spre sud pe la Bejanca și prin dealul Bucovățului până în basinul pârâului Căprian.

Depozitele sarmațiane sunt alcătuite din bancuri de gresii calcaroase gălbui, gresii oolitice și nisipuri cari cuprind *Maetra podolica* EICHW., *Solen subfragilis* EICHW., *Donax lucida* EICHW., *Cerifi* etc. Stratele au direcția N-S și înclinarea de 70°—80° vest, băgându-se

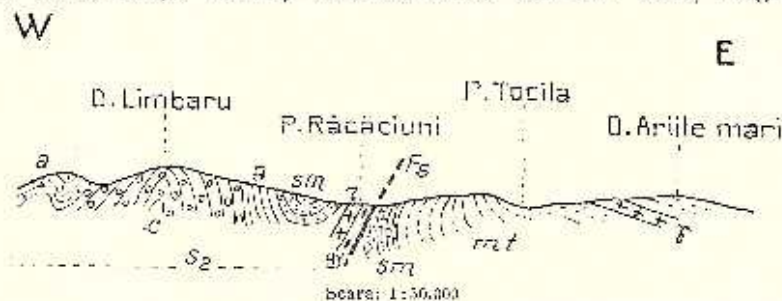


Fig. 22.—Secțiune geologică în basinul pârâului Răcăciuni.

a, Formațiunea saliferă superioară (a conglomerate de Pietrița);  
a orizonturile superioare ale Saliferului superior, cu gips (sm) și tuș dacitic (γ);  
sm, Sarmatic; mt, Meotian cu cenusă andezitică (γ); Ps, Dislocația marginală a Subcarpaților.

sub depozitele salifere de la Bejanca, de cari sunt separate printr-o linie de dislocație (Fs).

La răsărit de zona sarmațiană apar depozite meoțiane (mt), cari se continuă spre răsărit până în satul Răcăciuni.

Meoțianul începe prin marne și gresii cu Helix și se continuă cu nisipuri, cari cuprind și intercalațiuni de cenusă și tufuri andezitice (γ) bine dezvoltate la gura pârâului Tocila și în dealul Bucovățului, de unde trec și în basinul pârâului Căprian.

Aproape de contactul cu Sarmatianul, stratele meoțiane sunt înclinate foarte tare, uneori chiar spre vest, însă pe măsură ce se depărtează de Subcarpați, Meoțianul ajunge aproape orizontal, cu o slabă înclinare spre SE.

#### BASINUL TROTUȘULUI ÎNTRE SATUL GROPILE ȘI ONEȘTI.

##### a) REGIUNEA DINTRE P. CĂPRIAN ȘI P. BIENE.

Toate formațiunile geologice, pe cari le-am descris în basinul Siretului dela Luizi Călugăra și până în valea pârâului Căprian, se continuă și mai departe spre sud în basinul Troțușului, păstrându-și aceleași raporturi stratigrafice.

Astfel zona anticlinală a conglomeratelor verzi de Pietrița se continuă spre sud în dealurile Rotunda, Streața și Duduitoarea,



unde se ascunde sub depozitele superioare ale Saliferului superior dela fundul pârâului Biene.

La răsărit de ea, se întâlnește o zonă de Salifer superior marnos și gresos, îndreptată N-S, care ocupă dealurile Biene și Molna până la nord de dealul Coșurile mari. Ea este alcătuită din marne și gipsuri la partea inferioară și gresii calcaroase la partea superioară.

La răsărit de zona saliferă se întâlnesc depozite sarmațiano bine deschise pe pârâul Bienc, în capul de sud al dealului Molna. Sarmațianul e reprezentat prin gresii conchilifere și gresii oolitice cu *Cerifă*, *Bulla*, *Mastra*, *Donax*, *Solen*, *Modiola*, etc, formând bancuri în dreptate N-S ce stau aproape în picioare.

În partea de apus, depozitele sarmațiano iau contact cu Formațiunea saliferă superioară pe o linie de dislocația, iar în partea de răsărit se ascund sub depozitele meoțiane.

Acestea sunt reprezentate prin marne argiloase la partea inferioară, peste cari urmează cenușă și tufuri andezitice (pârâul Păltinata), acoperite de nisipuri și argile cari se urmăresc spre răsărit pe malul Trotușului până în satele Jevreni și Mielăușoia.

În imediata apropiere a Sarmațianului, Meoțianul este intens cutat formând câteva încrețituri, însă, pe măsură ce ne depărtăm spre răsărit, stratele lui capătă o înclinare constată spre SE cu atât mai puțin pronunțată cu cât ne depărtăm de zona sarmațiană.

În culmea Trotușului, care desparte baziul acestui râu de baziul Siretului, se întâlnește, peste depozitele pliocene, o puternică serie de pietrișuri, probabil pliocene superioare, cu o grosime totală de peste 200 m, atingând în dealul Bobeica la nord de Jevreni înălțimea absolută de 611 m, adică aproximativ cu 400 m. deasupra cursului actual al Trotușului.

Aceste depozite sunt alcătuite din pietrișuri și nisipuri remaniate din Flișul marginal și din rocele verzi din culmea Pietricica, prezentând în totul stratificația torrențială caracteristică depozitelor de terasă.

#### b) ÎMPREJURIMILE SATULUI RÂPILE (Fig. 23).

În împrejurimile acestui sat, regiunea este alcătuită din depozite salifere, sarmațiano și meoțiano.

Dela gura pârâului Biene, ele își schimbă dintr-o dată direcția, căci pe când în baziul Siretului și al Tazlăului au direcția N-S, în împrejurimile acestui sat au direcția E-V.

Un profil dus din partea de nord a satului Râpile până în partea lui de sud, în malul Trotușului, ne dă o idee despre structura și dispoziția formațiunilor geologice în această parte.

În partea de nord, se întâlnește Formațiunea saliferă su-



perioară ( $s_0$ ), puternic eutată fiind diapiric la contactul cu depozitele sarmatice pe o linie de dislocație (Fs).

La sud de aceasta se întâlnesc depozite sarmațiane ( $sm$ ), cari, alcătuiesc o zonă îndreptată E-V, ocupând dealurile Coșurile mari, Coșurile mici și Călugăreni până la gura pârâului Călugăra.

Depozitele sarmațiane, înclinate slab la sud, sunt alcătuite din



Fig. 23. — Secțiune geologică în com. Râpila.

$s_0$ . Formațiunile sulfuree superioare;  $sm$  Sarmatian;  
 $Me$  Meoțian cu intercalațiuni de cenușă andezitică ( $\gamma$ );  $t$  terasă cuaternară  
 Fs. Dislocația marginală a Subcarpaților.

bancuri de gresii conchilifere, gresii oolitice și nisipuri ce cuprind următoarele fosile:

<i>Cerithium pictum</i> , BAST.	<i>Donax lucida</i> EICHW.
<i>Cerithium rubiginosum</i> , EICHW.	<i>Solen subfragilis</i> EICHW.
<i>Trochus</i> sp.	<i>Modiola</i> sp.
<i>Maetra podolica</i> EICHW.	<i>Serpule</i> , etc.
<i>Cardium</i> sp.	

Peste acestea urmează marne vinete ce cuprind foarte multe cochilii de *Maetra* de tipul formelor mici, cari fac tranziție spre Meoțian; din acestea însă n'am putut aduce exemplare pentru determinare, din cauză că cochilia lor este extrem de fină și prin uscare se distruge imediat.

Peste aceste strate urmează depozite marnoase, argiloase și nisipoase cu *Helix*, între cari se găsesc intercalațiuni de cenușă andezitică ( $\gamma$ ) în malul drept al Troțușului, în fața Primăriei Comunei Râpila și la nord de satul Pătrășcani, în dealul Stânca (Piatra Neagră).

#### c) ÎMPREJURIMILE SATULUI SLOBOZIA MIELULUI. (Fig. 24).

Împrejurimile satului Slobozia Mielului, Dealul Nucului, pârâul Călugăra, Valea Tazlului sunt alcătuite în întregime din depozite meoțiane. Acestea sunt reprezentate la partea inferioară prin gresii, marne, argile și nisipuri, cari cuprind la fundul seursurii lui Pavel următoarele fosile:





*Valvata piscinalis* MÜLL.      *Nerita Grateloupiana* FÉRR.  
*Hydrobia vitrella* BRUS.      *Congeria polymorpha* PALL.  
*Melanopsis Bouei* FÉRR.      *Congeria* sp. *Unio* sp.

În dealul Nucului, depozitele meoțiene cuprind și cochilii de *Maetra* rău conservate, cari nu permit o determinare specifică.

Secțiunea alăturată (Fig. 24), dusă în partea de apus a satului Slobozia Mielului, de la gura pârâului Belcii până în malul Troțușului, ne dă o idee de constituția geologică a regiunii din împrejurimile acestui sat.

În partea de nord a satului, pe pârâul Belcii, se întâlnește Formațiunea saliferă superioară ( $s_2$ ), reprezentată prin marne

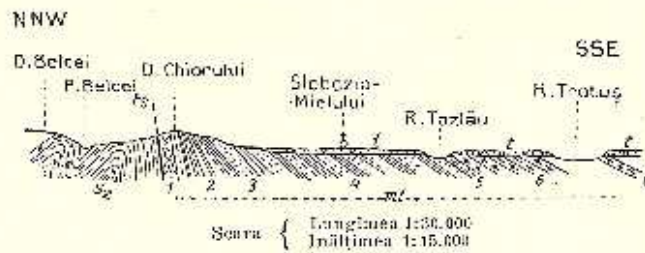


Fig. 24 — Secțiune geologică în depozitele meoțiene de la Slobozia Mielului.

$s_2$ , Formațiunea saliferă superioară;  $m_1$  Meoțian; (1) marne brecifiate;  
 2 marne cu *Unio*, *Congeria*, *Chara*; 3 nisipuri; 4 marne, argile și nisipuri cu *Helix*, *Planorbis*, etc.;  
 5 gresii cu *Maetra*; 6 cenuză și tufuri andezitice; 7 depozite de terasă;  
 Fx. Dislocația marginală a Subcarpaților.

gipsoase cu izvoare sărate și sulfuroase, care mai la nord, pe pârâul Călugăra, cuprinde și intercalațiuni de tuf dacitic. Stratele sunt intens cutate, formând încrețituri izoclinale aproape în picioare.

Cova mai la sud, în dealul Chiorului, se întâlnește niște marne vineto-gălbui, cu o înclinare de 60°—70° sud, cari conțin fragmente de *Unionizi*, *Congeria mici* și semințe de *Chara*, prin urmare sunt depozite tipice de apă dulce (2).

Ele se pun în contact cu Saliforul superior printr'o *linie de distocajie* (Fs), pe care marnele meoțiene, groase de aproximativ 30 m, sunt puternic brecifiate (1).

Peste marnele meoțiene de apă dulce, urmează nisipuri albi-cioase cu stratificație încrucișată și cu urme cărbunoase, având o înclinare de 30—40° sud (3).

Deasupra acestora, până în malul stâng al Tazlăului, urmează o puternică serie de marne albăstrui, nisipuri și argile înclinate până la 25° sud, acoperite discordant de pietrișuri de terasă (4), cuprinzând *Helix*, *Planorbis*, *Limnaeus* și fragmente de *Unio*. (4).

Grosimea totală a acestor depozite cu *Helix* este aproximativ cam de 150 m.



Peste acestea, în malul drept al Tazlăului, se întâlnește un banc de gresie (5), care cuprinde resturi de scoici de apă mai sălcie reprezentate prin *Mactre mici*. Existența acestui banc cu fosile de apă mai sălcie deasupra depozitelor de apă dulce, ne arată că lacul pliocen prezintă pe marginea lui de vest înaintări și retrageri periodice a apelor, în timpul cărora erau aduse aici și forme de animale de apă mai sălcie din interiorul basinelor meoțian.

În sfârșit, deasupra bancurilor de gresie cu *Mactre*, urmează o puternică stevă de cenușă și tufuri andezitice (6) înclinate slab la SV, care se continuă pe ambele maluri ale Trotușului până aproape de Podul de fier dela Onești, fiind separate de depozitele Saliferului din dealul Perchiului, prin linia de dislocație ce separă Subcarpații de Podișul moldovean.



## C. TECTONICA.

### CONSIDERAȚIUNI GENERALE.

Din modul de prezentare al formațiunilor geologice în regiunea studiată rezultă:

Pe de o parte, că această regiune a fost ocupată neîntrerupt de apă din timpul Paleogenului superior până în Pliocenul inferior inclusiv, iar pe de alta, că în partea ei dinspre apus, regiunea a suferit cutări mai timpurii și cu mult mai intense decât în partea de răsărit, cutări care au provocat deplasarea treptată a apelor dinspre Carpați către Podișul Moldovei și Câmpia română.

Această deplasare, caracteristică pentru întreaga zonă a Carpaților și Subcarpaților României, a fost observată de multă vreme și formulată astfel de Prof. MRAZEC: «Axul geosinclinalului Flișului carpatic și al formațiunilor mai nouă pe care le suportă, s'a deplasat încontinuu spre vorlande, deplasare provocată de scufundarea treptată a acestora» (1).

Din punct de vedere tectonic, regiunea noastră reprezintă numai un segment din marea zonă carpatică și subcarpatică, care, după cum se știe, se urmărește cu aceleași caractere tectonice în tot lanțul Carpaților, din Galiția, prin Bucovina și Moldova, până la linia Dâmboviței.

Grație lucrărilor de sinteză asupra cutărei Carpaților, datorite geologilor români și nemți și în special ultimei lucrări sintetice a Prof. MRAZEC și POPESCU-VOITREȘTI (2) se cunosc astăzi destul de bine cauzele acestor căutări și mecanismul formării lor.

După Prof. MRAZEC «ele sunt rezultatul scufundării părților frontale ale vorlandului și împingerii treptate a acestuia dedesubtul Flișului carpatic, provocând cutări mai întâiu în profuzime, cute care erau probabil monoclinale și care pe urmă au trecut prin faza diapiră în pânză de încălecare». (3).

Existența unui fundament varistic sub depozitele Carpaților și Subcarpaților orientali este astăzi în faza unei ipoteze care are în sprijinul ei mai multe fapte:

(1) L. MRAZEC. Les gisments de pétrole, pag. 30. Buc. 1910.

(2) L. MRAZEC și I. POPESCU-VOITREȘTI. Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Flișului. An. Inst. Geol. Rom. Vol. V. Buc. 1913.

(3) *IBIDEM.*, pag. 459.



Astfel se știe pe de o parte că Platforma rusă alcătuită din depozite paleozoico-cretacice se înclină spre S, SSV și VSV, băgându-se sub depozitele Carpaților (1), pe de altă parte Cătena varistică a Dobrogei (Kimmerică) pare a se prelungi spre NV sub Carpații orientali (MRAZEC), după cum masa varistică a Sudeților se bagă spre SE sub Carpații nordici (SUSS).

Ar urmă deci că suportul cutelor Carpaților orientali și al colinelor subsecvente ar fi alcătuit în întregime din depozite paleozoice, cari au procurat materialul exotic atât de răspândit în conglomeratele Terțiarului, începând din Galiția și până la curbura Carpaților, atât în Paleogen cât și în Neogen (MRAZEC).

Mărimea unora dintre blocuri, până la zeci de metri cubi uneori, cum sunt blocurile din conglomeratele de Pietricica, ne arată că ele sunt rupte dintr'un țărnm sau insulă a Mării miocene foarte aproape de locul în care se întâlnește astăzi detritusul lor.

Scufundarea vorlandului Carpaților și formarea cutelor acestora a început din Cretacic și s'a continuat până azi. Ea s'a făcut succesiv, dând naștere la cute succesive în Carpați, cari sunt cu atât mai noi, cu cât sunt mai aproape de vorland (MRAZEC și POPESCU-VOIREȘTI).

#### UNITĂȚI TECTONICE

Din structura geologică a regiunii noastre se pot preciza două timpuri de cutări principale, cari corespund la două timpuri de scufundări în vorland, una în timpul Miocenului mijlociu, care a avut ca răsunet principal ridicarea în masă a Carpaților și formarea pânzelor, în special a pânzei marginale a Flișului și alta în Pliocenul superior, care, pe de o parte a desăvârșit cutole carpatice, imprimându-le caracterele cu cari se prezintă azi, pe de altă parte a produs cutole din Subcarpați.

În acest chip vom deosebi în regiunea noastră trei unități tectonice cu caractere speciale, îndreptate aproximativ N-S și separate prin două linii de dislocație.

- a) Zona pânzei marginale a Flișului.
- b) Zona Subcarpaților și
- c) Zona Platoului sau Podișului moldovean.

În afară de cele două mișcări principale cari au determinat formarea celor trei unități tectonice, regiunea a mai suferit și miș-

(1) W. TESSEYRE. Versuch einer Tektonik des Vorlandes der Karpathen in Galizien und in der Bukowina, Verh. der k. k. geol. R., A, No. 15. Wien 1905.

Anuarul Institut. Geologic al României, Vol. VII, Fasc. I.



cări verticale de ansamblu, de ridicare și de scoborâre (epeirogenice), cari au condus pe de o parte la transgresiuni și regresiuni marine, pe de altă parte la definirea unei însemnate dislocații tectonice transversală pe direcția cutelor carpatice—dislocația Trotușului.

**a) PÂNZA MARGINALĂ A FLIȘULUI ȘI  
RAPORTURILE EI CU CELELALTE UNITĂȚI TECTONICE ALE CARPAȚILOR ȘI SUBCARPAȚILOR.**

Pânza marginală a Flișului din regiunea noastră, reprezentată în culmea Berzunțului între Tg.-Ocna și Moinești, este o porțiune limitată din marca pânză marginală a Flișului—zona marginală a Flișului (ATHANASIC)—care ocupă partea cea mai externă a arcului carpatic oriental.

După MRAZEC și POPESCU-VOITEȘTI, «în Carpații nordici, extremitatea apuseană a acestei pânze se termină brusc în Moravia, în dreptul râului Thaya, iar în Carpații meridionali, extremitatea sa de apus descinde în Subcarpați dela Valea Buzăului în spre apus; aproximativ dela Chiojdu, ea se separă complet ca Pintenul de Văleni de zona carpatică a Flișului și între Valea Telcajenului și Valea Prahovei, ea se reduce la klippe, ce se găsesc înfășurate în Saliferul autohton» (1).

În partea de apus, pânza marginală se bagă sub depozitele zonei sau pânzei interne a Flișului (ATHANASIC), iar în partea de răsărit este limitată de zona Subcarpaților printr'o mare linie de dislocație-

**Alcătuirea pânzei marginale.** Pânza marginală este alcătuită de depozitele Seriei inframenilitice la partea inferioară, din Șisturi menilitice și gresie de Kliwa la partea superioară, deci este reprezentată numai prin depozitele Paleogenului; ceva mai la apus însă, pe părâul Larga, la Doftcana, pe lângă depozitele Paleogenului se întâlnesc și depozite mai vechi, senoniane, cari fac parte integrantă din pânză (2).

În general depozitele acestei pânze sunt constituite din roce detritice, de mare puțin adâncă, caracterizate printr'o mare bogăție în elemente verzi exotice, romaniatate foarte probabil din fundamentul varistic, care constituie suportul Carpaților și Subcarpaților orientali, spre deosebire de pânzele interne ale Carpaților cari, după Prof. MRAZEC (3), cuprind material exclusiv de origine carpatică.

(1) L. MRAZEC și POPESCU-VOITEȘTI. Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor, etc., pag. 547.

(2) G. ROTEZ. Asupra unui *Inoceramus solisburgensis* din Flișul din jud. Bacău. Dări de seamă ale ședințelor. Vol. III. pag. 48—52. Buc. 1912.

(3) L. MRAZEC. Despre rocele verzi, etc., pag. 30.



Autohtonul pânzei marginale a Flișului este alcătuit din Saliferul inferior cu sare. El apare de sub pânză în câteva ferestre în împrejurimile Tg. Oena: pe pârâul Vâlcele, pârâul Ocei, pârâul Cărbunarului, Fundătura Vălenilor și în gura Slănicului, de asemenea în multe locuri sub bordura externă a pânzei, unde este reprezentat prin argilă cu blocuri întovărășită de izvoare sărate. Acestea ne arată în adâncime existență sărei, care de alminteri a fost pusă în evidență și prin săpături la Moinești și la Schitul Savului.

Existența pânzei de șariaj este dovedită nu numai prin cele câteva ferestre de Salifer ce apar de sub ea, dar și prin prezența brechiei tectonice — argila cu blocuri paleogene — pe care am observat-o atât în toate ferestrele de Salifer la contactul dintre autohton și alohton, cât și pe bordura externă a pânzei, prinsă și frământată în fruntea ei.

Intrucât privește lărgimea acestei pânze sau mai exact distanța orizontală până la care Paleogenul este împins peste Saliferul autohton e greu de dat un răspuns.

În regiunea dela Tg. Oena cea mai depărtată fereastră de Salifer se întâlnește sub pânză cam la 3 km. departe de marginea ei actuală; dacă ținem însă socoteală de existența izvoarelor sărate, cari apar de sub Fliș la zeci de kilometri de marginea lui externă, izvoare cari sunt în legătură cu existența zăcăminelor de sare, probabil tot de vârstă miocenă, suntem îndreptățiți să admitem că fenomenul de șariaj al pânzei marginale s'a întins pe o distanță cu mult mai mare (MRAZEC și POPESCU-VOITEȘTI).

**Timpul formării pânzei marginale.** Timpul formării pânzei marginale corespunde cu timpul după depunerea Saliferului inferior cu sare, aproximativ după întâiul Mediteran și înainte de Saliferul cu tuș dacitic (Tortonian).

Am arătat că autohtonul pânzei este alcătuit numai din Saliferul inferior cu sare, căci nisipurile superioare cu tuș dacitic ale Saliferului superior pe cari le-am socotit de vârstă tortoniană, deși sunt apucate sub marginea Flișului, ele nu pătrund adânc sub el, ci se prezintă foarte probabil ca sinclinalele prinse pe lina de dislocație dintre Carpați și Subcarpați în mișcările postsarmatice.

Dacă pentru regiunea noastră faptele de observație pot să dea naștere la oarecare discuție, în alte părți, Ogretin, s'a arătat sigur că Tortonianul se găsește transgresiv peste Fliș, pe când Saliferul inferior cu sare formează autohtonul acestuia (1).

**Cuttele secundare în Flișul marginal din Culmea Berzauțului.** În afară de cutarea principală și dispunerea sub formă de pânză, Flișul mar-

(1) I. POPESCU-VOITEȘTI. Date noi asupra Tortonianului fosilifer în zona Flișului Subcarpaților meridionali. An. Inst. Geol. Rom. Vol. VI. Buc. 1911.



ginal din culmea Bezunțului mai prezintă o mulțime de cute secundare, cari în general se depărtează de cutede normale, prezentându-se de obicei înclinate, cu sămbure de străpungere sau alcătuind cutede în formă de solzi.

Am văzut la descrierea geologică locală că putem deosebi în culmea Bezunțului două segmente, unul nordic, între Moinești și pârâul Pușcașului și altul sudic, între acest pârâu și gura Slănicului, segmente cari se taie între ele sub un unghi aproximativ de  $120^\circ$ .

Cutede Flișului din cele două segmente nordic și sudic ale culmei Bezunțului sunt foarte mult deosebite atât din punct de vedere al direcției lor cât și din punct de vedere al formei lor.

Astfel Flișul din segmentul nordic, între pârâul Pușcașului și Moinești, se prezintă cu o structură geologică simplă, fiind dispus sub forma unui mare sinclinal cu amplitudinea mare, având direcția NV-SE, aproape paralel cu direcția marginii externe a pânzei marginale (Fig. 4).

Dela pârâul Pușcașului în spre sud până la Tg. Ocna, Flișul marginal al segmentului sudic prezintă o structură cu mult mai complicată.

Cutede Flișului din acest segment au direcția  $N 10^\circ-15^\circ E - S 10^\circ-15^\circ V$ , nu sunt paralele cu dislocația dela marginea Flișului, ci se taie cu ea sub un unghi ascuțit, astfel că cutede sunt tăiate oblice de această linie de dislocație.

Dacă se urmărește un profil pe valea Troțușului până în dealul Drăcoșia la vest de satul Păcurile, se pot distinge în această parte 3 mari cutede anticlinale și sinclinale, recutate la rândul lor și având direcția generală  $N 10^\circ-15^\circ E - S 10^\circ-15^\circ V$ .

La sud de valea Troțușului ele au în general o amplitudine mare, dar pe măsură ce înaintează spre nord și se apropie de linia de dislocație dela marginea pânzei, amplitudinea lor descreește, iar acolo unde se întâlnesc cu această linie trec în general la cutede-solzi.

Astfel sinclinalul de Oligocen din dealul Chichilău are în acest deal o structură aproape normală, fiind puțin aplecat spre răsărit (Fig. 12); cu cât înaintează spre nord însă, el este puternic strivit ajungând izoclinal în valea Troțușului, iar la Crucea lui Adam, la nord de Tg.-Ocna, unde taie linia de dislocație de la marginea Flișului, flancul lui vestic este în întregime laminat, astfel că trece în cută-solzi.

Al doilea sinclinal, care începe în vârful Măgura Schitului la sud de valea Troțușului, unde are o structură aproape normală, cu cât înaintează spre nord și se apropie de linia de dislocație dela marginea Flișului este din ce în ce mai strivit, iar la Brătești, unde se taie cu această linie, el trece în formă de solz având flancul vestic în întregime laminat.

De asemenea cutede anticlinale din acest segment al Bezunțului



sunt cu mult depărtate de cutele normale; în general ele sunt deversate la răsărit și prezintă flancul vestic în parte laminat, astfel că depozitele din axele anticlinalelor, reprezentate în general prin Saliferul inferior cu sare, se ridică de regulă generală ca sămburi de străpungere prin depozitele din acoperiș. (Fig. 8, 9, 10, 12).

Deosebirea de intensitate în cutare în cele două segmente ale Berzunțului stă în legătură cu o zonă de dislocație transversală pe direcția cutelor carpatice - dislocația Trotușului - a cărei zonă de manifestare în spre nord ar fi limitată de o linie ce tac culmea Berzunțului în dreptul pârâului Pușcașului, de unde trece în spre răsărit atât în zona Subcarpaților cât și în Podișul moldovean.

Dezvoltarea zonei marginale a Carpaților dela sfârșitul Paleogenului până astăzi. În rezumat, către sfârșitul Paleogenului, Marea Flișului din regiunea ocupată acum de pânza marginală a suferit o mișcare de ridicare, care a avut de rezultat stabilirea unui regim lagunar în epoca I-lui Mediteran, în timpul căruia s'a depus Formațiunea saliferă inferioară care cuprinde și zăcămintele de sare.

Aceste lagune se întindeau în spre răsărit și în regiunea Subcarpaților și acopereau poate și o parte din Podiș.

Către sfârșitul I-lui Mediteran regiunea actuală a Subcarpaților împreună cu toată regiunea ocupată de Saliferul autohton al Flișului a suferit o mișcare de scoborâre, care a avut de rezultat pe de o parte formarea pânzelor Flișului, pe de altă parte a determinat o deplasare a apelor înspre regiunea Subcarpaților, în timpul căreia s'au depus conglomeratele verzi de Pietricica, cu care începem Saliferul superior.

La începutul Sarmațianului zona Flișului din culmea Berzunțului era complet exondată și forma țărmul apusean al mării acestuia, de oarece în depozitele sarmațiane dela Vișoara-Pușcașu găsim rocc remaniate din Flișul marginal.

Cu începutul acestuia însă, partea sudică a culmei Berzunțului dela pârâul Pușcașului în spre sud încearcă o mișcare de scoborâre. Marea sarmațiană transgresează peste marginea externă a Flișului, pătrunzând foarte probabil și în basinul dela Comănești.

O nouă mișcare de scoborire încearcă culmea Berzunțului în timpul Meotianului, de oarece găsim depozitele acestuia reprezentate în basinul de la Comănești; legătura dintre Pliocenul acestui basin și cel de la Slobozia Micului, trebuie să se fi făcut peste culmea Berzunțului.

După Pliocenul inferior și până astăzi zona marginală a Flișului nu a mai fost acoperită de apă, totuși a suferit mișcări tectonice destul de însemnate. Astfel, mișcările de cutare ale Sub-





carpaților, întâmplate după Meoșian, au avut repercursiune și asupra mișcărilor Flișului mai ales pe linia de dislocație de la marginea acestuia. Poarte probabil că atunci s'a desăvârșit încălocarea masei Carpaților peste Subcarpați.

Mișcările zonei marginale a Flișului nu au încetat nici în timpurile Cuaternarului, ceea ce se vede din succesiunea teraselor din basinul superior al Trotușului (1); terase cari presupun pentru acest râu schimbarea de mai multe ori a profilului lui de echilibru, prin ridicări și scoborări succesive.

Faza de eroziune în cari se găsesc râurile și pâraele din această parte, caracterul de torrente și prezența în lungul cursului lor de cascade ne dovedesc că și astăzi această zonă a Carpaților continuă o mișcare de ridicare.

#### b. ZONA SUBCARPAȚILOR.

Zona Subcarpaților formează o unitate tectonică bine caracterizată, limitată prin două linii de dislocație, una la vest, care o desparte de zona muntoasă a Flișului și alta la răsărit, care o separă de Podișul moldovean.

La constituția ei iau parte depozite paleogene, reprezentate prin câteva insule de Oligocen în culmea Pietricica, apoi toate depozitele Miocenului începând cu Saliferul inferior cu sare până la Sarmațianul inferior inclusiv.

În repartizarea actuală a acestor depozite se constată că cele mai vechi se găsesc dispuse pe linia care corespunde culmei Pietricica, iar de o parte și de alta a ei se găsesc formațiuni din ce în ce mai nouă, ultimele și cele mai noi găsindu-se la vest, aproape de marginea zonei carpatice și la est, spre Podișul moldovean. Astfel întreaga zonă a Subcarpaților poate fi considerată astăzi ca un mare anticlinal corespunzând culmei Pietricica, mărginit de două cuvette cu depozite mai nouă, una la apus de Pietricica, în basinul Tâzlaşului și alta la răsărit de ea, în basinul Siretului.

Acest mod de repartizare al formațiunilor geologice în Subcarpați este datorit, după cum vom vedea, cutărilor pe cari le-a încercat Depresiunea subcarpatică în timpurile pliocene.

**Desvoltarea istorică a Subcarpaților.** Din timpul Oligocenului și până la sfârșitul Mediteranului inferior, zona actuală a Subcarpaților nu era individualizată de regiunea geosinclinalului Flișului, de oarece găsim atât Oligocenul cât și Mediteranul inferior repre-

(1) D. M. PREDĂ. Cercetări în Pliocenul din valea Trotușului. Raport pe anul 1930, pag. XXII.



zentate cu aceleași caractere atât în Carpați cât și în Subcarpați, ceea ce însemnează că în ambele regiuni condițiunile lor de sedimentare au fost identice.

Geosinclinalul Flișului se întindea prin urmare în timpul Oligocenului atât în Subcarpații actuali cât și în Carpați.

Către sfârșitul Oligocenului superior, Marea Flișului intrând în regresiune se transformă într'o serie de lagune, în cari s'a depus Formațiunea saliferă cu sare, reprezentată astăzi atât în Carpați în autohtonul pânzelor Flișului, cât și în Subcarpați la Sărata și la fundul pârâului Valea Mare și indicată de sub depozitele Saliferului superior prin izvoare sărate.

După depunerea Saliferului cu sare, regiunea actuală a Subcarpaților încearcă o mișcare de scoborâre, jucând față de Carpați rolul de vorland, mișcare, care a avut de rezultat, după cum am văzut, pe de o parte, în zona actuală a Carpaților, cutarea Flișului marginal și încălecareea lui peste Saliferul inferior cu sare, pe de altă parte, în zona Subcarpaților scufundați, o transgresiune însemnată, în timpul căreia s'au depus conglomeratele verzi de Pietricica.

Dela această dată zonele Carpaților și Subcarpaților se manifestă ca două unități tectonice deosebite, unități cari însă s'au influențat una pe alta încontinuu de atunci și până astăzi.

După depunerea conglomeratelor de Pietricica urmează în zona Subcarpaților o nouă regresiune marină cu revenirea fazei lagunare, în timpul căreia a avut loc depunerea Formațiunii salifere superioară reprezentată prin marnele și gipsurile superioare și nisipurile cu tuf dacice. La sfârșitul acestei faze laguna saliferă începe a avea iarăși o comunicație mai largă cu marea deschisă, de oarece la partea superioară a depozitelor sale găsim intercalate calcarele cu *Lithothamnium* ca orizonturi heteropice, ceea ce vădește incursiuni dese ale mării tortoniană deschise în regiunea lagunei.

La sfârșitul Tortonianului atât Carpații cât și Subcarpații erau complet exondați și numai cu începutul Sarmațianului sunt din nou invadați de mare, de oarece depozitele Sarmațianului inferior din zona Vișoara-Pușcașu sunt transgresive atât peste Formațiunea saliferă și Tortonianul fosilifer al Subcarpaților, cât și peste Flișul marginal, cuprinzând astfel roce remaniate atât din calcarele tortoniană cât și din Fliș.

După Sarmațianul inferior și până la începutul Meoțianului e probabil că regiunea Subcarpaților a fost din nou exondată, de oarece nu găsim aici reprezentat Sarmațianul superior; cu începutul Meoțianului însă ea a trebuit să fie fost acoperită în parte de apele acestuia, de oarece legătura dintre Meoțianului din valea Trotușului și cel din basinal delă Comănești trebuie să se fi făcut prin zona Subcarpaților.

În timpurile postmeoțiane (Pliocenul superior), zona



Subcarpaților devine teatrul unor mișcări foarte intense. Atunci s'a produs în zona Podișului moldovean o mișcare de scufundare și formarea liniei de dislocație Sărata-Onoști (dislocația marginală a Subcarpaților), scufundare care a avut de rezultat pe de o parte cutarea Subcarpaților, iar pe de altă parte separarea lor de Podiș ca două unități tectonice deosebite.

**Cutele Subcarpaților.** Cutele Subcarpaților produse în timpul acestor mișcări, au în general direcția N-S și sunt în cea mai mare parte izoclinale, puțin aplecate spre răsărit. În total se pot deosebi în regiunea studiată 7—9 cute anticlinale și sinclinale recutate la rândul lor, aproape paralele cu direcția liniei Sărata-Onoști ce le separă de Podișul moldovean și tăindu-se sub un unghi ascuțit cu cutele Flișului din culmea Berzunțului. Urmărind succesiunea acestor cute dintre Carpați și Podiș putem distinge între ele câteva linii sau zone cari au suferit mișcări mai pronunțate și anume:

- α) Linia sau zona de contact dintre Carpați și Subcarpați,
- β) Linia anticlinală Tețcani-Tg. Troțușului, care corespunde mijlocului basinelui Tazlăului.
- γ) Linia anticlinală a culmei Pietricica,
- δ) Linia de dislocație dintre Subcarpați și Podișul moldovean.

Linia sau zona de contact dintre Subcarpați și Carpați a încercat mișcări foarte accentuate, cari au condus la desăvârșirea unei linii de dislocație, ce separă cele două unități tectonice, adică Carpații de Subcarpați. Pe această linie Flișul și Saliferul autohton sunt ridicate și uneori chiar încălecate peste Saliferul superior cu tuf dacitic, care este prins dealungul ei sub formă de sinclinale strivite, câte odată împreună cu Sarmațiannul. În imediata apropiere a acestei linii; stratele Saliferului superior formează cute izoclinale sau poate chiar cute-solzi aplecate în general spre răsărit, iar pe măsură ce ne depărtăm spre răsărit de ca cutele Saliferului devin cu mult mai regulate.

Linia anticlinală Tețcani-Tg. Troțușului.

Între cutele mai regulate ale Subcarpaților cea mai accentuată este o cută anticlinală, care începe de la Sârbi-Tețcani la nord și se continuă până la Târgul Troțușului la sud și a cărei importanță stă în faptul că prezintă urme de petrol aproape în tot lungul ei.

Anticlinalul Tețcani-Tg. Troțușului este alcătuit din cele două orizonturi superioare ale Saliferului superior din axa cărora este la Tețcani și orizontul roșu al Saliferului.

El se prezintă ca un anticlinal puțin asimetric, cu flancul de răsărit mai redresat decât cel de apus. În axul lui stratele sunt puternic încrețite, prezentând deseori și rupturi locale. În legătură cu axul lui stau și o mulțime de izvoare sărate și sulfuroase și prezența păcurei, care se exploatează la Tețcani.



Linia anticlinală a culmei Pietricica.

A treia linie și de cea mai mare importanță în Subcarpați este anticlinalul culmei Pietricica.

După lucrările D-lor Prof. MRAZEC și TEISSEYRE, Prof. ATHANASIU și POPESCU VOITEȘTI culmea Pietricica a fost indicată ca o linie de cea mai mare importanță și descrisă la început ca un șir de klîpe paleogene în Formațiunea saliferă, iar în ultimul timp ca fiind marginea sau zona de manifestare a unei pânze de supraacutare numită pânza pericarpatică (MRAZEC și I. POPESCU-VOITEȘTI).

În constituția acestei culmi intră, pe lângă cele trei insule de Paleogen dela Sărata, Valea Mare și Brătîla, Formațiunea saliferă inferioară reprezentată la Sărata și Valea Mare și Formațiunea saliferă superioară care începe prin conglomeratele de Pietricica, peste cari urmează și celelalte orizonturi ale Saliferului superior.

D-l MURGOCI, în tovărășia căruia am vizitat câteva puncte din culmea Pietricica, găsește o mare analogie din toate punctele de vedere între ea și Măgura Slătioara din Oltonia, care este de asemenea constituită dintr'un sâmbure oligocen format din conglomerate puternic dislocate, peste care vine în transgresiune Formațiunea saliferă reprezentată prin pietrișuri conglomeratice la bază și Saliferul marnos cu tuf dacitic la partea superioară.

O analogie foarte apropiată există între culmea Pietricica și culmea Pleșului din jud. Neamț, care după studiile lui COBĂLCESCU (1) și Prof. ATHANASIU (2) se prezintă cu aceeași structură geologică, fiind alcătuită din Șisturi menilitice la bază și acoperită pe ambele flancuri de Formațiunea saliferă a Subcarpaților.

În total culmea Pietricica trebuie considerată ca un mare anticlinal format din depozitele Formațiunii salifere, în axul căruia osc. sub formă de sâmburi de străpungere, Paleogenul celor trei insule descrise la Sărata, Valea Mare și Brătîla (Pl. VII).

Astfel la Sărata Paleogenul străbate Saliferul inferior și se pune în contact direct cu conglomeratele de Pietricica. În timpul împingerii acestui Paleogen de jos în sus s'a produs la contactul dintre el și Salifer o zonă de brocie, în cari găsim puternic frământate roce paleogene (Șisturi menilitice și gresie de Kilwa), argilele și marnele Saliferului inferior și conglomeratele verzi ale Saliferului superior (Fig. 19).

Menilitile dela Valea Mare, puternic încrețite, străbat de asemenea Saliferul inferior și pătrund sub formă de colți în conglomeratele verzi. Pe unele locuri și mai ales pe flancul de răsărit, între

(1) GU, COBĂLCESCU. Studii geologice și paleontologice, etc., pag. 15.

(2) SAVA ATHANASIU. Esquisse géologique, etc., pag. 153.



ele și conglomerate, apare Saliferul inferior înclinat la vest prins, sub menilițe.

La Brătîla, din lipsa de deschideri, raporturile dintre menilițe conglomeratele de Pietricica și Saliferul inferior sunt greu de precizat.

Anticlinalul culmei Pietricica se izboște la Sărata de dislocația dintre Subcarpați și Podiș și printr'o inflexiune se separă în două ramuri, una nordică cu direcția NV-SE care se termină la nord de satul Luizi Călugăra, pierzându-se în dealul Gherțului și alta sudică cu direcția S covă V, care din dreptul satului Cleja (Dealul Pățul) se divide în două ramuri secundare cari merg spre sud, una prin dealul Onșor și Măgura Drăgugeștilor, pierzându-se în dreptul satului Deleni și alta care merge prin dealurile Dărăcăoani, Seaua Mare, Cireșul, terminându-se la fundul pârâului Biene.

Anticlinalul Pietricicai este cea mai pronunțată cută din toată zona Subcarpaților și este datorită faptului că forțele tangențiale cari au cutat această zonă au fost mult mai accentuate în apropiere de vorland, reprezentat prin Podișul moldovean, care a constituit un stâlp solid de care s'au isbit și împiedicat cuntele Subcarpaților.

Linia de dislocație dintre Subcarpați și Podiș. Această linie a luat naștere grație aceluiași fapt care a accentuat cunta anticlinală a Pietricicai, adică existența vorlandului de care s'au isbit cuntele Subcarpaților. Ea separă Subcarpații de Podiș și se manifestă în lungul ei cu caracterele unei cunte diapire.

Ea pornește din dreptul satului Sărata și se continuă spre sud prin satul Bălțata, pe la apus de Faraoani, Cleja, Fundul Răcăciunei, tăind pârâul Biene la răsărit de dealul Molua. De aci direcția ei se schimbă brusc spre vest până la Slobozia Mielului, de unde se continuă spre sud cu Falia Cașinului (1).

În partea de nord, între Sărata și Cleja, linia de dislocație dintre Subcarpați și Podiș se reduce la o cută anticlinală asimetrică, însă de aci spre sud ea devine o linie de ruptură la limita dintre Salifer și Sarmațian.

În spre sud ea se accentuează și mai mult și din dreptul comunei Răpile până la sud de Onești Sarmațianul este laminat, astfel că Saliferul se pune în contact direct cu Meoțianul.

De existența acestei linii de dislocație sunt legate o serie de izvoare sărate și sulfuroase la Sărata, Cleja, Fundul Răcăciunei, pârâul Biene și pârâul Belcei, cari ne dovedesc că Saliferul inferior cu sare este și el împins pe această linie de dislocație.

(1) Lucrările Comisiunii de petrol, pag. 68. Buc. 1905.

SAVA ATHANASIU. Raport asupra activității Inst. Geol. Rom. pe anii 1908—1910, pag. XXVIII.



În ultimul timp Prof. MRAZEC și I. POPESCU-VOITEȘTI, bazați pe apariția Paleogenului în culmea Pietricica aproape de marginea externă a Subcarpaților, consideră această regiune cuprinsă între Flișul marginal și Podișul Moldovei, ca un început de pânză de supraacutare, pânza pericarpatică.

De sigur că zona Subcarpaților din regiunea noastră se prezintă ca o unitate tectonică bine definită și mecanismul care a produs cutele ei prezintă o mare analogie cu mecanismul schimbărilor cari au dat naștere la pânze în Carpați, totuși întrebuițarea noțiunii de pânză pentru cutele Subcarpaților cred că este împinsă prea departe. Din descrierea acestor cute și în special a celor dela marginea de răsărit a Subcarpaților, acolo unde aceasta se leagă cu Podișul moldovan, rezultă că nu le putem da o importanță mai mare decât cutelor diapire dela Câmpina, cari nu pot fi considerate în nici un caz ca pânze de supraacutare.

### c) ZONA PODIȘULUI MOLDOVEAN.

Zona tectonică a Podișului moldovan se întinde la răsărit de linia Sărata-Onești și se continuă spre răsărit până în Prut, unde se leagă cu Platforma podolico-rusă.

Formațiunile geologice, cari iau parte la alcătuirea Podișului, sunt reprezentate prin depozite sarmațiane și meoțiane, cari sunt în general slab înclinate la SE, însă în imediata apropiere a Subcarpaților ele formează câteva cute prin cari se leagă cu aceștia.

După Prof. SIMIONESCU Podișul din partea nordică a Moldovei este alcătuit numai din depozitele Sarmațianului inferior (Volhynian), pe când în partea sudică a Moldovei, în regiunea noastră, începând cam din dreptul orașului Bacău, există continuitate de sedimentare între Sarmațian și Meoțian, ceea ce însemnează că avem reprezentat aici și Sarmațianul superior.

Din aceste fapte rezultă că, după depunerea Sarmațianului inferior, partea nordică a Podișului moldovean a suferit o ridicare în masă, devenind uscat, pe când partea lui sudică, începând mai la sud de Bacău, a continuat să rămână sub apă până după Meoțian. Această mișcare de scoborâre a părții sudice a Moldovei a interesat de o potrivă și zonele Subcarpaților și Carpaților, căci după cum am văzut, în timpul Meoțianului am avut invazia apelor acestuia până departe spre vest în basinul dela Comănești.

În timpul Pliocenului superior Platoul moldovean s'a individualizat de regiunea Subcarpaților printr'o mișcare epeirogenetică indicată atât în porțiunea nordică a lui cât și în cea sudică, mișcare care a provocat formarea cutelor din Subcarpați și linia de dislocație Sărata-Onești.



În apropierea acestei linii presiunile tangențiale ce veneau dinspre Carpați au presat asupra marginii vestice a Podișului, așa că depozitele lui din această parte au format câteva cute ce se sting ușor către răsărit.

#### LINII PRINCIPALE DE DISLOCAȚIE.

Din considerațiile lectionice expuse până aci rezultă că regiunea studiată apare tăiată de două linii de dislocație longitudinale, îndreptate aproximativ în direcția cutelor Carpaților și Subcarpaților și o a treia transversală acestora — dislocația Trotușului.

Aceste linii împreună cu sistemul de falii din Carpați au fost deosebite pentru prima dată de Prof. ATHANASIU, Prof. MRAZEC și TEISSEYRE (1) și descrise în ultimul timp de Prof. MRAZEC și POPESCU-VOITEȘTI (2), unele ca linii foarte vechi, cretacice, cari deși mascate sub depozitele mai nouă, nu au încetat de a se manifesta încetinu și în mișcările geologice ce s'au succedat după Cretacic până în Cuaternar.

#### a) LINIA DE DISLOCAȚIE DINTRE ZONA CARPAȚILOR ȘI A SUBCARPAȚILOR (DISLOCAȚIA MARGINALĂ A CARPAȚILOR).

Această linie indicată pentru prima dată de TEISSEYRE și de Prof. ATHANASIU, trebuie privită, cum o consideră Prof. MRAZEC, ca o linie de dislocație care separă Flișul carpatic împreună cu autohtonul lui, de Subcarpați.

În general ea corespunde cu marginea Flișului, în multe locuri însă, unde marginea acestuia a fost erodată, ea trece în Subcarpați la limita dintre Saliferul inferior autohton și dintre Saliferul superior.

Sub forma ei actuală această linie a fost definită în timpurile post-sarmatiane, când a început cutarea Subcarpaților, de oarece găsim disipurile cu tuf dacitic și depozitele sarmatiane cutate și prinse pe această linie.

(1) L. MRAZEC și TEISSEYRE *Esquisse tectonique etc.*, pag. 13—17 Buc. 1907.

(2) L. MRAZEC și I. POPESCU-VOITEȘTI. *Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Flișului etc.*, pag. 553.



b) LINIA DE DISLOCAȚIE DINTRE SUBCARPAȚI  
ȘI PODIȘUL MOLDOVEAN (LINIA SĂRATA-ONEȘTI) = DISLOCAȚIA  
MARGINALĂ A SUBCARPAȚILOR (MRAZEC ȘI  
POPESCU-VOITEȘTI).

Această linie de dislocație separă Subcarpații de Podișul moldovean manifestându-se în general ca o cută diapiră.

În spre sud, în jud. Putna, ea se continuă cu falia Cașinului (1), în Muntenia cu linia tectonică ce separă Subcarpații de Câmpia română și în Galiția cu linia ce separă Subcarpații de Platoul (Horstul) podolic (linia Prodec—Zurawo a lui TEISSYERE) (2).

Sub forma ei actuală această linie datează din Pliocenul superior.

c) ZONA DE DISLOCAȚIE A TROTUȘULUI.

Această zonă de dislocație a fost indicată pentru prima dată de MRAZEC și TEISSYERE ca o linie transversală, care se manifestă în Carpați, separându-i în două regiuni, una nordică și alta sudică, cu cutări deosebite ca intensitate, iar în Subcarpați ca separând regiunea I-a de regiunea II-a și în Podiș la limita dintre acesta și Câmpia română (3).

Această linie sau mai exact zonă de dislocație, care ar trece aproximativ prin mijlocul culmei Berzunțului, pârâul Pușcașului și pe la sudul orașului Bacău, separă Carpații, Subcarpații și Podișul moldovean în câte două părți cu următoarele caractere:

În Carpați ea separă segmentul sudic de segmentul nordic al culmei Berzunțului, cu cutări deosebite ca intensitate și ca direcție.

În Subcarpați separă două regiuni care au suferit mișcări deosebite cel puțin din timpul Tortonianului până în Pliocenul superior.

În adevăr, pe când în partea nordică a acestei zone de dislocație, ultimele depozite reprezentate sunt depozitele tortoniane lagunare, la sud de ea găsim reprezentate și depozite sarmatiane, altă dată probabil și cele meoțiane, cari stabileau legătura între depozitele meoțiane de la Cleja-Stobozia Mielului și cele din basinul de la Comănești. Mai mult, după alternanța de calcare tortoniane și depozitele salifere din dealul Clenciului, putem conchide că incursiunile pe care le făcea

(1) SAVA ATHANASIU. Raport asupra activității Institutului Geologic pe anul 1908-1910, pag. XXVIII.

(2) MRAZEC și POPESCU-VOITEȘTI. Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Flișului etc., pag. 559.

(3) MRAZEC și w. TEISSYERE. Esquisse tectonique, etc., pag. 15—16.





marea deschisă a Tortonianului în laguna saliferă a Subcarpaților se limitează numai în regiunea dela sudul acestei zone de dislocație.

Înaintarea periodică a apelor în această parte de sud a Subcarpaților ne dovedește că ea a suferit încontinuu mișcări de oscilație pozitive și negative, cari au dat naștere la transgresiuni și regresiuni periodice, spre deosebire de partea dela nordul acestei zone de dislocație, care n'a suferit astfel de mișcări din timpul Tortonianului, constituind o limită barieră peste care n'au înaintat transgresiunile ce veneau dinspre S și E.

În Podișul moldovean zona de dislocație a Troțușului trebuie considerată ca o flexură în depozitele neogene, corespunzătoare unor trepte în vorland (POPESCU-VOITĂȘTI).

La nord de această linie avem reprezentate numai depozitele Sarmatianului inferior (SIMIONESCU), iar la sud toată seria stratigrafică dela Sarmatian la Levantin și Cuaternar.

Aceasta ne dovedește că pe când regiunea dela nord de linia sau zona de dislocație a Troțușului a constituit din timpul Sarmatianului inferior un uscat, care nu a mai fost inundat de apă decât pe margine și pe văile de eroziune, regiunea dela sud a constituit o depresiune sedimentată până în timpurile cele mai noi.

Din cele spuse până aici rezultă că zona aceasta care separă în două părți atât Carpații, Subcarpații cât și Podișul moldovean poate fi considerată ca o puternică zonă de dislocație, care a jucat încontinuu din timpul Miocenului până în Cuaternar.

Probabil că în profunzime, în legătura cu ea, se găsește falia Troțușului, falie cretacică (BRAZEC), care a jucat în tot timpul Neogenului și dealungul căreia au avut loc foarte probabil și exploziunile vulcanice, care au procurat cenușa și tufurile andezitice atât de răspândite în împrejurimile acestei linii de dislocație, atât în sudul Județului Bacău cât și în nordul Județului Putna.



## CAPITOLUL III.

## GEOLOGIA ECONOMICĂ.

Regiunea studiată prezintă o importanță economică destul de mare fiind, din acest punct de vedere, cea mai însemnată regiune nu numai din județul Bacău, dar chiar din toată Moldova. În adevăr, aici se întâlnesc următoarele substanțe minerale utilizabile:

1. Pietre de carieră.
2. Izvoare minerale.
3. Sare.
4. Petrol.
5. Succin.

## 1. PIETRE DE CARIERĂ.

Materialul exploatat în cariere este reprezentat prin pietrișuri gresii, gipsuri și calcare.

Pietrișurile se exploatează în mare cantitate de către C. F. R. din depozitele terasci inferioare a Trotușului, la Vișoara, la sud de linia drumului de fer.

Gresiile se exploatează aproape în întreaga regiune, în Sarmațian, Salifer și Oligocen.

Gresiile sarmațiane se exploatează în mică cantitate pentru trebuințe locale, întrebuintându-se la temelii de case, beciuri, apărători de poduri, etc.

Astfel, la nord de comuna Râpile, se exploatează gresiile calcaroase cu sfărâmături de scoici din dealul Coșurile mari. În afară de acest loc se mai întâlnesc astfel de gresii și în dealurile dela nordul satului Vișoara și apoi între Cleja și gura pârâului Biene, în zona sarmațiană de pe linia de dislocație Sărata-Onești.

Grosia sarmațiană dela Bejanca (Fundul Răcăciunei), după analizele Laboratorului de Chimie al Școlii de Poduri și Șosele, prezintă următoarele proprietăți tehnice:

Rezistența uscată = 746,7 kgr./cm<sup>2</sup>, rezistența umedă = 724 kgr./cm<sup>2</sup>, apă absorbită % = 1,42.

Gresiile salifere au de asemenea o întrebuintare restrânsă, din cauză că sunt prea moi și au un ciment lesne solubil ceea ce le face puțin rezistente.

Exploatări în grosia saliferă au fost la Bălțata și în dealul La Gropi, de unde s'a scos o cantitate destul de însemnată de piatră, care a servit la construcția apărătorilor dela Bacău, ea să împiedice



revărsarea Bistriței. Gresia saliferă a mai fost exploatată la gura pârâului Cafa (Ciorta) pentru construcția apărătorilor podului de peste Tazlău dela Helegiu.

Gresia oligocenă (gresia de Kliwa) reprezintă cea mai bună piatră de construcție din toată regiunea, din cauză că nu se alterează aproape de loc, nu prezintă crăpături și se găsește în bancuri foarte groase. Ea a fost întrebuințată la construcția tuturor podurilor de pe linia ferată Adjud-Palanca și la construcțiile cele mai însemnate din toată partea de sud a Moldovei.

Cariere de exploatare a acestei gresii se întâlnesc în regiunea noastră în dealul Măgura Schitului, pe malul stâng al Slănicului și în dealul Muncel deasupra satului Văleni, în împrejurimile Târgului Oena, de unde și numele de piatră de Tg.-Oena, sub care gresia de Kliwa este cunoscută în această parte a Moldovei.

Carierele cea mai însemnată pentru exploatarea gresiei de Kliwa se întâlnesc pe malul drept al Slănicului la Satul Nou (Cerdac), în afară de regiunea noastră.

După datele Laboratorului de Chimie al Școlii de Poduri și Șosele, gresia dela Cerdac se prezintă cu următoarele proprietăți tehnice:

Rezistența uscată = 1096 kgr./cm.<sup>2</sup>, rezistența umedă = 1078 kgr./cm.<sup>2</sup>  
densitatea = 2.45, apa absorbită % = 1.42 și nu golivează (1).

Gipsurile se exploatează în Formațiunea saliferă subcarpatică în mai multe puncte.

Astfel la Răchitișul de Jos se exploatează gipsuri foarte curate pentru fabricarea ipsosului. Aci ele se ard în cuptoare rudimentare apoi sunt transportate la Bacău, unde există o fabrică de ipsos, în care se termină fabricarea lui.

Bancurile de gipsuri, mai ales când cuprind o cantitate oarecare de argilă în constituția lor, se exploatează și se întrebuințează pentru construcțiuni locale, de oarece sunt destul de rezistente și ușor de lucrat. Cariere în cari se scot gipsuri pentru construcțiuni se întâlnesc la Drăgugești, la Stufu și la Răchitiș.

În afară de aceste întrebuințări, gipsurile curate își mai găsesc întrebuințare la penitenciarul dela Tg.-Oena, unde deținuții lucrează dinu ele diferite obiecte de ornamentație.

Calcarul este o rocă puțin răspândită în regiunea noastră, de aceea, acolo unde se găsește este foarte căutat pentru fabricarea varului.

Cea mai mare cantitate de var se extrage din blocurile de calcare mezozoice și eocene, cari sunt scoase de apele curgătoare din conglomeratele de Pietriceica.

(1) G. MURGOEL, Curs de Geologie la Școala de Poduri și Șosele pe anul 1913-1914, pag. 36, 66.



Blocurile de calcar sunt adunate mai după fiecare ploaie torențială și arse în cuptoare mici săpate în pământ, pe părțile Orășu, Valea Rea, Bălăneasa, Helegiu, Valea Mare, Răcăciuni, etc. Varul scos este de o bună calitate și este cunoscut în toată partea de sud a Moldovei sub numele de «var de Orășu» și «var de Răcăciuni».

În afară de aceste calcare, au mai fost exploatare pe vremuri calcarele tortoniane cu *Lithothamnium* din dealul Cienciului și apoi unele calcare marnoase din Seria inframenilitică, la Brătești sub dealul Praghila și pe scursura Varniței, la fundul pârâului Butucarului, unde se întâlnesc cantități destul de mari de marne calcaroase, cari s'ar putea întrebuința la fabricarea cimentului.

## 2. IZVOARE DE APE MINERALE.

Izvoarele minerale sunt foarte răspândite în regiunea noastră atât în Carpați cât și în Subcarpați, lipsesc însă cu desăvârșire din zona Podișului moldovean din dreapta Siretului. Aceste izvoare sânt de mai multe feluri: feruginoase, sulfuroase, sărate și sărate și sulfuroase.

a) **Izvoare feruginoase.** Se întâlnește unul singur, izvorând din Șisturile menilitice din partea de sud a dealului Muncel (Văleni).

b) **Izvoare sulfuroase.** Izvoarele sulfuroase sunt foarte răspândite în toată regiunea și provin, foarte probabil, din reducerea sulfaților, în special a gipsului, prin substanța organică fie din Șisturile menilitice, fie din Salifer, de aceea repartizarea lor stă, în cele mai multe locuri, în legătură cu existența acestor două condițiuni, prezența de gips și de substanță organică.

O primă serie de izvoare sulfuroase se întâlnește dealungul marginii Flișului, acolo unde rocile gipsoase ale Saliferului vin în contact cu Șisturile menilitice bituminoase.

Astfel de izvoare sulfuroase se întâlnesc pe pârâul Puturosu (Comuna Podurile) și pe pârâul Brăteștilor, în legătură cu dislocația marginală a Carpaților. Tot pe această linie tectonică se mai întâlnesc unele izvoare sulfuroase în legătură cu Saliferul inferior, cum este izvorul sulfuros de pe pârâul Ghizului la Moinești, care izvorăște din roce ce cuprind gips și în același timp petrol.

A doua serie de izvoare sulfuroase se găsește în anticlinalul petrolifer Tețcani-Târgul Trotușului, rezultând și aici foarte probabil din reducerea gipsului prin hidrocarburele cari impregnează rocile din axa acestui anticlinal.

Astfel de izvoare sulfuroase se întâlnesc la Tețcani pe pârâul Antal și la Moreni pe pârâul Berzunțu Negru. În special izvoarele sulfuroase de pe pârâul Antal depun pe crăpăturile rocilor frumoase cristale de sulf.

A treia serie de izvoare sulfuroase se găsește în legătură cu dislocația marginală a Subcarpaților, pe pârâul Cleja sub dealul Teinului, pe pârâul Răcăciunii la Bejanca, pe pârâul Limbarului, pe pârâul Căprian, pârâul Biene și în satul Poiana Nucului. Un alt izvor sulfuros se mai întâlnește pe pârâul Sărata, în legătură cu breția tectonică de pe acest pârâu.

**Izvoare sărate.** Izvoarele sărate sunt foarte răspândite atât în regiunea Carpaților cât și a Subcarpaților, probabil în legătură cu zăcămintele de sare ale Saliferului inferior.

În regiunea carpatică izvoarele sărate apar în ferestrele de Salifer de sub Fliș pe valea pârâului Slănic, la Fundătura Vălenilor, pe pârâul Vâlcele, pârâul Ocej, pârâul Cărbunarului, etc., de asemenea se mai întâlnesc izvoare sărate în Flișul marginal la Brătești, la Albele (pârâul Slătinei), la Berzunț (pârâul Slătinei), la Schitul Savului (pârâul Slătinei), etc., cari de asemenea sunt în legătură cu zăcămintele de sare ale Saliferului autohton al Flișului.

În regiunea subcarpatică avem de asemenea numeroase izvoare sărate.

Acestea însă, deși izvorăsc din Formațiunea saliferă superioară, își au foarte probabil origina în zăcămintele de sare ale Saliferului inferior și de aceea sunt legate numai de liniile principale de dislocație din această zonă.

În această regiune izvoarele sărate sunt repartizate astfel:

Izvoare sărate pe linia de dislocație dintre Carpați și Subcarpați, cum sunt izvoarele de la răsărit de dealul Picioarele pe valea Gălianului, la fundul pârâului Ghilea, apoi pe pârâul Păltiniș, pârâu Șoșii, Fundăturii (Podurile) și pe pârâul Ghizulu-la Moinești.

Izvoare sărate în legătură cu anticlinalul Tețcani Târgul Trotușului, cum sânt izvoarele de pe pârâul Antai (Tețcani), pe pârâul Berzunțu negru, pârâul Pușcașului (Moreni) și pe pârâu Caraclău.

Izvoare sărate în legătură cu Saliferul din culmea Pietricica, anume la Sărata, în legătură cu breția de Sărata și la fundul pârașelor Valea Mare și Valea Rea, în legătură cu Saliferul inferior dintre insula de Oligocen de aci și conglomeratele de Pietricica.

Izvoare sărate în legătură cu linia de dislocație dintre Subcarpați și Podișul moldovean, anume la Sărata, pe pârâul Dumache (Cleja), pârâul Limbarului, pârâul Căprian, pârâul Biene (Râpile), pârâul Belcei (Slobozia Mielului).

În afară de acestea se mai întâlnesc și alte izvoare sărate pe pârâul Slătinei (Podurile), apoi la Răchitișul de jos, la Târgul Valea



Rea (Pârâul Filipei), la Brătîla de sus, toate legate de cutele anticlinale ale Saliferului superior.

Între aceste izvoare, cele de pe pârâul Caraciău și cele dela Cleja și Fundul Răcăciunei, pe care le-am observat împreună și cu MURGOI și MANOLESCU au caracterul de salțe.

Izvoare sărate și sulfuroase se întâlnesc pe pârâni Butneanului (Borzunț) și sub poalele Vârfului Măgura Schitului la Băile Nastasache, în ambele părți în legătură cu Saliferul inferior.

Un studiu chimic al izvoarelor sărate din regiunea noastră ar prezenta mare importanță din punct de vedere practic, mai ales în ce privește prezența sărurilor de potasiu, a căror existență, după Prof. MRAȘEC și Prof. ATHANASIU, în legătură cu zăcămintele de sare din Carpați, nu este exclusă (1).

De altminteri, inginerul Hănuț a găsit urme de Silvinit în acoperișul masivului de sare, într'o săpătură făcută pe partea stângă a pârâului Vâlcele, în satul cu acest nume.

Analizele unora dintre izvoarele sărate, ne arată calitativ urme de săruri de potasiu. Astfel izvoarele dela Nastasache, după analizele Prof. BUȚUREANU, au următoarea compoziție chimică (2).

	Minimum	Maximum
Iodură de sodiu . . . . .	0,0003	0,0015
Bromură de sodiu . . . . .	0,0011	0,0079
Clorură de sodiu . . . . .	4,4888	13,1562
Clorură de potasiu . . . . .	0,0068	0,0580
Sulfat de sodiu . . . . .	0,3393	0,0592
Carbonat de sodiu . . . . .	0,3642	1,0172
"    de litiu . . . . .	0,0016	0,0135
"    "    calciu . . . . .	0,2127	0,6081
"    de magneziu . . . . .	0,0550	0,1681
"    de fer . . . . .	0,0029	0,0222
Anhidridă silicică . . . . .	0,0104	0,0218
Oxid de aluminiu . . . . .	0,0061	0,0149
Suma materiilor fixe . . . . .	5,4486	14,7425
Anhidridă carbon. semi-comb.	0,3618	0,6316
Hydrogen sulfurat . . . . .	0,0110	0,0340

De asemenea, analizele unora din izvoarele din împrejurimile Tg. Oena au arătat existența potasiului, care ajunge până la 0,224 gr. la litru (pârâul Prislopului) (3).

(1) Dările de seamă ale ședințelor. Vol. III, pag. 106—111. Buc. 1912.

(2) V. BUȚUREANU, Analiza apelor minerale Nastasake dela Tg.-Oena. Laboratorul de Chimie din Iași.

(3) V. MURȚ, Contribuțiune la studiul masivelor de sare, etc., pag. 203



## 5. ZĂCĂMINTE DE SARE.

Zăcămintele de sare se întâlnesc în Formațiunea saliferă inferioară în ferestrele de Salifer din împrejurimile Tg.-Oena sau sunt indicate prin izvoare sărate pe liniile principale de dislocație, unde Saliferul inferior este cutat diapiric împreună cu depozitele mai noi.

Existența sărei în regiunea noastră se cunoaște din timpuri foarte vechi, indicații mai precise asupra ei însă găsim în scrieri ce datează cam din veacul al XVII-lea, în cari sunt pomenite pe lângă alte exploatări din Țara românească și exploatările de sare dela Tg. Oena (1).

Cercetările pentru cunoașterea științifică a condițiilor de zăcămintă ale sărei dela Tg. Oena încep abia în secolul al XIX-lea prin studiile geologului francez COQUAND și sunt continuate mai târziu prin lucrările lui COBALCESCU, SABBA ȘTEFĂNESCU, TEISSEYRE, MRAZEC, MERUȚ etc.

Astăzi se admite că sarea dela Tg.-Oena se găsește în Saliferul inferior, autohtonul Flișului, apărând pe liniile anticlinale ca sămburi de străpungere printre depozitele Paleogenului dispus în pânză.

Prezența sărei a fost pusă la iveală atât prin exploatările făcute pe valea pârâului Vâlcele, cât și prin sondaje, puțuri și indicată prin izvoare sărate.

Masivele de sare sunt acoperite în general de o argilă vânătă albăstrue, care cuprinde uneori blocuri mari și izolate de roce verzi; rocele din acoperiș cuprind însă mai des fragmente mici de astfel de roce verzi, constituind împreună cu argila de deasupra sărei, argila sărei, care reprezintă după MRAZEC & TEISSEYRE aproape un fosil conducător pentru căutarea zăcămintelor de sare, atât în Carpați cât și în Subcarpați, mai ales la curbura lanțului carpatic (2).

Masivele de sare mai însemnate în interiorul Flișului din regiunea noastră sunt:

Masivul de sare din gura Slănicului, care începe aproximativ dela gura pârâului Lupului și se continuă pe valea pârâului Slănic până în albia Trotușului, având direcția NE-SV. Acoperișul acestui masiv este alcătuit din argila sărei, care cuprinde frământate în ea și blocuri de Paleogen, sub poalele vârfului Măgura Schitului.

Acest masiv este indicat prin puternice izvoare sărate, aparente pe partea nordică a șoselei Tg.-Oena—Slănic și prin bolovani de sare.

(1) Pentru date referitoare la existența și exploatările sărei în această regiune se poate consulta lucrarea d-lui V. MERUȚ: Contribuțiune la studiul masivelor de sare, etc.

(2) MRAZEC et TEISSEYRE. Aperçu géologique, etc., pag. 20.



De asemenea, după informațiile căpătate, masivul de sare a fost întâlnit la săparea picioarelor podului de peste Slănic, la vest de Tisești.

Din gura Slănicului masivul de sare trece pe sub albia Trotușului și la nord de acest râu, de oarece mi s'a afirmat că în timpurile vechi au fost guri de ocnă și pe malul stâng al acestui râu, la Văleni, în dreptul penitenciarului.

Masivul de pe pârâul Vâlcele se găsește în prelungirea spre nord a celui din gura Slănicului și în aceleași condițiuni de zăcămint, eșind împreună cu Formațiunea saliferă autohtonă ca sămbure de străpungere prin depozitele Paleogenului. Acest masiv de sare este descoperit de sub rocete ce-l acoper, la sud de dealul Fețele Târgului, unde se văd și urme vechi de exploatare. Spre nord, el se continuă până la pârâul Grebleșul, unde de asemenea este descoperit în câteva puncte.

Probabil că acelaș masiv se continuă și în susul pârâului Vâlcele până în satul Vâlcele, unde a fost întâlnit într'o galerie de încercare în care s'au găsit urme de silvinit (1).

Zăcăminte de sare trebuie să se mai întâlnească și pe valea Cărbunarului, pe pârâul Oeci și la Fundătura Vălenilor, unde se găsesc izvoare sărate foarte concentrate. E probabil că avem de a face cu unul și acelaș masiv digitat, care apare în toate axele anticlinalilor din Fliș.

După Prof. MRAZEC și W. TEISSYÈRE, dimensiunile minime ale masivului de sare dela Tg.-Ocna sunt: 4 km. lungime, pe o lărgime de 300 m. și o grosime de 100 m., ceace ar da o masă de 120.000.000<sup>3</sup> sau 264.000.000 T (2). Ing. TANĂSESCU dă acestui masiv lungimea 4 km., lărgimea 300 m., grosime 150 m., adică un volum minim de 180.000.000 m<sup>3</sup> sau 414.000.000 T (3). Dacă ținem însă socoteală de existența izvoarelor sărate de pe valea p. Vâlcele, Cărbunarului, Oeci, Fundătura Vălenilor, Gura Slănicului etc., cari sunt în legătură cu zăcăminte de sare, e probabil că masivul de sare e cu mult mai mare și că cifrele de mai sus sunt mult exagerate în minus.

Constituția chimică a diferitelor calități de sare dela Tg.-Ocna, după datele Dr. ISTRATI (4), este următoarea :

(1) Într'o excursie pe care am făcut-o în urmă în această regiune am putut constata că pe pârâul Vâlcele se pot distinge cu siguranța 2 masive de sare paralele unul la răsărit în care se face astăzi exploatarea și altul mai la vest pe pârâul Cărbunarului și satul Vâlcele și un altul probabil ceva mai la vest de acesta din urmă.

(2) L. MRAZEC W. TEISSYÈRE. Aperçu géologique., etc, pag. 24.

(3) I. TANĂSESCU et PORUCIK. Statistique de la production minière en Roumanie. Extras din An. Inst. Geol. Rom. Vol. V, pag. 119. Buc. 1912.

(4) C. I. ISTRATI. Sarea din sărnițele României. Buc. 1904; citat după lucrarea de sub numărul (1), pag. 29.





	Calitatea		
	I	II	III
Clorură de sodiu . . . . .	99,9236	99,1610	98,6820
Sulfat de sodiu . . . . .	—	0,0379	0,0361
Sulfat de calciu . . . . .	—	0,2512	0,6814
Apa în incluziuni . . . . .	0,0319	0,0800	0,1103
Carbonat de calciu . . . . .	—	0,2891	0,2347
Suma părților fixe . . . . .	99,9555	99,9105	99,9445

În afară de ferestrele salifere de sub Fliș, trebuie să existe zăcăminte însemnate de sare și dealungul liniei de dislocație care separă Carpații de Subcarpați.

Astfel, la răsărit de dealul Picioarele (Tg. Ocna), se întâlnește argila sărei întovărășită de un puternic izvor sărat și de bolovani de sare, ceoace denotă că la o adâncime nu prea mare trebuie să se găsească și zăcăminte mai mari de sare.

Această argilă se mai întâlnește la fundul pârâului Ghilea și dealungul marginii Flișului între Schitul Savului și Moinești întotdeauna întovărășită de izvoare sărate, care indică în adâncime zăcăminte de sare.

De admintreli sub marginea Flișului pe această linie de dislocație, zăcămintele de sare au și fost întâlnite prin săpături la Schitul Savului și la Moinești (1).

În celelalte puncte din Subcarpați, mai ales pe linia de dislocație dintre Subcarpați și Podiș, unde se găsesc o mulțime de izvoare sărate cu debit continu și foarte concentrate, e probabil că la o adâncime mai mare se găsesc și zăcăminte de sare.

#### 4. ZĂCĂMINTE ȘI EXPLOATĂRI DE PETROL.

Din punct de vedere al existenței și exploatărei petrolului, regiunea studiată se prezintă ca cea mai interesantă și mai bogată din toată Moldova, atât prin cantitatea de petrol cât și prin calitatea lui.

Zăcămintele de petrol din regiunea noastră au fost împărțite după rocele în cari se exploatează în:

- zăcăminte paleogene
- zăcăminte neogene

#### Zăcăminte paleogene.

Schela Mosoare. Localitatea Mosoare se găsește pe valea Troșului la apus de Tg.-Ocna lângă tunelul C. F. R. de sub dealul Muncel.

(1) G. TOCILESCU, «Industria Petrolului în România» după C. LECCA) citat după V. MURUȚ, Contribuțiune la studiul masivelor de sare, etc., pag. 58.



Exploatarea de păcură se face aci, atât pe dreapta cât și pe stânga Trotușului, într'un anticlinal al Seriei inframenilitice, alcătuit din șisturi marnoase cenușii și roșcate, gresii în plăci și brezii verzi la partea inferioară și din Șisturi menilitice și gresie de Kliwa la partea superioară (Fig. 11).

Petrolul dela Mosoare e un petrol de culoare brună-negricioasă, conține 16—23% benzină, are vâscozitate mică și densitatea cuprinsă între 0,820—0,810 (1). Astăzi schela e pe cale de a fi părăsită.

Schela Moinești. La Moinești extragerea păcurei se face ca și la Mosoare din Seria inframenilitică dela răsăritul și sudul dealului Osolu, care alcătuește marginea pânzei marginale încălecată peste Salifer (Fig. 2).

Petrolul dela Moinești este de culoare neagră, aparținând petrolurilor grele ( $d=0,864-0,890$ ) și are o vâscozitate ce variază între 1,82—2.

Adâncimea maximă atinsă în sondage a fost de 908 m, iar cantitatea extrasă s'a menținut mai ales în ultimii 4 ani când a fost maximă, cam împrejurul numărului de 2500 T. pentru toată schela (Tabela I).

#### Zăcăminte neogene.

Schela Tețcani. La Tețcani petrolul se extrage din Formațiunea saliferă superioară, care constituie pe malul stâng al Tazlăului un anticlinal cu direcția N 10°-15° E—S 16°-15° V. Stratele din axa anticlinalului alcătuite din gresii vinete și șisturi marnoase vinete și roșii sunt puternic încrețite și prezintă dese rupturi locale.

Exploatarea vechi au fost făcute în puțuri, iar dela 1906 și în câteva sonde. Adâncimea maximă la care s'a săpat a fost pentru anul 1911 de 887 m. După datele căpătate la Direcțiunea schelei, ele au trecut în anul 1912 peste 950 m. Cantitatea de petrol extrasă a crescut încontinuu între anii 1905—1909 și în 1909, când a fost maximă, a atins la 5486 T; de atunci ea a intrat în descreștere așa că în 1913 s'a scos 3235 T. (Tabela I).

Petrolul de Tețcani e un petrol foarte ușor ( $d=0,788-0,796$ ), de culoare neagră măslinie, cu reflex verzui și de cele mai multe ori cu un miros eterat. Vâscozitatea=1,01—1,05. Dă o mare cantitate de benzină, 30—40%, distilat până la 150° și gaz de iluminat, 37—40%, distilat între 150°—300° C. (EDELEANU).

În afară de aceste trei localități, Mosoare, Moinești și Tețcani, s'a mai întâlnit cantități mici de un petrol galben, într'un puț săpat pe

(1) Datele asupra proprietăților fizice și compoziția petrolului sunt luate din lucrarea d-lui EDELEANU: Das rumänische Erdöl. An. Inst. Geol. Rom. Vol. II. București 1909.



Tabela I.

## Statistica producției petrolului în regiunea studiată (1)

LOCALITATEA	FORMA GEOLOGICĂ	Anul	Situația exploatarei		ADÂNCIMEA				PRODUCȚIA			Media anuală	
			Puțuri productive	Sonde productive	puțurilor productive		sondelor productive		puțu- rilor	son- delor	totală	pe puțu- lul produc- tiv	pe sonda produc- tivă
					maximă	minimă	maximă	minimă					
			T o n e									T o n e	
Mosoare	Seria infrancretică	1903	39	1	10	153	168	168	208	38	246	5	38
		1904	51	1	41	156	187	187	177	3	180	3	3
		1905	42	—	41	135	—	—	206	—	200	3	—
		1906	31	—	41	140	—	—	162	—	162	5	—
		1907	47	—	23	171	—	—	193	—	193	4	—
		1908	52	1	25	178	160	160	218	5	223	4	5
		1909	45	—	25	175	—	—	201	—	201	4	—
		1910	38	1	41	170	160	160	125	17	142	3	17
		1911	46	1	50	106	160	160	133	16	149	3	16
		1912	39	—	—	—	—	—	126	—	126	3	—
		1913	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Merești	Iliciu	1903	22	7	85	130	229	477	816	1.704	2.520	37	243
		1904	22	7	80	190	229	331	868	1.516	1.874	16	217
		1905	22	7	80	200	220	602	448	1.531	1.979	20	219
		1906	23	8	80	194	229	602	384	1.190	1.574	17	149
		1907	23	8	60	211	222	602	376	1.179	1.555	16	147
		1908	21	8	60	194	229	602	396	1.344	1.740	19	168
		1909	20	9	60	180	97	602	411	1.275	1.686	21	142
		1910	19	10	60	104	97	602	322	1.841	2.163	17	184
		1911	20	11	60	181	209	903	240	2.323	2.562	12	211
		1912	10	10	—	—	—	—	324	2.212	2.536	32	321
		1913	10	11	—	—	—	—	300	2.116	2.416	30	192
Teleacii	Form. saltiferă sub carpatică	1903	38	—	50	—	111	—	313	—	313	8	—
		1904	42	—	50	—	150	—	308	—	308	7	—
		1905	42	—	44	—	160	—	313	—	313	7	—
		1906	42	3	44	431	160	431	244	97	341	6	32
		1907	42	3	44	647	160	647	270	869	1.139	6	289
		1908	33	7	44	647	160	647	236	2.920	3.156	7	417
		1909	33	9	44	648	241	648	201	5.285	5.486	6	587
		1910	36	13	60	887	150	887	198	4.859	5.057	6	373
		1911	36	11	60	887	150	887	206	4.283	4.489	6	589
		1912	33	11	—	—	—	—	181	3.712	3.893	5	337
		1913	30	8	—	—	—	—	150	3.055	3.235	6	339

(1) Datele statistice din acest tabel pentru anii 1903-1911 sunt luate din lucrarea a-lor I. TĂNĂȘESCU și T. PORUCIK, «Statistique de la production minière en Roumanie» publicată în An. Inst. Geol. Rom. Vol. V, iar pentru anii 1912 și 1913, mi-au fost procurate de d-l Inginer TĂNĂȘESCU, pentru cari îi aduc mulțumirile mele și pe această cale.



pârâul Cacăcei la sud de satul Bălăneasa, însă săpăturile n'au fost continuate.

- În afară de aceste localități, unde petrolul a fost întâlnit prin săpături, mai există încă trei zone cari din punct de vedere al existenței probabile a petrolului au oarecare însemnătate și ar merita oarecare cercetări de explorare. Acestea sunt:

O zonă care începe dela Tețcani și se continuă spre sud pe la gura Cernului, Moreni, gura Pușcașului, Poiana, Bărsănești și Târgul Troțușului, în care stratele Saliferului dispuse sub formă de anticlinal sunt impregnate cu păcură. În unele părți—Berzunțul negru—se întâlnesc chiar izvoare de păcură, care, mai ales în timpurile secetoase, o destul de multă ca oamenii să o poată întrebuința.

Existența în adâncime a petrolului dealungul acestei cute anticlinale este indicată și prin prezența izvoarelor sulfuroase și sărate, unele cu caracter de salte.

A doua zonă în Subcarpați, care merită să fie explorată, e o zonă anticlinală paralelă și la răsărit de cea dintâi, care trece pe la Orășa (gura pârâului Valea Roa), Filipea, Bălăneasa și la valea Troțușului pe la gura pârâului Caraclău.

Pe această linie se găsește puțul de incercare de pe pârâul Cacăcei (Bălăneasa) și un izvor de păcură pe malul drept al Troțușului, în dreptul gării pârâului Caraclău. În legătură cu această linie se întâlnesc și câteva izvoare sărate.

A treia linie importantă din punct de vedere al chestiunii de care ne ocupăm, este linia de dislocație dintre Subcarpați și Podișul moldovean (Sărata-Onești), care se prezintă cu caracterul liniilor diapire și cu izvoare sărate unele cu caracter de salte (Cleja, Fundul Răcăciunii, pârâul Biene)

După cum se știe, exploatările de păcură dela Cașin sunt așezate pe P'alia Cașinului, care este continuarea spre sud a liniei de dislocație Sărata-Onești.

În afară de aceste trei linii principale se mai întâlnesc iviri de păcură și în alte părți, la Brătîla, Brătești, însă de mai puțină importanță.

### 5. SUCCIN.

Succinul a fost întâlnit în foarte mică cantitate, sub formă de bucățele mici, în minele de sare dela Tg.-Ocna și tot ca bucățele, alături de un filon de ozocerit, în depozitele oligocene din partea de sud a dealului Muncel, în săpăturile făcute pentru construcția tunelului de fier T. Ocna—Palanca.



## REZULTATE GENERALE

Rezultatele studiului de față se pot rezuma în următoarele puncte:

I. Din punct de vedere morfologic:

1. În regiunea studiată se pot deosebi trei unități sau regiuni morfologice cu caractere distincte și anume:

a) Regiunea Colinelor subcarpatice, care alcătuiește ce mai mare parte din regiunea studiată, întinzându-se între culmea Berzunțului la apus și culmea Pietricica la răsărit, caracterizată printr'o îngrămădire de dealuri ale căror înălțimi trec rar de 500 m. separate între ele prin cursuri mici de apă;

b) Regiunea muntoasă a Carpaților alcătuită din culmi înalte cu direcția aproape N-S, reprezentată în culmea Berzunțului și

c) Regiunea Podișului moldovean dintre culmea Pietricica și albia Siretului, care este continuarea Podișului moldovean dintre Siret și Prut.

2. Un caracter comun al râurilor și pâraielor cari curg prin regiunea Podișului moldovean dela apus de Siret este tendința lor de a se deplasa spre S E în direcția înclinării acestui podiș. De aci rezultă o asimetrie pronunțată a celor două versante ale cursului lor, versantele dinspre sud și est fiind mult mai pronunțate decât cele de pe partea opusă.

II. Din punct de vedere stratigrafic:

3. Formațiunile geologice cari iau parte la alcătuirea regiunii studiate sunt reprezentate prin Seria inframenilitică, Șisturi menilitice, gresie de Kliwa, formațiunea saliferă, calcare tortoniane, Sarmațian, Meoțian și depozite fluviatile.

4. Seria inframenilitică este alcătuită din depozite detritice de mare puțin adâncă, reprezentate prin marne cu fucoides, gresii cu ieroglife, gresie de Moinești și breccii verzi, cari cuprind *N. intermedia* d'ARCHIAC, *N. Fichteli* d'ARCHIAC și *N. Boucheri* DELA HARPE și reprezintă foarte probabil Oligocenul inferior și o parte din Eocenul superior.

5. Șisturile menilitice, în marea lor majoritate de vârstă oligocenă medie, alcătuite din șisturi disodilice, marno silicioase, silixuri, gresii, etc., reprezintă depozite neritico-litorale, menilitizate pe cale diagenețică. Între resturile de fosile din ele se pot menționa impresiuni de solzi și uneori de exemplare întregi de *Melella crenata* HAECKEL.

6) Gresia de Kliwa (gresia de Tisești, Măgura, etc.), alcătuită din



bancuri de gresii silicioase formate din grăunțe de cuarț, încheie seria depozitelor paleogene și aparține în majoritatea ei la Oligocenul superior.

7) Formațiunea saliferă cuprinde două serii stratigrafice:

a) O Formațiune saliferă inferioară aparținând I-lui Mediteran alcătuită din marnă, argile, gresii, gips, în general bituminoase și zăcăminte de sare, reprezentată atât în Subcarpați de-asupra Oligocenului cât și în regiunea Carpaților, unde alcătuiește autohtonul pânzelor Plișului. Ea reprezintă o formațiune lagunară și poate fi considerată ca un facies de regresivitate al Mării Plișului;

b) O Formațiune saliferă superioară aparținând celui de al II-lea Mediteran, care începe printr-o transgresivitate, reprezentată prin conglomeratele de Pietricica și care se încheie cu depozite lagunare alcătuite din marnă, gresii, nisipuri, gips și tuf dacitic.

8. În Formațiunea saliferă superioară se pot distinge patru orizonturi petrografice și anume: orizontul conglomeratelor de Pietricica, orizontul roșu al Saliferului, orizontul marnelor și gipsurilor superioare și orizontul gresos-nisipos al Saliferului cu tuf dacitic și calcar cu *Lithothamnium*.

9. Conglomeratele de Pietricica reprezintă orizontul inferior al Saliferului superior și sunt alcătuite din blocuri cu dimensiuni variabile, uneori de mai mulți metri cubi, de rocă verzi diabazică, șisturi clorito-sericitoase, cuarț, gresii verucoase, calcară vinete mezozoice, calcar silicioase lutețiane, cari provin foarte probabil din distrugerea unui continent sau insule varistice acoperite de Mezozoic și Lutețian și cari alcătuiesc probabil fundamentul regiunii, făcând legătură între Catena kimmerică a Dobrogei și masa varistică a Sudeților.

10. Orizontul roșu al Saliferului alcătuit din marnă vinete și roșii, gresii conglomeratice cu Numuliți în zăcământ secundar, gresii roșcate și galbui cu impresiuni de urme de valuri, picături de ploaie și seurgeri de nomol, reprezintă al doilea orizont al Saliferului superior și se întâlnește întotdeauna concordant deasupra orizontului de conglomerate. Coloarea roșie a depozitelor lui, datorită sesquioxidului de fier, impresiunile de urme de valuri, picături de ploaie și seurgeri de cămol ne dovedesc că depunerea lor a avut loc în regiunea litorală a mării sub o climă caldă.

11. Orizontul marnelor și gipsurilor superioare reprezintă al treilea orizont al Saliferului și se întâlnește concordant peste orizontul roșu. El este alcătuit din șisturi marnoase și gresoase, gipsuri, cari ne arată că depunerea rocilor ce-l alcătuiesc a avut loc într-o lagună sub o climă uscată.

12. Orizontul gresos-nisipos încheie seria depozitelor Saliferului superior și este alcătuit din gresii, nisipuri, tuf dacitic și uneori marnă și gipsuri.

13. Calcarele tortoniane alcătuite din recife de *Lithothamnium*,



fragmente de scoici, între cari *Arca*, *Pecten*, *Lucina*, *Conus*, *Turritella* și *Foraminifere*, se întâlnesc la partea superioară a acestui orizont și cuprind intercalațiuni subțiri de gresii, nisipuri și tuf dacitice, de aceea pot fi considerate ca depozite sincrone heteropice ale orizontului al patrulea al Saliferului superior.

14. Depozitele sarmațiane alcătuiesc două fâșii îndreptate N-S, una în partea de apus a regiunii Subcarpaților, în care avem reprezentat numai Sarmațianul inferior, transgresiv atât peste Formațiunea saliferă cât și peste Plișul marginal, alta la marginea de vest a Podișului moldovean, în care avem reprezentată întreaga serie a depozitelor sarmațiane.

15. Depozitele meoțiane sunt reprezentate prin stratele de apă dulce: marne, argile, nisipuri și gresii cu *Unionizi*, *Congerii*, *Hidrobii*, semănțe de *Chara*, *Macire mici*, etc. și cenușă andezitică, așezate concordant peste depozitele sarmațiane.

16. Cenușa andezitică alcătuită dintr'un plagioclaz bazic, piroxen diopsidic, magnetit, etc., formează bancuri groase, bine stratificate, în cari se cuprind și bolovani rulați de lavă andezitică. Această cenușă provine foarte probabil din erupțiunile vulcanice cari au avut loc în timpul Pliocenului inferior la partea externă a arcului carpatic în legătură cu dislocațiile transversale pe direcția cutelor carpatice între cari una ar fi dislocația Troțușului.

17. Depozitele fluviatile alcătuiesc cinci terase, dacă cuprindem în ele și aluviunile moderne, cari reprezintă terasa cea mai nouă în curs de formare. Dintre acestea, terasa superioară este probabil de vârstă pliocenă superioară, iar restul de vârstă cuaternară.

III. Cu privire la repartizarea formațiunilor geologice în regiunea studiată se constată:

18. Depozitele paleogene alcătuiesc două zone îndreptate N-S, una în partea de apus a regiunii, în culmea Berzușului, reprezentată prin Seria inframenilitică, Șisturi menilitice și Gresie de Kliwa și alta în culmea Pietricica reprezentată prin Șisturi menilitice și uneori Gresie de Kliwa, dispuse în trei insule, cari uneori pătrund ca sămburi de străpungere printre depozitele neogene, alte ori constituiesc klipe fără rădăcină.

19. Depozitele miocene sunt reprezentate în culmea Berzușului prin Formațiunea saliferă inferioară, care alcătuiește autohtonul Paleogenului de sub care apare sub formă de ferestre în împrejurimile T. Ocna, iar în regiunea Subcarpaților prin Formațiunea saliferă inferioară și superioară, prin calcare tertoniane și Sarmațian.

În repartizarea depozitelor miocene din Subcarpați se constată că cele mai vechi apar dealungul crestei anticlinale a culmei Pietricica, iar de o parte și de alta a ei se întâlnește depozite din ea în ea mai noi, ultimile și cele mai noi fiind reprezentate în partea de apus



a Subcarpaților, la limita cu Flișul marginal și în partea de răsărit la limita lor cu Podișul moldovean.

20. Depozitele pliocene (meoțiane) sunt reprezentate numai în regiunea Podișului moldovean și stau în poziție aproape orizontală sau sunt slab încinate spre S E.

IV. Din punct de vedere tectonic:

21. În regiunea studiată se pot deosebi trei unități tectonice, care corespund la cele trei unități morfologice: pânza marginală a Flișului, zona Subcarpaților și zona Podișului moldovean, separate între ele prin linii de dislocații longitudinale.

22) Pânza marginală a Flișului alcătuiește culmea muntoasă a Berzunțului și constă dintr'o lamă de depozite paleogene împinse pe o distanță de câțiva km. peste Formațiunea saliferă inferioară, care apare de sub ea aproape pe toată bordura externă a pânzei și sub forma de ferestre în împrejurimile Tg. Ocna, pe pârâul Slănic, Vâlcele, Ocea, Cărbunarului, etc.

Formarea acestei pânze a avut loc cam pe la mijlocul perioadei miocene.

23. Zona Subcarpaților, cuprinsă între pânza marginală a Flișului și Platoul moldovean este alcătuită din Oligocen și depozite miocene, care formează cute anticlinale și sinclinale cu direcția aproape N-S, de obicei aplecate la răsărit. Dintre acestea cea mai însemnată este cuta anticlinală a culmei Pietricica în axa căreia apar depozitele oligocene și care este mărginită de o parte și de alta a ei de două cuvete cu depozite mai noi.

Ridicarea principală a Subcarpaților cu formarea acestor cute a avut loc după Meoțian.

24. Zona Podișului moldovean constituie a treia unitate tectonică și reprezintă Vorlandul cutelor Carpaților și Subcarpaților, adică regiunea de rezistență prin al cărui joc de scufundări și ridicări succesive au luat naștere cutele din Carpați și Subcarpați.

Această zonă a suferit numai mișcări epirogenetice, de aceea depozitele ei sunt aproape orizontale și numai la limita lor cu depozitele din Subcarpați formează câteva cute care pot fi considerate ca un reflex al acestora.

25. Cele trei unități tectonice sunt separate prin două linii de dislocații longitudinale și anume:

a) Dislocația marginală a Carpaților de vârstă postsarmațiană, care separă pânzele Flișului marginal cu autohtonul lor de regiunea Subcarpaților, și

b) Dislocația marginală a Subcarpaților de vârstă postmeoțiană care separă regiunea Subcarpaților de Podișul moldovean.

26) În afară de aceste dislocații longitudinale, regiunea este separată în două părți printr'o zonă de dislocație transversală pe di-





recția cutelor Carpaților și Subcarpaților, a căror limită ar fi dată de o linie ce merge de la pârâul Pușcașului până în dreptul Bacăului (dislocația Trotușului).

Această zonă de dislocație separă:

În Carpați, cutele din cele două segmente ale culmei Berzunțului deosebite atât din punct de vedere al direcției lor cât și din punct de vedere al intensității de cutare;

În Subcarpați, o regiune nordică mai stabilă de una sudică care a suferit mișcări de oscilații mai intense, provocând astfel în ea transgresiuni și regresii succesive în tot timpul Neogenului.

În Podiș, regiunea Platoului sarmatian de nord al Moldovei de Câmpia română.

V. Din punct de vedere economic:

27. Importanța economică a regiunii constă în prezența următoarelor materii utile:

Pietre de carieră, izvoare minerale, zăcăminte de sare și zăcăminte de petrol.

28. Zăcămintele de petrol sunt legate de liniile de dislocație longitudinale și de cutele anticlinale, atât în Subcarpați cât și în regiunea Carpaților. Petrolul se exploatează în Paleogen, la Mosoare și Moinești și în Salifer, la Tețcani.

29) Zăcămintele de sare sunt de asemenea legate de cutele diapire ale Saliferului inferior și sunt răspândite mai ales pe linia de dislocație marginală a Carpaților și în ferestrele de Salifer de sub pâza marginală a Elișului, în special în împrejurimile Târgului Ocna.

9 Aprilie, 1915.



## BIBLIOGRAFIE

- ANDRISSOW N., *Beiträge zur Kenntnis des kaspischen Neogen*. Mémoires du Comité Géologique, Vol. XV, No. 4, St. Pétersbuorg 1902.
- *Macotische Stufe*. Verh. der kaiserl. russischen mineralogischen Gesellschaft, B. XLIII, St. Petersburg 1903.
- ARGHIAC & HAIME., *Description des animaux fossiles de l'Inde*. Paris 1853.
- ATHANASIU S., *Studii geologice în districtul Suceava. Musele eruptive ale Călimanilor*. București 1898.
- *Geologische Beobachtungen in den nordmoldanischen Ostkarpathen*. Verh. der k. k. geol. R. A. No. 5, Wien 1899.
  - *Clasificarea terenurilor neogene și limita stratigrafică între Miocen și Pliocen în România*. Vol. jubiliar «PRIMUL POMI». Iași 1906.
  - *Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpates du district de Bacău*. Congrès international du pétrole., III-ème sess., fas. IV. Buc. 1907.
  - *Contribuțiuni la studiul faunei terțiare de Mamifere din România*. An. Inst. Geol. Rom. Vol. II. București 1909.
  - *Asupra prezenței cenuzelor andesitice în straturile sarmatice din partea de sud a Moldovei*. Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom., Vol. II, Buc. 1910.
  - *Asupra prezenței unui bloc de Favosites cf. polymorpha GOLDF. în conglomeratele eocene dela marginea Flăgului din nordul Moldovei*. Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom. Vol. II. București 1910.
  - Referat asupra lucrării «*Proidolea Hongi n. g. n. s. Isopode oligocène de Roumanie etc.*», par E. G. RACOVITZA et R. SEVASTOS. Dări de seamă ale ședințelor. Inst. Geol. Rom., Vol. II. București 1910.
  - Raport asupra activității Inst. Geol. Rom. pe anii 1908-1910. București 1913.
  - *Discuție asupra sărurilor de Polasiu în România*. Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom. Vol. III. București 1912.
- BOTEZ G., *Comunicare preliminară asupra Bartonianului din jud. Prahova*. An. Inst. Geol. Rom. Vol. II. București 1909.
- *Asupra unui Inoceramus salzburgensis din Flăgul județului Bacău*. Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom. Vol. III. București 1912.
- BUTIREANI V., *Analiza apelor minerale Naslasaki dela Tg.-Ocna*. Laboratoriu de Chimie dela Iași.
- COBĂLCESCU GH., *Ueber einige Tertiärbildungen in der Moldau*. Verh. der k. k. geol. R. A. No. 10. Wien 1885.
- *Studii geologice și paleontologice asupra unor târmuri terțiare*. Memorile geologice ale Școlii militare din Iași. Buc. 1883.
  - *Despre originea și zăcămintele petrolului în general și în particular în Carpați*. Discurs de recepție la Academie. Iași 1887.
- COQUAND M. H., *Sur les gites de Pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contiennent*. Bull. Soc. Géol. France. 11-ème Série. Tom. XXIV, Paris 1887-68.
- COSMOVICHI N., *Note sur une faune oligocène du Flysch moldave*. Bull. de la Section scientifique de l'Académie Roumaine. Tom I. București 1913.



- DAVID M. *Faits nouveaux pour détermination de l'âge des argiles basales du plateau moldave.* Ann. scient. de l'Université de Jassy. Tom. VIII, fasc. 3- Jassy 1914.
- DEĂGHICEANU M., *Erklärungen zur geol. Übersichtskarte des Königreiches Rumänien.* Jahrb. der k. k. geol. R. A. B. XL. Taf. III. Wien 1899.
- EDELEANU L. *Das rumänische Erdöl* unter Mitwirkung der Herren I. TÂNĂSESCU und C. PETROCI. An. Inst. Geol. Rom. Vol. II. București 1908.
- ELEFTERIC G. I., *Repartiția normală a precipitațiilor atmosferice în România cu o diagramă și 13 hărți.* București 1913.
- ENCULESCU P., *Notă preliminară asupra unei sonaje vulcanice găsită pe partea stângă a râului Siret în jud. Bacău.* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom. Vol. II. București 1910.
- HAGG E., *Traité de Géologie.* Vol. II, fasc. 3. Paris 1908-1911.
- IONESCU-ARCETOAIA I., *Comunicare preliminară asupra depositelor pliocene din Oltenia.* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom. Vol. III. București 1912.
- ISTRATI C., Dr., *România sau Succinul din România.* Analele Academiei Române București 1895.
- KOCH A., *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile.* I Theil. Paläogene Abtheilung; II Theil. Neogene Abtheilung. Budapest 1894.
- LASKABEW W., *Die Fauna der Buglowka-Schichten in Volhynien.* Mémoires du Comité Géologique. N-elle Série. Livr. 5. St. Pétersbourg 1903.
- Lucrările Comisiunii însărcinate cu studiul regiunilor petrolifere din România* Ministerul lucrărilor publice. București 1906.
- MACOVEI G., *Asupra extensiunii Numuliticului în Dobrogea.* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom. Vol. III. București 1912.
- \* *Asupra vârstei Formațiunii salifere în România.* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom. Vol. IV. Buc. 1915.
- MERET V., *Contribuțiune la studiul masivelor de sare din România.* Buc. 1912.
- MRÁZEC L., *Despre prezența Bartonianului în jud. Prahova.* Academiă Română București 1906.
- \* *Ueber die Bildung der rumänischen Petrolenmlagerstätten.* Congrès international du pétrole, III-ème sess., 1907. Mémoires. Buc. 1910.
- \* *Distribuirea rocilor varii din conglomeratele terțiare ale Carpaților și Subcarpaților României.* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom. Vol. II. București 1910.
- \* *Discuțiune asupra sârcurilor de Polaciu.* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom. Vol. III. Buc. 1912.
- MRÁZEC L. & POPESCU VOITEȘTI I., *Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Pliocenului carpatic în România.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. V. Buc. 1914.
- MRÁZEC L. & FELSSEYER W., *Ueber oligocäne Klippen am Rande der Karpathen bei Bacău (Moldau).* Jahrb. der k. k. geol. R. A. B. LI. Wien 1901.
- \* *Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie.* Moniteur des intérêts pétrolifères roumains, Buc. 1902.
- \* *Esquisse tectonique de la Roumanie.* Congrès international du pétrole III sess., fas. I. Buc. 1907.
- MURGOCI G., *Gisements du Succin de Roumanie.* Extrait de «Asociația Română pentru înalțarea și răspândirea științelor», Buc. 1903.
- \* *La Plaine roumaine et la Vallée du Danube.* Congrès international du pétrole. III-ème sess. fas. V. Buc. 1907.
- \* *Terfiarul din Oltenia.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. I. Buc. 1908.



- MEAGOCI G., *Curs de Geologie la Școala de Poduri și Șosele pe anul 1913—1914.* Buc. 1914.
- PAUL C. M. & TIEZZE E., *Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen* Jahrb. der k. k. geol. R. A. B. XXIX. Wien 1879.
- PAVLOW M., *Dinotherium giganteum KAUF. des environs de Tiraspol.* Extrait de «Annuaire géol. et minéral. de la Russie Vol. IX. Livr. 1—2». St Pétersbourg 1907.
- POPESCU-VOITEȘTI I., *Contribuțiuni la studiul geologic și paleontologic al regiunilor din dreapta râurilor Dâmbovița și Olt.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. II. Buc. 1909.
- *Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression gétique.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. III. Buc. 1910.
- *Date noi asupra Tortonianului fosilifer în zona Flișului Subcarpaților meridionali.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. VI. Buc. 1915.
- PREDA D. M., *Cercetări în Pliocenul din basinalul Trotușului.* Raport pe anul 1910. Buc. 1913.
- *Comunicare preliminară asupra regiunii colinelor subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău.* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom. Vol. IV. Buc. 1915.
- RACOVITZA E. G. & SEVASTOS R., *Proidotea Haugi n. g. n. s. Isopode oligocène en Roumanie.* Arch. de Zool. expér. et générale, 3-ème série. T. VI Paris 1910.
- REINHARD M., *Relatări asupra lucrării „Sur l'origine des conglomérats verts du tertiaire carpatique” de I. SIMIONESCU.* Dările de seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom. Vol. II. Buc. 1910.
- SEVASTOS R., *Raporturile tectonice între Câmpia română și regiunea colinelor din Moldova.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. I. Buc. 1908.
- SIMIONESCU I., *La pluforme russe s'étend-elle jusqu'en Roumanie?* Annales scientifiques de l'Université de Jassy. Jassy 1902.
- *Contribuțiuni la Geologia Moldovei între Siret și Prut.* Academia Română. București 1903.
- *Asupra câtorva pești fosili din Terțiarul românesc.* Academia Română. București 1904.
- *Sur l'origine des conglomérats verts du Tertiaire carpathique.* Annales scientifiques de l'Université de Jassy. Jassy 1911.
- STEFĂNESCU GR., *Relațiune sumară a anului 1885.* An. Bir. Geol. An. III, No. 1. Buc. 1888.
- STEFĂNESCU SABBA, *Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie.* Contribution à l'étude stratigraphique. Thèse. Lille 1897.
- SUESS ED., *La face de la terre.* Vol. I. Paris 1897.
- TĂNĂSESCU & PORUCHE, *Statistique de la production minière en Roumanie.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. V. București 1914.
- TRISSEYRE W., *Geologische Reiseberichte aus den Karpathen Rumänien* (District Bacău). Verh. der k. k. geol. R. A. No. 4, 7—8. Wien 1896.
- *Geologische Untersuchungen in districte Buseu in Rumänien.* Verh. der k. k. geol. R. A. No. 7. Wien 1897.
- *Zur Geologie der Bacauer Karpathen.* Jahrb. der k. k. geol. R. A., B. XLVII. Wien 1897.
- *Versuch einer Tektonik des Vorlandes der Karpathen in Galicien und in der Bukowina.* Verh. der k. k. geol. R. A. No. 15. Wien 1905.
- *Asupra etajelor meotice, pontice, dacice din regiunea subcarpatică a Munteniei de răsărit.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. II. Buc. 1909.



- TEISSEYRE W. & MRAZEC L. *Das Salzvorkommen in Rumänien*. Wien 1903.
- TSCHERMAK G., *Der Boden und die Quellen von Stanik*. Mineral- und petrographische Mitteilungen. B. II. Wien 1861.
- UHLIG V., *Ueber eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen*. Jahrb. der k. k. geol. R. A. B. XXXVI. Wien 1886.
- VACEK M., *Beitrag zur Kenntnis der mittelkarpathischen Sandsteinzone*. Jahrb. der k. k. geol. R. A. B. XXI. Wien 1881.
- ZURER R., *Neue Karpathenstudien. Ueber die Herkunft der evotischen Gesteine am Aussenrande der karpatischen Flyschzone*. Jahrb. der k. k. Geol. R. A. B. LIII. Wien 1902.



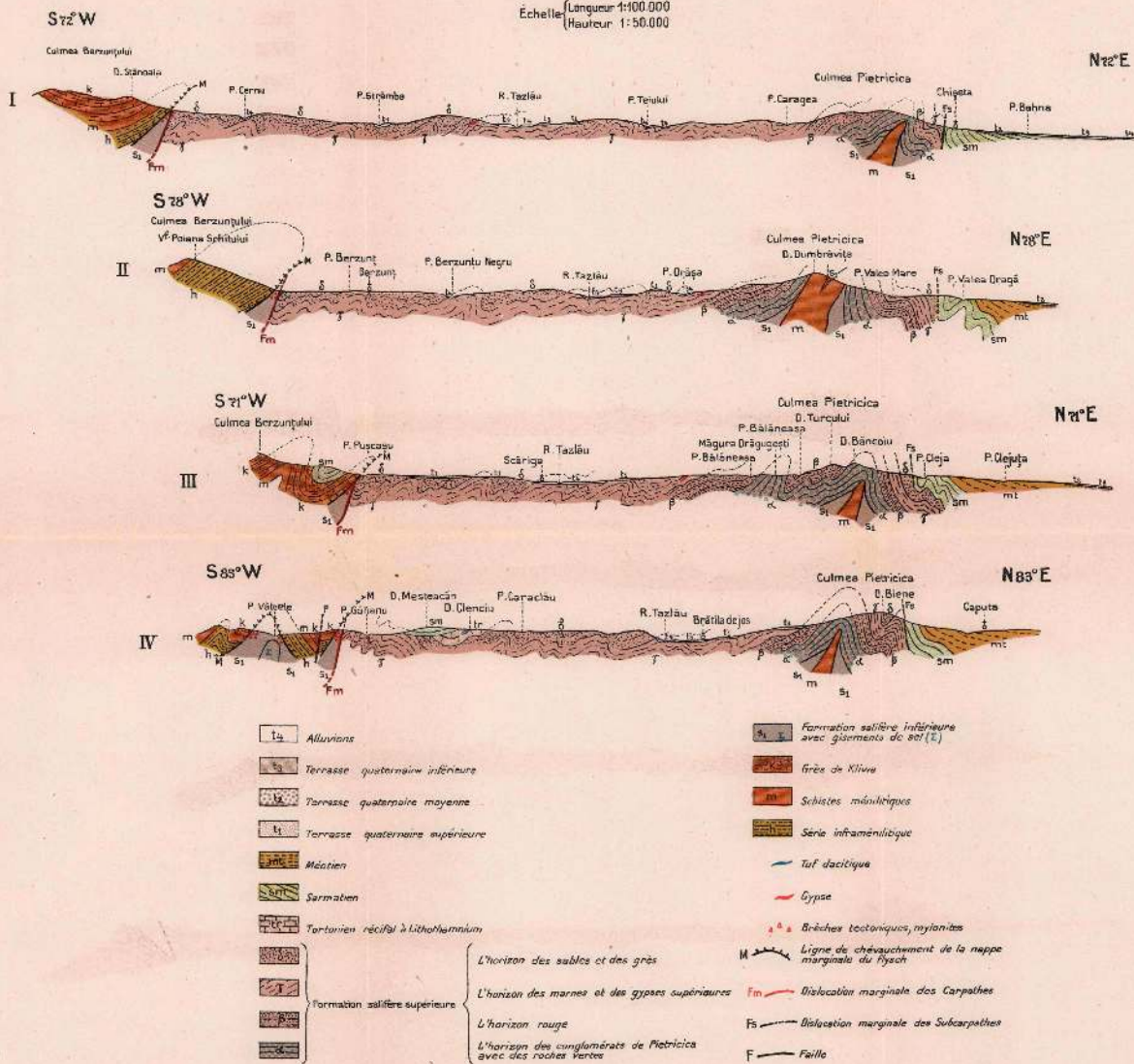




Coupes générales dans la région subcarpathique de la partie méridionale du district Bacău

par David M. Preda

Echelle (Longueur 1:100.000  
Hauteur 1:50.000)







# GÉOLOGIE

## DE LA RÉGION SUBCARPATIQUE DE LA PARTIE MÉRIDIIONALE DU DISTRICT DE BACĂU

ACCOMPAGNÉE D'UNE CARTE GÉOLOGIQUE, D'UNE PLANCHE DE COUPES GÉNÉRALES EN COULEURS ET DE 24 FIGURES DANS LE TEXTE.

PAR  
D. M. PREDA

### INTRODUCTION

La région subcarpathique de la partie méridionale du district de Bacău, étudiée dans le présent ouvrage, est limitée à l'est par la vallée de Bistrița et du Siret entre Bacău et Răcăciuni, à l'ouest par la crête de Berzunț entre Moinești et Tg.-Ocna, au nord par la vallée du Tazlău sârat entre Moinești et Tețcani et par une ligne allant de Tețcani à Bacău et au sud par la vallée du Trotuș entre Mosoare et Jevreni et par une ligne qui va de Jevreni à Răcăciuni.

Cette région constitue une unité morphologique bien distincte, formée par des collines irrégulières de tout au plus 500 m. d'altitude, séparées par des cours d'eau peu importants qui la traversent dans toutes les directions.

Les collines subcarpathiques, d'aspect assez uniforme, constituent une zone d'une étendue d'environ 30 km. de longueur et de largeur.

A l'est, entre les villages Răchitișu au nord et Râpele au sud, au milieu des collines s'élève une crête montagneuse—la crête Pielricica—ayant presque 28 km. de longueur et présentant des sommets de plus de 750 m. d'altitude, grâce à la résistance des roches qui entrent dans sa constitution et qui diffèrent totalement des roches qui constituent le reste de la zone des collines.

A partir du village Gropile, elle se prolonge vers SE par la crête du Trotuș, qui suit la rive gauche de cette rivière jusqu'aux environs d'Adjud.

A l'ouest, la région des collines subcarpathiques est limitée par le zone montagneuse des Carpathes, qui s'élève brusquement



la surmontant parfois de plus de 200 m. Ce fait est attribué tant à la résistance des roches qui constituent cette zone montagneuse, qu'à une puissante ligne de dislocation qui la sépare de la zone des collines.

A l'est, la région des collines subcarpathiques est limitée par le Plateau moldave, qui commence un peu plus à l'ouest de la vallée du Siret et s'étend à l'est jusqu'au Prut, où elle se rattache à la plateforme de Bassarabie [1].

Les cours d'eau qui la parcourent se groupent en trois bassins principaux: celui du Siret, du Trotuş et du Tazlău, se dirigeant vers le S et SE, donc vers la Plaine roumaine.

Ce qui est caractéristique, notamment pour les cours d'eau qui traversent la zone bordière d'entre les collines et le plateau moldave, c'est l'asymétrie de leur thalweg, leurs rivages d'E ou de SE étant escarpés et dépourvus des terrasses, tandis que les rives de W, ou SW ont une pente douce et les versants sont de côté-ci convertis jusqu'à de grandes distances par des graviers.

Nous trouvons ici la confirmation de la tendance évidente que les rivières ont eue dans le passé et ont encore actuellement de démolir leur rive sud et est, de se déplacer par conséquent dans cette direction.

Ce phénomène trouve son explication dans la structure géologique générale de la région, c'est à dire dans le fait que le Plateau moldave présente dans sa partie occidentale une légère inclinaison vers le SE, due au soulèvement des collines subcarpathiques et à l'affaissement de la Plaine roumaine pendant le Quaternaire.

Cette inclinaison vers le SE du Plateau moldave, que COBĂLCESCU a d'ailleurs depuis longtemps relevée, est très évidente dans la coupe eijointe (Fig. 1), faite à travers la partie sud du Plateau, sur la rive



Fig. 1.—Coupe dans les dépôts du Plateau moldave, entre Cleja et Răcăciuni.

$\alpha$ , sables et marnes méotiens;  $\gamma$  cendre et cendres andésitiques  
 $\delta$ , terrasse quaternaire.

droite du Siret. Dans cette coupe on peut observer dans les couches du Plateau, un dénivellement vers le SE de 25—30 m, par kilomètre de longueur.

[1] I. SIMIONESCU. La plateforme russe s'étend-elle jusqu'en Roumanie, pag. 4-6.

C'est grâce à ce fait que les rivières tendent continuellement à se déplacer vers le SE et que dans le Plateau tous les cours d'eau, une fois sorties de la région des collines, où ils ont des directions différentes, ont la tendance de se diriger vers le SE, vers la Plaine du Bas-Danube.

## GÉOLOGIE DE LA RÉGION

### A. DESCRIPTION GÉNÉRALE DES FORMATIONS GÉOLOGIQUES

Les formations qui prennent part à la constitution géologique de la région, peuvent être classées de la manière suivante :

4. Dépôts quaternaires : graviers et dépôts de terrasse.
3. Dépôts pliocènes { Sarmatien.  
Méotien.
2. Dépôts miocènes { Sarmatien.  
Formation salifère et Tortonien fossilifère.
1. Dépôts paléogènes { Grès de Kliwa.  
Schistes ménilitiques.  
Série inframénilitique.

#### 1. DÉPÔTS PALÉOGÈNES.

Les dépôts paléogènes représentent les plus anciennes formations géologiques qui prennent part à la constitution de la région qui nous occupe.

Ils sont représentés sous faciès de Flysch et sont constitués par des roches détritiques de mer peu profonde : conglomérats, grès et marnes fort pauvres en fossiles.

Suivant leurs caractères pétrographiques et leurs successions on peut distinguer dans les dépôts paléogènes trois séries stratigraphiques

- a) Série inframénilitique.
- b) Grès de Kliwa.
- c) Schistes ménilitiques.



## a) SÉRIE INFRAMÉNILITIQUE (COUCHES DE TG.-OCNA) (1)

La série inframénilitique a été mentionné dans cette région pour la première fois par le géologue français COQUAND(2) qui trouva dans les environs de Tg.-Ocna une formation de grès micacés grisâtres, des schistes argilo-calcaires verdâtres avec de fucoides, etc., qu'il assimile et synchronise au Flysch des Apennins «la macigno classique de l'antique Etrurie».

COQUAND donne aussi une coupe géologique dans les dépôts de cette région, et y distingue une succession de six horizons.

Les inférieures représentent la formation salifère à gisements de sel, les moyennes les schistes ménilitiques et les supérieures la série inframénilitique.

Les indications de COQUAND sur la succession de ces dépôts est juste, les rapports stratigraphiques entre le Flysch paléogène et la formation salifère à gisements de sel de cette région étant anormaux, quant à l'interprétation de ces observations, elle ne correspond guère à la réalité, le sel n'étant pas plus ancien que les schistes ménilitiques et ses derniers n'étant pas antérieurs à la série inframénilitique.

Cela fut d'ailleurs relevé depuis longtemps par PAUL et TIETZE(3) qui soutiennent que COQUAND se trompe en affirmant que le sel serait plus ancien que les schistes ménilitiques et ceux-ci plus anciens que la série inframénilitique, en pensant que la présence du sel sous les schistes ménilitiques est due au phénomène de renversement des couches du bord du Flysch (überkippte Schichtenstellung), ce qui a lieu aussi en Galicie.

TSCHERMAK (4) décrit dans ces couches aux environs de la ville Tg. Ocna des marnes renfermant comme espèces de fucoides: *Chon-*

(1) Pour les dépôts du Paléogène, j'ai dû employer des dénominations locales où pétrographiques, à cause de l'impossibilité de préciser auquel des étages du Paléogène ils appartiennent d'un côté, et de l'autre parce que quelques unes sont entrées dans la littérature. Pour la série la plus ancienne nous avons adopté la dénomination de Série Inframénilitique (COBALONSCU) préférable à celle de Couches de Tg.-Ocna (TETSEYRE), la première dénomination ayant le double avantage d'indiquer la position stratigraphique et d'avoir dans la littérature la priorité de temps.

(2) M. H. COQUAND, Sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contiennent, Bull. Soc. Géol. Franc. II-ème Série, Tom. XXIV, pag. 511, Paris 1867-68.

(3) C. M. PAUL u. E. TIETZE, Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen, Jahrb. der k. k. geol. B. A. B. XXIX, pag. 292, Wien 1879.

(4) G. TSCHERMAK, Der Boden und die Quellen von Sianik. Mineral. und petrograph. Mitteilungen, pag. 331-334, B. III, Wien 1881.



*drites intricatus*, *Chondrites furcatus* BRONGN et *Caulerpa cicatricosa* HERR.

Plutarq COBĂLCESCU (1) désigne ces couches sous la dénomination de marnes inframénilitiques et les caractérise par la présence d'un grès à mica damourite qui constitue la roche indicatrice pour la recherche du pétrole.

Hormis quelques données sommaires publiées dans l'Annuaire du Bureau géologique (2), la série inframénilitique de cette région a été plus amplement étudiée par TEISSEYRE (3) qui la caractérise au point de vue pétrographique et la différencie des autres dépôts du Flysch sous le nom de Couches de Tg. Ocna (Schichten von Tg. Ocna) d'après la ville de Tg. Ocna aux alentours de laquelle elle se présente sous le développement le plus caractéristique.

On trouve encore des indications sur ces dépôts dans les ouvrages de SABBA ȘTEFĂNESCU (4) ATHANASIU (5), MERUȚ (6), etc.

La série inframénilitique est formée par un complexe varié de roches détritiques représentées principalement par des marnes, des grès et des brèches vertes.

Les marnes se rencontrent surtout à la partie inférieure de la série; elles sont nettement stratifiées et diversement colorées: grises, rouges foncées, blanchâtres, etc. Généralement elles sont bien cimentées et peuvent être réduites en plaques sous l'action du marteau.

Quelques unes sont d'une finesse extrême, compactes et très calcaires, se rapprochant des calcaires marneux, d'autres sont plus grossières, contiennent des paillettes de muscovite disposées parallèlement à la surface de stratification.

Le plus souvent les marnes alternent avec des couches de grès disposées en plaquettes ou en couches plus épaisses. Comme fossiles on n'y trouve que des empreintes de fucoides, qui ne suffisent guère pour déterminer l'âge de ces roches.

Les grès sont surtout développés à la partie supérieure de la Série inframénilitique où ils se présentent soit en couches minces soit en banes épais jusqu'à 0,5 m. Ils sont généralement calcaires,

(1) GR. COBĂLCESCU. Studii geologice și paleontologice, etc. pag. 67-68.  
GR. COBĂLCESCU Ueber einige Tertiärbildungen in der Moldau. Verh. der. k. k. geol. R. A. No. 10. Wien 1883.

(2) GR. ȘTEFĂNESCU. Relațiune sumară a anului 1885. An. Bîr. Geol. Vol. III pag. 36-38. Buc. 1888.

(3) W. TEISSEYRE. Zur Geologie der Bacău'er Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. B. XLVII. pag. 571-574. Wien, 1897.

(4) SABBA ȘTEFĂNESCU. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie, pag. 79-86. Lille 1897.

(5) SAVA ATHANASIU. Esquisse géologique des régions pétrolifères, etc. Buc. 1907

(6) V. MERUȚ. Contribuțiune la studiul masivelor de sare din România, pag. 111-135. Buc. 1912



d'un gris foncé ou d'un jaune sale et sont constitués par des grains de calcaire, de quartz, des fragments de roches vertes, paillettes de muscovite, glauconie, etc.

Les grès ont souvent la cassure curbicorticale et présentent à la surface des hiéroglyphes qui sont, soit des empreintes laissées par le passage des vers, soit des écoulements de boue ou bien de simples ridements mécaniques. Le plus souvent les grès présentent de diaclazes remplies de calcite secondaire, diversement coloré.

Quelque fois, à la partie supérieure du banc de grès, on remarque des brèches vertes, dont les éléments ne dépassent pas ordinairement la grandeur d'une noisette.

Les éléments de la brèche, représentés par des fragments de roches vertes (serpentine, schistes chlorito-sériciteux, cornéennes épidotiques, amphybolites ou pyroxénites, etc. [1]) et par des grains de calcite et de quartz diversement colorés. Les fragments sont anguleux ce qui montre que leur sédimentation s'est effectuée non loin de leur lieu d'origine.

On peut considérer les brèches vertes comme la roche caractéristique de la série inframénilitique, parce qu'elles seules renferment des restes organiques représentés par de petits *Nummulites*, *Orbitoides*, *Bryozoaires*, *Pecten*, *Ostrea*, épines d'*Echinides* et fragments de *Lithothamnium*. TEISSEYRE (2) y cite *N. intermedia* D'ARCH et *N. Fichteli* D'ARCH, auxquelles on peut encore ajouter *N. Boucheri* DE LA HARPE, très répandue dans les grès de la colline Fetetele Târgului au nord de Tg. Ocna.

Parmi les roches de la série inframénilitique, il faut faire une mention toute spéciale pour le Grès de Moinești, trouvé et décrit pour la première fois par TEISSEYRE (3) sur le versant méridional du Dealul Osoiu, à Moinești.

Ce grès répandu surtout dans la partie septentrionale de la Culmea Berzunului est un grès grossier, grisâtre, micafère, à ciment calcaire, contenant des grains arrondis ou anguleux de quartz.

A cause de son ciment facilement altérable sous l'action des agents physico-chimiques, le grès se transforme dans un sable grossier, jaunâtre ou rougeâtre, dans lequel on trouve fréquemment des petites *Nummulites*.

Au point de vue pétrographique, le grès de Moinești est identique au grès éocène de la zone interne du Flysch (ATHANASIU).

Il est presque toujours accompagné de marnes calcaires en

[1] L. MRAZEC et W. TEISSEYRE. Aperçu géologique sur les formations salifères, etc., pag. 4.

[2] Idem, pag. 4.

[3] W. TEISSEYRE, Geol. Reiseberichte, etc. pag. 224—225.



couches minces, diversement colorées et très semblables à certaines marnes du complexe mènilitique.

**Age de la série inframénilitique.** Il est très difficile d'établir exactement l'âge de cette série pour deux raisons primordiales : le manque des fossiles caractéristiques, qui se constate d'ailleurs dans tout le Flysch marginale et ensuite l'anormalité des rapports existant dans les divers étages du Paléogène, provoquée par les phénomènes de plissement, qu'ils ont subis après leur sédimentation.

C'est à cause de cela, que les essais de horizontalisation faits par les différents géologues, n'ont pu rester définitifs.

COQUAND le premier essaya de déterminer l'âge de cette série considérant les dépôts de celle-ci équivalents à l'Éocène, déduisant cela d'après leur ressemblance avec les dépôts du Flysch éocène des Appenins.

Le premier géologue roumain qui essaya d'établir l'âge de ces dépôts fut COBĂLCESCU (1).

Possédant des sérieuses connaissances tirées des études faites dans les Carpathes, et s'appuyant sur les recherches des géologues galiciens et autrichiens, il considère les marnes inframénilitiques équivalentes aux couches de Hoja de Transylvanie c'est à dire d'âge oligocène inférieur.

Plutarq TEISSEYRE (2), à la suite des recherches faites surtout dans le district de Bacău arrive à la conclusion que la série inframénilitique (Couches de Tg. Ocna) représente l'Oligocène inférieur et aussi probablement une partie de l'Éocène supérieur.

Prof. SAVA ATHANASIU croit que les dépôts de Drăceni et Găinești du district de Suceava, qui au point de vue stratigraphique et pétrographique sont identiques à ceux de Culmea Berzunțului, peuvent être parallélisés avec les dépôts qui en Galicie sont considérés comme barton-liguriens (3) ; ailleurs il dit que les grès à hiéroglyphes, les marnes à fucoïdes et les intercalations de conglomérats à *Lithothamnium*, petites *Nummulites*, *Orbitoides* représentent le Bartonien (4).

Équivalents à la série inframénilitique et dans les mêmes conditions géologiques se trouvent aussi les dépôts de Șotrile du district de Prahova qui d'après MRAZEC (5) sont d'âge bartonienne et d'après BOTEZ (6) priabonienne.

(1) GR. COBĂLCESCU. Studii geologice, etc., pag. 56-57.

(2) W. TEISSEYRE. Zur geologie, etc. pag. 569.

(3) SAVA ATHANASIU. Geologische Beobachtungen, etc. Verb. der k. k. geol. R. A. pag. 149. Wien, 1899.

(4) SAVA ATHANASIU. Esquisse géologique, pag. 167.

(5) L. MRAZEC. Despre prezența Bartonianului în jud. Prahova. Academia Română 1906.

(6) G. BOTEZ. Comunicare preliminară asupra Bartonianului în jud. Prahova. An. Inst. Geol. Rom. Vol. II, pag. 201. Buc. 1909.





De toute la littérature que nous avons citée au dessus, il résulte que quoique on ne peut préciser l'âge des dépôts de la série inframénilitique, tous les géologues qui s'en sont occupés les rangent à la limite entre l'Éocène et l'Oligocène, c'est à dire qu'ils représentent les couches de transition entre ces deux étages.

Les quelques espèces de *Nummulites* citées dans les dépôts de cette série, mènent à la même conclusion. Ainsi *Nummulites intermedia* et *N. Fichteli*, citées à Tg. Ocna, se trouvent dans le bassin de Transilvanie tant dans l'Éocène supérieur que dans l'Oligocène inférieur (1).

Dans leur tableau de classification des dépôts nummulitiques, H. DOUVILLÉ et J. BOUSSAC (2) considèrent l'espèce *N. intermedius-Fichteli* comme le plus caractéristique pour l'Oligocène inférieur.

*N. Bouchéri* de la HARPE se trouve tant en Transilvanie qu'en Olténie (3) dans l'Éocène supérieur, tandis qu'en Galicie et au nord de la Moldavie à Neagra Șarului dans des dépôts que UHLIG (4) et SAVA ATHANASIU (5) rangent en Éocène supérieur et Oligocène inférieur.

Il ressort donc clairement qu'on doit se rallier à l'opinion de TEISSEYRE qui croit que la Série inframénilitique (couches de Tg. Ocna) peut être considérée comme équivalente aux dépôts limites de l'Éocène supérieur et l'Oligocène inférieur.

#### b. SCHISTES MÉNILITIQUES.

Au dessus de la série inframénilitique se trouve un complexe de couches très épaisses et très répandues dans cette partie de la Moldavie connu sous le nom de schistes ménilitiques.

Ils ont été signalés dans notre région par COQUAND et décrits ultérieurement par TEISSEYRE et les autres géologues qui se sont occupés avec les dépôts de la série inframénilitique.

Les schistes ménilitiques se présentent sous l'aspect d'un complexe de roches très variées caractérisées par leur grande richesse en ménilite, qui y a été déposé par voie diagénétique.

Les roches qui prennent part à leur constitution sont représentées parfois par des schistes bitumineux schistes disodiques —

(1) A. KOCH, Die Tertiär-Bildungen, I. Theil, pag. 298, 314, 327. Budapest 1894.

(2) E. HARPE, Traité de Géologie, Vol. II, pag. 1421. Paris 1908-1911.

(3) G. MURGOCI, Terziarul din Olténia. An. Inst. Geol. Rom. Vol. I, pag. 30. București, 1908.

(4) V. UHLIG, Ueber eine Microfauna aus dem Alttertiär, etc., Jahrb. der. k. k. geol. B. A. B. XXXVI, pag. 205-206. Wien 1888.

(5) SAVA ATHANASIU, Géol. Beobachtungen, etc., pag. 146. Wien 1899.



d'une couleur noirâtre, avec la surface blanchie par l'oxidation du bitume. Sur la surface, ils présentent des efflorescences de sulfates jaunes et des cristaux aciculaires de gypse disposés en forme de rosette.

En outre ils présentent des impressions d'écailles et d'os de poissons surtout de *Meletta*, dont j'ai trouvé deux exemplaires complets qui peuvent être rapportés à la forme *Meletta crenata* HECKEL.

Parfois les schistes ménilitiques sont représentés par des couches de silex noir, épaisses jusqu'à 1 dm., designé par la population sous le nom de crog ou crum. Celui-ci est de même bitumineux à l'intérieur et présente la surface blanchie par l'oxidation de la substance organique, qui reste couverte par d'efflorescences de sulfates ferreux.

Très souvent le complexe ménilitique est représenté par des marnes blanchâtres, compactes et siliceuses, qui alternent avec des couches de silex et spécialement avec des hornsteins opalescents, joliment rayés par des bandes de diverses couleurs.

Les marnes présentent à l'intérieur des séparations irrégulières de ménilite qui, selon ATHANASIU (1), peuvent être expliquées par les phénomènes de diffusion de LIESEGANG, auxquels il attribue pareillement la fine stratification des ménilites, de même que les bandes colorées des hornsteins rayés, ceux-ci étant eux-mêmes formés des marnes par diagenèse.

Très souvent, on rencontre alternant avec les marnes et les hornsteins, des couches de grès d'une épaisseur variant de quelque centimètres jusqu'à 0,5 m.

Les grès colorés en blanc ou blanc-jaunâtre sont constitués par des petits grains de quartz, de calcaire, contenant rarement des paillettes de mica blanc, des traces d'oxyde de fer et des blocs de roches vertes. Les grès eux-mêmes présentent très souvent à l'intérieur de séparations de silex, dûes assurément toujours aux phénomènes de diagenèse.

Ce complexe de marnes, hornsteins et grès a été séparé d'après TSCHERMAK, par TEISSEYRE comme l'horizon le plus inférieur du complexe ménilitique sous la dénomination de couches de Șipote, vu qu'il l'a parallélisé avec les couches de Șipote (Schipoter Schichten) décrites par PAUL en Bukovine.

ATHANASIU a montré que cette idée est fautive, parce que les couches de Șipote de Tg.-Ocna sont d'âge oligocène, tandis que les «Schipoter Schichten» de PAUL, outre leur aspect pétrographique

(1) SAVA ATHANASIU. La collection de Géologie générale de l'Institut géologique de Roumanie, rangée en 1914.

(2) W. TEISSEYRE. Zur Geologie, etc., pag. 570-571.

(3) G. TSCHERMAK. Der Boden und die Quellen vor Slănik etc., p. 382.

(4) SAVA ATHANASIU. Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina. pag. LIII-LIV.



différent, sont d'âge crétacé, pouvant être parallélisées avec les Couches de Audia de la base du Flysch interne.

De plus, nous ne croyons pas que les couches de Șipote de Tg.-Ocna (TEISSEYRE), représentent l'horizon le plus inférieur de l'Oligocène car le plus souvent elles font la transition entre les schistes ménilitiques et le grès de Kliwa de la partie supérieur de l'Oligocène.

**Mode de formation des schistes ménilitiques.** On a exprimé l'idée que les schistes ménilitiques représentent des dépôts de mer profonde en comparaison des schistes ménilitique de Nagy-Ilonda de Transylvanie aux-quels ils ressemblent beaucoup au point de vue pétrographique et faunistique et qui sont considérés par KOCH (1) comme des dépôts formés à une grande profondeur et à un grand éloignement du rivage.

De même HAUG (2) considère les schistes ménilitiques comme un faciès bathyal du Nummulitique.

D'après les observations faites sur ces roches tant dans les Carpathes de la Roumanie, que dans ceux de Galicie, il résulte que cette idée n'est guère soutenable aujourd'hui.

En effet, aujourd'hui nous possédons des preuves, qui démontrent jusqu'à l'évidence, que les schistes ménilitiques représentent des formations de mer peu profonde, et ont été déposées sur la plateforme continentale de la mer oligocène (3).

Comme nous l'avons déjà indiqué, les schistes ménilitiques renferment très souvent des intercalations de conglomérats formés parfois de blocs très grands surtout dans les schistes ménilitiques du distr. Putna (4) ce qui démontrerait qu'ils n'ont pu se déposer que fort près de la côte.

Les fossiles qu'on a rencontrés sporadiquement dans le complexe ménilitique mènent à la même conclusion.

A ce point de vue, la région environnante de la ville Piatra du distr. Neamtz, nous a fourni des données précieuses sur les conditions de sédimentation de ces roches.

SEVASTOS et RACOVITZĂ (5) par exemple, ont décrit une forme

(1) A. KOCH. Die Tierföhrbildungen, etc. 1. Theil, pag. 352.

(2) E. HAUG. Traité de Géologie. Vol. II. 2<sup>me</sup> pag. 1403, 1405.

(3) Des nombreuses données se référant à cette question, ont été discutées dans les séances de l'Inst. Geol. Roum. et une systématisation plus complète se trouve dans le cours de Stratigraphie du Prof. ATHANASIU de 1912-1913.

(4) SAVA ATHANASIU. Raport anual asupra act. Inst. Geol. Rom. pe anii 1908-1910, pag. XXIII. București, 1913.

(5) E. G. RACOVITZĂ et R. SEVASTOS. Proidotea Haugi n. g. n. s. isopode oligocène en Roumanie. Archives de Zool. Expériment. et générale, 3<sup>ème</sup> Série T. VI, pag. 190-191, Paris 1910.



d'isopode, *Proidotea Hangu*, qu'ils ont trouvé à Bălătești, et dont la ressemblance avec les *Mezidoteines* actuelles,—des formes eurihalines de la région littorale—les a amenés à la conclusion que les roches qui renferment cette fossile sont des formations littorales ou même lagunaires.

Dans la même région N. COSMOVICI (1) mentionne dans les couches ménilitiques de la rive droite de Bistrița des nombreux exemplaires de *Gastéropodes* et de *Lamellibranches*—*Adeorbis*, *Spondylus*, *Pecten*, *Lima*, *Modiola*, *Psamobia*, *Astarte*, *Goodalia*, *Cardium*, toutes menant l'auteur à la conclusion que les roches qui les renferment ont été déposées à une petite distance de la côte.

Pour la même assertion plaident aussi les quelques espèces de poissons trouvés par SIMIONESCU (2) à Piatra, représentés par les genres *Gobius* et *Sygnathus* qui sont des formes littorales sédentaires.

Si, à toutes ces preuves, on ajoute la présence de feuilles, fruits algues et crustacés, rencontrés par POPESCU-VOITEȘTI (3) dans les ménilites du distr. Muscel, nous arrivons logiquement à la conclusion que les schistes ménilitiques ne peuvent représenter qu'une formation qui s'est déposée dans la région littorale ou néritique de la mer.

**L'âge des schistes ménilitiques.** Les essais pour la détermination de l'âge des schistes ménilitiques ont été très nombreux, mais les résultats qui s'en dégagent ne sont pas définitifs à cause de l'extrême pauvreté en fossiles de ces dépôts.

C'est de cette manière qu'on doit expliquer la variation de leur âge entre des limites très écartées, du Crétacé jusqu'à l'Oligocène. Ce qu'on peut affirmer avec certitude, tant dans notre région que dans tous les Carpathes orientaux, c'est que les schistes ménilitiques sont moins anciens que les couches de la série inframénilitique (couches de Tg.-Ocna) parceque là, où les rapports normaux ont été conservés les schistes ménilitiques se rencontrent toujours à la partie supérieure de cette série.

Dans les schistes ménilitiques de Roumanie on n'a trouvé, excepté les quelques formes de *Poissons*, *Crustacés*, *Gastéropodes* et *Lamelli branches* que nous avons déjà citées, que des écailles et des exemplaires de *Meletta crenata*. Ces derniers sont insuffisantes pour établir exactement l'âge de cette formation, permettent tout de même sa parallélisation avec les formations similaires d'autres localités, où on

(1) N. I. COSMOVICI. Note sur une faune oligocène du Flysch moldave. Bull. de la Sect. Scient. Academia Română, Vol. I, pag. 88—90. Bucaresti 1913.

(2) I. SIMIONESCU. Asupra câtorva Pești fosili, etc., Academia Română. Buc. 1904.

(3) I. POPESCU-VOITEȘTI. Contribuțiuni la studiul Mușcelilor, etc. An. Inst. Geol. Rom. Vol. II, pag. 241. Bucaresti 1909.



a pu obtenir quelques données importantes relatives à la question dont nous nous occupons.

Ces données sont largement traitées dans l'ouvrage déjà cité de COBĂLCESCU, dont nous allons faire ici un résumé:

Dans la localité Also-Verecké, PAUL (1) a trouvé dans une argile de couleur foncée à concrétions dures de sphaérosidéril les fossiles suivants déterminés par BITTNER: *Isocardia subtransversa* d'ORB, *Cyprina cf. Morissi*, *Cardita cf. Dunkerii* et *Telina*, dont principalement *Isocardia subtransversa* est très semblable aux petits exemplaires de la même espèce trouvés dans les sables marins de Weinheim, qui sont d'âge oligocène moyen.

Dans la même localité, VACEK (2) décrit des marnes argileuses qui dans leur partie supérieure passent en véritables schistes ménilitiques.

D'après la faune (*Gastéropodes* et *Lamellibranches*) qu'on a trouvée dans ces marnes, elles peuvent être parallélisées avec les dépôts du Comité de Szilágy qui représentent l'Oligocène inférieur et par conséquent les ménilites qui se trouvent au-dessus de celles-ci doivent représenter l'Oligocène moyen.

Ce qui est surtout intéressant c'est que les schistes ménilitiques de cette localité renferment une riche faune ichthyologique, décrite par KRAMBERGER (3), comprenant les formes suivantes: *Lepidopus leptospondylus* HECKEL, *brevispondylus*, *dubius*, *Gobius leptosomus*, *Amphisyle Heinrichi*, *Meletta longimana*, *crenata*, *Leuciscus*, etc.

D'après ces fossiles il considère les couches ménilitiques d'âge éocène, quoique d'après la présence des genres *Meletta* et *Amphisyle* et d'après l'aspect pétrographique des roches, ces dépôts peuvent se paralléliser aux couches de Nagy-Ilonda d'âge oligocène moyen (KOCH) (4) et par conséquent conclure qu'ils appartiennent à l'Oligocène moyen.

Quelques unes de ces formes se trouvent de même dans l'Oligocène moyen dans la région du Rhin supérieur, à Bouxwiler, Nieder Magstadt et Froide Fontaine (5), et par conséquent c'est à l'Oligocène moyen que doivent être rapportés les Schistes ménilitiques des Carpathes orientaux, qui contiennent la même faune ichthyologique.

Quoique des données plus précises font défaut, il semble d'après

(1) C. M. PAUL et TIETZE. Neue Studien., etc., pag. 273.

(2) M. VACEK. Beitrag zur Kenntnis der mitteleuropäischen Sandsteinzone. Jahrb. der k. k. geol. R. A. B. XXXI, pag. 201. Wien 1881.

(3) KRAMBERGER. Beiträge zur Kenntnis der fossilen Fische der Karpathen. Paläontographica, Bd. 26, Lief. 3 cité d'après VACEK (op. cit., pag. 230).

(4) A. KOCH. Die Tertiärbildungen, etc. I Theil, pag. 350-355.

(5) E. HALL. Traité de Géologie, Vol II, 3<sup>e</sup>-ème fas., pag. 1454.



quelques indications, que la transgression de l'Oligocène moyen, une des plus grandes de l'Europe, s'est étendue aussi dans les régions carpathiques.

De même ici, l'Oligocène semble avoir commencé par une transgression, si on tient compte des conglomérats de roches vertes qu'on observe à sa base (1) et de quelques restes de fossiles qu'on y trouve et qui ont une grande ressemblance avec quelques formes actuelles du bassin de la Mer Baltique, comme le *Proidotea Haugi* par exemple, qui se rapproche des *Mesidotheines* actuelles de la Baltique.

L'existence de ce genre dans les Carpathes, de même que le genre *Astarte*, cité par COSMOVICI, nous mènent à la conclusion que la Mer Oligocène était suffisamment refroidie, ce qui probablement a été causé par la communication entre la mer oligocène du nord de l'Allemagne et de celle des Carpathes.

### C. GRÈS DE KLIWA.

Le grès de Kliwa se trouve à la partie supérieure des dépôts paléogènes au dessus des schistes ménilitiques.

Dans la région dont nous nous occupons, on le rencontre sur les pics les plus hauts, s'élevant avec une épaisseur de 4—500 m. jusqu'à 1000 m. au-dessus du niveau de la mer.

Dans la littérature locale, qui s'occupe pareillement de deux autres séries du Paléogène, on trouve des données détaillées sur le grès de Kliwa qui le plus souvent est dénommé: grès de Măgura (COBĂLCESCU) ou grès de Tisoști (TEISSEYRE), dénominations équivalentes d'ailleurs à celles qu'on donne au grès de Kliwa dans les Karpathes orientales de Galicie et de Bucovine: Steinitzersandstein, Niemschitzerschichten, Iamnasandstein, Ciezko wicersandstein, Grudekersandstein (2) et Wamasandstein (ATHANASIU).

Le grès de Kliwa est un grès silicieux, blanc, composé de petits grains de quartz d'une uniformité et finesse extrême. Très rarement on y trouve de petites paillettes de muscovite, de grains calcaires et des fragments de roches vertes qui par alteration fournissent à la roche une teinte brune foncée ou rougeâtre.

Quelque fois, le grès est disposé en couches épaisses de quelques décimètres, le plus souvent, il forme de bancs massifs de 9—10 m, avec de parois escarpées, hautes de quelques dizaines de mètres entièrement formées de grès de Kliwa.

1; L. MRAZEC și I. POPESCU-VOITEȘTI. Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor fliului carpatic. An. Inst. Geol., Rom. Vol. V, pag. 529. Buc. 1914.

(2) L. MRAZEC și I. POPESCU-VOITEȘTI. Contribuțiuni, etc., pag. 547.



La finesse, l'uniformité, l'épaisseur et la grande étendue du grès de Kliwa, ont amené quelques géologues à le considérer comme une formation de dunes littorales (1). Seulement cette idée est difficilement soutenable à cause de l'insuffisance des arguments qui en peuvent être invoqués.

L'âge du grès de Kliwa. Quoique des données paléontologiques précises manquent pour établir l'âge du grès de Kliwa, tous les géologues qui s'en sont occupés, sont d'accord pour admettre qu'il représente l'Oligocène supérieur.

Une considération stratigraphique venant à l'appui de cette idée c'est que le grès de Kliwa se trouve au dessus des schistes ménilitiques qui, d'après ce que nous avons vu, appartiennent à l'Oligocène moyen.

Les seules restes de fossiles dans des dépôts équivalents au grès de Kliwa ont été décrits par VACEK près de Uzsok à Rîszkania et ces fossiles permettent la parallélisation du grès de Kliwa à l'Oligocène supérieur (2).

Pourtant ni le grès de Kliwa, ni les schistes ménilitiques, ni la Série inframénilitique ne peuvent être rigoureusement parallélisés avec les divisions classiques de l'Oligocène, mais chacune de ces séries correspond, avec certaines approximations, à une des trois divisions de l'Oligocène: le grès de Kliwa à l'Oligocène supérieur, les Schistes ménilitiques à l'Oligocène moyen et la Série inframénilitique à l'Oligocène inférieur et à une partie de l'Eocène supérieur, idée exprimée d'ailleurs depuis 1897 par TEISSEYRE.

## 2. DÉPÔTS MIOCÈNES.

Les dépôts miocènes occupent la plus grande partie de la région étudiée et présentent une importance toute spéciale, aussi bien au point de vue économique qu'au point de vue scientifique.

On peut faire dans les dépôts miocènes les deux divisions suivantes:

- a) La formation salifère à sa partie supérieure avec le Tortonien.
- b) Le Sarmatien.

(1) GE. CONRADSEN. *Studii geologice și paleontologice*, etc., pag. 67.

(2) L. BRAZEC et W. TEISSEYRE. *Aperçu géologique*, etc., fig. 46.



## a) FORMATION SALIFÈRE.

C'est probable qu'aucune des formations géologiques des Carpathes, n'a été autant étudiée et n'a provoquée des si nombreuses discussions que la Formation salifère ce qui est facile à comprendre, si on se réfère à sa grande importance économique et scientifique.

La formation salifère du district de Bacău fait partie de la zone des dépôts salifères qui limite l'arc carpatique à sa partie externe et se caractérise comme partout, par un complexe très varié de roches, surtout des marnes, grès, conglomérats, sel, gypse etc. mettant par tout à jour des sources salées et sulfureuse et des affleurements de pétrole.

De le premier abord l'on peut distinguer dans la Formation salifère du district de Bacău deux zones salifères:

La zone salifère des Subcarpathes et celle que l'on rencontre dans la zone du Flysch marginal c'est à dire dans la région carpathique.

## Formation salifère subcarpatique.

La formation salifère subcarpatique de la partie méridionale du district de Bacău est mentionnée, pour la première fois, par COQUAND (1) aux environs des villages Tețcani, Năsoești et Vercești. Il la considère parallèle avec l'argile de Moinești et de T.-Ocna qui comprend les gisements de sel, d'après lui d'âge eocène, et parallèle au gypse de Montmartre.

En 1883, COBĂLĂESCU (2) décrit cette formation dans la chaîne de Tazlău, puis à Orășa, Berechiu et Berzunț, et c'est lui le premier géologue qui mentionne dans cette formation les sources salées de Chișata.

Quelque temps après, TEISSEYRE (3) décrit la Formation salifère presque dans toute la vallée de Tazlău, entre Tețcani et Onești et c'est le premier géologue qui mentionne l'existence des conglomérats verts de Luizi, les mettant à la base de la Formation salifère.

C'est toujours TEISSEYRE (4) qui fait la description de la Formation salifère d'entre Tg.-Ocna et Berechiu et qui indique l'existence des marnes à *Globigerines* à Onești.

(1) M. H. COQUAND. Sur les gîtes de pétrole, etc., pag. 522-527.

(2) GR. COBĂLĂESCU. Studii geologice și paleontologice, etc., pag. 57-58.

Ueber einige Tertiärbildungen in der Moldau. Verh. der k. k. geol. R. A., pag. 153-154, Wien 1883.

(3) W. TEISSEYRE. Geologische Reiseberichte. Verh. der k. k. geol. R. A., pag. 134-142, Wien 1906.

(4) W. TEISSEYRE. Zur Geologie der Bacău'er Karpathen, etc., pag. 673-674.





SABBA ȘTEFĂNESCU (1) n'insiste que sur la Formation salifère de la zone du Flysch de Tg.-Ocna, aussi c'est à peine s'il indique cette formation des Subcarpathes dans la vallée de Tazlău sârăt sur la chaussée de Moinești-Bacău, puis à Onești et à Orăsa.

En 1901, MRAZEC et TEISSEYRE (2) publièrent des données très intéressantes sur les conglomérats verts de Sârata et sur un complexe de couches formées de grès, gypses et conglomérats verts qu'on peut suivre entre Sârata et Cleja, les couches de Bălțata, reconnues par nous comme salifères.

Outre certaines autres indications géologiques que l'on trouve dans la littérature spéciale relativement au pétrole (3) de la région du district de Bacău toutes les autres données relativement à la Formation salifère des Subcarpathes de cette région se trouvent dans les publications citées antérieurement ou bien elles ont si peu d'importance qu'il est inutile de s'en occuper.

La Formation salifère des Subcarpathes du district de Bacău présente, comme il a déjà été relevé, les mêmes caractères stratigraphiques et pétrographiques que celle de tous les Subcarpathes de Roumanie; c'est pourquoi en l'étudiant il faudra autant que possible mettre à contribution toutes les connaissances déjà obtenues sur cette formation dans les autres parties des Subcarpathes roumains.

**Clasification des dépôts salifères des Subcarpathes.** COBĂLCESCU a essayé en 1883 une horizontation des dépôts salifères en y faisant deux divisions pétrographiques: l'une supérieure, rarement gypsifère formée par un grès, dont les caractères varient très peu et qui peut être reconnu facilement et l'autre inférieure, formée d'argile, marnes et grès, caractérisée par la quantité énorme de gypse qu'elle contient; dans certaines parties, COBĂLCESCU distingue une troisième division inférieure aux deux autres, formée par des calcaires, marnes et conglomérats (4).

La Formation salifère du district de Bacău présente au point de vue pétrographique une grande ressemblance avec la formation salifère du golfe de Slănic, dans laquelle MRAZEC et TEISSEYRE (5) distinguent un horizon à gypse à la partie inférieure, suivi par un horizon de conglomérats, ce dernier couvert à son tour par un horizon supérieur de dépôts salifères à gypses. Outre ces trois hori-

(1) SABBA ȘTEFĂNESCU. Etude sur les terrains tertiaires de Roumanie, etc. pag. 99-100. Lille 1897.

(2) L. MRAZEC et W. TEISSEYRE. Ueber oligocäne Klippen, etc. Jahrb. der k. k. geol. R., pag. 240-291. Wien 1901.

(3) SAVA ATHANASIU. Esquisse géologique, etc., pag. 181-189.

(4) GR. COBĂLCESCU. Studii geologice și paleontologice, etc., pag. 60.

(5) W. TEISSEYRE et L. MRAZEC. Das Salzvorkommen in Rumänien, pag. 4-9. Wien 1903.



zons, il distingue entre les conglomérats et le Salifère gris, un quatrième horizon. Le Salifère de faciès rouge (sogenannte bunte zumeist rötliche Salzformation).

Dans ces derniers temps MACOVEI le premier et après lui, autres géologues divisent ainsi la Formation salifère: un Salifère inférieur à sel et gypse, représentant l'autochtone du Flysch (I-er Méditerranéen) et un Salifère supérieur à gypse et tuf dacitique appartenant au II-ème Méditerranéen qui est toujours transgressif par-dessus la marge de la nappe marginale et par-dessus le Vorland (!).

Dans la région des Subcarpathes du district de Bacău, l'on peut distinguer, comme dans le golfe de Sînie, une Formation salifère inférieure à gypse et sel et une formation salifère supérieure commençant à sa partie inférieure par des conglomérats et se terminant à la partie supérieure par des marnes, des gypses, des grès et des sables à intercalations de tuf dacitique et à calcaires tortoniens.

Cette classification en un Salifère inférieur et un Salifère supérieur est justifiée par le fait qu'entre les deux formations salifères qui représentent indubitablement des dépôts lagunaires, on rencontre un horizon de conglomérats, d'une épaisseur d'au moins 300 mètres, qui sépare les deux formations salifères en indiquant ainsi des variations importantes dans les conditions physiques de la lagune salifère.

On peut donc faire dans la Formation salifère la classification suivante:

Form. salifère	Série supérieure	}	δ) Horizon gréseux sablonneux à tuf dacitique et à intercalations de calcaire à <i>Lithothamnium</i> .
			γ) Horizon des marnes et des gypses supérieures.
			β) Horizon rouge du Salifère.
			α) Horizon des conglomérats verts de Pietricica.
	Série inférieure	}	Représentée par des marnes, argiles, grès, gypses et gisements de sel.

### Formation salifère inférieure des Subcarpathes.

La Formation salifère inférieure est faiblement représentée dans la région des Subcarpathes et surtout dans la crête de Pietricica, au fond

(1) I. POPESCU-VOITTESLI. Dăruite de seamă ale sediņtelor Inst. Geol. Rom. Buc. 1912.



du ruisseau Valea Mare, dans le ruisseau Sărata, aux alentours du village Talpa et puis en quelques endroits à la marge externe du Flysch carpathique.

A Valea Mare, des couches fortement amincies couvrent le long des vallées où l'érosion a pénétré plus profondément, les flancs d'une île Oligocène, qui pénètre comme noyau de percement à travers les dépôts de la Formation salifère; à Sărata, cette formation affleure dans le ruisseau Sărata entremêlée à des Klippes de schistes ménilitiques et de grès de Kliwa, constituant ainsi une puissante brèche tectonique.

Au point de vue pétrographique, le Salifère inférieur se distingue difficilement du Salifère supérieur, mais généralement les roches qui le composent ont une coloration beaucoup plus vive. Elles sont représentées par des marnes grises, noires, rouge foncé, des argiles salées parfois micacées, cristaux aciculaires de gypse et grès en plaquettes, portant de riches efflorescences salines; elles sont bitumineuses et comprennent parfois des croûtes de soufre natif (Sărata).

Outre ces roches, le Salifère inférieur comprend aussi des gypses et des gisements de sel, indiqués par de puissantes sources salées, tant dans la vallée du ruisseau Sărata, que dans celle du ruisseau Valea Mare (Ciorta Viroș) et au fond du ruisseau Valea Rea.

Le sel n'affleure nulle part, mais son existence dans les profondeurs se laisse trahir par des sources salées très puissantes et concentrées.

L'épaisseur de la Formation salifère inférieure doit être assez considérable en profondeur. Dans un puits creusé à Ciorta Viroș, à une profondeur le plus de 40 m., on n'a pas encore traversé la dite formation.

Vers la partie supérieure, à Sărata, la formation salifère inférieure passe graduellement et d'une manière continue vers l'horizon inférieur du salifère supérieur, représenté par des conglomérats verts. Cette transition peut être remarquée tant dans la concordance stratigraphique que dans les roches communes qui se trouvent aux limites de ces deux formations, l'inférieure présentant à sa partie supérieure des intercalations de conglomérats verts et de grès rougeâtres qui marquent la transition vers l'horizon des conglomérats verts du Salifère supérieur.

Comme on le verra plus loin, la Formation salifère inférieure est beaucoup mieux représentée dans la zone du Flysch marginal et elle est surtout caractérisée par la présence de puissants massifs de sel.



## Formation salifère supérieure des Subcarpathes.

Le salifère supérieur commence par un puissant horizon de conglomérats verts et se termine à sa partie supérieure par des marnes, des gypses, des sables et des calcaires à *Lithothamnium*.

Dans la série des dépôts de la Formation salifère supérieure on peut distinguer les horizons stratigraphiques suivants :

### a) Horizon des conglomérats verts de Pietricica.

Les conglomérats verts de Pietricica constituent la crête de Pietricica ; ils forment une bande de direction N -S, d'une longueur de plus de 25 kilomètres, commençant à Sohodolul, en face de la ville de Bacău et allant jusqu'à Brătîla presque, en face de la ville Târgul-Oena.

Ils sont en général stratifiés et s'appuient à leur partie inférieure sur le Salifère inférieur et sont couverts par les grès, les marnes et les gypses du Salifère supérieur.

Les conglomérats sont formés de blocs peu roulés, dont la grosseur varie énormément, atteignant parfois un volume de 100 mètres cubes. Ils sont puissamment cimentés par un ciment argilo-calcaire qui est souvent lavé par les cours d'eau et déposé dans les vallées comme une boue verdâtre ou rougeâtre, atteignant parfois une grosseur de quelques mètres et formant un berglehm très caractéristique pour la région occupée par les conglomérats. C'est surtout dans les collines déboisées, sur les terrains appartenant aux habitants, que le ciment des conglomérats a été fortement endommagé par les cours d'eaux de sorte qu'on n'y trouve plus que des amas de blocs que les torrents emportent dans la vallée en mettant en danger la vie et les biens des habitants.

Les roches qui entrent dans la composition de ces conglomérats sont très variées et complètement différentes de roches des alentours ; on n'y rencontre guère des roches du Flysch carpathique, quoi que comme il a été dit, l'Oligocène forme le fondement de cette région.

On trouve parmi ces roches :

Des roches éruptives diabasiques vertes, formées par un plagioclase ayant une structure zonale ou se présentant sous la forme de microlithes.

Des roches filoniennes aplitiques, formées par un plagioclase acide (albite et albite-oligoclase), contenant du quartz écrasé presque entièrement pendant la consolidation de la roche ;

Du quartz éruptif rouge, noir ou blanc, fortement écrasé et traversant parfois des calcaires et des argiles qu'il métamorphose, et





aussi plus au nord dans la crête Pleşul (Neamţ) et dans tout le flysch marginal en commençant de Prahova jusqu'en Galicie, a mis depuis longtemps en discussion l'origine de ces roches.

Les géologues ont exprimé là dessus des idées très différentes et quelque fois le même géologue a émis plusieurs opinions.

La première opinion fut formulée par MRAZEC et TEISSEYRE (1) qui supposaient que les conglomérats verts provenaient de roches du groupe cristallin supérieur, c'est à dire qu'ils seraient donc d'origine carpathique.

Cette idée qui fut aussi exprimée plus tard par REINHARD, qui supposait que les conglomérats verts pouvaient provenir de la destruction de la nappe cristalline, qui couvrait autrefois les nappes inférieures du flysch (2).

Il est inutile que j'insiste sur cette opinion puisque MRAZEC l'a pour ainsi dire, détruite en opinant que les conglomérats verts du Tertiaire roumain sont dépourvus de granites, de gneiss, de gneiss de Cozia, de micaschistes, etc., roches typiques de la nappe ou des nappes des schistes cristallins (3).

Une autre opinion sur l'origine des blocs des conglomérats verts est celle de ZUBER (4), qui suppose que les roches vertes que l'on rencontre dans les Carpathes, répandues depuis la Crétacée jusque dans le Salifère, représentent un matériel d'origine extracarpathique. Selon lui ces blocs résulteraient d'une ancienne chaîne qui prolongeait la Dobrogea vers le Nord. Cette ancienne chaîne avait une direction NW-SE, commençait au NW de la Dobrogea et continuait le long du Pruth jusque dans la masse des Sudètes septentrionaux (monts Sandomir).

Pour démontrer l'existence de cette chaîne qui séparait le bassin moscovite de la Dobrogea meridionale, SIMIONESCU (2) relève l'absence des fossiles moscovites dans le Jurassique de Hârşova.

ATHANASIU croit que les conglomérats peuvent provenir de la

(1) L. MRAZEC et W. TEISSEYRE. Ueber oligocène Klippen am Rande der Karpathen bei Bacău (Moldau). Jahrb. der k. k. geol. R. A. B. LI pag. 240. Wien 1901.

(2) MAX REINHARD. Comptes rendus des séances de l'Institut géol. roum. Vol. II, pag. 23, Buc. 1910.

(3) L. MRAZEC. Sur les roches vertes des conglomérats tertiaires des Carpathe et Subcarpathes de Roumanie. Comptes-rendus des séances de l'Inst. géol. roum. Vol. II, pag. 33. Bucarest 1910.

(4) ZUBER. Neue Karpathen Studien, etc. Jahrb. der k. k. geol. R. A. B. LII. Taf. B. pag. 251-255. Wien 1902.

(2) I. SIMIONESCU. Sur l'origine des conglomérats verts du Tertiaire carpathique. Ann. Scient. de l'Université de Iassy, 1911.



dé molition d'un continent ancien qui s'étendait en Moldavie aux bords des Carpathes actuelles (1).

D'après les études des géologues allemands et galiciens, synthétisées par SUESS, l'on sait aujourd'hui que les zones des Sudètes, composées de Carbonifère, Trias, Jurassique et Crétacé, descendent du nord et s'enfoncent sous les Carpathes (2).

On dirait que la même chose se passe aussi pour la Dobrogea qui comme les Sudètes, représente un reste de la chaîne varisque. Suivant MRAZEC (3), le sondage de Bărăgan indique que la Dobrogea se continue sous la plaine roumaine et que par conséquent, vu l'analogie tectonique avec les Sudètes, il est logique d'admettre que ses plis varisques avec leur couverture mésozoïque se continuent sous les Carpathes orientales.

Il en tire la conclusion logique, que le matériel exotique semble provenir de la partie NW de l'ancienne chaîne de la Dobrogea, qui étant effondrée et détruite par l'érosion forme actuellement le support de l'autochton salifère au dessus duquel sont jetés, dans leur ordre de succession, les nappes du flysch, couronnées à leur tour par la nappe transylvaine.

Une bonne preuve de l'âge paléozoïque de certaines d'entre les roches des conglomérats verts du Tertiaire roumain c'est, outre leur ressemblance avec les roches de la Dobrogea, la présence de maintes formes dévoniennes ou gothlandiennes de polypiers tabulaires, rencontrés dans ces conglomérats. SAVA ATHANASIU a décrit certaines formes de *Favosites* des conglomérats verts eocènes de la marge du flysch du district Neamț, des conglomérats salifères de Grozoști (Bacău) et des conglomérats cénomaniens des Bucegi (4).

J'ai rencontré moi aussi un *Tétracoralliaire* à Jevreni dans les graviers de la terrasse supérieure du Trotuș, dont la provenance doit aussi être recherchée dans les conglomérats verts de Pietricica, y apportés par le Trotuș. Dans cette interprétation, l'origine des conglomérats verts du salifère du district de Bacău semble assez claire.

Leur grande étendue dans toute la zone des collines subcarpathiques et dans le flysch marginal, les dimensions des blocs qui les constituent et le fait que ceux-ci sont toujours roulés, nous forcent à admettre que les conglomérats de Pietricica sont formés sur place et proviennent d'un massif montagneux varis-

(1) SAVA ATHANASIU. Esquisse géologique etc., pag. 184.

(2) ED. SUESS. La face de la terre. Vol. I, pag. 248.

(3) MRAZEC. Des roches vertes, etc., pag. 34-35.

(4) SAVA ATHANASIU. Sur la présence d'un bloc de *Favosites cf. polymorpha* GOLDF., dans les conglomérats eocènes de la marge du flysch du Nord de la Moldavie. Comptes rendus des séances. Vol. II, pag. 20-21. Bucarest, 1910 et Vol. IV. Bucarest, 1912.



que, qui a été morcelé par les eaux et recouvert par les dépôts plus récents du Tertiaire, massif constitué par des dépôts paléozoïques recouverts par le Mésozoïque et par le Lutétien.

C'est principalement ce dernier, qui à en juger d'après les espèces de *Nummulites* communes à la Crimée (1), à la Dobrogea (2), à la région d'Albești (3) et à la région que nous étudions, doit avoir occupé la Crimée, la Dobrogea, la péninsule balcanique jusqu'aux approches de la mer méditerranéenne.

**L'âge des conglomérats de Pietricica.** Un autre point très important par rapport aux conglomérats verts de Pietricica c'est leur âge et je crois qu'un résumé succinct des opinions émises là-dessus ne serait guère dénué d'intérêt.

C'est TEISSEYRE le premier qui parallélisa les couches vertes de Luizi Călugăra avec les conglomérats de Sloboda Rungurska, placés par ZEBER dans l'Oligocène supérieur (4).

Quelque temps après, MRAZEC et TEISSEYRE émettent l'idée que les conglomérats de la crête Pietricica représentaient l'horizon le plus inférieur de la Formation salifère (5).

Plus tard SAVA ATHANASIU a distingué dans les conglomérats de Pietricica deux séries : une série inférieure d'âge oligocène et une autre supérieur d'âge miocène. A l'appui de cette assertion il se sert des arguments suivants : Au nord de la Moldavie, dans le district de Neamtz, on rencontre dans la crête Pleșul des conglomérats verts identiques à ceux de Pietricica, qui forment deux séries distinctes : une série inférieure, où des roches remaniées de l'Oligocène font entièrement défaut et une autre série supérieur où ces roches sont au contraire bien représentées. Pour la série inférieure il admet l'âge oligocène ne pouvant s'expliquer autrement le fait que les roches oligocènes y font complètement défaut, puisque celles-ci sont rencontrées in situ aux approches de la crête Pleșul ; pour la série supérieure il admet l'âge miocène. Par analogie aux conglomérats du district de Neamtz, il range aussi la partie inférieure des conglomérats de Pietricica à l'Oligocène et ceux de la partie supérieure au Miocène (6).

Un autre argument en faveur de l'âge oligocène à une partie des conglomérats, c'est la présence d'intercalations de schistes ménéli-

(1) D'ARCHIAC et HAIME. Description des animaux fossiles de l'Inde. P3

(2) G. MACOVIL. De l'extension du Nummulitique en Dobrogea. C. R. des séances. Vol. III, page 115. Buc., 1912

(3) I. POPESCU-VOITESTI. Nummulitique gétique. An. Inst. Geol. Rom. Vol. III, pag. 347. Buc., 1910.

(4) W. TEISSEYRE. Geolog. Reiseberichte, etc., pag. 142. Wien, 1896.

(5) L. MRAZEC, W. TEISSEYRE. Ueber oligocäne Klippen, etc., page 452.

(6) SAVA ATHANASIU. Esquisse géologique, etc., pag. 180 - 184.





tiques parmi les conglomérats verts, rencontrés au fond du ruisseau Valea Rea, à la côte de 550 m., sur le versant occidental de la colline Ghimelciu (3).

Le manque des roches oligocènes dans les conglomérats de Pietricica ne doit pas faire supposer que leur formation s'est accomplie avant le Miocène. Ce n'est pas seulement l'Oligocène, mais toutes les roches carpathiques qui y font défaut, puisque fort probablement les calcaires mésozoïques et le Verrucano même ne proviennent pas des klippes des Carpathes, mais ont été arrachés du fondement de la région. Le manque des roches oligocènes des conglomérats de Pietricica s'expliqueraient par le fait que pendant la déposition de ces derniers, les schistes ménéilitiques et le grès de Kliwa n'étaient guère exondés et ne pouvaient donc être remaniés dans les conglomérats de Pietricica. Le flysch carpathique commence à être remanié à peine au commencement du Sarmatien (MRAZEC).

Nous croyons que l'intercalation de schistes ménéilitiques, rencontrée aussi par moi dans les conglomérats verts de Pietricica, s'est produite par voie tectonique. Ces intercalations se rencontrent dans beaucoup d'endroits, à Sărata, à Valea Mare et d'une manière tellement précise qu'il ne peut plus y avoir le moindre doute sur leur mise en place.

Il ressort de nos recherches que les conglomérats de Pietricica présentent à la base une formation salifère à gypse et à efflorescences salines et qu'ils sont recouverts par une autre Formation salifère représentée par des marnes et des grès gypseux, des tuf dacitique, etc., ce qui prouve qu'ils sont intercalés dans la Formation salifère des Subcarpathes. Nous nous occuperons plus tard avec l'âge de celle-ci.

#### β) Horizon rouge du Salifère.

Le second horizon du Salifère supérieur se rencontre à la partie supérieure des conglomérats verts, vers lesquels il présente une transition graduelle et continue. En effet, à leur partie supérieure, les conglomérats deviennent de plus en plus fins et passent à des grès et marnes rouges, recouverts par l'horizon des marnes et gypses supérieurs.

Les gypses ne se rencontrent jamais en relation directe avec les conglomérats, il y a toujours entre eux l'horizon rouge du Salifère, caractérisé par des grès conglomératiques à éléments verts et à petites *Nummulites* remaniées des blocs éocènes des conglomérats, puis

1) SAVA ATHANASIU. Rapport sur l'activité de l'Institut géol. roum. Buc. 1912.



des grès durs et calcaires, des grès glauconitiques et des grès jaunâtres ou rougeâtres en plaquettes, ceux-ci alternant avec des marnes grises, rougeâtres, ressemblants à certaines marnes du Flysch paléogène. Les grès renferment des débris charbonneux et présentent presque toujours des empreintes de gouttes de pluie, des hiéroglyphes des ripple-marks, ce qui indique qu'ils se sont déposés assez près de la côte et sous un climat chaud et humide.

A cause de la coloration rougeâtre de la plus grande partie de ces dépôts reposant par dessus les conglomérats, on peut les considérer ici, comme dans le Golfe de Slanic, comme formant un horizon à part du Salifère, occupant ici, comme là-bas, la même position stratigraphique, immédiatement au dessus des conglomérats salifères.

### 2) Horizon des marnes et des gypses supérieurs.

Par-dessus les dépôts de l'horizon rouge reposent des schistes marneux grisâtres à puissantes intercalations de gypses.

Les marnes, ordinairement peu gréseuses et micacées, sont amplement stratifiées et alternent avec des couches de grès calcaires en plaquettes.

Les gypses apparaissent quelque fois comme des minces intercalations entre les couches des grès et marnes, mais le plus souvent ils constituent des bancs épais de maximum 2 mètres, ayant une épaisseur totale de quelques dizaines de mètres. Ils ont des aspects différents: parfois ils sont gris à cause du riche contenu en argile et sont alors durs et résistants, de là leur emploi dans les constructions; d'autres fois le gypse est très pur, cristallin, blanc ou rose et sert à la fabrication du plâtre et des ornements architecturaux; d'autres fois encore il est fibreux, à fibres disposés perpendiculairement sur la stratification des couches, se présentant comme un produit secondaire des eaux circulantes; d'autres fois enfin il forme le ciment des grès et on se délayant, ces derniers se transforment en sables jaunes micacés, répandus principalement sur les crêtes des collines exposées longtemps aux agents externes. Les dépôts plus épais de gypses ne constituent pas des couches continues sur une très grande étendue; ils apparaissent le plus souvent empilés sous forme de lentilles, dues probablement aux phénomènes de plissement et de plasticité de ces roches. Là où est le plus épais, les gypses sont souvent dissouts par en-dessous par les eaux d'infiltration; c'est pourquoi ils s'effondrent et forment des puits naturels, pareils à ceux des plateaux calcaires. (D. Staffa).

A la partie supérieure des gypses apparaissent parfois des tufs dacitiques d'une constitution très variable. Ceux-ci s'étendent ce-



pendant principalement dans l'horizon immédiatement supérieur du Salifère, de sorte qu'ils se rattachent plutôt à cet horizon qu'à l'horizon marno-gypseux.

φ) **Horizon gréseux-sablonneux du Salifère, à tuf dacitique et à intercalations de Tortonien fossilifère.**

L'horizon supérieur du Salifère des Subcarpathes est représenté par des grès, des sables, des marnes, du gypse et du tuf dacitique.

Les grès sont constitués par des grains de grandeur variable de calcaire, quartz, des fragments de roches vertes, de mica noir et blanc et souvent de glauconie. Leur ciment est généralement calcaire, plus rarement gypseux et dans ce cas là, en se dissolvant, les grès se transforment en des sables.

La couleur habituelle des grès est d'un jaune sale, parfois grise rarement verdâtre à cause du contenu en glauconie. Quant à leur développement il varie depuis quelques centimètres jusqu'à des bancs de 2—3 mètres. Les bancs de grès présentent des veines de calcite, des hiéroglyphes à la surface et ressemblent parfaitement à certains grès paléogènes, dont on peut les distinguer à grande peine.

Les sables sont principalement développés à la partie supérieure de cet horizon du Salifère en formant des bancs atteignant parfois une grosseur des plusieurs mètres. Ils sont constitués de même par de grains de calcaires, de fragments de roches vertes, de mica noir etc., ayant ordinairement la composition et la couleur des grès.

En alternance avec les grès et les sables, on rencontre des marnes grises ou jaunes, bien stratifiées, renfermant souvent des concrétions sphéroidales, ferrugineuses ou calcaires.

En dehors de ces roches on rencontre encore dans cet horizon des gypses, qui ne sont cependant pas aussi développés comme dans l'horizon immédiatement inférieur.

Le tuf dacitique est une roche très répandue dans cet horizon du Salifère et présente une grande importance au point de vue de la détermination de l'âge de cette formation, pour laquelle il joue le rôle d'un fossile caractéristique.

Comme on le sait, le tuf dacitique est une cendre volcanique sédimentée dans les dépôts salifères de tous les Subcarpathes de la Roumanie. Il a une couleur blanche ou grise (dans certains endroits, principalement à la courbure des Carpathes, même verte) et est formé de grains visibles à la loupe de feldspath, le plus souvent kaolinisé, de quartz et d'un élément noir (probablement un amphibole), plus rarement aussi de mica noir.

Le plus souvent le tuf dacitique est d'une finesse extrême et présente les caractères d'une marne compacte, blanche, à cassure con-



choïdale. Généralement il ne produit l'effervescence avec les acides que lorsqu'il contient des impuretés et alors il est difficile à distinguer d'une, marno calcaire.

Dans notre région le tuf dacitique se trouve intercalé soit entre des calcaires tortoniens fossilifères, soit dans les dépôts du Salifère.

Ordinairement il se présente en couches minces de quelques décimètres jusqu'à un mètre; souvent il forme des bancs épais de 40—50 mètres.

On rencontre à la partie supérieure de cet horizon un niveau de tuf dacitique et il paraît y avoir un second un peu plus bas, à la limite d'entre les deux horizons supérieurs du Salifère. Cela ne peut cependant être précisé avec certitude, puisqu'il est difficile de suivre l'extension de certains niveaux pétrographiques dans une formation fortement plissée et offrant peu de variations pétrographiques et difficiles à distinguer, comme c'est le cas pour la Formation salifère.

Malgré la grande extension du tuf dacitique dans les Subcarpathes, on n'a trouvé nulle part dans notre pays un massif éruptif, qui nous indique la place des éruptions volcaniques ayant lancé les cendres. Les géologues roumains, excepté MURGOCI (qui suppose que leur origine est à rechercher dans des manifestations volcaniques d'au-delà des Carpathes(1), s'accordent à croire qu'ils sont le résultat des cendres rejetées par les volcans miocènes de la partie intérieure de l'Arc carpathique et amenés soit par les courants d'eau soit plus probablement par voie aérienne (ATHANASIU).

Si l'on a encore des doutes sur leur origine, leur âge tortonien est bien déterminé tant en Oltéaie qu'en Moldavie, par voie de fossiles, de sorte que d'après la présence du tuf dacitique dans la formation salifère, nous pouvons constater l'âge tortonien de la partie supérieure de cette dernière.

**Calcaires tortoniens.** Sur la colline Clenciul, à la partie supérieure de cet horizon du Salifère supérieur, on trouve une intercalation de calcaires tortoniens fossilifères, décrits là-bas la première fois par TEISSEYRE (2).

Cette colline, située entre les villages Brătești et Caraculău, aux environs de Tg.-Ocna, est formée d'une alternance de marnes, grès et sables renfermant des fragments de roches vertes, tuf dacitique, donc les roches typiques de la formation salifère et des intercalations de calcaires tortoniens fossilifères.

Les calcaires se présentent ordinairement en bancs épais allant

(1) G. MURGOCI, Tertiariul din Oltenia. An. Inst. Geol. Rom. Vol. II, pag. 53, 93. Buc. 1908.

(2) W. TEISSEYRE, Geologische Reiseberichte, etc., pag. 139—133. Wien 1896.



parfois jusqu'à 2 mètres, ont une coloration grise blanchâtre et sont constitués presque entièrement de récifs de *Lithothamnium* qui paraissent soit sous une forme de baguettes allongées, souvent ramifiées deux ou trois fois.

En dehors du *Lithothamnium* les calcaires comprennent aussi d'autres restes organiques, dont l'état de conservation ne permet pas cependant une détermination absolument rigoureuse. On y rencontre néanmoins certaines formes qui se rattachent fort probablement aux espèces suivantes:

<i>Pecten</i> du groupe <i>substriatus</i> HORN.	<i>Arca barbata</i> LINN.
<i>Lucina</i> aff. <i>Haidingeri</i> HORN.	<i>Conus</i> aff. <i>Dujardini</i> BAST.
<i>Ostrea</i> sp.	<i>Turritella</i> sp.

On trouve de petits *Gastéropodes*, des *Serpules*, des dents de *Squales*, etc., outre lesquels on voit encore dans des sections minces une multitude de *Foraminifères* et principalement des *Miliolides*.

Tous ces fossiles prouvent avec certitude que les calcaires qui les comprennent sont d'âge tortonien.

La présence des calcaires à *Lithothamnium*, intercalés à la partie supérieure de la Formation salifère supérieure, s'accord parfaitement avec les conditions de sédimentation de cette formation, puisque, comme on le sait, le *Lithothamnium*, est une algue qui croît à une petite profondeur et à une température élevée, conditions qui se rapprochent de celles qui ont favorisé la déposition des gypses et des marnes salées de la Formation salifère.

Les calcaires tortoniens renferment 2—3 couches de tuf dacitique, ayant l'aspect d'une marne compacte grise jaunâtre à cassure conchoïdale, qui vers le sud, à Vișoara, se trouve comme des intercalations entre les dépôts typiques du Salifère à gypses.

Ce fait démontre que les calcaires de la colline Clenciul représentent un faciès marin normal du Tortonien, intercalé à la partie supérieure de la formation salifère et que par conséquent au moins cette partie du Salifère doit être considérée comme ayant l'âge tortonien.

### Formation salifère de la zone carpathique marginale.

Le formation salifère d'au-dessous du flysch de la zone marginale à été étudiée il y a long temps puisqu'elle renferme le massif à sel que l'on exploite dans le ruisseau Vâlcele, aux environs de Tg.-Oena. L'âge de cette formation ne peut pas être déterminée assez facilement, à cause des plissements intenses qu'elle a subis, plissements qui ont changé complètement ses rapports avec les dépôts paléogènes.

A cause de sa position sous les dépôts du Paléogène, beaucoup



de géologues, dont COULAND (1), DRĂGHICANU (2), GR. ȘEFĂNESCU (3), TEISSEYRE (4) l'ont considérée comme appartenant au Paléogène, d'autres encore, comme PAUL et TIETZE (5), TSCHERMAK (6), COBALCESCU (7), SABBA ȘTEFĂNESCU<sup>8</sup>(8), MRAZEC (9), MERUȚ (10) la rangent dans le Miocène.

Ce fut TEISSEYRE qui fit une étude plus détaillée de ce Salifère carpathique le désignant sous le nom de Palaeogenesalzthonfacies.

Le Salifère d'au dessous du Flysch se distingue peu au point de vue pétrographique du Salifère des Subcarpathes, peut-être seulement par le manque du tuf dacitique quoiqu'on ne puisse toujours tirer des conclusions assez rigoureuses d'après un caractère négatif.

Il est formé de grès jaunâtres ou gris, sablonneux disposé en banes ou plaquettes, qui alternent avec des marnes grises ou rougeâtres, à vestiges charboneaux et bitumineux. Outre ces derniers il comprend des gypses identiques à ceux du Salifère des Subcarpathes et des gisements de sel, trouvés par des sondages ou indiqués par des puissantes sources salées.

Les massifs de sel sont recouverts par une argile salée comprenant des fragments de roches vertes et de blocs du Paléogène d'au-dessus, en constituant ainsi une puissante brèche tectonique. Outre ces roches on rencontre encore à la partie tout à fait supérieure de ce Salifère certains grès gris à éléments de roches vertes, alternativement avec des grès et des marnes rougeâtres, comprenant parfois des blocs isolés de roches vertes et de quartz, identique à certaines roches des conglomérats de Pietricica.

En tout cas, ce Salifère d'au-dessous du flysch ne doit point être considéré comme appartenant au Paléogène et comme étant entièrement séparé de celui des Subcarpathes, mais bien au contraire comme formant une partie intégrante de ce dernier, amené sous le flysch par voie tectonique.

(1) M. H. COULAND. Sur les gîtes de pétrole de la Valachie, etc., pag. 513.

(2) M. DRĂGHICANU. Erläuterungen zur geolog. Uebersichtskarte des Königreichs Rumäniens. Jahrb. der k. k. geol. R. A., B. XI. Taf. III. Wien 1890.

(3) GR. ȘTEFĂNESCU. Harta geolog. generală a României. Scara 1 : 172.800.

(4) W. TEISSEYRE. Zur Geologie der Bacauer Karpathen, pag. 574—576.

(5) C. M. PAUL u. E. TIETZE. Neue Studien, etc., op. cit. pag. 202.

(6) C. TSCHERMAK. Der Boden und die Quellen von Slănic, pag. 333.

(7) GR. COBALCESCU. Studii geologice și paleontologice etc., op. cit. pag. 71, Fig. 13.

(8) SABBA ȘTEFĂNESCU. Etude sur les terrains tertiaires, etc., op. cit. pag. 99.

(9) L. MRAZEC. Ueber die Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten, op. cit. pag. 99.

(10) V. MERUȚ. Contribuțiune la studiul masivelor de sare din România. București 1910.



Comme preuves plus importantes des rapports qu'il y a entre ces deux zones salifères des Carpathes et des Subcarpathes on peut citer les suivantes:

a) D'après ce que l'on sait de nos jours par les études des géologues roumains et galiciens, une partie de la formation salifère des Subcarpathes est poussée sous les dépôts du flysch marginal sur toute la longueur des Carpathes orientales, depuis la Galicie jusqu'à la ligne de la Dâmbovița. Ce phénomène a eu lieu sur une étendue assez grande, puisque là où les grandes rivières, le Trotuș, le Tazlău ont creusé des vallées profondes au contact du flysch paléogène et du Salifère des Subcarpathes, ce dernier et principalement ses marnes et argiles inférieures s'enfoncent profondément sous le flysch sur une distance de quelques centaines de mètres.

A Tg.-Ocna le Paléogène qui sépare le Salifère des Subcarpathes de celui de l'intérieur du Flysch ne dépasse parfois pas une largeur de 200 mètres (Crucea lui Adam), de sorte que les deux zones salifères se trouvent presque être en continuation et il serait difficile de leur attribuer deux âges différents, séparés par un long intervalle de temps. Au point de vue stratigraphique il est difficile d'admettre la présence de deux formations d'âge différent et à facies identique dans un même endroit (1).

b) Quelquefois le massif à sel de la zone du salifère d'au-dessous du flysch paraît se prolonger jusqu'à la bordure orientale de celui-ci, où il se met en contact avec les horizons supérieurs du Salifère des Subcarpathes, sans que entre ce massif à sel et ce Salifère s'interpose le Paléogène, comme cela devrait arriver en effet, si véritablement les deux séries salifères étaient séparées par des dépôts paléogène marins.

Ainsi, au nord de la gare Saline à Tg.-Ocna, on rencontre dans le Salifère d'au-dessous du Flysch un massif à sel affleurant d'au-dessous l'argile à blocs. On observe dans les Sous-Carpathes, à la bordure du Flysch 7.800 mètres vers l'Est un massif à sel mis en évidence par une argile à blocs, des sources salées et de petits blocs isolés de sel. Ce massif est séparé du premier par une bande de Paléogène, mais nous devons cependant admettre que les deux massifs sont en continuité, puisqu'il est difficile de supposer deux massifs d'âges complètement différents à une si petite distance.

c) Dans le matériel extrait des puits de pétrole de Moinești, KARRER a trouvé certaines formes des *Foraminifères* qu'il a déterminées

(1) SAVA ATHANASIU, Cours de Stratigraphie pour 1913.



appartenant au Miocène. Ces fossiles ont été trouvés dans le Salifère d'au-dessous du Flysch.

Voilà ce que KARRER écrit sur ce matériel, que TEISSEYRE considère comme extrait des puits à l'Est de la colline Osoiu (1) et que MRAZEC prétend provenir des puits de Lucăcești, en tout cas creusés dans le Flysch :

«Ich vermisse durchaus Typen der Kreide, des Eocän und Oligocän, finde keine *Fronicularien*, *Nummuliten*, *Orbitoiden* u. s. f. Es ist sohin die Probe entschieden miocän. Der Mergel scheint mir aber, weil so viel von *Rotalien* und *Nodosarien* darin ist, mediteran und nicht sarmatisch zu sein, obschön ich in einem Schliffe eine Foraminifere sehe, die immer schwarz ausgefüllt ist und welche meiner *Vertebralina sarmatica* nicht unähnlich ist. Eine Speciebestimmung lässt sich in Dünnschliffe leider nicht wohl ausführen» (2).

Il n'y a donc plus de doute que le Salifère d'au-dessous du flysch est de l'âge miocène comme celui des Subcarpathes.

d) Une autre preuve démontrant que le Salifère d'au-dessous du Flysch est relié au Salifère des Subcarpathes c'est la présence des brèches de friction, que l'on rencontre par-dessus ce Salifère, spécialement dans la fenêtre de Tg.-Ocna, dans la vallée du ruisseau Vâlcele.

En effet, à la partie supérieure du Salifère à gisements de sel on rencontre une argile grise mêlée à des blocs anguleux du Paléogène d'au-dessus.

Si le Salifère avec le massif à sel avait l'âge paléogène ou plus ancien que les dépôts paléogène d'au-dessus, il serait difficile de s'expliquer l'existence des blocs de roches paléogènes dans le Salifère puisque l'on ne peut admettre qu'on trouve dans une formation plus ancienne des roches d'une formation plus récente.

Mais l'explication en est facile et plausible si l'on admet que le Salifère d'au-dessous du flysch est relié au Salifère des Subcarpathes et qu'il a été amené sous les dépôts du flysch par voie tectonique.

Pendant le glissement de dépôts paléogènes sur la formation salifère, il s'est produit au contact d'entre les deux formations une zone puissante de broyage dans la quelle leur matériel a été mélangé; les marnes et argiles salifères étant suffisamment plastiques ont permis aux blocs paléogènes de percer leur masse, et ont formé ainsi les brèches de charriage dont nous avons parlé.

(1) F. KARRER dans TSCHERMAK. Der Boden und die Quellen von Slanik, pag. 334-335.

(2) W. TEISSEYRE. Geologische Reiseberichte, etc., pag. 236, Wien 1896.





On rencontre mylonites aussi à la bordure de la nappe marginale au contact du Paléogène avec le Salifère des Subcarpathes. Ces brèches ont la même constitution pétrographique et se sont formées au front des nappes du flysch en même temps que celles trouvées dans les fenêtres du Salifère.

d) Un autre argument nous conduisant à la conclusion que le Salifère d'au-dessous du Flysch n'a pas l'âge palcogène, mais un âge plus récent, c'est le suivant :

Si véritablement la formation salifère d'au-dessous du flysch représentait l'horizon le plus inférieur du Paléogène, il serait logique qu'on la rencontrât toujours dans les mêmes rapports stratigraphiques avec les autres formations du Paléogène. Mais les choses ne se passent pas ainsi. Le Salifère d'au-dessous du flysch se rencontre soit à la base de la série à hiéroglyphes (sous la colline Fețele Târgului, dans le ruisseau Prislopul etc.) soit à la base du complexe ménilitique (l'embouchure du Slânic, à Fundătura Văleni etc) soit à la base même du grès de Kliwa (à l'est de la colline Fundul Boghii).

Les choses se passent ici comme sur la ligne de contact d'entre le Flysch et le Salifère des Subcarpathes, où celui-ci se trouve en contact ou bien avec la série à hiéroglyphes, ou bien avec les schistes ménilitiques. C'est ce que relèveront tous les géologues qui se sont occupés de la bordure du flysch; quant à la région que nous étudions ce fut surtout TRISSEYRE qui attira l'attention là-dessus.

On ne peut s'expliquer ce fait qu'en admettant que le Salifère d'au-dessous du flysch est la continuation de celui des Subcarpathes et qu'il est poussé sous le flysch par voie tectonique. C'est pendant le glissement du flysch par-dessus le Salifère qu'a pu se produire le laminage des dépôts ainsi poussés et c'est ainsi que la formation salifère a pu se mettre en contact tantôt avec la série à hiéroglyphes, tantôt avec les schistes ménilitiques, tantôt avec le grès de Kliwa.

Dès le début une question immminente s'impose: celle de savoir si le Salifère d'au-dessous du flysch est équivalent à l'entière formation salifère des Subcarpathes ou s'il ne correspond qu'à l'une des divisions de cette formation.

La réponse semble être celle-ci: Le salifère d'au-dessous du flysch ne peut être parallélisé qu'avec le salifère inférieur des Subcarpathes, décrit sous les conglomérats de Pietriceica. C'est ce qui démontrent les roches bitumineuses qui entrent dans sa composition, de même que l'existence de gisements de sel dans les deux formations. On peut donc tirer la conclusion que par la dénomination de «Salifère inférieur» on comprend le

Salifère des Carpathes et des Subcarpathes qui renferme des gisements de sel.

### Age de la formation salifère.

L'âge de la formation salifère a toujours suscité de longues discussions à cause de l'importance de cette formation. Les conditions de sédimentation et principalement son remarquable contenu en sels n'a guère favorisé le développement des êtres organiques dont les restes pourraient faciliter la détermination de l'âge de cette formation. Les fossiles faisant défaut pour résoudre cette question on a dû recourir à des données stratigraphiques recueillies de tous les côtés aux environs des Carpathes, là où cette formation se trouve représentée.

On sait aujourd'hui d'une façon certaine que la formation salifère est d'âge miocène, puisque, comme on a pu le voir, elle se trouve au dessus du Paléogène et à sa partie supérieure elle se termine par le Tortonien fossilifère, recouvert lui même par le Sarmation.

La question qui s'est posée dans les derniers temps, c'est de savoir si la formation salifère est équivalente à tous les étages du Miocène ou si elle ne correspond qu'à certains étages de celui-ci.

En résumé, on émit à ce sujet plusieurs opinions dont les mieux fondées sont les suivantes:

1. La formation salifère peut être parallélisée avec la formation de Schlier, d'âge helvétien;

2. La formation salifère représente un faciès latéral lagunaire du Tortonien;

3. La formation salifère représente tous les étages du Miocène, depuis la fin de l'Oligocène jusqu'au commencement du Sarmation.

1. Ce furent les géologues autrichiens qui é mirent l'idée que la formation salifère pouvait être parallélisée à la formation de Schlier. C'est surtout à SUSS (1) que l'on doit d'avoir synthétisé toutes les données à l'appui de cette assertion.

Dans un chapitre de «La face de la terre», la Méditerranée, il a essayé d'établir le critérium pour faire la classification des dépôts néogènes et leur synchronisme dans les bassins de la Méditerranée.

La classification est basée sur les oscillations positives et négatives de cette mer, par conséquent sur les transgressions et régressions marines, résultées de ces oscillations. Comme une transgression et une régression marines constituent un cycle entier, SUSS distingue pendant tout le Néogène trois cycles d'oscillations de la Mer Méditerranée, correspondant à

(1) Dr. SUSS, La Méditerranée, dans son ouvrage «La face de la terre», Vol. 1, pag. 304—417.



trois étages de celui-ci, désignés sous le nom de I-er, II-ième et III-ième étage méditerranéen, chacun commençant par une transgression et s'achevant par une régression marine.

C'est dans ce sens que d'après SUSS, la formation salifère subcarpathique, équivalente au Schlier, représente le faciès de régression du premier étage méditerranéen, en pouvant être parallélisé avec l'Helvétien du reste de l'Europe.

Chez nous l'âge helvétien de la formation salifère a été principalement soutenu par SABBA STEFĂNESCU (1).

2. Ce fut COBĂLĂESCU (2) qui émit la seconde idée en faveur de l'âge tortonien, idée soutenue par SAVA ATHANASIU, il y'a déjà huit ans (3).

Les derniers temps, HAUG a synthétisé, dans son admirable ouvrage, les données des géologues autrichiens, galiciens, roumains et russes sur la formation salifère et a conclu qu'elle doit être considérée dans son totalité comme un faciès latéral lagunaire du Tortonien.

A l'appui de cette opinion HAUG (4) s'en rapporte d'un côté aux fossiles rencontrés dans la formation salifère de Wieliczka et Bochnia, fossiles qui caractérisent le Tortonien dans le bassin de Vienne et d'un autre côté au fait, que à l'Est des Carpathes, en Pologne, Volhynie, Podolie, le faciès normal du Miocène n'est représenté que par Tortonien, le Bourdigalien et l'Helvétien, faisant complètement défaut. Bref, il y a eu aussi dans la région subcarpathique, entre l'Oligocène et le Tortonien, une lacune dans la sédimentation, qui correspondrait avec les temps bourdigaliens et helvétiques.

Pendant les amples discussions à ce sujet dans les séances de l'Institut Géologique de Roumanie (séance du 29 Novembre 1913) ATHANASIU se rallia entièrement à cette idée et en dehors des arguments de HAUG il apporta à l'appui de cette thèse, d'un côté la présence d'intercalations de calcaires tortoniens fossilifères dans la formation salifère du dealul Clenciul (Moldavie) et du ruisseau Zapoda (à Slănicul de Prahova), d'un autre côté, la présence dans les dépôts salifères du tuf dacitique qui caractérise en Transylvanie les couches de Mesöseg (II-ième Méditerranéen) et qui en Roumanie, tant en Olténie (MURGOCI) qu'en Moldavie (TRISSEYRRE) appartient au Tortonien.

Suivant ATHANASIU, la présence du Bourdigalien et de l'Helvétien en Roumanie (Bahna, Oltenie, Dobrogea) n'ayant encore été

(1) SABBA STEFĂNESCU. Etude sur les terrains tertiaires, etc., pag. 92 — 100.

(2) GR. COBĂLĂESCU. Studii geologice și paleontologice, etc. pag. 52.

(3) SAVA ATHANASIU. Clasificarea terenurilor neogene, etc. pag. 6, 7, 13.

(4) G. HAUG. Traité de Géologie, Vol. II, fasc. 3, pag. 166.



établie d'après des données paléontologiques suffisantes et la persistance d'un régime lagunaire pendant toute la période miocène étant difficile à admettre, principalement à l'égard d'une région soumise à des mouvements intenses, comme c'est le cas pour la région subcarpatique, on arrive à la constatation que le Salifère entier ne pourrait être considéré en général que comme un faciès lagunaire lateral du Tortonien (1).

3. La troisième supposition énoncée chez nous par MRAZEC et TEISSEYRE (2), c'est que la formation salifère représente tous les étages du Miocène, depuis la fin de l'Oligocène jusqu'au commencement du Sarmatien.

D'après eux, la formation salifère des Carpathes de SE représente un faciès de regression du flysch tertiaire, ayant duré depuis la fin de l'Oligocène jusqu'au commencement du Sarmatien.

A cette idée se rangent de nos jours aussi MACOVEI (3) et POPESCU, qui partagent la Formation salifère en deux: un Salifère inférieur à gisements de sel, constituant l'autochton des nappes du Flysch, qui représente le I-er Méditerranéen et un Salifère supérieur, formé par des conglomérats, des marnes, des gypses, des grès et des sables à tuf dacitique, qui représente le II-ème Méditerranéen dans la sens d'Helvétien et Tortonien.

A l'appui de cette idée, ils ont émis parmi d'autres arguments, le fait qu'il existe en beaucoup d'endroits de l'Olténie et de la Valachie une continuité de sédimentation depuis le Paléogène, à travers la Formation salifère, jusqu'au Pliocène et que d'un autre côté, le Salifère inférieur forme l'autochton du Flysch, tandis que le Salifère supérieur se trouve transgressivement par-dessus ce dernier, dans la région d'Ogrotin et par-dessus le Vorland, en Galicie et Bucovine (4).

Quant à l'Olténie, MURGOCI en arrive à la même conclusion, en distinguant dans la formation salifère deux faciès (horizons): «un faciès inférieur, le faciès barriolé, que l'on doit considérer dans sa plus grande partie comme appartenant au Bourdigalien; un autre faciès supérieur, le faciès gris, que l'on doit considérer comme appartenant au Vindobonien» (5).

(1) SAVA ATHANASIU. Cours de Stratigraphie pour 1913.

(2) W. TEISSEYRE L. MRAZEC. Salzvorkommen in Rumänien, pag. 11. Wien. 1903.

(3) G. MACOVEI. Sur l'âge de la Formation salifère en Roumanie. Comptes-rendus des séances de l'Institut Géologique, Vol. IV. Bucarest 1913.

(4) I. POPESCU VOIREȘTI. Nouvelles données sur le Tortonien fossilifère dans la zone du Flysch des Subcarpathes méridionales. An. Inst. Geol. Roum. Vol. VI. Bucarest 1914.

(5) G. MURGOCI. Terțiarul din Olténia pag. 51.



Les observations recueillies dans notre région nous font incliner vers cette dernière opinion, d'après les considérations suivantes:

1. La formation salifère atteint dans notre région une épaisseur totale approximative de plus de 1500 mètres, sans tenir compte de l'épaisseur du massif à sel, que l'on ne connaît pas encore. Dans cette série salifère le Tortonien fossilifère est représenté seulement à la partie supérieure du Salifère supérieur, atteignant un maximum d'épaisseur de 3—400 mètres, ce qui indique que dans les couches inférieures, d'une épaisseur de plus de 1000 mètres, doit être représentés des dépôts plus anciens que le Tortonien. De même, le tuf dacitique qui témoignerait de l'âge tortonien ou helvétien des dépôts qui le renferment, ne se rencontre que dans cet horizon supérieur, tout au plus peut on dire qu'il passe aussi dans l'horizon des marnes et des gypses supérieurs. Il s'ensuit donc que toute la série des dépôts représentés par la Salifère inférieur à gisements de sel, par les conglomérats de Pietricica, par l'horizon rouge du Salifère et par une partie des marnes et gypses supérieurs, doit être considérée comme plus ancienne que le Tortonien.

2. Le support du Salifère des Subcarpathes est formé par l'Oligocène, découvert au-dessous de ce premier dans la crête Pietricica.

Si nous admettons qu'entre l'Oligocène supérieur et la formation salifère, il y a eu une lacune dans la sédimentation, depuis le Bourdigalien jusqu'à l'Hélvétien, ce serait reconnaître que la formation salifère commence par une transgression et dans ce cas l'absence des roches de l'Oligocène dans les dépôts à la base de la formation salifère serait inexplicable.

Leur absence est le meilleur argument en faveur de la continuité de sédimentation depuis la fin du Paléogène jusqu'à la fin du Tortonien.

À la fin du Paléogène la mer du Flysch se transforme en une série de lagunes, à l'époque de laquelle s'est déposé le Salifère inférieur à gisements de sel. Cette époque correspondrait en général au 1-er Méditerranéen.

À la fin de ce dernier, le plissement des Carpathes, produit par un effondrement des Subcarpathes, (respectivement le Vorland) provoqua dans la région des dernières une transgression pendant laquelle se sont déposés les conglomérats de Pietricica.

Une pareille transgression dans les Subcarpathes de Nord correspond au commencement du Vindobonien et l'on peut dire que les conglomérats de Pietricica par lesquels commence la transgression du Salifère supérieur, correspondent aussi dans leur plus grande partie au commencement du Vindobonien. Cette transgression a été de nouveau suivie par une phase



de régression marine, qui ramena la phase lagunaire, pendant laquelle à eu lieu la déposition de l'Helvétien supérieur et du Tortonien, représentés par les marnes et les gypses supérieurs, les grès et les tufs dacitiques.

A la fin de cette phase, la mer fit de fréquentes incursions dans la lagune salifère, le faciès normal du Tortonien se trouvant représenté par des calcaires à *Lithothamnium*, intercalé comme dépôts hétéropiques à la partie supérieure des dépôts du Salifère supérieur.

#### b) SARMATIEN.

Dans la région dont nous nous occupons, l'étage supérieur du Miocène est représenté par des dépôts sarmatiens, disposés en deux zones parallèles.

1. L'une dans la partie occidentale de la région, entre Vișoara et Berzunț, recouvrant transgressivement la Formation salifère des Subcarpathes et la zone marginale du Flysch.

2. L'autre dans la partie occidentale du plateau moldave, aux confins d'entre ce dernier et la région subcarpathique.

#### 1. Le sarmatien de l'Ouest.

Dans cette région mentionnée en partie par COBĂLCESCU (1) et par TEISSYRE (2) on peut distinguer dans les dépôts sarmatiens deux horizons pétrographiques :

A la partie inférieure, un horizon d'au moins 20—30 mètres d'épaisseur, composé de marnes grises parfois compactes, le plus souvent sablonneuses, renfermant des concrétions ferrugineuses et de minces intercalations de grès et de sables.

On rencontre dans cet horizon les fossiles suivants :

<i>Pleurotoma Döderleini</i> HÖRNES	<i>Cerithium pictum</i> BAST.
<i>Trochus puber</i> EICHW.	"    "    var. <i>Stefănescui</i>
" <i>pictum</i> EICHW.	"    "    "    FONT.
<i>Murex sublavatus</i> BAST.	" <i>rubiginosum</i> EICHW.
<i>Bulla Lojankajreana</i> BAST.	<i>Cardium obsoletum</i> EICHW.
<i>Rissoa inflata</i> ANDRZ.	" <i>vindobonense</i> PT.
<i>Cerithium nodosoplicatum</i> HÖRNES	<i>Ferilia podolica</i> EICHW.

(1) GR. COBĂLCESCU. Despre origina și zăcămintele petrolului în general și în particular în Carpați. Iași 1887.

(2) W. TEISSYRE. Geologische Reiseberichte, etc., pag. 133—137. Wien 1836.



Cette faune présente une grande analogie avec la faune décrite par SIMIONESCU dans le plateau Moldave, où elle détermine le Volhynien (1).

Les formes *Pleurotoma Döderleini*, *Trochus puber*, *Murex sublavatus*, qui indiquent dans les eaux où elles ont vécu une salinité plus prononcée que celle de la mer volhynique et qui déterminent fort probablement un horizon inférieur au Volhynien, le Buglovien, manquent dans le plateau sarmatique de Moldavie. D'ailleurs certains de ces fossiles se trouvent représentés dans cet horizon en Volhynie dans les couches de Buglowka, où ils ont été décrits par LASKAREW (2).

Au dessus de cet horizon à marnes suit concordamment un II-ième horizon, représenté par des conglomérats, des grès et des sables.

Les conglomérats occupent la partie inférieure de cet horizon, ayant une épaisseur de 4—5 mètres.

Ils sont formés de morceaux roulés de schistes ménilitiques, de grès de Kliwa, de grès de la série inframénilitique, de calcaires à *Lithothamnium*, puis de calcaires gris compacts à *Cardium*, *Rissoa*, *Bulla*, *Conus*, etc., et morceaux de marnes, probablement salifères.

Les grès sont bien développés dans cet horizon et constituent souvent de bancs puissants, atteignant une épaisseur de 2—3 mètres. Ils ont une couleur blanche, qui rappelle la couleur du grès de Kliwa dont ils se distinguent par le grand contenu de calcaire et les nombreuses diaclases remplies d'oxydes de fer, qui les traversent de tous côtés. En outre, on rencontre aussi des grès gris et jaunâtres partiellement calcaires.

Ces derniers présentent souvent une stratification entrecroisée et renferment des intercalations de charbons et des concrétions sphéroïdales de marne.

Les fossiles rencontrés dans cet horizon sont représentés par des *Cerithes*, *Bulla*, *Mactra*, *Ervilia* et *Cardium*, qui se laissent difficilement déterminer au point de vue spécifique, ne pouvant être isolés des roches. Elles dénotent néanmoins que les couches qui les renferment doivent être rapportées toujours au Sarmatien inférieur, le Volhynien.

Les deux horizons du Sarmatien, bien représentés dans la zone des Subcarpathes, ne peuvent être distingués clairement dans la zone du Flysch. Ici le Sarmatien est représenté par une alternance de sables, marnes, grès et conglomérats, pouvant être observée dans toute l'épaisseur des dépôts sarmatiens.

(1) I. SIMIONESCU. Contribuțiuni la Geologia Moldovei între Siret și Prut, pag. 33.

(2) W. LASKAREW. Die Fauna der Buglowka Schichten in Volhynie. Mém. du Com. Géol. N-elle Série, Livre à St. Pétersbourg 1903.



## 2. Le Sarmatien de l'Est.

La seconde zone de dépôts sarmatiens se rencontre au bord occidental du plateau de Moldavie formant une division continue au-dessus des dépôts méoliens et au-dessus des dépôts salifères dont ils sont séparés par une ligne de dislocation.

Dans la littérature on ne trouve que peu de données au sujet de cette zone sarmatienne dans les ouvrages de COBĂLCESCU (1), et ceux de SAVA ATHANASIE (2).

Les dépôts sarmatiens sont constitués par des marnes, argiles, conglomérats, grès et sables, mais on ne peut déterminer précisément des horizons à cause des rapports qu'il y a entre les dépôts sarmatiens et la formation salifère, rapports changés par la dislocation qui les sépare.

Les marnes et les argiles sarmatiennes, qui se trouvent en certains endroits sur la ligne du contact entre le Sarmatien et le Salifère, ont une couleur grisâtre et présentent des efflorescences salines comme les roches salifères dont elles ne peuvent être distinguées que par quelques fragments de *Cerithes*, *Trochus*, *Bulla* et *Cardiucées*.

Elles semblent représenter l'horizon tout à fait inférieur du Sarmatien de cette zone et je crois qu'elles peuvent être parallélisées avec les argiles basales du plateau moldave, argiles que SIMIONESCU attribue au Sarmatien inférieur (3) et que dernièrement DAVID range au Buglovien (4).

Les grès sont puissamment développés et présentent des caractères pétrographiques semblables à ceux des grès de la zone sarmatienne de l'Ouest. Parfois ils sont conglomératiques puisqu'ils sont formés de fragments de roches vertes remaniées des conglomérats verts salifères, comprenant des séparations sphéroïdales piriformes, bacillaires.

Dans beaucoup d'endroits les grès sont fossilifères et renferment les formes suivantes :

*Mastra podolica* EICHW.

*Donax lucida* EICHW.

„ *dentigera* EICHW.

*Modiola* sp.

*Solen subfragilis* EICHW.

*Cerithium pictum* BAST.

*Cerithium rubiginosum* EICHW.

*Trochus* sp.

*Bulla Lajonkajreana* BAST.

(1) GR. COBĂLCESCU. Studii geologice și paleontologice, etc., pag. 41.

(2) SAVA ATHANASIU. Raport asupra act. Inst. Geol. al Rom. pe anii 1908—1910, pag. XLV.

(3) I. SIMIONESCU. Contribuțiuni la Geologia Moldovei între Siret și Prut, pag. 35.

(4) M. DAVID. Faits nouveaux pour la détermination de l'âge des argiles basales du plateau moldave. Ann. scient. de l'Université de Iassy, T. VIII, fasc. 3, Iassy 1914.





D'après cette faune on peut affirmer qu'il sont équivalents au Sarmatien inférieur.

Par-dessus ces marnes et grès se trouvent concordants des bancs de sables alternant avec des couches de grès, recouverts à leur tour par une série très épaisse de dépôts d'eau douce d'âge méotien.

La concordance indiscutable observée dans cette série de dépôts depuis le Sarmatien jusqu'au Méotien, permet de supposer que dans cette série se trouve représenté aussi le Sarmatien supérieur.

Une pareille continuité stratigraphique entre le Sarmatien et le Méotien se rencontre aussi dans la région du sud de la rivière Trotuş, dans le district de Putna (1).

### 3) DÉPÔTS PLIOCÈNES.

Le Pliocène est représenté dans notre région a) par des dépôts lacustres méotiens et b) par des dépôts de terrasse.

#### a) MÉOTIEN.

Dans la partie orientale des Subcarpathes de notre région, par-dessus les dépôts sarmatiens, on rencontre certains dépôts lacustres représentés par des sables, des grès, des marnes, des argiles et des cendres andésitiques, que nous rangeons dans le Méotien.

En certains endroits, ces dépôts sont concordants aux dépôts sarmatiens, d'autre fois cependant ils avancent par-dessus la limite de ces derniers, en transgressant par-dessus la Formation salifère subcarpathique.

Les sables ont une coloration jaunâtre, parfois rougeâtre à cause des oxydes de fer qu'ils contiennent et ils sont surtout formés de grains de calcaire, des fragments de roches vertes, remaniées des conglomérats verts salifères.

Souvent les sables renferment des intercalations de bancs de grès, qui ont la constitution des sables. Dans les ravins largement ouverts les grès forment des gradins parmi les couches de sables, à cause d'une plus grande résistance, qu'ils offrent à l'action destructive des agents physiques.

Généralement les sables ont une stratification régulière, mais sur la ligne de contact avec le Salifère, ils présentent une stratification torrentielle, refermant aussi des intercalations de couches charbonneuses.

Dans les sables on rencontre des petites *Congerias*, puis une *Congeria* plus grande du groupe *subcarinata*, *Hydrobia*, *Melanopsis*,

(1) SAVA ATHANASIU. Raport asupra act. Inst. Geol. Rom. pe anul 1908—1910.

*Valvata piscinalis*, *Nerita Grateloupiana*, des fragments d'*Unio* et parfois des moules de *Helix*.

Les marnes et les argiles sont très bien représentées dans les dépôts méotiens. Les premières ont une couleur grise ou gris bleu, micacées et ont un grand contenu d'argile; les autres sont ordinairement jaunâtres, grises vertes ou grises bleues, très plastiques et parfois distinctement stratifiées. Les marnes et les argiles comprennent quelquefois de petites *Congéries*, des fragments et des moules d'*Unio*, des semences de *Chara* et sont principalement riches en *Helix*, *Planorbis*, *Limnaea*.

Par-dessus les argiles à *Helix*, atteignant quelquefois une épaisseur de plus de 150 mètres, on rencontre quelques minces couches de grès calcaires remplis de coquilles de *Mastra*.

Malgré tous les efforts, il m'a été impossible d'isoler ces fossiles et je n'ai donc pu les déterminer.

Dans d'autres endroits ces fossiles sont renfermés dans des marnes, d'où l'on ne peut les isoler à cause de leur extrême fragilité.

Généralement ces formes du *Mastra* ont de dimensions petites, ne sont pas équilatérales et ont une coquille très mince. Certaines d'entre elles paraissent se rapprocher de *Mastra podolica*, dont elles diffèrent par la petite dimension de la coquille et sa rondeur. La plupart cependant ressemblent aux formes *Mastra subcaspia*, *karabugasica*, *Oscskovi*, décrites par ANDRUSSOW dans les couches du Néogène caspique (1) et à celles figurées par MARIA PAVLOW dans un ouvrage sur le *Dinotherium* de Tiraspol (2).

**Cendre et tuf andésitiques.** Par-dessus les couches à *Mastra* suivent la cendre et le tuf andésitique. Ces derniers forment des couches d'une épaisseur de maximum 40—50 mètres et peuvent être distingués à une grande distance à cause de leur couleur noire, contrastant avec la couleur claire des sables, où ils se trouvent intercalés.

La cendre andésitique parfois très pure, d'autres fois mêlée de sable, est composée de grains de plagioclase basique, de pyroxène et d'une grande quantité de magnétite, et elle est cimentée par un ciment feldspathique et pyroxénique et une petite quantité de verre en état de dévitrification.

Souvent les cendres andésitiques renferment des blocs de lave roulés de la grosseur d'un poing. Ces derniers ont une couleur grise ou rougeâtre et sont parfois compacts, très souvent scorriacés à grandes vacuoles.

(1) N. ANDRUSSOW. Beiträge zur Kenntniss des kaspischen Neogen. Mémoires du Comité. Géol. Vol. XV, No. 4, St. Peterbourg 1902.

(2) MARIA PAVLOW. *Dinotherium giganteum* KAUF. des environs de Tiraspol. St. Peterbourg 1907.

Les laves présentent une structure porphyrique et sont formées de phénocristaux de feldspath et de pyroxène, englobés dans une masse vitreuse ou microlitique.

Le feldspath est basique (probablement un Labrador), a une structure zonaire, une macle Albite ou Karlsbad et se présente sous forme de cristaux tabulaires.

Le pyroxène représenté par un pyroxène diopsidique est aussi basique et maclé. L'amphibole y fait complètement défaut.

Outre ces minéraux, les cendres andésitiques renferment aussi des grains de magnétite, visibles à la loupe ou au microscope, parfois transformés en limonite.

La pâte de la lave est formée de verre et de microlites ayant la composition des phénocristaux, donc du plagioclase et du pyroxène (1).

L'analyse chimique faite par CANTUNARI (2), dénote une cendre basique à 53, 53  $S\%O_2$ , ayant une composition très proche de celle des andésites typiques, ce qui correspond à l'analyse microscopique.

SiO <sub>2</sub> . . . . .	53.53	CaO . . . . .	8.45
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.43	MgO . . . . .	3.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19.61	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5.39	K <sub>2</sub> O . . . . .	1.99
FeO . . . . .	3.49	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.53
MnO . . . . .	0.18	Perte à l'eau . . . . .	1.25
			100.51

**Origine des cendres et tufs andésitiques.** En abordant la question des tufs andésitiques, ATHANASIU se demande d'où peuvent provenir ces roches tellement répandues au sud du district de Bacău et au nord du district de Putna.

Puisque dans ces localités, on ne trouve nulle part aucune trace de manifestations volcaniques, ATHANASIU suppose que l'origine des cendres andésitiques de la Moldavie méridionale, doit être cherchée dans les éruptions volcaniques d'andésites, ayant eu lieu, depuis le Sarmatien jusqu'à la fin du Pliocène à la partie intérieure de l'arc carpathique principalement dans les monts Hârghita et Barot, au coin SE de la Transylvanie. La distance entre la crête Hârghita et les collines à l'ouest de Bacău, où l'on rencontre des cendres andésitiques en Moldavie, est d'au moins 100 kilomètres; l'on

(1) D'après les observations microscopiques de M. Dr. ROTMAN.

(2) SAVA ATHANASIU. *Asupra prezentei cenusei andezitice. Dăruia de seamă ale Sedințelor*, Vol. II, pag. 110. București 1910.



peut donc conclure que la cendre rejetée par ces volcans aurait pu parvenir dans notre région par voie aérienne (1).

Mais si la cendre lancée par ces volcans a pu être transportée, par voie aérienne, sur une aussi grande distance, les blocs de lave andésitique, intercalés dans les couches de cendre, n'ont pu y être amonés par la dite voie.

Quelles qu'aient été les conditions d'éruption de ces volcans pliocènes, se trouvant à 90—100 kilomètres de notre région, il est impossible d'admettre que des fragments gros comme le poing aient pu être projetés à une si grande distance.

Il n'est guère plus aisé de s'imaginer que ces blocs ont été transportés par l'eau.

D'après ce que l'on connaît de nos jours, dans le Pliocène inférieur, la crête des Carpathes était déjà émergée et par conséquent le bassin dacique ne communiquait guère avec le bassin transylvain; de là impossibilité de ce que les roches d'au delà des Carpathes se soient rémaniées dans le bassin dacique. Il ne peut non plus s'agir d'un transport par les cours d'eaux car on devrait trouver en ce cas des blocs d'andésite dans les terrasses des rivières ce qui n'a été remarqué nulle part.

Nous sommes donc obligés d'admettre, de ce côté-ci des Carpathes, l'existence de cratères volcaniques d'explosion entre le Miocène supérieur et le Pliocène; ces cratères ont rejeté les cendres andésitiques de la Moldavie méridionale et ont été détruits plus tard et recouverts par les dépôts du lac pliocène.

Si nous prenons en considération les données d'ENCULESCU qui affirme, qu'à mesure qu'on avance vers le NE, la cendre andésitique est de plus en plus fine, nous devons supposer que les éruptions ont eu lieu à peu près dans la zone de dislocation du Trotus qui, comme nous allons le voir plus loin a été intéressée par les mouvements pendant tout le temps depuis le Miocène supérieur jusqu'au Quaternaire.

Par-dessus les cendres andésitiques suit un nouveau complexe de marnes, argiles et sables qui se continuent avec une inclinaison constante vers le SE jusqu'à Adjud.

(1) SAVA ATHANASIE. Sur la présence des cendres andésitiques dans les couches sarmatiques de la partie Sud de la Moldavie. Comptes. rendus des séances, Vol. II. Buc. 1910.

SAVA ATHANASIE. Asupra prezentei cenușei andezitice în straturile sarmatice din partea de sud a Moldovei. Dățile de seamă ale ședințelor. pag. 112. Vol. II. Buc. 1910.

P. ENCULESCU. Notă preliminară asupra unei cenușe vulcanice din partea stângă a râului Siret, Jud. Bacău. Dățile de seamă ale ședințelor. Vol. II, pag. 113. București 1910.



**Âge de ces dépôts d'eau douce.** Par rapport à l'âge de ces dépôts, nous pouvons affirmer que la plupart d'entre eux représentent le Méotien et peut-être aussi la partie supérieure du Sarmatien.

Voilà les preuves principales témoignant de l'âge méotien de ces dépôts :

1. Nous avons relevé plus haut qu'il existe continuité stratigraphique entre le Sarmatien inférieur, déterminé par des fossiles, et ces dépôts d'eau douce. En effet, ces dépôts se rencontrent concordamment par-dessus le Sarmatien, en s'étendant vers l'Est jusqu'à Adjud avec une inclinaison de 35—50° vers le SE. Ici sur le rivage droit du Trotuş, ATHANASIU décrit dans des sables à *Unio* une dent incisive de *Mastodon arvernensis* qui prouve que les couches qui le contiennent sont homologues avec le Pliocène supérieur, le Levantin ou le Dacien (1). Les sables à stratification croisée s'appuient d'une manière discordante sur l'argile basale à *Helix* et *Planorbis*, dont la surface est une surface d'érosion. Par conséquent les dépôts d'eau douce à la base de ces sables représentent probablement en partie le Méotien.

2. Les formes de fossiles rencontrés à la base de ces dépôts—*Congerina*, *Melanopsis*, *Hydrobia*, *Unio* et les semences de *Chara*—prouvent que les eaux dans lesquelles ces dernières ont vécu étaient très adoucies et excessivement différentes des eaux saumâtres de la mer sarmatienne où vivaient les formes: *Ervilia*, *Donax*, *Solen*, *Maetra*, *Cerithium*, etc.; comme on le sait, dans le Néogène ce changement de salinité correspond, tant pour le bassin dacique que pour le bassin transylvain, au temps d'entre le Sarmatien et le Méotien.

3. Il est fort probable qu'il existait pendant la déposition du Pliocène inférieur des avancements périodiques des eaux plus douces au centre du bassin du lac pliocénique vers la bordure occidentale des Carpathes, puisque ce n'est qu'ainsi qu'on peut expliquer l'existence des formes de *Maetra* parmi les dépôts d'eau douce.

Les formes de *Maetra* se distinguent très bien des *Maetres* sarmatiennes et ont de nombreuses affinités avec ces formes méotiennes tellement fréquentes dans tout le sud de la Russie (2).

4. Les marnes et argiles à *Helix* et *Planorbis*, très développées dans notre région, représentent un faciès très caractéristique, tant dans le Méotien de Russie que dans celui de Roumanie.

Dans le district de Putna, l'alternance des bancs de grès avec des marnes méotiennes forme une série excessivement épaisse, de plus de 2500 m. (ATHANASIU), reposant en concordance par-dessus les dé-

(1) SAVA ATHANASIU. Contribuţiuni la studiul Faunei terţiare de Mamifere din România. An. Inst. Geol. Rom. Vol. II, pag. 392. Buc. 1909.

(2) N. ANDRUSSOW. Meotische Stufe... pag. 357, 366, 370, 373, etc.

IDEM. Beiträge zur Kenntniss des kaspischen Neogen.



pôts sarmatiens. Au sud de la courbure des Carpathes, le faciès à *Helix* du Méotien est bien représenté sous la forme d'intercalation dans le faciès à *Dosinia* (1) et le faciès à *Unio* (2) aussi bien en Valachie qu'en Olténie (3).

Le manque du faciès à *Dosinia* dans les dépôts méotiens de notre région, prouve que ce Méotien représente un faciès d'eau plus douce que celle du sud de la Russie, de la Valachie et de l'Olténie, ce qui est assez facile à expliquer, vu que nous nous trouvons dans la proximité du bord du lac méotien où l'adoucissement des eaux s'est produit plus vite qu'à la partie centrale du lac. Il semble donc qu'ici le Méotien est représenté sous un faciès panonien, au sens de faciès d'eau douce, tel que TEISSEYRE considère les dépôts du bassin de Comănești, caractérisés par l'apparition des formes de *Melanopsis Bouei* FERR., associées aux *Congerina*, *Neritina*, *Limnæa*, etc. (4).

5. Sous les cendres andésitiques du district de Putna, ATHANASIU mentionne des marnes à *Dosinia exoleta*, ce qui témoigne de l'âge méotien de ces dernières (5).

6. On arrive à la même constatation si l'on considère aussi la constitution pétrographique des cinérites andésitiques. Sans pouvoir admettre qu'elles viennent de Transylvanie, nous sommes cependant obligés de supposer, qu'il doit y avoir une relation génétique entre les éruptions d'andésite des monts Hârghita et les éruptions de notre région, probablement le long d'une dislocation transversale sur la direction des Carpathes, dont l'une de ces dislocations serait la dislocation du Trotuş.

D'après les études faites par différents pétrographes et résumées par ATHANASIU nous savons, quant à l'âge des éruptions andésitiques de la partie intérieure des Carpathes qu'elles ont commencé dans la seconde moitié du Miocène, se prolongeant peut-être aussi pendant le Pliocène et que, dans la succession des différents types d'andésites, ce sont les andésites à amphibole qui sont les plus anciennes, viennent ensuite les andésites à

(1) W. TEISSEYRE. Geologische Untersuchungen im Distrikte Buzău in Rumänien. Verh. der k. k. geol. R. A. pag. 162. Wien 1897.

(2) MEM. Asupra etajelor Meotie, Pontic, Dacic. An. Inst. Geol. Rom. Vol. II. pag. 332. București 1908.

(3) I. IONESCU-ARGETOALA. Comunicare preliminară asupra depozitelor pliocene din Olténia. Extras din Dările de seamă ale Ședințelor. Vol. III. Buc. 1912.

(4) W. TEISSEYRE. Asupra etajelor Meotie, Pontic, Dacic pag. 346.

(5) SAVA ATHANASIU. Raport asupra act. Inst. Geol. al Rom., pe anii 1908--1910, pag. XXXI.



amphibole et biotite et en dernier lieu, comme éruptions plus récentes, les andésites basiques à augite (1).

D'après la description de KOCH (2), les andésites basiques à pyroxène des monts Hârghita, qui ont beaucoup de ressemblance avec les laves des cendres andésitiques de notre région et qui se rattachent en même temps étroitement à la dislocation du Trotuş, ont fait leur apparition au commencement du Pontien du bassin de Transylvanie, qui correspond comme on le sait, à notre Méotien; il paraît donc que les andésites de notre région ont le même âge que celles de Transylvanie, l'âge méotien.

De toutes ces considérations il ressort que les dépôts d'eau douce de notre région, aussi que les cendres et tufs andésitiques qu'elles comprennent, doivent être attribués, dans leur plus grande partie, au Méotien, en partie aussi au Sarmatien supérieur.

#### b) TERRASSES PLIOCÈNES.

Nous avons séparé dans le groupe des terrasses pliocènes les dépôts fluviaux de la crête du Trotuş qui s'élèvent à plus de 200 mètres au-dessus du cours actuel de cette rivière.

Les dépôts se composent d'une alternance de graviers, sables marnes et argiles, ayant une épaisseur atteignant parfois 200 mètres.

Les graviers sont principalement constitués de roches vertes remaniées des conglomérats verts, tellement répandus dans le Paléogène et le Néogène.

Les graviers sont altérés et ont une coloration rougeâtre, tandis que les calcaires qu'elles contiennent sont en grande partie lavés par les eaux d'infiltration et déposés sous forme de tufs calcaires par les abondantes sources à la base de cette terrasse.

La grande altitude de ces graviers au-dessus de la vallée actuelle du Trotuş, en concordance avec l'état très avancé d'altération de ces graviers, permet d'attribuer à ces dépôts l'âge pliocène supérieur.

#### 4. DÉPÔTS QUATERNAIRES.

Les dépôts quaternaires sont représentés : a) par les graviers que l'on rencontre sur les crêtes des collines du bassin du Siret et Tazlău et b) par les dépôts de terrasse qui suivent le cours actuel des rivières, et spécialement des grandes rivières — Tazlău, Trotuş et Siret.

(1) SAVA ATUANASIU. Studii geologice în districtul Suceava, etc., pag. 46. Buc. 1898.

(2) A. KOCH. Die Tertiärbildungen, etc., II Teil, page 269, 355.



## a) GRAVIERS QUATERNAIRES.

Les graviers se rencontrent sur les crêtes des collines du bassin de Tazlău, comprises entre la crête de Berzunț, et la crête de Pietricica. De même ils sont représentés sur les crêtes des collines, comprises entre la vallée du Siret et la crête de Pietricica.

D'un côté et de l'autre de cette hauteur, sur les collines d'entre la vallée du Siret et du Tazlău, les graviers sont formés des éléments des conglomérats verts de Pietricica; sur les crêtes des collines à la droite du Tazlău, jusque dans la crête de Berzunț, ils sont formés par les roches du Flysch marginal. Nous pouvons donc les considérer avec raison comme étant formés par les anciens affluents de ces rivières qui venaient du côté de la crête Pietricica et du Berzunț. Comme ils se trouvent presque à la même hauteur que les terrasses supérieures de ces rivières d'âge quaternaire inférieur, l'on peut considérer les graviers comme appartenant à ce même âge.

## b) TERRASSES QUATERNAIRES.

La séparation et le parallélisme des terrasses d'une région sont des problèmes géologiques difficiles à résoudre puisque les seuls fossiles pouvant servir à déterminer leur âge, les ossements des Mammifères, ne s'y trouvent que très rarement.

Les fossiles y faisant défaut, on classe généralement les terrasses d'un côté d'après la constitution pétrographique des dépôts qui les constituent et leur degré d'altération, d'un autre côté d'après la hauteur à laquelle ces terrasses reposent au-dessus du cours actuel des rivières.

Pour notre cas la constitution pétrographique des terrasses ne peut guère servir de critérium à leur classification, parceque toutes étant parallèlement formées, à la base par des graviers et à la partie supérieure par des argiles jaunes, se ressemblent excessivement au point de vue constitutif et au degré d'altération de ces derniers.

La hauteur à laquelle les terrasses se trouvent par rapport au lit actuel de la rivière est le meilleur critérium pour la classification des terrasses, surtout si nous prenons comme point de départ le principe, que la succession des différentes terrasses correspondent à des cycles successifs d'érosion des rivières, donc à des variations successives de leur niveau basal.

Ainsi nous considérons de même âge toutes les terrasses reposant à la même hauteur par rapport au cours actuel de la rivière.

Nous pouvons distinguer par conséquent, le long des grandes rivières de notre région, quatre terrasses principales, correspondant à quatre cycles d'érosion des rivières, en faisant abstraction





des terrasses pliocènes, dont nous avons parlé et des terrasses secondaires qui sont des variations locales des quatre terrasses principales:

- 1) Alluvions modernes (terrasse en voie de formation).
- 2) Terrasses inférieures à une hauteur de 10—30 mètres au-dessus du cours actuel de la rivière.
- 3) Terrasses moyennes à 30—70 mètres au-dessus du cours actuel des rivières.
- 4) Terrasses supérieures à 100—200 mètres au-dessus du cours actuel des rivières.

**Alluvions modernes.** Les alluvions modernes sont représentées dans le lit des rivières, où ils constituent le fond de la vallée et sont formées de graviers, sables, argiles et marnes recouverts par fois d'une mince couche de terre végétale.

Ordinairement, les rivières forment à travers ces alluvions récentes, une multitude de ramifications qui pendant les crues y déposent leurs suspensions et de cette façon les alluvions deviennent du plus en plus considérables.

**Terrasses inférieures et moyennes.** Les terrasses inférieures et moyennes se ressemblent beaucoup au point de vue de la constitution pétrographique et ne peuvent être distinguées les unes des autres que par la hauteur qu'elles occupent au-dessus du lit actuel des rivières. Elles sont toutes les deux formées de graviers à la partie inférieure et d'une argile jaune (lut) à la partie supérieure.

Les graviers ont une épaisseur qui varie le long de la même terrasse et alternent avec des sables, des marnes et des argiles ayant dans leur totalité une stratification torrentielle. Généralement les éléments constitutifs des graviers sont plus gros à la base des terrasses et diminuent de plus en plus à leur partie supérieure, où ils passent graduellement vers l'argile jaune des terrasses.

Celle-ci est une argile jaune, un peu sablonneuse et en général poreuse, percée de petits tubes remplis souvent de calcaire. Ordinairement cette argile n'est point stratifiée et présente des parois verticales semblables à ceux du loess éolien.

Malgré sa ressemblance avec le loess éolien, l'argile jaune des terrasses ne peut être regardée comme ayant été produite par la même voie, mais doit être considérée comme un dépôt fluvial:

- 1) parce que quelquefois on observe une transition tout à fait graduelle et continue de l'argile jaune vers les graviers de sa base, et
- 2) parce que cette argile recouvre constamment les graviers des terrasses en suivant le cours des rivières sans jamais gravir le flanc ou les pentes des collines.

C'est pourquoi, nous croyons que cette argile jaune représente un dépôt fluvial formé pendant une phase adulte de la rivière.

Il est connu que dans cette phase, les cours d'eaux transportent principalement pendant les crues, une boue fine qu'ils déposent sur toute la largeur de leur lit, recouvert généralement d'une végétation assez bien représentée.

Après la retraite des eaux, pendant les périodes de sécheresse la boue fine et argileuse abandonnée par la rivière est altérée et remaniée par le vent et surtout par les eaux de ruissellement qui en détruisent la stratification; les plantes qu'elle renferme s'y décomposent et le luth obtient la parosité caractéristique, semblable à celle du loess éolien.

**Terrasses supérieures.** Les terrasses supérieures sont généralement composées seulement de graviers et d'argile. Les éléments de cette terrasse, à cause d'une altération plus prononcée, sont plus rouges que ceux qui forment les terrasses inférieures et moyennes et son calcaire lavé par les eaux d'infiltration est déposé à la base des terrasses sous la forme de tufs calcaires.

Pendant l'exposition de 1906, la commune Jevreni a envoyé une dent d'*Elephas*, que l'on trouve à présent dans la collection de l'Institut Géologique sous la détermination d'*Elephas primigenius* BLUMB établie par SAVA ATHANASIU.

D'après les recherches faites sur place nous avons pu constaté que cette dent a été trouvée dans l'argile jaune couvrant la terrasse moyenne du Trotuş près de sa confluence avec le ruisseau Recea, à Ciopeşti.

L'*Elephas primigenius* BLUMB, d'après ce que l'on en connaît de nos jours, commence en Europe pendant le Quaternaire moyen (1) et s'élève aussi dans le Quaternaire supérieur. D'après sa présence dans la terrasse moyenne, nous pouvons donc ranger cette terrasse dans une phase du Quaternaire moyen ou supérieur, la terrasse supérieure dans le Quaternaire inférieur et la terrasse inférieure dans le Quaternaire récent.

(1) G. HAUG. Traité de Géologie. Vol. II. Fasc. 3. page 1772.



## B. DESCRIPTION GÉOLOGIQUE SPÉCIALE.

### 1. LA ZONE MONTAGNEUSE.

La zone montagneuse représentée par la crête de Berzuntz, entre Moinești et Tg. Ocna, est constituée par les dépôts du Flysch paleogène, la formation salifère à gisements de sel et en certains lieux, par des dépôts sarmatiens.

Ces formations présentent entre elles les mêmes rapports, tout le long de la zone montagneuse.

Ainsi, aux environs de la ville de Moinești, l'extrémité de cette zone montagneuse accuse la structure suivante (Fig. 2):

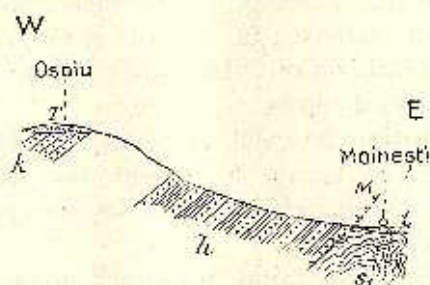


Fig. 2.—Coupe schématique dans les dépôts du Flysch, à Moinești.

h Série inframénilitique; k grès de Kliwa; s, Formation salifère inférieure, Parautochtone du Flysch; T Terrasse pliocène; t Terrasse quaternaire moyenne; M Ligne de chevauchement de la zone marginale du Flysch.

A l'ouest de la ville de Moinești, on rencontre les dépôts de la Série inframénilitique (h), constitués par ses roches les plus caractéristiques, à savoir: des marnes à lucoïdes, des grès verts à hiéroglyphes et des conglomérats verts à *Nummulites*.

Cette série forme une bande continue au sud, à l'est et au nord de la colline Oșoiu. Au sud de celle-ci on trouve le grès de Moinești représenté par un grès jaunâtre, aux grains de quartz, altéré dans un sable jaune contenant des nombreuses *Nummulites*. Toutes les exploitations de pétrole de Moinești ont été faites dans les dépôts de cette série.

Bien qu'il n'y à pas des coupures naturelles où l'on puisse voir l'inclinaison des couches, où peut parfaitement déduire qu'elles inclinent vers l'ouest.

Au sommet de la Colline Oșoiu, au dessus des dépôts de cette série on rencontre le grès de Kliwa (k), incliné aussi vers l'Ouest au dessus duquel se trouvent des conglomérats (T) qui ne sont point intercalés dans les dépôts paléogènes (PESSEYRE), mais se trouvent au dessus d'eux et représentent, selon SAVA ATHANASIU, des dépôts de terrasse, probablement d'âge pliocène supérieur.

A l'Est des dépôts paléogènes, à savoir, sous les dépôts de la terrasse sur laquelle est située la petite ville de Moinești apparaît la Formation salifère ( $s_1$ ). Elle est bien développée le long du ruisseau Ghizu et sous la terrasse de Tazlău sârăt jusqu'à Lucăcești, ayant des sources salées, sulfureuses et des suintements de pétrole. Cette formation se cache vers l'ouest, en superposition anormale, sous les dépôts du Flysch, car elle a été rencontrée sous celui-ci dans de nombreux sondages.

Les rapports anormaux qui existent entre le Paléogène et la Formation salifère, nous font admettre l'existence d'un grand chevauchement du premier sur la seconde.

Vers le sud, la zone montagneuse présente la même structure géologique qu'aux environs de la ville de Moinești.

La série inframénilitique forme ainsi, entre Moinești et Schitu Savului, sur le flanc orientale de la crête de Berzuntz, une zone continue, à largeur variable, qu'on peut suivre le long des ruisseaux Fun-

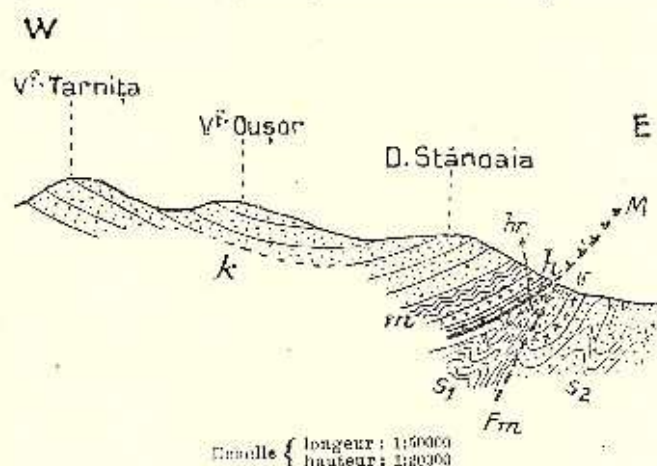


Fig. 3. -- Coupe schématique dans les dépôts paléogènes de la crête de Berzuntz, au sud du village Podurile.

à Série inframénilitique;  $s_1$  Schistes ménilitiques;  $k$  grès de Kliwa;  $s_2$  Formation salifère inférieure, Autochtone du Flysch;  $s_3$  Formation salifère supérieure;  $vr$  argiles à blocs;  $vr_1$  tuf dacitique;  $M$  ligne de chevauchement du Flysch sur le Salifère;  $Frn$  Dislocation marginale des Subcarpathes.

dătura, Zamfira et au commencement de la vallée de Cernu, où on la trouve indiquée jusqu'à Poiana Schitului. Les couches ont la direction NV-SE et l'inclinaison vers l'Ouest.

Au dessus de la Série inframénilitique, on trouve, se succédant normalement, les schistes ménilitiques et le grès oligocène supérieur (grès de Kliwa). Celui-ci occupe les sommets les plus hauts de Bulimandru, Stănoaia, Tarnița et Dealu Moinești, s'élevant quelque fois jusqu'à une altitude de 1000 m.

En général, les dépôts paléogènes forment dans cette portion de la zone montagneuse, un grand pli sinclinal à grande amplitude, par lequel les dépôts carpathiques se relient aux Subcarpathes (Fig. 3). A l'est, les dépôts paléogènes sont chevauchés sur la Formation salifère inférieure et ils sont séparés des Subcarpathes par une dislocation — dislocation marginale des Carpathes.

La Formation salifère inférieure apparaît d'au dessous les dépôts paléogènes du Flysch, le long des ruisseaux Fundătura, Soşii, Păltiniş et à l'Est de Dealul Stănoaia, sous la forme d'une brèche tectonique, composée d'une argile salée, mêlée à des bloc anguleux de Paléogène.

Cette argile, développée le long de la bordure externe du Flysch, est marquée par une ligne continue de sources salées, qui trahissent l'existence des gisements de sel de la Formation salifère inférieure dans la profondeur. D'ailleurs un tel gisement de sel a été rencontré dans un forage à Schitu Savului.

En tenant compte que cette argile se trouve très répandue sous les dépôts du Flysch, il résulte clairement que celui-ci forme une nappe de charriage poussée par dessus la Formation salifère à gisements de sel.

Un fait tout à fait général pour cette région c'est que la zone montagneuse, c'est à dire le Flysch et la Formation salifère à gisements de sel, est séparée des Subcarpathes par une grande dislocation — la Dislocation marginale des Monts Carpathes — le long de laquelle le Salifère supérieur des Subcarpathes forme des sinclinaux pincés.

Allant vers le S entre les villages Schitul Savului et Brăteşti, on constate que la zone montagneuse présente la même structure stratigraphique et tectonique.

Ainsi on trouve à la base de Flysch, la Série inframénilitique qui apparaît le long des ruisseaux Slatina, Butucaru, Ciungă, Caracuda et Brăteşti, qui à sa partie supérieure est couverte par les Schistes ménilitiques et le grès de Kliwa.

Ceux-ci forment deux zones parallèles qui correspondent à deux sinclinaux, l'un sur le versant oriental de la crête de Borzunt, occupant les collines Ouşor, Corhana, Dealul Zebel, etc. et l'autre occupant la zone des grands sommets, Ouşor, Măguriştea, Măgura, Praghila, etc.

Ces deux sinclinaux sont séparés par un pli anticlinal, dans l'axe duquel apparaissent les dépôts de la Série inframénilitique et puis à l'ouest du village Brăteşti se transforme en pli-écaille.

Ce qui présente un grand intérêt pour cette région, ce sont les dépôts sarmatiens qui se trouvent transgressifs sur le Paléogène (Fig. 4 et 5).

Le Sarmatien occupe une zone presque interrompue, qui commence au nord du ruisseau Puşcasu, et continue vers le Sud jusqu'au ruis-



seau Caracuda, à Brătești, où il quitte la zone des montagnes et entre dans la zone de collines subcarpatiques, se prolongeant vers la sud jusqu'au village Vișoara.

Les dépôts sarmatiens occupent une zone sinclinale et ils sont con-

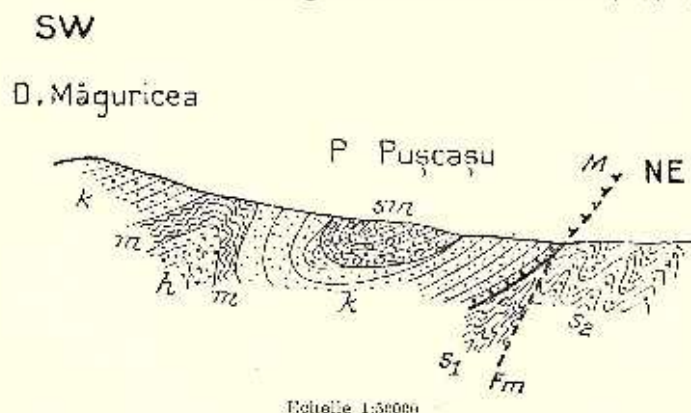


Fig. 4.—Coupe dans les dépôts du Flysch sur le ruisseau Pușcașu, à Berzuntz.

k Série inframénilitique ; π Schistes ménilitiques ; k Grès de Kliwa ; s, Formation sarmatique inférieure, l'autochthone du Flysch ; s<sub>2</sub> Formation sarmatique supérieure ; sa Sarmatien ; M Ligne de chevauchement de la zone marginale du Flysch ; Fm Dislocation marginale des Carpates.

stituées par une alternance de grès et de sables à stratification torrentielle et à intercalations charbonneuses, des marnes violacées et des conglomérats.

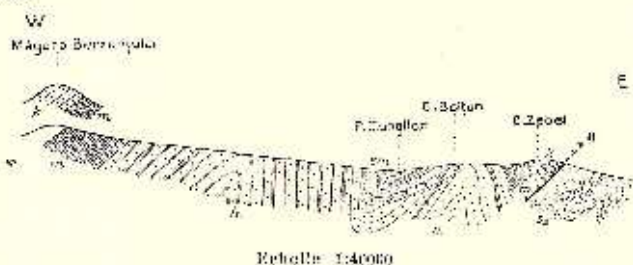


Fig. 5.—Coupe dans les dépôts du Flysch au nord du village Brătești.

k Série inframénilitique ; π Schistes ménilitiques ; k grès de Kliwa ; s, Formation sarmatique inférieure ; sa Sarmatien ; M Ligne de chevauchement de la zone marginale du Flysch.

Les éléments des conglomérats sont formés par des silex oligocènes, des grès de Kliwa, des calcaires tortoniens à *Lithothamnium*.

Les marnes et les grès contiennent des restes de fossiles sarmatiens : *Mucra*, *Ervilia*, *Cardium*, *Mod'iola*, *Bulla*, *Cerithium*, *Serpula*.

La présence des conglomérats sarmatiens transgressifs sur le Flysch, dénote qu'au commencement du Sarmatien la zone marginale du Flysch avait émergé et par conséquent la nappe marginale s'était déjà effectuée.

Entre Brătești et la vallée du Trotuș, la zone montagneuse présente une très grande importance tant au point de vue stratigraphique que tectonique (1), car dans cette région se trouvent bien représentées toutes les divisions du Paléogène et puis la Formation salifère à gisements de sel, se trouvant sous les dépôts du Flysch, se laisse voir sur une grande étendue.

En général, la zone montagneuse de cette région, comprise entre la vallée de Galianu à l'Est et le village Păcurele à l'Ouest, est constituée par trois zones de Paléogène, ayant la direction générale N-S, séparées par deux zones de dépôts salifères (Fig. 6).

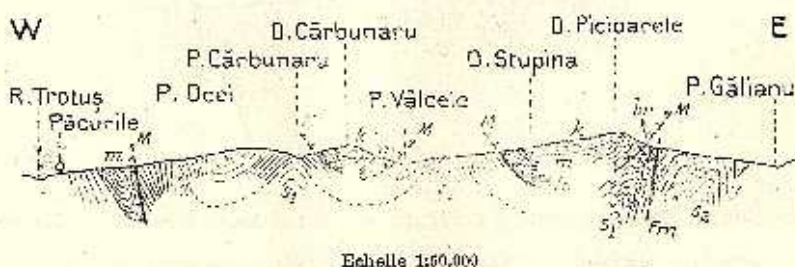


Fig. 6. — Section dans les dépôts du Flysch marginale, au nord de Tg.-Ocna.

a Série inframénilitique; m Schistes ménilitiques; k grès de Kliwa; s<sub>1</sub> Formation salifère inférieure, à gisements de sel, l'apoclyptone du Flysch; s<sub>2</sub> Formation salifère supérieure; br argile à blocs (mylonite); M ligne de chevauchement de la zone marginale du Flysch; Fm, dislocation marginale des Carpates.

Une première zone de Paléogène, représentant le pli le plus extérieur du Flysch, se rencontre dans l'Est de cette région, occupant les collines Pleasa lui Inotca, Pietrosu, Butnaru, Picioarele et Fețele Târgului. Les dépôts paléogènes sont représentés à la base par la série inframénilitique, et par les Schistes ménilitiques et grès de Kliwa à la partie supérieure.

La série inframénilitique occupe le fond de la vallée de Prislop et toute la zone de collines à l'Est du village Vâlcele. Vers le Sud elle se continue entre les collines Butnaru et Râpa albă, occupe la vallée du ruisseau Crebleșu et Dealul Fețele Târgului.

Les schistes ménilitiques et le grès de Kliwa, occupent les collines Pietrosu, Butnaru, Stupina et Crucea lui Adam, se cachent vers le sud sous les dépôts de terrasse du Trotuș, puis apparaissent au sud du village Tisești.

Une seconde zone de Paléogène se trouve à l'ouest du ruisseau Vâlcele, où elle forme une bande parallèle à celui-ci, du Trotuș jusqu'à la colline Cărbunaru et Râpa albă.

(1) On trouve une description très détaillée de cette région dans l'ouvrage de Mr. PRISSEVNE: „Zur Geologie der Bacău'er Karpathen“ Jahrb. der k. k. g. R. A. Wien 1897.

Cette zone paléogène, constituée par les dépôts de la Série inframénilitique, les Schistes ménilitiques et le grès de Kliwa, représente un sinclinal, ayant les deux flancs appuyés sur la Formation salifère à gisements de sel, le long des ruisseaux Văleele et Cărbunaru.

Au sud, cette zone paléogène s'attache au Paléogène de Măgura Schitului, sur la rive droite du Trotuș.

La troisième zone paléogène occupe la colline Muncel, les environs des villages Mosoare, Pacurilo et continue vers le nord par les collines Panta et Dosul Frâncu Boghiu.

Dans cette zone on rencontre la Série inframénilitique à Mosoare, formant un anticlinal pétrolifère, les divisions supérieures du Paléogène occupant les grands sommets.

Le soubassement des dépôts paléogènes, aux environs de Tg.-Ocna est formé par la Formation salifère à gisements de sel qui apparaît dans les zones anticlinales de la zone marginale.

Ainsi entre les sinclinaux Picioarele-Pietrosu et Râpa-Aibă-Cărbunaru on trouve un premier pli anticlinal formé par la Formation salifère.

Celle-ci est bien représentée à l'Est du ruisseau Văleele par des marnes, des grès et des gypses aux dessous des quels on rencontre le grand massif de sel, exploité dans cette région, qui s'étend du ruisseau Grebleșu au nord, jusqu'à Tg.-Ocna au sud, continuant probablement au dessous du lit de Trotuș et s'attachant au massif de sel de la vallée du Slănic.

Le massif de sel est entouré d'une forte brèche tectonique, ce qui prouve qu'il a subi de grands mouvements.

On rencontre une seconde zone de dépôts salifères, à l'ouest de la Vallée Văleele, qui commence au nord du village Văleele et continue jusqu'à Fundătura Vălenilor.

Ici de même, la Formation salifère constitue l'axe d'un anticlinal à noyau de sel entouré d'une zone de brèches, puis couverte à son tour par des grès, de marnes, de gypses etc.

On rencontre une troisième zone de Salifère le long du Pârâul Ocoi, correspondant probablement à l'axe de l'anticlinale de Mosoare.

En résumé :

1) L'extrémité orientale de la zone montagneuse est constituée par des dépôts paléogènes, représentés par la Série inframénilitique, les Schistes ménilitiques et grès blanc oligocène (grès de Kliwa), qui sont chevauchés sur la Formation salifère à gisements de sel, d'âge miocène, la quelle apparaît sous forme de fenêtres dans les anticlinales du Paléogène.

2) La bordure des Carpathes correspond à une grande dislocation qui sépare le Flysch et le Salifère autochtone des dépôts du Salifère des Subcarpathes.





3) Les dépôts de la zone marginale du Flysch forment une série de plis qui sont diagonaux sur la ligne des dislocation des Carpathes.

4) En général, les plis ont la direction NV-SE dans la partie septentrionale de la chaîne de Berzunt et N 10°-15° E-S 10-15 V, dans la partie méridionale de cette chaîne, ce qui pourrait s'expliquer, comme nous allons voir, en admettant l'existence d'une grand zone de dislocation transversale aux plis carpathiques.

## 2) LA ZÔNE DES COLLINES SUBCARPATHIQUES ET LE PLATEAU MOLDAVE.

La région, comprise entre la chaîne de Berzuntz à l'ouest et la vallée du Siret à l'Est, est formée par des dépôts paléogènes, miocènes et méotiens sur lesquels s'étendent en transgressant les dépôts quaternaires fluviatiles.

Les plus anciens dépôts se rencontrent dans la crête de Pietricica, qui est constituée par des conglomérats verts salifères, au dessous desquels apparaissent trois Klipes de paléogène, à Sărata, à Valea mare et à Brătîlă et la formation salifère inférieure avec ses gisements de sel indiqués par des sources salées (Fig. 7).

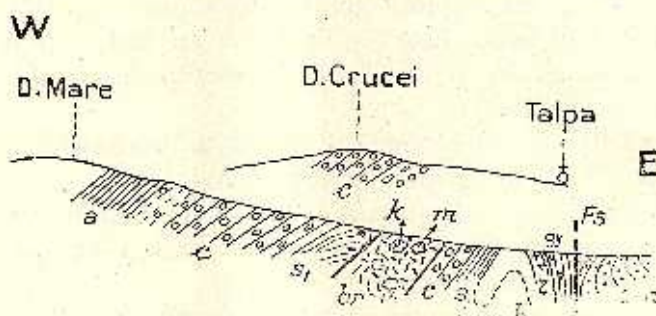


Fig. 7. — Coupe schématique dans la crête Pietricica, à Sărata.

s, la Formation salifère inférieure; c conglomérats de Pietricica; a l'horizon rouge du Salfère supérieur; m l'horizon des marnes et des grès supérieurs à gypse (gy) tel éocène (π) au Sarmatien; br Brèche de Sărata avec des Klipes de schistes mésozoïques (m) et de grès de Kliva (k); Fs dislocation marginale des Subcarpathes.

En général, la crête de Pietricica, constituée de cette manière, forme un pli anticlinal, qui sépare deux zones, correspondant aux deux bassins hydrographiques, du Siret et du Tazlău, où l'on trouve des formations de plus en plus récentes, disposées en succession normale. Elles sont donc de plus en plus récentes, à mesure qu'on s'éloigne de l'axe de la crête Pietricica.

L'axe anticlinale de la crête Pietricica est formée par des conglomérats verts, lesquels occupent une zone continue, qui commence à la colline Ghertu, au nord du village Luigi Călugăra et s'étend

jusqu'au nord du village Râpile, sur une longueur de plus de 20 km. et une largeur parfois de 2 km.

Depuis le village Valea mare, la zone des conglomérats, se divise en deux parties, une partie orientale qui occupe les collines Băuciu, Cîreș, Rotunda, une partie occidentale occupant les collines Onșor, Măgura Draguștilor. Les deux se terminent en se cachant au dessous des dépôts salifères plus récents.

Au nord de cette région, en dehors de la masse principale des conglomérats de la crête Pietricica, on en rencontre encore deux îles de conglomérats, l'une dans le ruisseau Negel et l'autre dans le ruisseau Cărligatu, qui représentent deux boutonnières de conglomérats, apparaissant dans l'axe des anticlinales du dessous des dépôts plus nouveaux.

Dans certains lieux, du dessous des conglomérats apparaissent quelques îles de paléogène, les quelles d'habitude forment des Klippes, avec ou sans racine.

A Sărata, les Klippes de Paléogène sont mêlées à l'argile et aux gypses salifères, qui représentent probablement le Salifère inférieur, en liaison avec lequel on rencontre des sources salées.

Dans conditions presque identiques on rencontre aussi les deux autres Klippes, de Valea Mare et V. Balcic, qui apparaissent dans l'axe anticlinale des conglomérats verticaux et toujours en liaison avec les dépôts salifères de la base des conglomérats de Pietricica.

Si l'on s'éloigne de la zone des conglomérats, à Ouest dans le bassin du Tâzlan et à l'Est, dans le bassin du Siret, on rencontre se succédant normalement, les autres horizons du Salifère, du Sarmation et du Mésotien.

Ainsi, sur le flanc ouest de la crête Pietricica, concordant

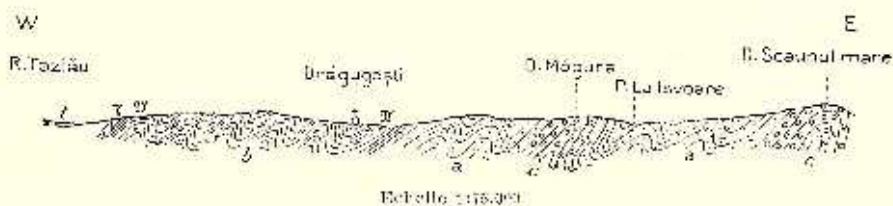


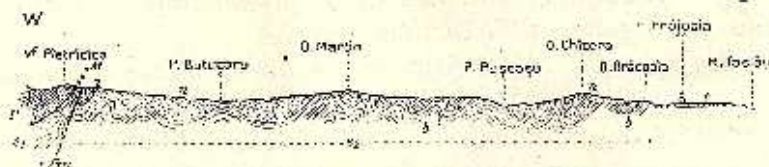
Fig. 8. Coupe dans les dépôts de la Formation salifère supérieure dans la vallée du ruisseau Helegiu.

a l'horizon des conglomérats de Pietricica; α horizon rouge de Salifère; β horizon marneux à gypse (g) et tuf dacitique (t); γ dépôts de terrasse.

et au dessus des conglomérats, suivent en succession normale tous les horizons du Salifère, qui se présentent comme des zones parallèles à la zone des conglomérats de Pietricica. Le plus récent horizon est celui qui est le plus éloigné de cette zone. On peut suivre la succession des dépôts du Salifère, du bassin de Tazlan, dans les deux sui-

vantes sections, la première à l'Est de la seconde et presque en continuation (Fig. 8 et 9).

Ici l'on peut voir comment au dessus des conglomérats suit l'horizon rouge, ensuite l'horizon des marnes et des gypses supérieurs et enfin l'horizon gréseux et sablonneux à tuf dacitique.



Echelle 1 : 100.000

Fig.—9. Coupe dans les dépôts des Subcarpathes, dans le long du ruisseau Berzuntz.

P Paléogène ;  $s_1$  Formation salifère inférieure, l'autochtone des nappes du Flysch ;  $s_2$  Formation salifère supérieure ; b l'horizon des marnes et des grès supérieurs ; a l'horizon gréseux sablonneux à tuf dacitique (T) ; t dépôts de terrasse ; M ligne de chevauchement de la nappe marginale du Flysch ; Psa dislocation marginale des Subcarpathes.

Dans la colline Clenciu, à l'est du village Brătești, la Formation salifère présente à sa partie supérieure, des intercalations de calcaires tortoniens fossilifères, alternant avec des grès, des sables, des tufs dacitiques. Il s'en suit avec évidence qu'au moins cette partie supérieure de la Formation salifère est d'âge tortonien.

Au dessus de l'horizon supérieur du Salifère et des calcaires tortoniens, suivent des dépôts sarmatiens.

Ceux-ci constituent une zone, ayant presque la direction N-S, qui commence à Vișoara et continue au nord jusqu'à Brătești, où elle pénètre dans la zone montagneuse, jusque dans la vallée du ruisseau Puseașu, à Borzuntz.

Les dépôts sarmatiens de cette zone sont disposés sous la forme d'un sinclinal à grande amplitude et transgressent sur les dépôts de la Formation Salifère (Fig. 10).

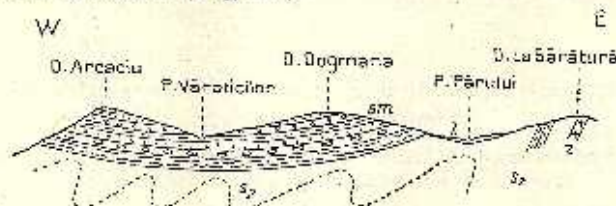


Fig. 10.—Coupe dans les dépôts sarmatiens au nord du village Vișoara.

$s_1$  Formation salifère supérieure à tuf dacitique (T) ;  $s_2$  Sarmatien ; t tuf quaternaire.

Les dépôts sarmatiens sont représentés à la base par des marnes, qui d'après la faune, peuvent être considérées comme bugloviennes.



Au dessus de la Formation salifère se trouvent les dépôts sarmatiens, formant à l'est une zone continue, depuis Luizi Călugăra et jusqu'à Slobozia Mielului.

Les couches du Sarmatien forment de même des plis sériés, ayant une très grande amplitude à mesure qu'on avance vers l'est, où les plis deviennent des plis mourants et presque horizontaux dans le plateau moldave.

Sur les dépôts du sarmatien suivent concordant les dépôts méotiques, qui commencent par des marnes et des sables avec *Helix*, *Limnaea* etc.—et puis par des sables contenant des intercalations nombreuses de cendres andésitiques à bombes volcaniques à Cleja, Răcăciuni, Râpile, Slobozia Mielului.

Les rapports qui existent entre le plateau moldave et la région des collines subcarpathiques, sont marqués par une ligne de dislocation. Cette ligne est de plus en plus prononcée à mesure qu'on avance vers le Sud. De Răcăciuni vers le Sud on la rencontre entre le sarmatien et la formation salifère, du village Râpile jusqu'à Slobozia Mielului, entre la formation salifère et le méotien (fig 13).

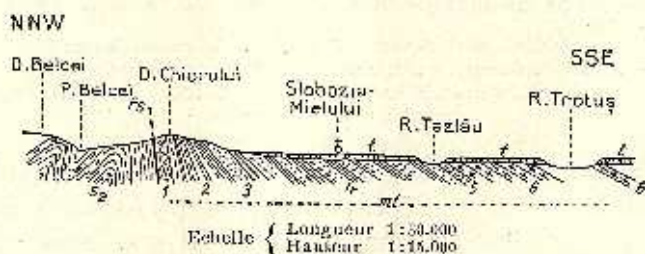


Fig. 13.—Coupe dans les dépôts méotiens de Slobozia Mielului.

*s<sub>1</sub>* Formation salifère; *mt* Méotien; 1 marnes brécilles; 2 marnes avec *Uta*, *Onogorina*, *Chara*; 3 sables; 4 marnes, argiles et sables avec *Helix*, *Planorbis*, *Uta*, et 5 grès avec *Mactra*; 6 cendres et tufs andésitiques; 7 dépôts de terrasse;  
F<sub>1</sub> Dislocation marginale des Subcarpathes.

Il est intéressant de savoir que entre Luizi Călugăra et le village Gropile les dépôts du flanc Est de l'anticlinal Pietricica, ont une direction N-S, tandis que depuis le village Gropile (ruisseau Biono) ils prennent brusquement la direction ouest jusqu'à Onești, où les dépôts du méotien s'inclinent sous les dépôts salifères.

## C. TECTONIQUE.

## UNITÉS TECTONIQUES.

D'après la structure géologique de la région étudiée l'on peut établir deux époques de grands plissements, l'une pendant le Miocène moyen ayant comme résultat principal le soulèvement en masse des Carpathes et la formation des nappes carpathiques, spécialement de la nappe marginale du flysch et l'autre pendant le Pliocène supérieur qui achève d'un côté les plis carpathiques, en leur imprimant les caractères qu'ils présentent actuellement et qui détermine d'un autre côté les plis des Subcarpathes.

Ainsi on peut distinguer dans la région dont nous nous occupons trois unités tectoniques avec leur caractères spéciaux, de direction approximative N-S, séparées par deux lignes de dislocation.

- a) La zone de la nappe marginale du Flysch.
- b) La zone des Subcarpathes et
- c) La zone du Plateau moldave.

Outre les deux mouvements principaux ayant déterminé la formation de ces trois unités tectoniques, la région a aussi éprouvé des mouvements verticaux d'ensemble, de soulèvement et d'affaissement (épirogénétiques) qui provoquerent d'un côté des transgressions et regressions marines, d'un autre côté la démarcation d'une puissante dislocation tectonique transversale sur la direction des plis carpathiques —, la dislocation du Trotuş.

a) NAPPE MARGINALE DU FLYSCH ET  
SES RAPPORTS AVEC LES AUTRES UNITÉS TECTONIQUES DES CAR-  
PATHES ET SUBCARPATHES

La nappe marginale du flysch de notre région, représentée dans la crête du Berzunţ entre Tg. Oena et Moineşti est une portion délimitée de la grande nappe marginale du flysch — la zone marginale du flysch — occupant la partie tout à fait extérieure de l'arc carpathique oriental.

Selon MRAZEC et POPESCU-VOITEŞTI « dans les Carpathes septentrionales l'extrémité occidentale de cette nappe se termine brusquement en Morave, devant fleuve Thaya et dans les Carpathes méridionales, son extrémité occidentale descend dans les Subcarpathes à l'ouest de la vallée du Buzău; vers Chiojdu elle se sépare complé-



tement comme l'éperon de Văloni de la zone carpathique du flysch et entre la vallée du Teleajen et de la Prahova, elle se réduit à de klippes enveloppées dans le Salifère autochtone (1).

A l'Ouest la nappe marginale s'enlève sous les dépôts de la zone ou de la nappe interne du flysch (ATHANASIU), et à l'Est elle est séparée de la zone des Subcarpathes par une grande ligne de dislocation.

**Constitution de la nappe marginale.** La nappe marginale est constituée à sa partie inférieure par les dépôts de la série inframénilitique, et à sa partie supérieure par des schistes ménilitiques et de grès de Kliwa c'est à dire seulement par des dépôts du Paléogène; plus à l'Ouest, dans le ruisseau Larga, à Doftana, on rencontre en dehors des dépôts du Paléogène les dépôts plus anciens, du Sénonien qui font partie intégrante de la nappe (2).

Généralement les dépôts de cette nappe sont formés de roches détritiques, d'une mer peu profonde, caractérisées par une grande richesse en éléments verts exotiques, remaniés fort probablement du fondement varisque qui constitue le support des Carpathes et Subcarpathes orientales, à l'encontre des nappes internes des Carpathes qui suivant MRAZEC (3) renferment exclusivement du matériel d'origine carpathique.

L'autochtone de la nappe marginale du flysch est formé par le Salifère inférieur à gisements de sel. Il affleure d'au-dessous de la nappe, dans quelques fenêtres aux environs de Tg. Oena, dans les ruisseaux Vâlcele, Ocei, Cărbunarului, Fundătura Vălenilor et à l'embouchure du Slănic, comme aussi à différents endroits sous la bordure extérieure de la nappe où il est représenté par une argile à blocs accompagnés de sources salées. Les dernières prouvent la présence dans les profondeurs du sol du sel qui a été rencontré dans forages à Moinești et Schitul Savului.

L'existence de la nappe de charriage ressort non seulement de la présence des quelques fenêtres qui y affleurent mais aussi de la présence de la brèche tectonique—argile à blocs paléogènes—que j'ai pu remarquer aussi bien dans toutes les fenêtres du salifère au contact d'entre l'autochtone et l'allochtone, que à la bordure extérieure de la nappe, pincée et broyée à sa partie frontale.

Quant à la largeur de cette nappe ou pour mieux dire quant à la distance horizontale jusqu'à laquelle le Paléogène est chevauché par dessus le salifère autochtone, il est bien difficile de la déterminer

(1) MRAZEC et POPESCU-VOTREȘTI. Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor, etc. page 547.

(2) G. BOTEZ. Asupra unui *Inoceramus salisburgensis* din Flișul din jud. Bacău. Dări de seamă ale ședințelor. Vol. III. pages 48—52 Buc. 1912.

(3) L. MRAZEC. Despre rocile verzi, etc., page 30.



Dans la région de Tg. Ocna, on trouve la fenêtre de la nappe environ à une distance de 3 kilomètres de sa bordure actuelle; on tenant compte de l'existence des sources salées sortant d'au dessous du flysch à une distance de quelques dizaines de kilomètres de sa bordure extérieure, sources qui ont probablement leur origines dans les gisements de sel probablement eux aussi d'âge miocène, nous croyons juste d'admettre que le phénomène de charriage de la nappe marginale s'est étendu sur une distance beaucoup plus considérable (MRAZEC et POPESCU-VOITEȘTI).

**Temps de la formation de la nappe marginale.** Le temps de la nappe marginale correspond au temps qui succède à la déposition du Salifère inférieur à sel, environ après le 1-er Méditerranéen et avant le salifère à tuf dacitique (Tortonien).

J'ai déjà dit que l'autochtone de la nappe est formé seulement par le Salifère inférieur à gisements de sel, puisque les sables supérieurs à tuf dacitique du Salifère supérieur appartenant aux Tortonien quoique pincés sous la bordure du flysch, ne pénétrèrent très profondément au-dessous du ce dernier mais se présentent fort probablement comme des synclinaux pincés sur la ligne de dislocation d'entre les Carpathes et les Subcarpathes pendant les mouvements postsarmatiques.

**Plis secondaires dans le flysch marginal de la crête Berzunț.** Outre le plissement principal et la disposition sous forme de nappes, le flysch marginal de la crête du Berzunț présente aussi de nombreux plis secondaires qui s'éloignent généralement des plis normaux en se présentant ordinairement inclinés, dyapires ou en ecailles. Comme nous avons vu lors de la description géologique locale nous pouvons distinguer dans la crête de Berzunț deux segments, l'un septentrional entre Moinoști et le ruisseau Pușcașul, l'autre méridional entre ce ruisseau et l'embouchure du Slănic, segments qui s'entrecoupent sous un angle approximatif de 12°.

Les plis du flysch des deux segments diffèrent aussi bien au point de vue de leur direction qu'aussi de leur formes.

Ainsi le flysch du segment septentrionale entre le ruisseau Pușcașul et Moinoști présente une structure géologique simple, ayant la disposition d'un grand synclinal à amplitude grande, de direction NW-SE à peu près parallèle à la direction de la bordure extérieure de la nappe marginale (Fig. 4).

Depuis le ruisseau Pușcașul jusqu'à Tg. Ocna le flysch marginal du segment méridional à une structure bien plus compliquée.

Les plis du flysch de ce segment ont la direction N 10°-15° E—S 10°-15° N, ne sont pas parallèles à la dislocation de la bordure du





flysch mais s'entrecoupent sous un angle pointu de sorte que les plis sont coupés obliquement par cette ligne de dislocation.

Si l'on observe une coupe dans la vallée du Trotuș jusqu'à Drăcoia à l'Ouest du village Păcurile, on peut distinguer dans cette région 3 grands plis anticlinaux et synclinaux, surplissés à leur tour et ayant une direction générale N 10°-W 15°—S 10°-15° W.

Au sud de la vallée du Trotuș ces plis ont en général une grande amplitude, mais plus ils s'approchent vers le nord de la ligne de dislocation de la bordure de la nappe, plus leur amplitude diminue et là où ils rencontrent cette ligne ils passent généralement dans des plis-écailles.

Ainsi le synclinal de l'Oligocène de la montagne Chichilău présente sur cette colline une structure presque normale, s'inclinant vers l'Est (Fig. 12 text roumain); mais plus il avance vers le nord, plus il est écrasé jusqu'à devenir isoclinal dans la vallée du Trotuș, tandis qu'à Crucea lui Adam, au nord de Tg. Ocna là où il entrecoupe la dislocation marginale du flysch, son flanc occidental est entièrement laminé et les plis passent à des plis écailles.

Le deuxième synclinal qui commence au sommet Măgura Schitului, au sud de la vallée du Trotuș, où il a une structure presque normale, est de plus en plus écrasé en s'éloignant vers nord et en s'approchant de cette dislocation marginale du flysch et à Brătești où se fait l'entrecouplement avec cette ligne il prend la forme de plis-écaille ayant le flanc occidental fortement laminé.

En général les plis anticlinaux de ce segment du Berzunț sont très éloignés des plis normaux; généralement ils sont dévergés vers l'Est et ont le flanc oriental en partie laminé, de sorte que les dépôts des axes des anticlinaux représentés en général par le Salifère inférieur à sel percent ordinairement les dépôts de couverture comme des noyaux de transporcement (Fig. 9, 3, 4).

La différence dans l'intensité de plissement dans les deux segments du Berzunț est due à une zone de dislocation transversale sur la direction des plis carpathique, la dislocation du Trotuș dont la zone de manifestation au nord serait marquée par une ligne qui couperait la crête du Berzunț aux approches du ruisseau Pușcașul se continuant vers l'Est dans la zone des Subcarpathes ainsi que dans le plateau moldave.

Développement de la zone marginale des Carpathes depuis la fin du Paléogène jusqu'à nos jours. Vers la fin du Paléogène, la mer du flysch de la région occupée actuellement par la nappe marginale a souffert un mouvement de soulèvement ayant comme résultat l'établissement d'un régime lagunaire pendant l'époque du I-er Méditerranéen pendant lequel se fit la déposition de la formation salifère inférieure qui comprend les

gisements de sel. Les lagunes s'étendaient vers l'Est aussi dans la région des Subcarpathes. Vers la fin du I-er étage méditerranéen la région actuelle des Subcarpathes ainsi que toute la région occupée par le Salifère autochtone du flysch a souffert un mouvement d'affaissement ayant comme résultat d'un côté la formation de nappes de flysch et qui de l'autre côté a causé un déplacement des eaux vers la région des Subcarpathes; c'est pendant ce temps que se sont déposés les conglomérats verts de Pietricica par lesquels commence le Salifère supérieur.

Au début du Sarmatien la zone du flysch de la crête Berzunț était complètement exondée et formait le rivage occidental de la mer de ce dernier, car on trouve dans les dépôts sarmatiques de Vișoara-Pușcașu des roches remaniées de flysch marginal.

Au commencement de ce dernier la partie méridionale de la crête Berzunț, depuis ruisseau Pușcașul vers le sud essaie un mouvement d'abaissement.

La mer sarmatique transgresse sur ses limites en passant par-dessus la bordure externe du flysch et en pénétrant aussi fort probablement dans le bassin de Comănești.

Pendant le Méotien la crête de Berzunț est sujette à un nouveau mouvement d'abaissement puisque nous rencontrons les dépôts de ce dernier dans le bassin de Comănești; le Pliocène de ce bassin ainsi que celui de Slobozia Micului se sont probablement réunis l'un à l'autre par-dessus la crête Berzunț.

Après le Pliocène inférieur et jusqu'à nos jours la zone marginale du flysch n'a plus été recouverte par l'eau, mais elle a cependant été sujette à des mouvements tectoniques assez considérables. Ainsi les mouvements de plissement des Subcarpathes qui ont eu lieu bien après le Méotien se sont repercutés aussi sur les mouvements du flysch, surtout sur la ligne de dislocation à la bordure du ce dernier. Fort probablement c'est alors que s'accomplit le chevauchement de la masse des Carpathes par dessus les Subcarpathes.

Les mouvements de la zone marginale du flysch n'ont guère cessé pendant le quaternaire, comme il ressort de la succession des terrasses du bassin supérieur du Trotuș (1), terrasses qui font supposer que le profil d'équilibre de cette rivière changea plusieurs fois en mettant au jour des soulèvements et affaissements successifs.

La phase d'érosion dans laquelle se trouvent les rivières et les ruisseaux de cette région, le caractère torrentiel et la présence des chutes

(1) D. M. FREDA. Cercetări în Pliocenul din valea Trotușului. Rapport pour l'année 1911 p. XXII.

tout le long de leur cours, indiquent que cette zone semble continuer de nos jours un mouvement de soulèvement.

#### b) ZONE DES SUBCARPATHES

La zone des subcarpathes forme une unité tectonique bien caractérisée, marquée par deux lignes de dislocation, l'une à l'Ouest, qui la sépare de la zone montagneuse de flysch et l'autre à l'Est qui la sépare du plateau moldave.

Elle est constituée de dépôts paléogènes représentés par quelques îles de l'Oligocène sur la crête de Pietricica et de tous les dépôts du Miocène à partir du Salifère inférieur à sel jusqu'au Sarmatien inférieur.

D'après la répartition actuelle de ces dépôts on constate que les dépôts plus anciens sont disposés sur la ligne qui correspond à la crête Pietricica et que de deux côtés de cette ligne, on rencontre des formations de plus en plus récentes, les dernières et donc les plus récentes se trouvant à l'Ouest près de bordure de la zone carpathique et à l'Est dans le Plateau moldave.

Ainsi toute la zone des Subcarpathes peut-être considérée aujourd'hui comme un grand anticlinal correspondant à la crête Pietricica, entouré des deux cuvettes à dépôts plus récents, l'une à l'Ouest de Pietricica, dans le bassin du Tazlău, l'autre à l'Est de cette crête dans le bassin du Siret.

Ce mode de répartition des formations géologiques dans les Subcarpathes est dû comme on le verra plus loin aux plissements subis par la dépression subcarpatique pendant les temps pliocènes.

**Developpement historique des Subcarpathes.** Depuis l'Oligocène et jusqu'à la fin du Méditerranéen inférieur, la zone actuelle des Subcarpathes ne s'est individualisée de la région du géosynclinal du flysch, puisque autant l'Oligocène que le Méditerranéen inférieur présentent aussi bien dans les Carpathes que dans les Subcarpathes les mêmes caractères ce qui denote que leurs conditions de sédimentation ont été identiques dans les deux régions.

Le géosynclinal du flysch s'étendait par conséquent pendant l'Oligocène aussi bien dans les Subcarpathes actuels que dans les Carpathes.

Vers la fin de l'Oligocène supérieur la mer du flysch étant en regression elle se transforma en une série de lagunes, où se déposa la formation salifère à sel, représentée de nos jours dans les Carpathes par l'autochtone des nappes du flysch et dans les Subcarpathes à Sărata et au fond du ruisseau Valea Mare et indiquée sous les dépôts du Salifère supérieur par des sources salées.

Après que le Salifère à sel s'est déposé, la région actuelle



des Subcarpathes subit un mouvement d'affaissement en jouant par rapport aux Carpathes le rôle de Vorland; ce mouvement eut comme retentissement dans la zone actuelle des Carpathes le plissement du flysch marginal et le chevauchement de celui-ci par-dessus le Salifère inférieur à sel, aussi que dans la zone des Subcarpathes effondrés une importante transgression pendant laquelle se déposèrent les conglomérats verts de Pietricica.

A partir de ce moment les zones des Carpathes et des Subcarpathes se manifestent comme deux unités tectoniques différents, unités, qui se sont cependant influencées réciproquement d'une façon jusqu'à à nos jours.

Après que les conglomérats du Pietricica furent déposés il se produisit dans la zone des Subcarpathes une nouvelle regression marine qui fit réapparaître la phase lagunaire pendant laquelle la formation supérieure représentée par les marnes et les gypses supérieurs et les sables à tuf dacitique fit ses dépôts. A la fin de cette phase la lagune salifère se remet largement en communication avec la mer à découvert, car à la partie supérieure de ses dépôts on rencontre des intercalations calcaires à *Litholamnium* comme horizons hétéropiques. Ce qui denote d'une manière évidente des incurssions fréquents de la mer tortonienne à découvert dans la région des lagunes.

A la fin du Tortonien les Carpathes et les Subcarpathes étaient complètement exondés et ce n'est qu'au commencement du Sarmatien qu'ils sont de nouveau envahis par la mer, puisque les dépôts du Sarmatien inférieur de la zone Vișoara-Puşcaşu sont transgressifs aussi bien par-dessus la formation salifère et le Tortonien fossilifère des Subcarpathes qu'aussi par-dessus le flysch marginal, comprenant par conséquent des roches remaniées des calcaires tortoniens et du flysch.

Après le Sarmatien inférieur et jusqu'au commencement du Mécotien la région subcarpathique a été probablement de nouveau exondée, puisqu'ici le Sarmatien supérieur n'est guère représenté; au commencement du Mécotien cependant elle a dû être recouverte en partie par les eaux de ce dernier, puisque la communication entre le Mécotien de la vallée du Trotuş et celui du bassin de Comăneşti doit s'être effectuée à travers la zone des Subcarpathes.

Pendant les temps postmécotiques (le Pliocène supérieur) la zone des Subcarpathes devient le théâtre de certains mouvements très intenses. C'est alors qu'eut lieu dans la zone du plateau moldave un mouvement d'affaissement et la formation de la ligne de dislocation Sărata-Onesti (dislocation marginale des Subcarpathes); l'affaissement eut comme suite le plissement



des Subcarpathes et leur séparation du plateau en formant deux unités tectoniques distinctes.

**Plis des Subcarpathes.** Les plis des Subcarpathes survenus pendant ces mouvements ont en général la direction de NS et sont la plupart du temps isoclinaux, peu inclinés vers l'Est. En tout on peut distinguer dans la région étudiée 7—9 plis anticlinaux et synclinaux surplissés à leur tour, presque parallèlement avec la direction de la ligne Sărata-Onesti qui les sépare du plateau moldave et s'entrecoupe sous un angle aigu avec les plis du flysch de la crête Berzunț. En observant la succession de ces plis d'entre les Carpathes et le plateau nous pouvons y discerner certaines lignes ou zones qui ont souffert des mouvements plus prononcés comme:

- α) La ligne ou zone de contact d'entre les Carpathes et les Subcarpathes.
- β) La ligne anticlinale Tețcani-Tg. Trotușului qui correspond au milieu du bassin du Tazlău.
- γ) La ligne anticlinale de la crête Pietricica.
- δ) La ligne de dislocation d'entre les Subcarpathes et le Plateau moldave.

La ligne ou zone de contact d'entre les Subcarpathes et Carpathes a subi des mouvements très accentués qui ont complété une ligne de dislocation qui sépare les deux unités tectonique c'est-à-dire les Carpathes et les Subcarpathes. Sur cette ligne le flysch et le Salifère autochtone se redressent et chevauchent même quelque fois par-dessus le Salifère supérieur à tuf dacitique qui y est même pincé le long de cette ligne sous la forme de synclinaux ébrasés parfois même en même temps que le Sarmatien. Dans la proximité immédiate de cette ligne les couches du Salifère supérieur forment des plis-ecailles penchés généralement vers l'Est et au fur et à mesure que nous nous éloignons vers l'Est les plis du Salifère deviennent de beaucoup plus réguliers.

Ligne anticlinale Tețcani-Tg. Trotușului.

Parmi les plis réguliers des Subcarpathes celui qui s'accroît davantage c'est un plis anticlinal qui commence à Sărbi-Tețcani au nord et se continue jusqu'à Târgul Trotușului au sud et qui est très important parce qu'il présente sur tout son trajet de traces de pétrole.

L'anticlinal Tețcani-Tg. Trotușului est constitué par les deux horizons supérieurs du Salifère supérieur de l'axe desquels sort à Tețcani aussi l'horizon rouge du Salifère.

Il se présente comme un anticlinal peu asymétrique ayant le flanc oriental plus redressé que le flanc occidental. Dans son axe ses couches sont puissamment plissotées en présentant souvent des cassures locales. A son axe se rattachent aussi de nombreuses sour-

ces salées et sulfureuses et la présence du pétrole qui est exploitée à Tețcani.

Ligne anticlinale de la crête Pietricica.

Une troisième ligne et de beaucoup plus importante dans les Subcarpathes c'est l'anticlinal de la crête Pietricica.

D'après les ouvrages de MM. MRAZEC et TEISSEYRE, ATHANASIU et POPESCU-VOITEȘTI la crête de Pietricica est indiquée comme une ligne de la plus grande importance et décrite dans les premiers temps comme une série de plis paléogènes dans la formation du salifère et ces derniers temps elle fut considérée comme formant la bordure ou la zone de manifestation d'une nappe de surplissement nommée la nappe pericarpathique (MRAZEC et I. POPESCU-VOITEȘTI).

Dans la constitution de cette crête entrent les trois îles du Paléogène de Sărata, Valea Mare et Brătîla, la Formation salifère inférieure représentée à Sărata et Valea Mare et la Formation salifère supérieure qui débute par les conglomérats de Pietricica, au-dessus desquels suivent aussi les autres horizons du Salifère supérieur.

MM. MURGOCI en compagnie duquel j'ai visité maints points de la crête Pietricica trouve qu'il y a une grande analogie à tous les points de vue entre celle-ci et la Măgura Slătioara d'Olténie qui est aussi constituée par un noyau oligocène formé de conglomérats puissamment disloqués par dessus lesquels transgresse la Formation salifère représentée à la base par des graviers conglomératiques et à la partie supérieure par le Salifère marneux à tuf dacitique.

Il y a une analogie très accentuée entre la crête Pietricica et la crête Pleșul du district Neamț qui d'après les études de CORĂLESCU (1) et du PROF. ATHANASIU (2) présente la même structure géologique puisqu'elle est composée de schistes ménilitiques à la base et recouverte sur ses deux flancs par la formation salifère des Subcarpathes.

Dans sa totalité la crête Pietricica doit être considérée comme un grand anticlinal formé par les dépôts de la Formation salifère dans l'axe de laquelle surgit sous la forme de noyau de transpercement le Paléogène des trois îles décrites à Sărata, Valea Mare et Brătîla Pl. (VII).

Ainsi à Sărata le Paléogène traverse le Salifère inférieur et se met en contact direct avec les conglomérats de Pietricica. Pendant le refoulement de ce Paléogène de bas en haut il s'est produit au contact d'entre celui-ci et le Salifère une zone de brèche, où nous rencontrons des roches paléogènes, schistes ménilitiques et grès de Kliwa, fortement broyées, ainsi que les argiles et marnes du Salifère supérieur (Fig. 7).

(1) GR. CORĂLESCU. Studii geologice și paleontologice, etc., pag. 14.

(2) SAVA ATHANASIU. Esquisse géologique, etc., page 183.



Les ménilites de Valea Mare fortement plissotées transpercent aussi le Salifère inférieur et pénètrent sous la forme de crénaux dans les conglomérats verts. Sur certains points et de préférence sur le flanc oriental entre elles et les conglomérats, affleure, pincé sous les ménilites, le Salifère inférieur incliné vers l'Ouest.

A Bratila, comme les endroits à découvert font défaut les rapports d'entre les ménilites, les conglomérats de Pretricia et le Salifère inférieur sont difficiles à définir.

L'anticlinal de la crête de Pietricica bute à Sarata contre la dislocation d'entre les Subcarpathes et le Plateau et se sépare par un infléchissement en deux branches, l'une septentrionale ayant la direction NW—SE, se terminant au nord du village Luizi Călugăra qui se perd dans la colline Gherțul, l'autre meridionale de direction S peu W que se devise près du village Cleja (Dealul Pătul) en deux ramifications secondaires avançant vers le sud, l'une à travers la colline Oușor et Măgura Drăgugeștilor se perdant en face le village Deleni et une autre traversant les collines Dărăcăoani, Scaunu Mare, Cireșul et se terminant au fond du ruisseau Biene.

L'anticlinal de Pietricica est le pli le plus prononcé de toute la zone des Subcarpathes et est dû au fait que les forces tangentielles qui ont plissé cette zone ont été beaucoup plus accentuées aux approches du Vorland représenté par le Plateau moldave qui formait un rempart solide contre lequel sont allés buter les plis des Subcarpathes.

La ligne de dislocation d'entre les Subcarpathes et le Plateau. C'est à la faveur du fait qui provoqua l'accentuation du pli anticlinal de Pietricica c'est à dire à l'existence du Vorland où sont allés buter les plis des Subcarpathes que cette ligne prit naissance. Elle sépare les Subcarpathes du Plateau et met aujourd'hui sur tout son trajet les caractères d'un pli diapyre.

Elle commence près du village Sărata et se continue vers le sud à travers le village Bălțata, à l'ouest de Faraoni, Cleja, Fundul Răcăciuni, en coupant le ruisseau Biene à l'Est de la colline Molua. De là elle change brusquement de direction vers l'Ouest jusqu'à Slobozia Mielului, d'où elle se continue vers le sud par la faille Casinului (1).

A sa partie nord entre Sărata et Cleja la ligne de dislocation d'entre les Subcarpathes et le plateau se réduit à un pli anticlinal asymétrique, mais d'ici vers le sud elle devient une ligne de fracture à la limite d'entre le Salifère et le Sarmatien.

Vers le sud elle s'accroît de plus en plus, et depuis la commune

(1) Travaux de la Commission du pétrole, pag. 68, Buc. 1906. SAVA ATHANASIU Report asupra activității Inst. Geol. Rom. pe anii 1908—1910. Pag. XVIII.



Râpile jusqu'au sud de Onești le Sarmatien est laminé de sorte que le salifère se met en contact direct avec le Méotien.

C'est à l'existence de cette ligne de dislocation que se rattache une série de sources salées et sulfureuses à Sarata, Cloja, Fundul Răcăciuni, dans le ruisseau Biene et le ruisseau Belciî qui indiquent que le Salifère inférieur à sel est poussé sur cette ligne de dislocation.

Dernièrement MRAZEC et POPESCU-VOITEȘTI, en considération de l'apparition du Paléogène dans la crête de Pietricica, aux environs de la bordure extérieure des Subcarpathes, regardent cette région comprise entre le flysch marginal et le Plateau moldave, comme un début de nappe de surplissement, la nappe péricarpathique

La zone des Subcarpathes de notre région se présente sans doute comme une unité tectonique bien déterminée et le mécanisme qui en provoqua les plis présente une grande analogie avec le mécanisme des changements qui mirent au jour des nappes dans les Carpates, mais je crois néanmoins que la dénomination de nappes, donnée ici aux plis des Subcarpathes est poussée trop loin.

De la description de ces plis et spécialement de ceux de la bordure orientale des Subcarpathes là où ils se relient au Plateau moldave on est conduit à admettre que l'on ne doit leur donner plus d'importance qu'aux plis diapyles de Câmpina qui ne peuvent être considérés en aucun cas comme des nappes de surplissement.

#### c) LA ZONE DU PLATEAU MOLDAVE.

La zone tectonique du plateau moldave s'étend à E de la ligne Sărata-Onești et se prolonge vers l'E jusqu'au Prut où elle est réunie à la plate-forme podolico-russe.

Les formations géologiques qui prennent part à la constitution du plateau sont représentés par les dépôts sarmatiques et méotiques, qui sont généralement légèrement inclinés vers le SE, mais dans le voisinage immédiat des Subcarpathes ils forment quelques plis qui les relient à ces derniers.

Selon Prof. SIMIONESCU le plateau de la partie septentrionale de Moldavie n'est constitué que par des dépôts du sarmatien inférieur (Volhynien) tandis que dans la partie méridionale de la Moldavie, dans notre région, à partir de la ville Bacău, il y a une continuité de sédimentation entre le Sarmatien et le Méotien ce qui dénote ici aussi la présence du Sarmatien supérieur.

On peut donc conclure qu'après que le Sarmatien inférieur eut fait ses dépôts, la partie nord du Plateau moldave subit un exhaussement en masse, et fut mise à sec tandis que sa partie sud, en aval de Bacău continua à être recouverte par l'eau jusqu'après le Méotien.





Ce mouvement de affaissement de la partie méridionale de la Moldavie se rapporte tant aux zones des Subcarpathes qu'à celles des Carpathes, car comme il a été dit, pendant le Mécotien l'invasion des eaux de ce dernier continue vers l'ouest jusque dans le bassin de Comănești.

Au temps du Pliocène supérieur le plateau moldave s'isola de la région des subcarpathes par un mouvement épirogénétique mis en évidence aussi bien dans la portion nord que dans la portion sud par la formation des plis de Subcarpathes et de la ligne de dislocation Sărata-Onesti.

Aux approches de cette ligne les pressions tangentes venant des Carpathes comprimèrent la bordure occidentale du Plateau de sorte que les dépôts faits de ce côté-là formèrent certains plis qui s'éteignent doucement vers l'Est.

### PRINCIPALES LIGNES DE DISLOCATION.

Il résulte des considérations tectoniques exposés plus haut que la région étudiée, paraît être coupée par deux lignes de dislocation longitudinales, ayant approximativement la direction des plis des Carpathes et des Subcarpathes et par une troisième ligne transversale sur ces dernières, la dislocation du Trotuş.

Ces lignes aussi que le système des failles des Carpathes furent distinguées pour la première fois par les prof. ATHANASIU, le prof. MRAZEC et TEISSEYRE (1) et dont quelques unes furent décrites dernièrement par le prof. MRAZEC et POPESCU-VOITREȘTI (2) comme de très anciennes lignes crétaciques qui bien que masquées sous des sédiments plus récents n'ont cessé de se manifester d'une manière ininterrompue aussi dans les mouvements géologiques qui se sont succédés après le Crétacé jusqu'au Quaternaire.

a) Ligne de dislocation d'entre la zone des Carpathes et des Subcarpathes (Dislocation marginale des Carpathes)

Cette ligne indiquée pour la première fois par TEISSEYRE et le prof. ATHANASIU doit être regardée comme le fait aussi le prof. MRAZEC comme une ligne de dislocation qui sépare le Flysch carpathique aussi que son autochtone, des Subcarpathes.

En général cette ligne correspond à la bordure du Flysch mais en beaucoup d'endroits où cette dernière a été érodée elle passe dans les Subcarpathes à la limite entre le Salifère inférieur autochtone et le Salifère supérieur.

Sous sa forme actuelle cette ligne a été déterminée aux temps

(1) L. MRAZEC et TEISSEYRE. Esquisse tectonique etc. pages. 13—17 Buc. 1907

(2) L. MRAZEC et POPESCU-VOITREȘTI. Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Pliocene etc.; pag. 553.



postsarmatiques lorsque s'ébaucha le plissement des Subcarpathes puisque nous y rencontrons les sables à tuf dacitique et les dépôts sarmatiques plissés et pincés entre cette ligne.

b) Ligne de Dislocation d'entre les Subcarpathes et le Plateau Moldave (Ligne Sărata-Oncești). Dislocation marginale des Subcarpathes (MRAZEC et POPESCU-VOITESTI).

Cette ligne de dislocation sépare les Subcarpathes du Plateau moldave et se manifeste généralement comme une pli diapyre.

Vers le sud, dans le district de Putna, elle se prolonge par la faille Caşinului (1), en Valachie par la ligne tectonique qui sépare les Subcarpathes de la Plaine roumaine et en Galicie par la ligne qui sépare les Subcarpathes du Plateau (Horst) podolique (ligne Prodec-Zurawo selon TEISSEYRE :

Sous son apparence actuelle cette ligne date depuis le Pliocène supérieur.

c) Zone de dislocation du Trotuş.

Cette zone de dislocation fut déterminée pour la première fois par MRAZEC et TEISSEYRE, comme une ligne transversale qui sépare les Carpathes en deux régions, l'une septentrionale, l'autre méridionale ayant des plissements d'une intensité très variée qui sépare dans les Subcarpathes la I<sup>re</sup> région de la II<sup>em</sup>e région et qui forme dans le Plateau la limite d'entre les Subcarpathes et la Plaine roumaine (3).

Cette ligne ou plutôt la zone de dislocation qui passerait approximativement par le centre de la crête du Berzunt, dans le ruisseau Puşcaşul et au sud de la ville Bacău, sépare les Carpathes, les Subcarpathes et le Plateau moldave en deux parties présentant les caractères suivants.

Dans les Carpathes cette ligne sépare le segment méridional du segment septentrional de la crête Berzunt, présentant des plissements très variés comme intensité et comme direction.

Dans les Subcarpathes cette ligne sépare deux régions qui ont éprouvés des mouvements variés au moins depuis le Tortonien jusqu'au Pliocène supérieur.

En effet pendant que dans la partie nord de cette zone de dislocation les derniers dépôts représentés sont des dépôts tortoniens lagunaires, au sud de cette zone sont représentés aussi des dépôts sarmatiques, autrefois probablement même des sédiments méotiques qui réunissaient les dépôts méotiques de Cleja, Slobozia Mielului et

(1) SAVA ATHANASIU. Raport asupra activităţii Inst. Geol. Rom. Année 1908 - 1910, page XXVIII.

(2) MRAZEC et POPESCU-VOITESTI. Contribuţiuni la cunoaşterea pânzelor Plişului etc., page 553.

(3) MRAZEC et W. TEISSEYRE Esquisse tectonique etc., page 15-16.



ceux du bassin de Comănești. Plus encore d'après l'alternance des calcaires tortonien et les dépôts salifères de la colline Clenciul il est bien à supposer que les incursions que la mer à découvert du Tortonien faisait dans la lagune salifère des Subcarpathes se bornaient seulement à la région au sud de cette zone de dislocation.

La progression périodique des eaux dans cette partie sud des Subcarpathes dénote que cette zone a subi incessamment des mouvements d'oscillations positifs et négatifs, qui ont provoquée des transgressions et regressions périodiques à l'encontre de la partie au nord de cette zone de dislocation qui n'a point été sujette à de tels mouvements au temps du Tortonien, mais qui forma une limite-barrière que les transgressions venant des S et de E, n'ont point dépassée.

Dans le Plateau moldave la zone de dislocation du Trotuşul doit être considérée comme une flexure dans les dépôts néogènes qui correspondent à des grands dans le Vorland (POPESCU-VOTEȘTI).

Au nord de cette ligne nous sommes en présence de dépôts sarmatiques inférieurs (SIXIONESCU) et au sud de toute la série stratigraphique depuis le Sarmatien jusqu'au Levantin et au Quaternaire.

Ceci nous conduit à admettre que la région au nord de la ligne ou zone de dislocation du Trotuşul a constitué depuis le Sarmatien inférieur un continent qui n'a plus été envahis par l'élément marin qu'à sa bordure et dans les vallées d'érosion, tandis que la région au sud, a formé une dépression sédimentée jusque dans les temps les plus récents.

De toutes ces constatations il résulte que cette zone qui sépare en deux les Carpathes, les Subcarpathes et le Plateau moldave peut être considérée comme une puissante zone de dislocation ayant agi incessamment à partir du Miocène jusqu'au Quaternaire.

Probablement, dans les profondeurs du sol repose la faille du Trotuş qui s'y rattache, faille crétacique (MRAZEC) qui a joué pendant tout le Néogène et le long de laquelle eût lieu fort probablement les explosions volcaniques qui rejetèrent la cendre et les tufs andésitiques si répandus aux alentours de cette ligne de dislocation, aussi bien au sud du district de Bacău que au nord du district de Putna.

#### D. GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE.

La région étudiée présente une importance économique suffisamment grande, étant à ce point de vue la région principale non seulement du district de Bacău mais même de toute la Moldavie. En effet on y rencontre les substances minérales utiles suivantes:



1. Pierres de carrière
2. Sources minérales
3. Sel
4. Pétrole
5. Succin

### 1. PIERRES DE CARRIÈRE.

Le matériel exploité dans les carrières est représenté par des graviers, des grès, des gypses et des calcaires.

*Les graviers* sont exploités en grande quantité par les chemins de fer de l'Etat Roumain dans les alluvions de la terrasse inférieure du Trotuşul, à Vişoara, au sud de la voie ferrée.

*Les grès* sont exploités presque dans toute la région dans le Sarmatien, le Salifère et l'Oligocène.

Les grès sarmatiques sont exploités en petite quantité pour des besoins locaux et s'emploient pour les fondations des bâtisses, des caves, des tabliers des ponts etc.

Ainsi au nord de la commune Răpile sont exploités les grès calcaires à débris de coquilles de la colline Coşurile mari. On rencontre encore ces grès dans les hauteurs au nord du village Vişoara et puis entre Cleja et la bouche du ruisseau Biene dans la zone sarmatique sur la ligne de dislocation Sărata-Oneşti.

Le grès sarmatique de Bejanca (Fundul Răcăciunei) présente d'après les analyses du laboratoire de chimie de l'École des Ponts et Chaussées les propriétés techniques suivantes.

Résistance sèche = 746,7 kgr./cm<sup>2</sup>, résistance humide 724 kgr./cm<sup>2</sup>; eau absorbée % = 1,42.

Les grès salifères ont un emploi très restreint, étant trop tendres et ayant un ciment excessivement soluble ce qui les rend peu résistants.

L'exploitation du grès salifère se fait à Bălţata et dans la colline La Gropi où l'on a extrait une quantité assez considérable de pierre qui fournit le matériel de construction des digues remparts des ponts de Bacău servant à empêcher le débordement de la Bistriţa. Le grès salifère a encore été exploité à l'embouchure du ruisseau Cafa (Ciorta), pour servir à la construction du pont qui traverse le Tazlau à Helegiu.

Le grès oligocène (grès de Kliwa) fournit la meilleure pierre de taille de toute la région, ne s'altérant presque pas, ne présentant pas de fissures et se trouvant en bancs très épais. Il sert à la construction de tous les ponts jetés sur la voie ferrée Adjud-Palanca et de toutes bâtisses principales de la partie méridionale de Moldavie.

On rencontre dans notre région des carrières d'exploitation de



ce grès dans la colline Măgura Schitului, sur la rive gauche du Slănic et dans la colline Muncel en amont du village Văleni, aux environs de Tg.-Ocnă où la dénomination de pierre de Tg.-Ocnă par laquelle on désigne le grès de Kliwa dans cette partie de la Moldavie.

La carrière où le grès de Kliwa est exploité sur une grande échelle se trouve sur la rive droite du Slănic, à Satul Nou (Cerdac).

Suivant les données du laboratoire de chimie de l'École des Ponts et Chaussées le grès de Cerdac a les propriétés techniques suivantes.

Résistance à sec = 1096 kgr./cm<sup>2</sup>, résistance humide 1078 kgr./cm<sup>2</sup>, densité = 2,45, eau absorbée % = 1,42 (1).

Les gypses sont exploités dans la formation salifère subcarpathique en différents endroits.

Ainsi à Răchitişni de Jos on exploite des gypses très purs pour la fabrication des plâtre. Ils sont cuits dans des fours rudimentaires puis ils sont transportés à Bacău où se trouve une fabrique de plâtre.

Les bancs de gypses surtout s'il entre une certaine quantité d'argile dans leur constitution sont exploités et employés pour les constructions locales, étant suffisamment résistants et faciles à manier. Il y a de telles carrières à Drăguleşti, à Stufu et à Răchitiş.

En dehors de ces emplois les gypses purs sont aussi utilisés au pénitencier de Tg.-Ocnă où les détenus en font différents objets d'ornements architecturaux.

Le calcaire est une roche peu répandue dans notre région et là où il affleure il est très recherché pour la fabrication de la chaux.

La plus grande quantité de chaux est extraite des blocs de calcaires mésozoïques et éocènes qui sont arrachés aux conglomérats de Pietricea par les cours d'eaux.

On recueille les blocs de calcaire après chaque pluie torrentielle et on les soumet à la cuisson dans des petits fours creusés dans la terre le long des ruisseaux Orăşa, Valea Rea, Bălăneasa, Helegiu, Valea Mare, Răcăciuni, etc. La chaux qu'ils fournissent est de bonne qualité et est connue dans toute la partie sud de la Moldavie sous le nom de «chaux de Orăşa et «chaux de Răcăciuni».

Outre ces calcaires on a exploité ici autrefois les calcaires tertiaires à *Lithothamnium* de la colline Clenciul et certains calcaires marneux de la série inframénilitique, à Brăteşti sous la colline Prăghila et la vallée Varnita, au fond du ruisseau Butucarul, où l'on rencontre des quantités assez grandes de marnes calcaires, qui peuvent servir à la fabrication du ciment.

(1) G. MURGOCI. Cours de Géologie la școală de Poduri și Șosele pe anul 1913—1914. Pages 86, 88.

## 2. SOURCES D'EAUX MINÉRALES.

Les sources d'eaux minérales sont très répandues dans notre région aussi bien dans les Carpathes que dans les Subcarpathes, font cependant complètement défaut dans la zone du Plateau moldave à la droite du Siret. Ces sources sont de plusieurs catégories: ferrugineuses, sulfureuses, salées et à la fois salées et sulfureuses.

a) Les sources ferrugineuses. On n'en rencontre qu'une seule qui jaillit des schistes ménilitiques de la partie sud de la colline Muncel (Văleni).

b) Sources sulfureuses. Elles sont très répandues dans toute la région et sont dûes fort probablement à la réduction des sulfates, et surtout des gypses produite par la substance organique des schistes ménilitiques ou du Salifère; voilà pourquoi, sur la plupart des points leur repartition dépend de la présence du gypse et de la substance organique.

Une première série de sources sulfureuses se trouve le long de la bordure du flysch là où les roches gypseuses du Salifère outrent en contact avec les schistes ménilitiques bitumineux.

On rencontre de telles sources sulfureuses dans le ruisseau Puturosu (Commune Podurile) et dans ruisseau Brătești; elles se rattachent à la dislocation marginale des Carpathes. On rencontre encore sur cette ligne tectonique certaines sources sulfureuses qui sont dûes au Salifère inférieur, comme p. ex. la source sulfureuse du ruisseau Chizul à Moinești, qui jaillit des roches qui renferment du gypse et du pétrole.

Une seconde série de sources sulfureuses se trouve dans l'anticlinal pétrolifère Tețcani—Târgul Trotușului, et sont probablement aussi à attribuer à la réduction du gypse par les hydrocarbures qui imprègnent les roches de l'axe de cet anticlinal.

On rencontre de ces sources sulfureuses à Tețcani dans le ruisseau Antal et à Moreni dans le ruisseau Berzunțu Nogra. Ce sont surtout les sources sulfureuses du ruisseau Antal qui déposent dans les fissures des roches de beaux cristaux de soufre.

Il y a une troisième série des sources sulfureuses qui se rattachent à la dislocation bordière des Subcarpathes dans le ruisseau Cleja au pied de la colline Teiul, dans le ruisseau Răcăciunei à Bejanca, dans le ruisseau Limbarul, dans les ruisseaux Căprian et Biene et dans le village Poiana Nucului. Il y a aussi une source sulfureuse dans le ruisseau Sărata qui provient de la brèche tectonique de ce ruisseau.

c) Sources salées. Les sources salées sont fort répandues dans les Carpathes et les Subcarpathes et se rattachent probablement aux gisements de sel du Salifère inférieur.

Dans la région carpathique les sources salées affleurent



des fenêtres du Salifère d'au-dessous du Flysch, dans la vallée du ruisseau Slănie, à Fundătura Valenilor, dans les ruisseaux Vălcule Ocei, Cărbunarului, etc., puis dans le flysch marginal à Brătești, Albele (ruisseau Slătinei), à Berzunț (ruisseau Slătinei), à Schitul Savului (ruisseau Slătinei) etc; ces sources se rattachent aux gisements de sel du Salifère autochtone du Flysch.

Dans la région subcarpathique il y a aussi des nombreuses sources salées. Quoique jaillissant de la formation salifère supérieure leur origine est cependant à rechercher dans les gisements de sel du Salifère inférieur et c'est pourquoi ces sources ne se rattachent qu'aux lignes principales de dislocation de cette zone.

Les sources salées de cette région sont distribuées comme suit:

Les sources salées sur la ligne de dislocation d'entre les Carpathes et les Subcarpathes, comme par ex. les sources à l'Est de la colline Picioarele dans la vallée Gălianiul, au fond du ruisseau Ghilea, puis dans les ruisseaux Paltiniș, Șoșii, Fundătura Podurile, et dans le ruisseau Ghizul à Moinești.

Les sources salées qui se rattachent à l'anticlinal Tețcani — Târgul Trotușului) telles les sources du ruisseau Antal (Tețcani), des ruisseaux Berzunțu negru, Pușcașul (Moreni) et Caracłău.

Les sources salées qui se rattachent au salifère de la crête Pietricica à Sărata et celles qui sont rattachées à la brèche de Sărata au fond des ruisseaux Valea Mare et Valea Rea et au Salifère inférieur d'entre l'île de l'Oligocène de cette portion et les conglomérats de Pietricica.

Les sources salées le long de la ligne de dislocation d'entre les Subcarpathes et le Plateau moldave, à Sărata, dans les ruisseaux Dumachó (Cleja), Limbarul, Căprian, Biene (Răpilo) Beleci (Slobozia Mislului).

En outre on rencontre aussi d'autres sources salées dans le ruisseau Slătinei (Podurile) puis à Răchitișul de Jos, à Târgul Valea Rea (ruisseau Filipei) à Brătıla de sus, toutes en relation avec les plis anticlinaux du Salifère supérieur.

Parmi ces sources celles du ruisseau Caracłău et celles de Cleja et de Fundul Răcăciunei que j'ai observées en compagnie de M. Murgoci ont le caractère des salzes.

On rencontre des sources à la fois salées et sulfureuses dans le ruisseau Butucarul (Berzunț) et à la base du sommet Măgura Schitului à Baile Nastasache, réunis au Salifère inférieur.

L'étude chimique des sources salées de notre région présenterait une grande importance au point de vue pratique notamment en ce qui concerne la présence des sols de potasse dont l'existence, selon



prof. MRAZEC ET ATHANASIU est à attribuer aux gisements de sel des Carpathes. (1).

D'ailleurs l'ingénieur Hănuț a découvert des traces de Silvinite dans la couverture du massif à sel, dans les fouilles faites du côté gauche du ruisseau Vâlcele dans le village de ce nom.

Les analyses de certaines des sources salées denotent des traces de sels de potasse. Ainsi les sources de Nastasache ont, selon les analyses du professeur BUTUREANU la composition chimique suivante. (2).

	Minimum	Maximum
Iodure de Sodium. . . . .	0,0003	0,0015
Bromure de sodium . . . . .	0,0010	0,0079
Chlorure de sodium . . . . .	4,4488	13,1562
Chlorure de potasse . . . . .	0,0068	0,0580
Sulfate de sodium . . . . .	0,3398	0,0592
Carbonate de sodium . . . . .	0,3642	0,0172
»    »    lithium . . . . .	0,0016	0,0195
»    »    calcium . . . . .	0,2127	0,6081
»    »    magnesium . . . . .	0,0550	0,1681
»    »    fer . . . . .	0,0029	0,0222
Anhydride silicique . . . . .	0,0104	0,0218
Oxyde d'aluminium . . . . .	0,0051	0,0149
Total des matières fixes . . . . .	5,4486	14,0125
Anhydride carbon. semi-comb.	0,3618	0,6316
Hydrogène sulfuré. . . . .	0,0110	0,0340

De même les analyses de quelques unes des sources aux environs de Tg. Oena indiquent la présence du potasse qui va jusqu'à 0,224 gr. par litre (ruisseau Prislopul). (3).

### 3. GISEMENTS DE SEL.

Les gisements de sel se rencontrent dans la Formation salifère inférieure dans les fenêtres du Salifère aux environs de Tg.-Oena ou bien ils sont indiqués par des sources salées sur les lignes principales de dislocation, où le Salifère inférieur forme des plis diapyses en même temps que les dépôts plus récents.

L'existence du sel dans notre région est connue depuis très longtemps mais on n'en parle d'une manière plus précise que dans les

(1) Comptes. rendus des séances. Vol. VIII, pages. 106-111. Buc. 1912.

(2) V. BUTUREANU. Analiza apelor minerale Nastasaki dela Tg.-Oena, Laboratorul de Chimie din Iași.

(3) V. Hănuț. Contribuțiune la studiul masivelor de sare. etc., page. 203.





écrits du XVII-ième siècle où on cite parmi d'autres exploitation de Roumanie, les exploitation de sel de Tg.-Ocna (1).

Les recherches ayant comme but la connaissance scientifique des conditions de gisement du sel de Tg.-Ocna ne commencent qu'en XIX-ième siècle par les études du géologue français COQUAND et sont poursuivies dans les ouvrages de COBĂLCESCU, SABBA ȘTEFĂNESCU, TEISSEYRE, MRAZEC, MERUȚ, etc.

Maintenant l'on sait d'une manière positive que le sel de Tg.-Ocna se trouve dans le Salifère inférieur, l'autochtone du flysch, où il affleure sur les lignes anticlinales comme des noyaux de transpercement parmi les dépôts du Paléogène disposé en nappe.

La présence du sel a été mise au jour par les exploitations faites dans la vallée du ruisseau Vâlcele par des sondages, des puits; elle a aussi été indiquée par des sources salées.

Les massifs de sel sont généralement surmontés par une argile grise bleuâtre, qui renferme parfois des grands blocs isolés des roches vertes qui constituent en même temps que l'argile recouvrant le sel, l'argile du sel, qui selon MRAZEC & TEISSEYRE représente pour ainsi dire un fossile conducteur caractéristique pour la recherche des gisements de sel, tant dans les Carpathes que dans les Subcarpathes notamment à la courbure de la chaîne carpathique (2).

Les massifs à sel les plus notables dans l'intérieur du Flysch de notre région sont:

Le massif de sel à l'embouchure du Slânic qui commence approximativement à la confluence du ruisseau Lupul et se continue dans la vallée du ruisseau Slânic jusque dans le lit du Trotuș, ayant la direction NE.-SW. La couverture de ce massif est composée de l'argile du sel qui renferme des blocs broyés de paléogène à la base du sommet Măgura Schitului.

Le massif est indiqué par de puissantes sources salées qui jaillissent dans la partie septentrionale de la chaussée Tg.-Ocna -Slânic, ainsi que par des blocs de sel. Aussi dit-on avoir rencontré le massif de sel en creusant les piles du pont qui franchit le Slânic, à l'Ouest de Tisești.

A partir de la confluence de Slânic le massif à sel passe au-dessous du lit du Trotuș et au Nord de cette rivière car on affirme qu'il autrefois il y eut des orifices de mine aussi sur la rive gauche de cette rivière à Văteni non loin du pénitencier.

Le massif du ruisseau Vâlcele repose dans le prolongement

(1) On peut consulter l'ouvrage de V. MERUȚ: «Contribuțiune la studiul masivului de sare, etc.», pour avoir des détails sur l'existence et les exploitations du sel dans cette région.

(2) MRAZEC & TEISSEYRE. Aperçu géologique, etc., page 20.



nord de celui à l'embouchure du Slănic et dans les mêmes conditions de gisement car il affleure comme un noyau de transpercement en même temps que la formation salifère autochtone des dépôts du Paléogène. Ce massif à sel est à découvert au sud de la colline Peștele Târgului où l'on perçoit aussi d'anciens vestiges d'exploitation. Vers le nord il se prolonge jusqu'au ruisseau Greblegul où il est aussi mis à nu sur quelques points.

Il est probable que ce massif se continue aussi en amont du ruisseau Vâlcele jusqu'au village Vâlcele où on alla à sa rencontre dans une galerie d'essai dans laquelle on constata des traces de silvinite.

Il doit aussi y avoir des gisements de sel dans la vallée Cărbunaru, dans le ruisseau Ocea et à Fundătura Vălenilor où l'on trouve des sources salées très concentrées.

Nous avons à faire probablement à un seul massif digité qui affleure dans tous les axes des anticlinaux du Kliseh.

Selon le prof. MRAZEC et TEISSEYRE le minimum des dimensions du massif à sel de Tg.-Ocna sont les suivantes: 4 kilomètres de longueur sur 300 mètres de largeur et 100 m. d'épaisseur, ce qui fait une masse de 120.000.000 mc. soit 264.000.000 T. (1). L'ingénieur TĂNĂSESCU évalue ce massif à 4 kilomètres de longueur, 300 m. de largeur, 150 m. d'épaisseur, donc à un volume de minimum 180.000.000 m<sup>3</sup> ou 414.000.000 T. (2). En tenant compte de l'existence des sources salées de la vallée des ruisseaux Vâlcele, Cărbunaru, Ocea, Fundătura Vălenilor, Gura Slănicului, etc., qui se rapportent à des gisements de sel il y a lieu à supposer que le massif de sel est beaucoup plus considérable et que les mesures indiquées plus haut représentent un minimum exagéré.

La constitution chimique des différentes qualités de sel de Tg.-Ocna sont selon les résultats obtenus par le docteur ISTRATE (3) les suivantes:

	Q u a l i t é		
	I	II	III
Chlorure de sodium . . . . .	99,9226	99,1610	98,6820
Sulfate de sodium . . . . .	—	0,0379	0,0361
Sulfate de calcium . . . . .	—	0,2512	0,6814
L'eau des inclusions . . . . .	0,0319	0,0080	0,1103
Carbonate de calcium . . . . .	—	0,2804	0,4347
Somme des parties fixes . . . . .	99,9105	99,9105	99,9445

(1) L. MRAZEC W. TEISSEYRE. Aperçu géologique, etc., page 24.

(2) I. TĂNĂSESCU et PORUCIK. Statistique de la production minière en Roumanie. Extrait des. An. de l'Inst. Geol. Roum. Vol. V, page 119 Buc. 1912.

(3) C. I. ISTRATE. Sarea din sarnitele României. Buc. 1894; citation d'après l'ouvrage numero (1) page 29.



Outre les fenêtres salifères d'au-dessous du Flysch il doit y avoir des gisements importants de sel aussi le long de la ligne de dislocation qui sépare les Carpathes des Subcarpathes.

Aussi à l'Est de la Colline Picioarele (Tg.-Ocna) on rencontre l'argile du sel accompagnée par une puissante source salée et des blocs de sel ce qui dénote qu'il doit y avoir des gisements plus considérables de sel à une profondeur moyenne.

Cette argile affleure aussi au fond du ruisseau Ghilca et le long de la bordure du Flysch entre Schitul Savului et Moinești en compagnie toujours de sources salées qui indiquent qu'il y a des gisements de sel dans les profondeurs.

D'ailleurs sous la bordure du Flysch sur cette ligne de dislocation les gisements de sel ont été rencontrés lors des forages pratiqués à Schitul Savului et Moinești (1).

Sur les autres points des Subcarpathes, notamment sur la ligne de dislocation d'entre les Subcarpathes et le Plateau il y a lieu à supposer que là où il y a de nombreuses sources salées très concentrées et à débit continu, reposent aussi à une plus grande profondeur des gisements de sel.

#### 4. GITES ET EXPLOITATIONS DE PÉTROLE.

A ce point de vue la région étudiée est la plus intéressante et la plus riche de Moldavie quant à la quantité et à la qualité du pétrole.

Les gites de pétrole de notre région ont été divisées d'après les roches où ils sont exploités en :

- gites paléogènes
- gites néogènes.

##### GITES PALEOGÈNES.

Chantier Mosoara. La localité Mosoara est située dans la vallée du Trotuș à l'Ouest de Tg.-Ocna, près le tunnel qui franchit la colline Muncel.

Les exploitations du pétrole ont lieu ici autant sur la rive droite que sur la rive gauche du Trotușul, dans un anticlinal de la série inframénilitique composé de schistes marneux gris et rougeâtres, de grès débités en plaques et de brèches verts à la partie inférieure et de schistes ménilitiques et de grès de Kliwa à la partie supérieure. (Fig. 11 texte roumain).

(1) GR. TOCILESCU. «*Industria Petrolului în România*» d'après C. Lecca, cité d'après Meruș. Contribution à l'étude des massifs à sel, etc., page 58.



Le pétrole de Mosoara a une couleur d'un brun noirâtre, contient 16-23% de benzine présente une viscosité très réduite et une densité allant de 0,820—0—840 (1). A présent le chantier est sur le point d'être abandonné.

Chantier de Moinești. A Moinești comme aussi à Mosoara on extrait le pétrole de la série inframénilitique à l'Est et au sud de la colline Osoiu qui forme la bordure de la nappe marginale chevauchant pas-dessus le Salifère (Fig. 2).

Le pétrole de Moinești a une couleur noire puisqu'il fait partie des pétroles lourds ( $d=0,864-0,890$ ) et une viscosité oscillant entre 1,82—2

Le maximum de profondeur atteint lors des forages comporte 908m et la quantité extraite s'est maintenu principalement ces dernières quatre ans à un maximum de 2500 tonnes pour toute la production du chantier. (Tablea I).

#### GÎTES NEOGÈNES

Chantier de Tețcani. A Tețcani le pétrole git dans la formation salifère supérieure qui constitue sur la rive gauche du Tazlău un anticlinal de direction N 10°—15° E—S 16°—15° W. Les couches de l'axe de l'anticlinal composées de grès gris et schistes marnoux gris et rouges sont fortement plissotés et présentent de nombreuses failles locales.

Ancienement, les exploitations se faisaient par des puits, depuis 1906 au moyen de quelques sondes.

Le sondage le plus profond que l'on ait effectué, n'est descendu en 1911 qu'à 887 m.

D'après les renseignements pris sur place, en 1912 on dépassa les 950 m. La quantité de pétrole extraite s'accrut continuellement entre 1905—1909 et en 1909 elle atteignit le maximum en comptant 5486 tonnes; depuis elle ne cesse de décroître et en 1913 on n'a extrait que 3235 tonnes (Table I).

Le pétrole de Tețcani est très léger ( $d=0,788-0,792$ ), a une couleur noire olive à reflet verdâtre et a le plus souvent une odeur étherée. viscosité=1,01—1,05. Il fournit une quantité appréciable de benzine 30—40% distillée jusqu'à 150° et du gaz d'éclairage, 37—40% distillé entre 150°—300° C. (EDELBAU).

Outre le pétrole de Mosoara, Moinești et Tețcani on a encore rencontré de petites quantités d'un pétrole jaune dans un puits foré dans le ruisseau Cacacea au sud du village Bălăncasa mais les forages ont été interrompus.

(1) Les données sur les propriétés physiques et la composition du pétrole se trouvent dans l'ouvrage de M. EDELBAU: Das rumänische Erdöl. An. Inst. Geol. Rom. Vol. II. Buc. 1909.



a l.

## Statistique de la production du pétrole dans la région étudiée (1)

LOCALITÉ	FORMATION GÉOLOGIQUE	ANNÉE	Situation de l'exploitation		PROFONDEUR				PRODUCTION			Moyennes annuelles			
			Puits productifs	Sondes productives	des puits productifs		des sondes productives		des puits	des sondes	totale	du puits propre	de la sonde productive		
					maximum	minimum	maximum	minimum							
			Tonnes									Tonnes			
Mosoara	Série infracongolique	1903	39	1	10	159	163	168	208	38	246	5	38		
		1904	51	1	41	156	187	187	177	9	186	5	3		
		1905	42	—	41	185	—	—	206	—	206	5	—		
		1906	31	—	41	140	—	—	162	—	162	5	—		
		1907	47	—	25	171	—	—	193	—	193	4	—		
		1908	52	1	25	178	160	160	218	5	223	4	5		
		1909	45	—	25	175	—	—	201	—	201	4	—		
		1910	38	1	41	170	160	160	125	17	142	3	17		
		1911	46	1	50	106	160	160	133	16	149	3	16		
		1912	39	—	—	—	—	—	126	—	126	3	—		
		1913	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
		Moinești	Idem	1903	22	2	85	190	229	477	816	1.704	2.520	37	213
				1904	22	2	80	190	229	331	858	1.516	1.874	16	217
1905	22			7	80	200	220	602	448	1.531	1.979	20	219		
1906	22			8	80	194	229	602	384	1.190	1.574	17	149		
1907	23			7	60	211	222	602	376	1.179	1.555	16	147		
1908	21			6	60	194	229	602	396	1.344	1.740	19	168		
1909	20			9	60	180	97	602	411	1.275	1.686	21	142		
1910	19			10	60	194	97	602	322	1.841	2.163	17	184		
1911	20			11	60	194	209	903	240	2.323	2.563	12	211		
1912	10			10	—	—	—	—	324	2.212	2.536	32	221		
1913	10			11	—	—	—	—	300	2.116	2.416	30	192		
Tejcani	Form. sașiene subcarpatique			1903	38	—	50	—	144	—	313	—	313	8	—
				1904	42	—	50	—	150	—	308	—	303	7	—
		1905	48	—	44	—	160	—	313	—	313	7	—		
		1906	42	8	44	431	160	431	244	97	341	6	32		
		1907	42	3	44	347	160	647	270	869	1.139	6	289		
		1908	33	7	44	647	160	647	236	2.920	3.156	7	417		
		1909	38	9	44	648	241	648	201	5.285	5.486	6	587		
		1910	36	13	60	887	150	887	198	4.853	5.051	6	373		
		1911	36	11	60	887	150	887	206	4.283	4.489	6	389		
		1912	33	11	—	—	—	—	151	3.712	3.863	5	337		
		1913	30	9	—	—	—	—	150	3.055	3.205	6	339		

(1) Les dates statistiques de ce tableau pour 1903-1911 ont été puisés dans les ouvrages de T. TĂNĂSESCU et T. POPCUCU „Statistique de la production minière en Roumanie”, publiés dans l'Ann. de l'Inst. Géol. de Roum. Vol. V, et pour 1912 et 1913 les données m'ont été fournies par Mr. l'ingénieur TĂNĂSESCU, auquel j'exprime ici mes plus vifs remerciements.



En dehors de ces trois endroits il y a encore trois zones qui renferment probablement du pétrole et qui devraient être explorés.

Une zone qui va de Tețeani vers le sud passant par l'embouchure du Cernul, Moreni, l'embouchure du Pușcașul, Poiana, Bărsănești et Târgul Trotușului et dont les couches du Salifère disposées comme un anticlinal sont imprégnées de pétrole. Sur certains points, dans la Berzunțul negru il y a des sources de pétrole en quantité assez considérable, surtout pendant les époques de sécheresse, pour que les hommes puissent l'utiliser.

L'existence du pétrole dans les profondeurs le long de ce pli anticlinal est indiquée aussi par la présence des sources sulfureuses et salées, dont quelques unes présentent le caractère de salines.

Une deuxième zone des Subcarpathes qui mériterait d'être explorée c'est une zone anticlinale parallèle se trouvant à l'Est de la première et passant par Orașa (bouche du ruisseau Valea Rea) Filipea, Bălăneasa, en coupant la vallée de Trotuș à la confluence avec le ruisseau Caracăn.

C'est sur cette ligne que se trouvent le puits d'expérience du ruisseau Cacăcei (Bălăneasa) et une source de pétrole sur la rive droite du Trotuș, près de l'embouchure du ruisseau Caracăn. Quelques sources salées sont aussi réunies à cette ligne.

Une troisième ligne importante c'est la ligne de dislocation d'entre les Subcarpathes et le plateau moldave (Sărata-Onoști) qui présente le caractère des lignes diapyses et des sources salées ayant le caractère de salines (Cleja, Fundul Răcăciunei, ruisseau Biene).

Comme on le sait les exploitations de pétrole de Cașin se trouvent sur la faille du Cașin qui constitue la continuation vers le sud de la ligne de dislocation Sărata-Onoști.

Outre ces trois lignes principales il y a encore des suintements de pétrole sur d'autres points, à Bratila, Beatești; ils sont cependant moins importants.

## 5. SUCCIN.

Le succin a été rencontré en très petite quantité et sous forme de petits fragments dans les mines à sel de Tg.-Ocna et toujours sous forme de petits morceaux en compagnie d'un filon d'ozokérite dans les dépôts oligocènes de la partie méridionale de la colline Muscol dans les forages faits pour la construction d'un tunnel de la voie ferrée de Tg.-Ocna—Palanca.

+



# CONTENU

	Pag.
Introduction . . . . .	575
<b>GÉOLOGIE DE LA RÉGION</b>	
<b>A. DESCRIPTION GÉNÉRALE DES FORMATIONS GÉOLOGIQUES</b>	
1. Dépôts paléogènes . . . . .	577
a) Série inframésozoïque (Couches de Tg. Ocna) . . . . .	578
b) Schistes mésozoïques . . . . .	582
c) Grès de Kliwa . . . . .	587
2. Dépôts miocènes . . . . .	588
a) Formation salifère	
Formation salifère subcarpatique . . . . .	589
Formation salifère inférieure des Subcarpathes . . . . .	591
Formation salifère supérieure des Subcarpathes:	
a) Horizon des conglomérats verts de Pietricica . . . . .	593
b) Horizon rouge du Salifère . . . . .	598
c) Horizon des marnes et des gypses supérieurs . . . . .	599
d) Horizon gréseux-sablonneux du Salifère, à tuf dacitique et à intercalations de Tortonien fossilifère . . . . .	600
Formation salifère de la zone carpathique marginale . . . . .	602
Âge de la Formation salifère . . . . .	607
b) Sarmatien.	
1. Le Sarmatien de l'Ouest . . . . .	611
2. Le Sarmatien de l'Est . . . . .	613
3. Dépôts pliocènes	
a) Méotien . . . . .	614
Cendre et tuf andésitiques . . . . .	615
b) Terrasses pliocènes . . . . .	620
4. Dépôts Quaternaires . . . . .	620
a) Graviers quaternaires . . . . .	621
b) Terrasses quaternaires . . . . .	621
<b>B. DESCRIPTION GÉOLOGIQUE SPÉCIALE</b>	
1. La zone montagneuse . . . . .	624
2. La zone des collines subcarpathiques et le Plateau moldave . . . . .	630
<b>C. TECTONIQUE</b>	
Unités Tectoniques . . . . .	635
a) Nappe marginale du Flysch et ses rapports avec les autres unités tecto- niques des Carpathes et Subcarpathes . . . . .	635
b) Zone des Subcarpathes . . . . .	640
c) La zone du Plateau moldave . . . . .	645
Principales lignes de dislocation . . . . .	646
<b>D. GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE</b>	
1. Pierres de carrière . . . . .	649
2. Sources d'eaux minérales . . . . .	651
3. Gisements de sel . . . . .	653
4. Gîtes et exploitations de pétrole . . . . .	656
5. Succin . . . . .	659



# ANALIZE EXECUTATE IN LABORATORUL DE CHIMIE

1913.

## I. MINEREURI ȘI ROCE.

### Calcar dela Voineasa.

Provine din Valea Lotrului, Voineasa.

Carbonat de calciu . . . . .	99,42 % gr.
Carbonat de magneziu . . . . .	0,42 % *
Trioxid de aluminiu și de fer. . . . .	0,11 % *
Rezidul insolubil în acid clorhidric diluat	0,58 % *

Chimist: V. DUMITRIU

### Minieru dela punctul Băile-vechi.

Provine dela localitatea *Baia* pe albia râului *Galbenu*.

Minieru din pâlăria de fer amestecat cu limonită.

Conține la sută :

Rezidiu insolubil în acizi . . . . .	19,09 gr.
Fer . . . . .	44,10 %
Sulf . . . . .	28,20 %

Rostul e datorit oxigenului care se află în combinațiune cu fierul sub formă de oxid.

Nu conține aur, argint, nici cupru.

Chimist: V. DUMITRIU

### Pirită cuprifere din Dobrogea.

Provin din mina dela Altân-Tepe.

Trimise pentru a se determină sulful și cuprul

	Conține la sută :	
	Cupru.	Sulf.
<b>Proba No. I.</b> De la adâncimea de 3 m. din partea N. W. a zăcământului (puțul II).	3,78	41,70
<b>Proba No. II.</b> De la adâncimea de 71 m. din partea S. E. a zăcământului (puțul III).	6,61	45,31

Chimist: V. DUMITRIU





**Pirită cuprifera din regiunea Vidinului.**

	Conține la sută	
Cupru . . . . .	4,09	gr.
Argint . . . . .	0,0106	»
Aur . . . . .	0,00016	»

Chimist: V. DUMITRIU

**Calcopirită din regiunea Placalnița.**

	Conține la sută	
Cupru . . . . .	14,17	gr.
Argint . . . . .	0,0820	»

Chimist: V. DUMITRIU

**Minerul calcaros însoțit de calcopirită din regiunea Placalnița.**

	Conține la sută	
Cupru . . . . .	7,56	gr.
Argint . . . . .	0,0810	»

Chimist: V. DUMITRIU

**Pirită din mina Schmölnitz și Casandra.**

Conține la sută:

Sulf . . . . .	48,49	gr.
Fer . . . . .	45,61	»
Cupru . . . . .	0,53	»

Chimist: V. DUMITRIU

**Oxid de fer din Dobrogea.**

Oxid de fer rezultat din desulfurarea piritelor cuprifere din mina Altân-Tepe.

Această desulfurare s'a făcut în fabrica de acid sulfuric a «Stelei Române» din Câmpina.

Conține la sută:

Trioxid de Fer . . . . .	78,10	gr.
Cupru . . . . .	5,41	»

Cuprul se află în mare parte ca sulfat. În porțiunea obținută prin apălare cu apă la rece s'a dozat 3,42% Cu, ceea ce revine la 8,60% gr. sulfat de cupru.

Chimist: V. DUMITRIU

**Probă de calcar din Vaiea-Largă (Jud. Buzău).**

Conține la sută:

Umiditate . . . . .	0,02	gr.
Carbonat de Calciu . . . . .	96,45	»



Carbonat de magneziu . . . . .	1,51 gr.
Trioxid de aluminiu și fer . . . . .	0,36 »
Reziduu insolubil în acid clorhidric diluat . . . . .	1,53 »

Din datele de mai sus rezultă că această probă poate servi pentru fabricațiunea varului.

Chimist: V. DUMITRU

#### Calcar dela Turcoaia (Jud. Tulcea).

Trimise pentru a se determină conținutul în carbonat de calciu.

Proba No. I . . . . .	94,19 %	gr. Carbonat de calciu
» » II . . . . .	98,03 %	»
» » III . . . . .	90,89 %	»
» » IV . . . . .	94,46 %	»

Din datele de mai sus rezultă că proba No. II poate fi utilizată pentru fabricarea varului, proba No. I pentru fabricarea unui var de calitate inferioară, iar proba No. IV (precum și probele I și II) pentru fabricarea cimentului. Toate 4 probe pot fi întrebuințate pentru fabricarea bioxidului de carbon.

Chimist: V. DUMITRU

#### Sare dela Oglinzi (Tg. Neamțu).

Trimisă pentru a se determină sulfatii de sodiu, potasiu și magnezii.

Conține la sută:

Umiditate . . . . .	0,45 gr.
Clorură de sodiu . . . . .	96,55 »
Sulfat de calciu . . . . .	1,96 »
Sulfat de magneziu . . . . .	0,82 »
Sulfat de sodiu . . . . .	0,074 »

Chimist: V. DUMITRU

#### Probă de marnă coniformă.

Provine din marginea zonei interne a Flișului de pe păr. Colăcenilor. Asău. Districtul Bacău.

Această probă se prezintă cu o culoare roșie și în câte-vă puncte areă culoarea verde.

Conține la sută:

Silice . . . . .	13,58 gr.
Oxid de calciu . . . . .	35,30 »
Oxid de magneziu . . . . .	5,05 »
Trioxid de aluminiu . . . . .	3,60 »
Trioxid de fer . . . . .	8,45 »



Oxid de mangan . . . . .	1,83 gr.
Bioxid de carbon . . . . .	32,78 »
In partea verde s'a găsit:	
Carbonat de calciu . . . . .	35,62 gr.

Chimist: V. DUMITRIU

## II. APE.

### Probă de apă din lacul Babadag.

Provine din canalul dela Enișala.

Trimisă de Serviciul Pescărilor din ministerul de Domenii, pentru a se determina reziduiul fix.

Conține:

Reziduu fix (la litru) . . . . .	1,3120 gr.
----------------------------------	------------

Chimist: V. DUMITRIU

### Apă de pe dealul dela Filipești.

Provine din puțul din vii de pe proprietatea d-lui Gr. Cantacuzino:

Conține la litru:

Reziduu fix . . . . .	1,5170 gr.
-----------------------	------------

In compozițiunea apei se află:

Clor. . . . .	0,0247 gr.
Acid sulfuric (SO <sup>4</sup> ) . . . . .	0,7202 »
Calciu. . . . .	0,3157 »
Magneziu . . . . .	0,1112 »
Natriu . . . . .	0,0162 »
Acid carbonic (CO <sup>2</sup> ) . . . . .	0,3120 »

Iod nu conține, nici brom.

Din datele de mai sus rezultă că această probă nu poate fi întrebuințată ca apă potabilă.

Chimist: V. DUMITRIU

## APE MINERALE.

### Apă minerală din Ungaria.

Apă carbonată din comuna *Bistrița-Năsăud*.

Conține la litru:

Reziduu fix . . . . .	7,0420 gr.
-----------------------	------------

In compozițiunea apei se află (la litru):

Bioxid de carbon (liber) . . . . .	1,1780 gr.
Clor. . . . .	1,7320 »
Calciu. . . . .	0,4886 »
Magneziu . . . . .	0,1398 »
Fier. . . . .	0,0095 »



Natriu . . . . .	2,0508	»
Kaliu . . . . .	0,1390	»
Acid carbonic (CO <sup>2</sup> ) . . . . .	2,4210	»

Chimist: V. DUMITRIU

**APE DIN SONDE.****Apă sărată din sondă.**

Din sonda No. 2 dela Filipeștii de Pădure a Societății Astra-Română.

Conține la litru:

Reziduu fix . . . . . 6,7060 gr.

In compozițiunea apei se află:

Clor . . . . . 3,5292 gr.

Acid sulfuric (SO<sup>2</sup>) . . . . . 0,1389 »

Calciu . . . . . 0,2140 »

Magneziu . . . . . 0,0860 »

Fier . . . . . 0,0270 »

Alkali (Na, K) . . . . . 2,2940 »

Acid carbonic (CO<sup>2</sup>) . . . . . 0,3805 »

Iod nu conține.

Chimist: V. DUMITRIU

**Apă sărată din sondă dela Filipeștii de Pădure.**

Provine din sonda No. 10 a societății Astra-Română.

Conține la litru:

Reziduu fix . . . . . 139,8500 gr.

In compozițiunea apei se află:

Clor . . . . . 19,4745 gr.

Calciu . . . . . 4,0420 »

Magneziu . . . . . 1,5607 »

Fier . . . . . 0,0210 »

Alkali (Na, K) . . . . . 55,7111 »

Iod . . . . . 0,0585 »

Brom . . . . . 0,0840 »

Sulfati . . . . . n'are

Apa aceasta are compozițiunea unei ape mume (Mutterlaug).

Chimist: V. DUMITRIU

**Apă Sărată.**

dela *Concordia Eforie 16*. Adâncimea 181,20 m.

Conține la litru:

Reziduu fix . . . . . 58,2430 gr.

In compozițiunea apei se află la litru:



Clor . . . . .	35,7540 gr.
Calciu . . . . .	0,9420 »
Magneziu . . . . .	0,6014 »
Ac. sulfuric (SO <sup>4</sup> ) . . . . .	0,0625 »
Alkali(Na, K) . . . . .	21,0300 »
Iod . . . . .	0,0057 »
Amoniu . . . . .	0,0240 »
Brom . . . . .	0,0875 »

Chimist: V. DUMITRIU

### Apă din sonda No. 9 dela Filipești de pădure.

Adâncimea: 1035 m.

Reziduu fix la litru: 136,0930 gr.

In compozițiunea apei se află la litru:

Clor . . . . .	82,8360 gr.
Calciu . . . . .	4,3540 »
Magneziu . . . . .	1,2780 »
Alkali(Na, K) . . . . .	46,6300 »
Iod . . . . .	0,0572 »
Amoniu . . . . .	0,0204 »
Brom . . . . .	0,2014 »
Sulfați . . . . .	n'are

Petrolul care însoțește apa are parafină.

Chimist: V. DUMITRIU

## III. CARBUNI.

### Cărbuni din Galiția.

Trimiși de către Ministerul Industriei și Comerțului.

	Mins : «Krystyna»	«Jarvovznó»	«Artur»
Apă până la + 110° C. . . . .	16,6	17,4	18,6
Substanțe volatile . . . . .	34,9	32,7	33,4
Carbon fix. . . . .	46,6	47,3	42,6
Reziduu (cenușa) . . . . .	1,9	3,6	5,4
Calorii (cu bomba Mahler) . . . . .	6226	6001	5703

Proba de Coks: nu cocsifică nici una.

Cu potasă: se obține o soluție galbenă.

După rezultatul acestor analize se constată că probele de cărbuni sunt ligniți de calitate superioară. (Braunkohle).

Chimist: G. GANE



**Cărbune din Serbia (Huilă).**

Provine din mina «Dobra».

Trimis de Ministerul de Industrie și Comerț.

Umiditate până la 105° C. . . . . 0,4 gr.

Substanța volatilă. . . . . 31,7 »

Carbon fix . . . . . 49,5 »

Reziduu (cenusă). . . . . 18,4 »

Cărbunele cocsifică, dând un coes poros și lucios.

Cu potasă nu se extrage substanțe humice.

Conține sulf în cantitate considerabilă.

Puterea calorică (cu bomba Mahler) 7020 calorii.

Din aceste date reiese că acești cărbuni sunt cărbuni de piatră adică «huilă».

Chimist: G. GANE

**Probă de lignit din Jud. Mehedinți.**

Provine de pe Valea Copcei.

Apă până la 105° C. . . . . 20,8% gr.

Substanțe volatile . . . . . 41,3% »

Carbon fix . . . . . 28,6% »

Cenușă (reziduu). . . . . 9,3% »

Calorii (determinate cu bomba

Mahler în calorimetrul Ber-

thelot) . . . . . 4533.

Sulf total . . . . . 1,4% gr.

Chimist: G. GANE

**IV. PETROL ȘI DERIVATE DE PETROL.****Probă de motorină.**

Trimisă de Societatea anonimă română de electricitate.

Puterea calorică (determinată cu obuzul Mahler

în calorimetrul Berthelot). . . . . 10,939 calorii

Chimist: G. GANE

**Probă de motorină.**

Greutatea specifică 15° C. . . . . 0,8805

Inflamabilitatea . . . . . 109, 05

Chimist: Dr. C. PETRONI



**Probă de benzină grea din comerț.**

Greutatea specifică la 15° C. . . . . 0,7524.

Produsele de destilație în balonul Engler.

Temperatura	cc. %	Temperatura	cc. %
70°—80° . . .	0,5	100—110 . . .	35,0
80°—90° . . .	2,4	110°—120° . . .	46,8
90°—100° . . .	12,6	120°—130° . . .	61,8
Fracțiunea 0°—100°	Fracțiunea 100—120°	Rezidu	
12,6 cme.	49,2 cme.	38,2 cme.	

Chimist: Dr. C. PETRONI

**Probă de păcură.**

Trimisă de către Societatea Aquila-Franco română.

I. Sulf . . . . . 0,43 %.

II. Calorii . . . . . 10724 (determinate cu bomba Mahler).

III. Păcura nu prezintă reacțiune acidă nici la proba cu alcool cald, nici la proba pe placa de aramă.

Chimist: Dr. C. PETRONI

**Probă de petrol lampant pentru motoare.**

Trimisă de marina națională Franceză.

Pentru a se vedea omogeneitatea s'a luat eșantioane dela partea superioară și partea inferioară a rezervorului dela Constanța:

	Partea superioară	Partea inferioară
Densitatea la + 15° C. . . . .	0,826 . . . . .	0,826
Inflamabilitatea (aparatură Blazy și Luchaire) . . . . .	+40°,5 C. . . . .	+41,5 C.
Distilațiunea a 100 cm :		
Fracțiunea —15° C. . . . .	0,8% vol. . . . .	0,5% vol.
„ 150°—275° . . . . .	95,9% vol. . . . .	96,3% vol.
Reziduu peste 275 . . . . .	3,3% vol. . . . .	3,2% vol.

Reziduu este lichid, de culoare brun-deschis, și dă cu metil-orange o ușoară reacțiune acidă.

Parafina . . . . . la —15° C. uleiul este încă limpede.

Neutralitatea . . . . . Uleiul nu conține acizi minerali.

Impurități . . . . . Uleiul este absolut pur și provine exclusiv din distilațiunea petrolului brut.

Puterea calorică . . . . . 10,993 . . . . . 10,995 calorii.

Se constată după aceste rezultate că uleiul este absolut omogen.

Chimist: G. GANE.

## REZIDIURI DE PETROL DIN ROMANIA

Destinate marinei de războiu franceze. Origina: Creditul Petrolifer

No. 1.

ORIGINA	Densitatea 15° C.	Inflamabili- tatea	Viscositatea 15° C. (Barbey)	Reacțiune acidă			Fluiditatea -5° C.	depozite pe pânza metalică apă până la + 110° C.	Calorii	Sulf.
				metilorange	alcool și turnesol	lame de cupru				
Rezervorul Constanța	sus	0,944	+104° C.	9 div.	Nu conține acizi mi- nerali. Aciditate slabă (orga- nică) (acizi naftenici). Nu le atacă după 24 ore la + 105° C.	Fluid, însă foarte vâscos.	Depozitul e în canti- tate inapreciabilă	Urme	10,650	0,68%
	jos	0,944	+106° C.	8,5 div.						

Chimist: G. GANE.

No. 2.

ORIGINA	Densitatea 15° C.	Inflamabili- tatea	Viscositatea 15° C. (Barbey)	Reacțiunea acidă			Fluiditatea -5° C.	depozite pe pânza metalică apă până la + 110° C.	Calorii	Sulf.
				metilorange	alcool și turnesol	lame de cupru				
Rezervorul Constanța	0,9376	+101° C.	11,5 div.	Nu conține acizi mi- nerali Ușoară aciditate or- ganică.	Nu le atacă.	Fluid	Depozit inapreciabil.	Urme.	10,790	0,48%

Chimist S. DULUCEA.



## No. 3.

ORIGINA	Densitatea 15° C.	Inflamabili- tatea	Viscozitatea +15° C. (Barbey)	Reacțiune acida		Fluiditatea -7° C.	Depozit pe pânza metalică apă până la +110° C.	Calorii	Sulf.	
				metilorange	alcool și turnesol					
Rezervorul { sus	0,9385	+116° C.	12,5 div.	Nu conține acizi mi- nerali.	Ușoară aciditate organică.	Nu atacă lamele la +105° C.	Fluid	Depozit inapreciabil	Urmec. 10,740	0,57% gr.
Constanța { jos	0,9400	+115° C.	12 div.							0,52% gr.

Chimist: DR. GOMA.

## No. 4.

ORIGINA	Densitatea 15° C.	Inflamabili- tatea	Viscozitatea +15° C. (Barbey)	Reacțiune acida		Fluiditatea -5° C.	Depozit pe pânza metalică apă până la +110° C.	Calorii	Sulf.
				metilorange	alcool și turnesol				
Rezervorul Constanța	0,9415	+123° C.	10,5 div.	Nu conține acizi minerali.	Ușoară aciditate organică.	Nu atacă lamele de metal la +105° C.	Fluid.	Urmec. Urmec. 10,740.	0,50% gr.

Chimist G. GANE.

## No. 5.

ORIGINA	Densitatea 15° C.	Inflamabili- tatea.	Viscozitatea 15° C. (Barbey)	Reacțiune acida		Fluiditatea -7° C.	Depozit pe pânza metalică apă până la +110° C.	Calorii	Sulf.	
				metilorange	alcool și turnesol					
Rezervorul { sus	0,938	+102° C.	10,5 div.	Nu conține acizi minerali.	Ușoară aciditate organică.	Nu atacă lamele după 24 ore.	Fluid.	Urmec. Urmec.	10,744	0,47% gr.
Constanța { jos	0,938	+107° C.	11 div.							

Chimist: G. GANE.

## No. 6.

ORIGINA	Densitatea 15° C.	Inflamabili- tatea.	Viscositatea 15° C. (Barbey).	Reacțiunea acidă			Fluiditatea -15° C.	Depozit pe pânza metalică	Apă până la +110° C.	Calorii.	Sulf.
				metiloranșe	alcool și turnesol	lame de cupru					
Rezervorul Constanța	0,958	+109° C.	14 div.	Nu conține acizi minerali.	Ușoară aciditate organică.	Nu atacă lamele după 24 ore la +105° C.	Fluid.	Urme.	Urme.	10,880.	0,47% gr.

Chimist: G. GANE.

## REZIDIU DE PETROL DIN ROMANIA

Destinat marinci de războiu franceze. Provine dela Rafinăria  
«Aquila-Franco-Română».

ORIGINA	Densitatea +15° C.	Inflamabili- tatea	Viscositatea 15° C. (Barbey)	Reacțiunea acidă			Fluiditatea -10° C.	Depozit pe lame de cupru	Apă până la 110° C.	Calorii.	Sulf.
				metiloranșe	alcool și turnesol	lame de cupru					
Rezervorul   sus	0,942	+128° C.	9 div.	Nu conține acizi minerali.	Avară aciditate or- ganică.	Nu atacă plăcile de metal după 24 ore la 105° C.	Fluid dar foarte vâscos.	Urme.	Urme.	10,650	0,40
Constanța   jos	0,942	+130° C.	8,5 div.							10,629	0,36
Rezervorul Stația Medea	0,943	+131° C.	9 div.							10,841	0,44

Chimist: G. GANE.

## PETROLURI BRUTE.

## Buştenari.

1. *Buştenari*. Societatea Concordia, Eforie. Sonda 16.  
Adâncimea 215 m.  
Formaţiunea geologică: meotie.

## Proprietăți fizice:

Densitatea la + 15° C : 0,814.

Culoarea : măslinie, brună deschisă.

## Distilația în balonul Engler:

	Densitatea la + 15°	% în greutate
Fracțiunea până la 150°	0,735	34,15
» 150°—300°	0,833	33,77
Reziduu	—	32,08

## Rendiment tehnic:

	Densitatea la + 15°	% în gr. raportate la brut	Inflamabilitatea
1. Benzină ușoară . . .	0,721	31,7	—
2. Lampant . . . . .	0,823	39,5	+ 34,5° C.
3. Reziduu . . . . .		28,8	—

Benzina ușoară distilă 90% în volum până la + 130° C.

Petrolul lampant arde în lampa Kosmos 14<sup>m</sup> cu o intensitate luminoasă de 9,87 Hejneri și consumă 30 gr. pe oră.2. *Buștenari-Hodoiosca*. Schela *Smărăndita*.

Avocat Dinescu și Petre Hodoiu. Puțul No. 1.

Adâncimea : 96 m.

## Proprietăți fizice:

Densitatea la + 15° C : 0,862.

Culoarea : brună.

## Distilația în balonul Engler:

	Densitatea la + 15° C	% în greutate
Fracțiunea până la 150° . . .	0,746	19,0
» 150°—300° . . . . .	0,831	38,5
Reziduu . . . . .	—	42,5

Chimist : DR. C. PETRONI

## MORENI.

1. *Moreni-Starropoteos*.

Societatea Româno-Americană. Sonda 8 P.

Adâncimea : 647 m.

Formațiunea geologică : dacic, strat Drader sau al IV-lea.

Densitatea la + 15° C : 0,860.

*Rediment tehnic.*

	Densitatea la + 15° C.	% în greutate	Indesabilitatea
1. Benzină ușoară . . . . .	0.718	14,5	—
2. " grea . . . . .	0.765	1,7	—
3. Petrol lampant . . . . .	0.820	32,8	+ 28,5° C.
4. Reziduu . . . . .	—	51,0	—

2. *Moreni-Stavropoleos.*

Societatea Astra-Română. Sonda 12.

Adâncimea: 614 m.

Formațiunea geologică: Dacic, strat Drader sau al IV-lea.

Densitatea la + 15° C.: 0.865.

## Distilația în balonul Engler:

	Densitatea la + 15° C.	% în greutate
Fracțiunea 74°—150° . . . . .	0.749	20,0
" 150°—300° . . . . .	0.831	31,8
Reziduu . . . . .	—	48,2

3. *Moreni-Stavropoleos.*

Societatea Astra-Română. Sonda 22.

Adâncimea: 521 m.

Formațiunea geologică: dacic, strat Moreni sau strat III.

Densitatea la + 15° C.: 0.9005.

## Rendiment tehnic:

	Densitatea la + 15° C.	% în greutate.
1. Benzină ușoară . . . . .	0.718	1,4
2. " grea . . . . .	0.765	1,6
3. Petrol lampant . . . . .	0.823	39,7
4. Reziduu . . . . .	—	57,3

Chimist: G. GANE

## BĂICOI.

1. Sonda No. 8. Jean Gant.

Formațiunea geologică: Dacian.

Densitatea la + 15° C.: 0.901.

*Rendiment tehnic.*

	Densitatea la +15° C	% în greutate	Inflamabilitatea
1. Benzină ușoară . . .	0,729	3,0	—
3. Petrol lampant . . .	0,816	28,2	+ 22°
3. Rezidiu . . . . .	—	68,8	—

Benzina distilă complet până la + 130° C.

*Analiza Engler a petrolului lampant:*

Temperatura	Densitatea la +15°	% în greutate
130°	—	2,7
130°—150°	0,782	22,4
150°—270	0,822	60,7
Rezidiu	—	5,2

În lampa Kosmos 14''' petrolul lampant arde cu 10,8 Helneri și consumă 37,5 gr. pe oră.

2. Puț Jean Ganz (lângă administrația Steaua Română).

Formațiunea geologică: Dacian.

Densitatea la + 15° C: 0,890.

**Rendiment tehnic:**

	Densitatea la +15° C	% în greutate	Inflamabilitatea
1. Benzină . . . . .	0,748	3,5	—
2. Lampant . . . . .	0,824	33,1	+ 32°
3. Rezidiu . . . . .	—	63,4	—

Benzina destilă 93% în volum până la 130° C.

Lampantul arde în lampa Kosmos 14''' cu 9,53 Helneri și consumă 33,5 gr. pe oră.

Chimist: DR. C. PETRONI

**PARȘANI.**

Exploatator: Oșinga, Sonda 13.

Adâncimea: 251 m.

Fondațiunea geologică: meotic.

Densitatea la + 15° C: 0,864.

**Analiza în balonul Engler:**

	Densitatea la +15°	% în greutate
Fracțiunea 58°—150°	0,725	16,3
» 150°—300°	0,827	32,2
Rezidiu . . . . .	—	51,2
Pierderi . . . . .	—	0,3

Chimist: G. GÂNE

## ARBANAȘI.

1. Exploatator: Societatea Nafta.

Formațiunea geologică.

Densitatea la + 15° C: 0,8255.

## Rendiment tehnic:

	Densitatea la + 15° C	% în greutate
1. Benzină ușoară . . . . .	0,720	6,8
2. " grea . . . . .	0,760	1,9
3. Lampant . . . . .	0,814	67,9
4. Rezidiu . . . . .	0,922	23,4

Acest petrol e parafinos.

2. Exploatator: Societatea Nafta.

Formațiunea geologică:

Densitatea la + 15° C: 0,823.

## Rendiment tehnic:

	Densitatea la + 15° C	% în greutate
1. Benzină ușoară . . . . .	0,721	6,3
2. " grea . . . . .	0,752	2,7
3. Lampant . . . . .	0,8125	57,5
4. Rezidiu . . . . .	—	33,5

Parafină în petrol brut: 3,5% în greutate.

Chimist: G. GANE

## STĂNEȘTI—TAZLĂU.

Exploatator:

Formațiunea geologică:

Densitatea: 0,8415.

## Rendiment tehnic:

	Densitatea la + 15° C	% în greutate	Inflamabilitatea
1. Benzină . . . . .	0,720	18,2	—
2. Lampant . . . . .	0,810	25,9	+ 29°
3. Rezidiu . . . . .	—	52,9	—

Chimist: G. GANE

## Petroluri brute din Asia.

1. Petrol din *Tamdikul*, Guvernământul Uvalsk, Rusia.S'a adus la analiză 200 cm<sup>3</sup> de petrol.

Culoarea : brună-măslinie.

Aspectul : foarte viscos.

Mirosul : caracteristic petrolurilor evaporate în aer.

Densitatea la + 15° C. : 0,9055.

#### Destilația în balonul Engler :

	Densitatea la + 15°	% în greutate
Fracțiunea 219°—300° C . . .	0,852	20,1
» 300°—Coke . . .	0,858	70,2
Coke rămas în balon . . .	—	7,2
Pierderi . . . . .	—	2,5
		<u>100,0</u>

Parafină în petrolul brut . . . 0,3% în greutate.

E bogat în asfalt.

2. Petrol din *Ferganu*.

S'a trimis la analiză 230 cm<sup>3</sup> petrol.

Culoarea : neagră.

Aspectul : foarte viscos.

#### Distilația în balonul Engler :

	Densitatea la + 15°	% în greutate
Fracțiunea 58°—150° . . .	—	0,2
» 150°—300° . . .	0,845	20,7
Reziduu . . . . .	—	78,3
Pierderi . . . . .	—	0,8
		<u>100,0</u>

Chimist : G. GANE

Volumul al VII-lea al Anuarului s'a încheiat la 14 Martie 1917.

## SUMARUL GENERAL

AL

### ANUARULUI INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

Vol. I. 1907.

- G. MURGOEL. Terțiarul din Oltenia cu privire la sare, petrol și ape minerale.  
Das Tertiär Olteniens mit Rücksicht auf das Vorkommen von Salz, Petroleum und Mineralwässer.
- SAVA ATHANASIU. Contribuțiuni la studiul faunei terțiare de mamifere din România.  
Beiträge zur Kenntniss der tertiären Säugetierfauna Rumäniens.
- W. TEISSEYRE. Beiträge zur neogenen Molluskenfauna Rumäniens, mit besonderer Berücksichtigung der Erdölgebiete der Subkarpaten.  
Contribuțiuni la fauna moluscă neogenă a României cu privire specială asupra regiunilor petrolifere din regiunea subcarpatică.
- R. SEVASTOS. Raporturile tectonice între câmpia română și regiunea colinelor din Moldova.  
Les relations tectoniques de la plaine roumaine avec la région de collines dela Moldavie.
- I. SIMIONESCU și D. CĂDERE. Nota preliminară asupra stratelor fosilifere devonice din Dobrogea.  
Note préliminaire sur les couches devoniennes de Dobrogea.
- L. EDELEANU și G. GANEA. Hidrocarburi extrase din gudroanele acide de petrol.  
Hydrocarbures extraits des goudrons acides du pétrole.

Vol. II. 1908.

- L. EDELEANU. Das rumänische Erdöl.
- I. SIMIONESCU. Asupra calcarelor sarmatice din nordul Moldovei.  
Sur les calcaires sarmatiques (Myodobory ou Toltry) de Moldavie.
- R. SEVASTOS. Descrierea geologică a regiunii Codăești și Răducăneni din Moldova de nord.  
Description géologique de la région Codăești et Răducăneni.
- G. BOTEZ. Comunicare preliminară asupra Bartonianului din județul Prahova.  
Communication préliminaire sur le Bartonien du district Prahova.
- I. POPESCU-VOITEȘTI. Contribuțiuni la studiul geologic și paleontologic al regiunii Muscelor dintre râurile Dâmbovița și Olt.  
Contributions à l'étude géologique de la région des collines comprise entre la Vallée de la Dambovitza et la vallée de l'Oltu.
- W. TEISSEYRE. Ueber die maecotische, pontische und dacische Stufe in den Subkarpaten der östlichen Muntenia.  
Asupra etajelor meotic, pontic și dacic din regiunea subcarpatică a Munteniei de răsărit.
- MAX REINHARD. Cercetări în Munții Făgărașului.  
Vorläufiger Bericht aus dem Fogaraser-Gebirge.

\*





- SAVA ATHANASTU. Contribuțiuni la studiul faunei terțiare de mamifere din România. III. *Mastodon Arvernensis*.  
Beiträge zur Kenntnis der tertiären Säugetierfauna Rumäniens.  
III *Mastodon Arvernensis*.
- L. EDELEANU și G. GANEA. Comparația din punct de vedere chimic între petrolul românesc și petrolurile străine.  
Comparaison entre les pétroles roumains et les pétroles étrangers.
- Vol. III, 1909.
- I. SIMIONESCU. Stratele jurasice dintre Hârșova și Boasgic (Dobrogea).  
Sur le système jurassique de Hârșova-Boasgic (Dobrogea).
- TH. NICOLAU. Asupra minereurilor de mangan dela Șarul Dornei.  
Ueber die Manganerze von Șarul Dornei im Distrikte Suceava (Nord moldau).
- R. SEVASTOS. Contribuțiuni la studiul Gasteropodelor pleistocene din România.  
G. MACOVEI. Baseniul terțiar dela Bahna.  
Le Bassin tertiaire de Bahna.
- MAX REINHARD. Șisturile cristaline din Munții Făgărașului.  
Die kristallinen Schiefer des Făgărașer Gebirges in den rumänischen Karpaten.
- I. SIMIONESCU. Asupra cretaciului superior din împrejurimile satului Bașchioi.  
Note sur le Néocétacée des environs de Bașchioi (Dobrogea).
- I. POPESCU-VORTEȘTI. Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression gétiq. (Roumanie occidentale).  
Contribuțiuni la studiul stratigrafic al Numuliticului depresiunii getice (România apusă).
- RADU PASCU. Asupra prezenței Pliocenului în Dobrogea.  
Ueber das Vorkommen des Pliocän (dactische Stufe) in der Dobrogea.
- L. EDELEANU, D. G. MARY, GR. PEIPEER și G. GANEA. Studiu asupra lampantelor obținute din principalele țițeiuri românești.  
Étude sur les lampants obtenus des principaux pétroles bruts roumains.
- L. EDELEANU și G. GANEA. Studiu comparativ între țițeiuri de origini diferite.  
Étude comparative sur les pétroles bruts d'origines différentes.
- I. EDELEANU și SILVIA DULGHEA. Determinarea viscozității uleiurilor de uns cu viscosimetrul Engler.  
Détermination de la Viscosité des huiles de graissage avec le viscosimètre Engler.
- L. EDELEANU și SILVIA DULGHEA. O metodă de separațiune a hidrocarburilor aromatice și a produselor rezinoase din petrolurile brute.  
Séparation des hydrocarbures aromatiques et des produits résineux du pétrole brut par l'acide sulfurique.
- C. TH. PETRONI. Coeficienții de dilatație a petrolurilor brute din România și a derivatelor lor.  
Les coefficients de dilatation des pétroles bruts de Roumanie et de leur dérivés.
- C. TH. PETRONI. Studiu comparativ între punctele de inflamabilitate a petrolurilor lampante determinate cu aparatele Abel-Pensky și Granier.  
Étude comparative entre les points d'inflamabilité des pétroles lampants, déterminés à l'aide des appareils Abel-Pensky et Granier.
- V. DOMITRU. Compozițiunea gazului obținut prin distilațiunea uscată a Lignitului din România.  
Note préliminaire sur la composition du Gaz qui résulte de la distillation sèche du lignite roumain.

## Vol. IV. 1910.

- G. MURGOEL. Zonele naturale de săluri în România.  
Die Bodenzonen Rumäniens.
- D. ROTMAN. Comunicare preliminară asupra masivului eruptiv dela Greci.  
Vorläufige Mitteilung über das Eruptivmassiv von Greci.
- ST. CANTUNIARI. Notă preliminară asupra Granitului cu Riebeckit și Egirin dela Muntele Carol și Piatra Roșie.  
Vorläufige Mitteilung über den Riebeckit und Aegyringgranit des M-tele Carol.
- RADU PASCU. Cercetări preliminare asupra lacului Techirghiol.  
Vorläufiger Bericht über den Techirghiolsee.
- R. SEVASTOS. Geologia regiunii Mogoșești din nordul Moldovei.  
Description géologique de la région Mogoșești (N. de la Moldavia).
- MAX REINHARD. Cercetări în partea orientală a Munților Făgărașului.  
Geologische Beobachtungen aus dem östlichen Theil des Făgărașer gebirges.
- MAX REINHARD. Cercetări în regiunile șisturilor cristaline ale Carpaților meridionali și orientali.  
Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete der krystallinen Schiefer der sud-und Ostkarpaten.
- I. POPESCU-VOTREȘI. Contribuțiuni la studiul faunei calcarelor numulitice dela Albești (Muscet).  
Contributions à l'étude de la faune du Calcaire nummulitique d'Albești (Muscet).
- I. SIMIONESCU. Jurasicul dela Cârjelar (Dobrogea).  
Note sur le jurassique de Carjelar (Dobrogea).
- D. M. CĂDERU. Notă asupra granitului dela Măcin.  
Note sur le Granit de Măcin (Dobrogea).
- AUREL PANĂ. Cursul inferior al Calmățuiului.  
Étude morphologique de la vallée inférieure de Calmățui.
- GR. ANTIPA. Das Uferschwammungsgebiet der unteren Donau.
- G. PANITI et G. BAUME. Contributions à l'étude des gaz des roches.

## Vol. V. 1911.

- FR. BARON NOPCSA. Zur Geologie und Petrographie des Vilajets Skutari in Nordbanien.
- L. EDELEANT. La dissociation des produits de distillation du pétrole.  
Disociația produselor de distilație a petrolului.
- SILVIA DULIGEA. L'action pyrogénique sur les acides naphthéniques.  
Acțiunea pirogenică asupra acizilor naftenici.
- MAX REINHARD. Die granitisch-körnigen Gesteine der transylvanischen Decke (Süd und Ostkarpathen).  
Rocile granitice-granulare ale pânzei transilvanice din Carpații de Sud și Est.
- I. TĂNĂSESCU. Studii preliminare asupra regimului termic în regiunile petrolifere din România.  
Études préliminaires sur le régime thermique dans les régions pétrolières de la Roumanie.
- I. TĂNĂSESCU. Statistique de la production minière en Roumanie.
- R. SEVASTOS. Descrierea geologică a împrejurimilor județului Iași.  
Description géologique des environs de la ville d'Iassy.
- G. MURGOEL. Cercetări geologice în Dobrogea nordică.



- L. MRAZEC et I. POPESCU-VOITEȘTI. Contribution à la connaissance des nappes du flysch carpathique en Roumanie.  
Contribuțiunii la cunoașterea pinzelor flișului carpatic în România.  
Vol. VI. 1912.
- ST. N. CANTUNIARI. Masivul eruptiv Muntele Carol-Piatra Roșie (Județul Tulcea).  
Das Eruptiv-massiv Muntele Carol-Piatra Roșie (Distrikt Tulcea, Dobrogea).
- N. DĂNĂILĂ. Studiul ligniților românești.  
Zur Kenntniss der rumänischen Braunkohlen.
- C. PETRONI. Recherches sur les produits obtenus par la pyrogénéation du pétrole brut de Buștenari (Roumanie) et des ses dérivés.
- L. TĂNĂȘESCU. Considerațiuni asupra variațiunei de temperatură a petrolului brut în conducta Băicoi-Constanța.  
Considérations sur la variation de température du pétrole brut dans la conduite de Băicoi-Constanța.
- A. OSTROGOVICH. Étude chimique d'un pétrole brut de Hârja, district de Bacău (Moldavie).
- I. POPESCU-VOITEȘTI. Date noi asupra prezenței Tortonianului fosilifer în zona flișului Subcarpaților meridionali cu considerațiuni asupra vechinii saliferului în general.  
Nouvelles données sur la présence du Tortonien fossilifère dans la zone du flysch des Subcarpathes méridionales avec quelques considérations sur l'âge de la formation salifère en général.
- SAVA ATHANASIU. Resturile de mamifere cuaternare dela Mălușteni în districtul Covurlui.  
Mammifères quaternaires de Mălușteni district de Covurlui, Moldavie
- SAVA ATHANASIU. Resturile de mamifere pliocene superioare dela Tulucești în districtul Covurlui.  
Mammifères pliocènes de Tulucești district de Covurlui près de Galatz
- SAVA ATHANASIU. Fauna de mamifere cuaternare dela satul Drăghici, distr. Mușcel.  
Mammifères quaternaires de Drăghici district de Muscel.
- SAVA ATHANASIU. *Capreolus* *cf.* *Cusanus* CROIZET din lignitele daciane dela Aninoasa, Dâmbovița.  
*Capreolus* *cf.* *Cusanus* CROIZET du Dacien d'Aninoasa, district de Dâmbovița.
- SAVA ATHANASIU. *Cervus (Elophus)* *cf.* *Perrieri* CROIZET din terasa veche a Dunării dela Frățești lângă Giurgiu.  
*Cervus* *cf.* *Perrieri* CROIZET de la terrasse ancienne du Danube près de Giurgiu.
- G. MURGOCA. Études géologiques dans la Dobrogea du Nord. La tectonique de l'aire cimmérienne.
- V. DIMITRIU, SILVIA DULUGEA, G. GANEA, C. PETRONI. Analize executate în laboratorul de Chimie.  
Vol. VII 1913.
- DR. GR. ANTIPA. Wissenschaftliche und wirtschaftliche Probleme des Donaudeltas.
- DR. DAVID ROTMAN. Masivul eruptiv dela Greci (jud. Tulcea, Dobrogea).  
Das Eruptivmassiv von Greci (Distrikt Tulcea, Dobrogea).
- DR. DAVID M. PREDA. Geologia regiunii subcarpatice din partea de Sud a districtului Bacău.  
Géologie dela région subcarpatique de la partie méridionale du district de Bacău.
- V. DIMITRIU, G. GANEA, C. PETRONI, SILVIA DULUGEA. Analize executate în laboratorul de Chimie.



