856

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

VOLUMUL XII

1927

CU 107 FIGURI ÎN TEXT, 20 TABELE, 9 TABLE, 5 SCHIȚE ȘI 4 HĂRȚI GEOLOGICE

CVLTVRA NAȚIONALĂ
BUCUREȘTI
1927

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

0856

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

COMITETUL GEOLOGIC

VOLUMUL XII

1927

CU 107 FIGURI ÎN TEXT, 20 TABELE, 9 TABLE, 5 SCHIȚE ȘI 4 HĂRȚI GEOLOGICE

CVLTVRA NAȚIONALĂ
BUCUREȘTI
1927

Institutul Geologic al României

Redacţiunea Anuarului Institutului geologic al României este sub îngrijirea d-lui profesor SAVA ATHANASIU.

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL-CONTENU

Pagina

DR. GEORGE S. ATHANASIU, Radioactivité de quelques sources minérales, thermales et d'eau douce de Transylvanie, de Crişana et de Banat . 1

DR. ŞTEFAN I. MATEESCU, Cercetări geologice în partea externă a curburei sud-estice a Carpaţilor români. Districtul Râmnicu-Sărat 67

— Recherches géologiques sur le versant extérieur de la région de courbure sud-est de Carpates roumaines. District de Râmnicu-Sărat et zone limitrophe du District de Putna 325

MAX REINHARD (Basel) und I. ATANASIU, Geologische Beobachtungen über die Kristallinen-Schiefer der Ost-Karpathen 391

DR. MIRCEA SAVUL, Şisturile cristaline şi zăcămintele de manganez din regiunea Şarul Dornei. Districtul Câmpulung 415

— Les schistes cristallins et les gisements de manganèse de la région Şarul Dornei. District de Câmpulung 473

HORIA GROZESCU, Geologia basinului superior al Tazlăului-Mare 499

— Géologie du bassin supérieur du Tazlăul-Mare. District de Neamtz. 517

IOAN BÁNYAI, Zăcămintele aurifere din muntele Boteş. Abrud. 525

Institutul Geologic al României

PERSONALUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI IN ANUL 1927

Membru de onoare: MATHEI M. DRĂGHICEANU, Inginer de Mine.

Director: DR. L. MRAZEC, profesor universitar.
Subdirector: DR. VALERIU POPOVICI-HATZEG, geolog șef cl. I.

I. SECȚIA GEOLOGICĂ

DR. SAVA C. ATHANASIU, profesor universitar, geolog șef cl. I.
DR. GEORGE MACOVEI, profesor la Școala politechnică, geolog șef cl. I.
DR. IULIU SZADECZKY, geolog șef cl. I.
DR. OTTO PROTESCU, geolog șef cl. III.
DR. ERICH IEKELIUS, geolog șef cl. III.
DR. HORIA GROZESCU, geolog șef cl. III.
ION S. ATHANASIU, geolog cl. I.
DUMITRU ȘTEFĂNESCU, geolog cl. II.
DR. THEODOR KRÄUTNER, geolog cl. II.
ALEXANDRU CODARCEA, geolog cl. III.
GHEORGHE MURGEANU, geolog cl. III.
ȘTEFAN S. MUȘAT, geolog asistent.
MILTIADE G. FILIPESCU, geolog asistent.
MIRCEA PAUCĂ, geolog asistent.

II. SECȚIUNEA AGROGEOLOGICĂ

Șef: DR. TEODOR SAIDEL, chimist șef cl. I.
DR. PETRE ENCULESCU, geolog șef cl. I.
NICOLAE FLOROV, geolog șef cl. I.
EM. I. PROTOPOPESCU-PAKE, geolog șef cl. II.
DR. CONSTANTIN CREANGĂ, chimist cl. III.
NICOLAE C. CERNESCU, chimist cl. III.
THEODOSIE FILIPESCU, geolog asistent.

III. SECȚIA CHIMICĂ

Șef: EMIL CASIMIR, chimist șef cl. I.
ELIZA LEONIDA-ZAMFIRESCU, chimist cl. I.

Institutul Geologic al României

PETRE PETRESCU, chimist cl. I.
DR. NICOLAE METTA, chimist cl. II.
ANGELA MOSCHUNA, chimist cl. II.
ALEXANDRINA POPESCU, chimist asistent.

IV. SECȚIA DE GEOLOGIE ECONOMICĂ

RADU PASCU, inginer inspector general cl. I.

A. *Secția de prospecțiuni*

IULIAN GAVĂT, inginer ord. cl. III.
PETRE TOMA GHIȚULESCU, inginer ord. cl. III.
MIRCEA SOCOLESCU, inginer ord. cl. III.
IULIAN BRATILOVEANU, inginer.
SABBA S. ȘTEFĂNESCU, inginer.
MARCEL GEORGESCU, inginer.
GHEORGHE RUSU, inginer.

B. *Laboratorul pentru studii de materiale*

DR. ȘTEFAN N. CANTUNIARI, geolog șef cl. I.

V. BIBLIOTECA

Bibliotecar-Șef: IULIU MOISIL.
Ajutor: GHEORGHE T. NICULESCU, șef de serviciu cl. I.

Biroul publicațiunilor: CONSTANTIN OLTEANU, șef de birou cl. I.

Administrația: EUGEN GIURGEA, subdirector general cl. II.
GHEORGHE PETRESCU, subdirector cl. I.
IULIAN SÂRBU, șef de birou cl. I.
CHRISTACHE NASTEA, șef de birou cl. I.

Biroul cartografic și atelier fotografic:
Șef: RICHARD SCHON, cartograf șef cl. I.
FREDI R. WAHNIG, cartograf șef cl. II.
ANTON D. HAGIU, cartograf cl. III.
FRIEDR. NAGEL, desenator cl. III.

Intendența: MIHAI MARIN, intendent.
THEODOR THEODORESCU, laborant cl. I.
DUMITRU IORDAN, laborant cl. I.
MAFTEI CIURLA, laborant cl. II.
GHEORGHE SOVATI, laborant cl. III.
ALEXANDRU POP, laborant cl. III.

Institutul Geologic al României

Atelier mecanic: ILIE NEGULESCU, mecanic-constructor.
ȘTEFAN DRĂGHICI, laborant cl. I.

Șofer: CONSTANTIN STAN.

Atelier de tăiat roce: PETRE SOVATI, preparator cl. I.

Preparatori și laboranți: DUMITRU VOICU, preparator cl. I.
CONSTANTIN GH. ILIESCU, preparator cl. II.
TĂNASE NICOLAU, preparator cl. III.
GHEORGHE POTOR, laborant cl. II.
PETRE N. NICULAES, laborant cl. II.
MARTIN ENEDI, laborant cl. II.
ILIE VIEZURE, laborant cl. II.
IACOB TĂNASE, laborant cl. III.
NICOLAE CIURLA, laborant cl. III.
DAVID MURARIU, laborant cl. III.

Institutul Geologic al României

RADIOACTIVITÉ
DE
QUELQUES SOURCES MINÉRALES, THERMALES ET D'EAU DOUCE DE TRANSYLVANIE, DE CRIȘANA ET DE BANAT.

PAR
GEORGES S. ATHANASIU

INTRODUCTION

Les travaux sur la radioactivité des sources d'eau de Roumanie sont encore en nombre assez limité. Pour les sources minérales de l'ancien royaume on possède un certain nombre de déterminations; par contre les travaux sont plus rares pour les provinces ayant appartenu jusqu'en 1918 à l'Autriche-Hongrie.

Les physiciens autrichiens et hongrois ont porté leur attention surtout sur les sources situées beaucoup plus à l'Ouest et qui, comme celles de Karlsbad et de Joachimsthal, présentaient en raison de leur réputation thérapeutique ou de leur richesse en émanation du radium un plus grand intérêt. Pourtant les provinces citées sont très riches en sources minérales ou thermales. Rien qu'en Transylvanie on peut compter une quarantaine de stations, à sources minérales ou thermales avec des installations nécessaires pour l'utilisation des eaux. À celles-ci il faut ajouter le très grand nombre de sources minérales qui sont encore non captées, non analysées et utilisées seulement par les habitants de la région.

Il m'a paru intéressant et utile d'étudier la radioactivité des sources de ces régions: d'une part je comblais ainsi une lacune existante, d'autre part la très grande variété des formations géologiques de cette partie du pays promettait de trouver des sources dont la grandeur de la radioactivité ainsi que l'origine de cette radioactivité soient très différentes. Cette supposition s'est vérifiée par la suite.

Le présent mémoire comprend l'analyse radioactive de plus de soixante sources (65) d'eau et de quelques sources de gaz. Chaque source intéressante a été analysée plusieurs fois, ce qui fait que le nombre total de mesures faites dépasse 200.

Institutul Geologic al României

Parmi ces sources 32 sont des sources d'eau douce, 25 des sources d'eau minérale et 8 des sources thermales.

Comme position géographique les sources analysées se trouvent dans les parties Nord et Ouest de la Transylvanie, dans le Banat et en Crișana. Dans la partie Est et Sud-Est, ainsi que dans le sud de la Transylvanie, on trouve encore un grand nombre de sources minérales ou thermales dont je n'ai pu encore aborder l'étude.

La majorité des sources radioactives ne contiennent, comme on le sait, que de l'*émanation* du radium (Radon); les sources contenant le radium dissous sous forme de sel étant très rares. Pour cette raison je n'ai déterminé au cours de cette étude que la quantité d'*émanation radioactive* contenue dans l'eau des sources, me réservant de chercher et doser le *Ra* sel plus tard et au laboratoire pour les sources les plus radioactives.

Toutes les mesures ont été faites sur les lieux mêmes, le plus près possible des sources. Ce n'est qu'exceptionnellement, pour quelques sources situées dans des endroits difficiles que l'eau a été apportée et analysée dans une station centrale, plus abritée. La façon de prendre l'eau était telle, comme je l'exposerai bientôt, que ce procédé ne pouvait aucunement fausser la précision des mesures.

J'ai cherché autant que possible à faire cette étude en relation étroite avec la constitution géologique des régions visitées. Cela a été possible grâce à l'extrême obligeance des membres de l'Institut Géologique de Roumanie, qui m'ont donné, le cas échéant, tous les renseignements nécessaires.

L'étude ainsi conduite est beaucoup plus fructueuse car la connaissance des formations géologiques est un guide très précieux pour la recherche des eaux radioactives. Inversement l'étude complète de la radioactivité des sources d'une région peut servir éventuellement à éclaircir certains problèmes de géologie.

Certaines sources montrent une variation appréciable de leur radioactivité avec le temps, mais l'étude de cette variation n'a pû être abordée, car, vu le grand nombre de sources analysées, je n'ai passé qu'un nombre restreint de jours dans chaque station.

Les résultats obtenus au cours de cette étude donnent des renseignements précis sur la radioactivité d'un grand nombre de sources à une date connue. Ensuite on pourra reprendre l'étude des sources les plus intéressantes pour déterminer la constance ou la variation de leur radioactivité avec le temps.

En ce qui concerne la valeur de la radioactivité il se trouve, parmi les sources analysées au cours de ce travail, un certain nombre dont la radioactivité est beaucoup plus grande que celle de toutes les sources analysées jusqu'à présent en Roumanie.

Ce mémoire comprend quatre parties. Dans la première je fais un court historique et je donne la description des appareils et de la méthode de mesure.

Institutul Geologic al României

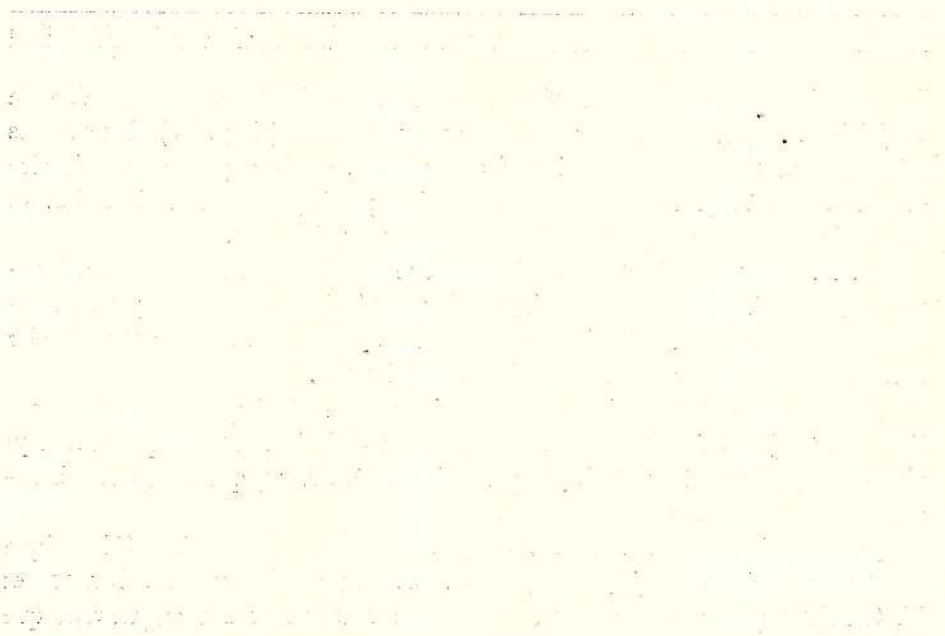
La deuxième partie contient l'étude de la radioactivité de l'eau potable de Cluj (chap. III) et des autres eaux douces des environs (chap. IV). Les sources minérales et thermales sont étudiées dans la troisième partie du mémoire (chap. VI et VII). Enfin dans une dernière partie je donne le résumé et les conclusions générales qui se dégagent de ces expériences.

M. L. MRAZEC, directeur de l'Institut Géologique de Roumanie, a bienvoulu mettre à ma disposition l'appareil utilisé ainsi que les moyens nécessaires au déplacement et à l'étude sur les lieux. Je prie M. L. MRAZEC d'agréer l'expression de mes sentiments très reconnaissants.

La mise au point de l'appareil, son étalonnage ainsi que les mesures sur l'eau de Cluj ont été faites au Laboratoire de Chimie Anorganique et Analytique de l'Université de Cluj. J'exprime à M. G. SPACU, qui dirige ce laboratoire mes meilleurs remerciements.

Je remercie aussi M. I. P. VOITEŞTI, directeur de l'Institut Géologique de l'Université de Cluj ainsi que M. M. les professeurs A. MAIOR et V. STANCIU pour les nombreux renseignements, utiles à mon travail, que j'ai recueillis dans leurs laboratoires.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PREMIÈRE PARTIE

CHAPITRE I

HISTORIQUE

1. Les premières mesures sur la radioactivité des sources d'eau de Roumanie sont celles de M. HURMUZESCU [1]). Ces mesures ont été faites sur les lieux mêmes des sources et la méthode employée pour en extraire l'émanation a été, de préférence, le barbotage.

La perte de charge de l'électroscope était mesurée par une méthode de compensation qui consistait à ramener toujours la feuille d'or de l'appareil à son écartement initial en faisant varier la capacité de l'électroscope. L'emploi de cette méthode offre l'avantage évident d'utiliser l'électroscope toujours dans les mêmes conditions de sensibilité. Les sources trouvées les plus radioactives ont été celles de D o r n a, S t r u n g a et B ă l ţ ă t e ş t i qui avaient respectivement 0,40, 0,11 et 0,10 millimicrocurie. M. HURMUZESCU a étudié aussi la radioactivité de quelques sources de pétrole [2]), en utilisant la méthode mentionnée et aussi la méthode d'ébullition, au laboratoire.

M. GIURGEA [3]) donne l'analyse radioactive de 17 sources minérales. L'auteur utilise l'appareil et la méthode de circulation de H. W. SCHMIDT. La source la plus radioactive de cette série de mesures est celle de B o r c a (Moldavie) dont la radioactivité serait de 1,36 m. μ. c.

M. V. BIANU [4]) a étudié les sources minérales de O l ă n e ş t i (Olténie). La méthode employée est celle de SCHMIDT mais la perte de charge de l'électromètre est mesurée par compensation à l'aide d'un quartz piézo-électrique.

---

[1]) DR. HURMUZESCU, Radioactivitatea apelor minerale din România. *Ann. Acad. Rom., Sec. Şt.*, Vol. XXXI (1908—09), p. 233, voir aussi:

D. HURMUZESCU ET M. PATRICIU, La radioactivité de quelques eaux minérales de Roumanie. *Annales Scientifiques de l'Université de Jassy*. Tome V, 1908, p. 159.

[2]) D. HURMUZESCU. La Radioactivité des pétroles de Roumanie. *Annales Scientifiques de l'Université de Jassy*. Tome V, 1908, p. 1.

[3]) E. GIURGEA. Recherches sur la radioactivité des eaux minérales de Roumanie. *Bull. Acad. Rom.* III Année (1914—15), No. 2, p. 54.

[4]) V. BIANU. La radioactivité des eaux de Olăneşti. *Bull. Acad. Rom.* IX Année (1924), No. 3—4, p. 17.

Institutul Geologic al României

L'auteur analyse 15 sources parmi lesquelles 6 sources montrent une radioactivité plus grande que 1 m. μ. c.

Les plus riches sont les sources No. 9, 14 et 30 dont la radioactivité est respectivement de 3,2, 3,0 et 2,5 m. μ. c.

Ces trois sources sont aussi les plus chaudes de la région, ayant respectivement 18°, 18°,5 et 16°,5 degrés centigrades. L'auteur donne aussi la résistivité de l'eau et la quantité d'anhydride carbonique au litre pour chaque source.

M. G. ŞIADBEI [1]) a mesuré la radioactivité de l'eau et de la boue du lac de T e k i r g h i o l trouvant presque négligeable la radioactivité de l'eau et celle de la boue égale à 0,163 m. μ. c. au litre.

2. Pour le Banat et la Transylvanie on peut citer en ordre chronologique les observations et mesures de LENGYEL BÉLA [2]), de BERNARD ERNÖ et de G. WESZELSZKY. LENGYEL BÉLA a mesuré la radioactivité des eaux minérales de Buziaş (Banat). Il a observé aussi la radioactivité de l'oxyde de fer (Fe^2O^3) qui se dépose à l'intérieur des tubes conduisant l'eau de la source St. Antoine.

M. BERNARD ERNÖ [3]) reprend l'étude de la radioactivité du même oxyde de fer. Il trouve que la vie moyenne de l'émanation dégagée par cet oxyde de fer est de 0,9 jours environ. La conclusion de l'auteur, pareille à celle de LENGYEL BÉLA, est que l'on serait en présence d'un mélange de *Ra*, *Th.* et *Ac*; ou peut-être bien on aurait à faire à un corps nouveau. Les mesures faites par M. BERNARD ERNÖ ne lui permettent pas de décider en faveur de l'une ou de l'autre de ces deux hypothèses.

M. G. WESZELSZKY a étudié la radioactivité des sources des bains d'Hercule [4]) et des celles de Vâlcele (Előpatak) [5]).

M. WESZELSZKY reçoit l'eau à analyser dans un vase préalablement évacué ce qui offre de très grands avantages. Il jauge l'appareil à l'aide de solutions de *Ra.* étalon. Les sources des Bains d'Hercule montrent une radioactivité assez grande.

Les plus riches en *Radon* sont les suivantes:

Hygea (Károly)	6,59 m. μ. c.
Hercule	2,51
Ileana (Lajos)	1,44

[1]) G. ŞIADBEI. La radioactivité de l'eau et du limon du lac de Tekirghiol. *Ann. Sc. Univ. Jassy.* XIV, 1926, p. 20.

[2]) LENGYEL BÉLA. Ásványvizek és vizapok rádióactivitásáról. *Magyar Balneologiai Értesitö.* T. II. 5 (1909), p. 1 (en hongrois) cité aussi par M. ERNÖ, p. 138 de son travail.

[3]) BERNARD ERNÖ. A buziasi Fe^2O^3 rádióaktivitásáról. *Magyar Chemiai Folyóirat.* T. XV (1909), No. 9, p. 138 (en hongrois).

[4]) G. WESZELSZKY. Über die Radioaktivität der Termalquellen des Herkulesbades. *Földtani-Közlöny.* 44. 1914, p. 535.

[5]) G. WESZELSZKY. A Rádióaktivitás. *Magyar Chemiai Folyóirat.* XIII (1917) (en hongrois seulement) paru aussi en volume. Budapest 1917.

Institutul Geologic al României

Les sources de Vâlcele ne montrent au-contraire qu'une radioactivité très faible comprise entre 0,07 et 0,2 m. μ. c.

M.M. LOISEL et MICHAILESCO [1]) ont repris en 1914 la mesure de la radioactivité des sources des Bains d'Hercule. Ces auteurs trouvent une variation de la radioactivité de ces sources avec le temps. Les résultats obtenus sont très différents de ceux donnés par M. WESZELSZKY.

Ainsi ces auteurs donnent les chiffres suivants:

Hygea	0,73 m. μ. c.
Iléana	0,59
Hercule	0,19

En comparant ces nombres avec ceux de M. WESZELSZKY, on remarque une différence considérable.

Cette différence serait-elle dûe seulement à la variation avec le temps de la radioactivité de ces sources, ou bien les méthodes différentes des auteurs cités contribueraient aussi à produire l'écart signalé? On voit la nécessité de reprendre l'étude de la radioactivité des eaux des Bains d'Hercule avec toute la précision désirable et pendant un temps suffisamment long. On pourra alors mettre clairement en évidence la grandeur de la variation de la radioactivité avec le temps.

On peut citer aussi le travail de M. J. DODUN DE PERRIÈRES [2]) qui a évalué la radioactivité des sources de Buziaș, Lipova et Dorna. Je reviendrai sur ce travail à l'occasion des mesures que j'ai fait moi-même dans les deux premières de ces stations.

Je me fais le très agréable devoir de remercier ici M. BÉLA RUZITSKA, docteur ès sciences, grâce à qui j'ai pu consulter la littérature hongroise.

CHAPITRE II

APPAREIL ET MÉTHODE DE MESURE

3. Description de l'Appareil.

J'ai utilisé l'appareil de H. W. SCHMIDT [3]). Cet appareil a l'avantage de réunir la précision à une très grande solidité. Cette dernière qualité est

[1]) M. M. LOISEL ET MIHAILESCO. Sur la radioactivité des sources des Bains d'Hercule en Roumanie. *C. R.* 175, p. 1054, 1922.

Voir aussi C. N. MIHAILESCU. Cercetări asupra radioactivității apelor minerale din Băile Herculane. *Revista de Hidrologie med. si Climatologie.* 1923 (en roumain).

[2]) T. DODUN DE PERRIÈRES. Măsurarea radioactivității apelor din Buziaș, Bucova, Lipova, Vatra Dornei. *Rapport déposé à l'Institut Géologique de Roumanie.* 24 Mars, 1925.

[3]) H. W. SCHMIDT. Über Eichung und Gebrauch von Blatten elektrometern. *Physikal. Zeitschrift.* 7, p. 157, 1906 et

Du même: Über eine einfache Methode zur Messung des Emanationsgehaltes von Flüssigkeiten. *Phys. Zeit.* 6, p. 561, 1905.

Institutul Geologic al României

essentielle pour un appareil qui doit subir des déplacements multiples exécutés souvent dans des conditions difficiles. L'appareil que j'ai utilisé n'a souffert aucun dérangement pendant toute la durée de ce voyage d'études, quoique transporté souvent dans des conditions assez précaires dans des charettes sans ressorts sur les chemins très accidentés et défoncés des montagnes. Dans les endroits très difficiles l'appareil a été porté à la main.

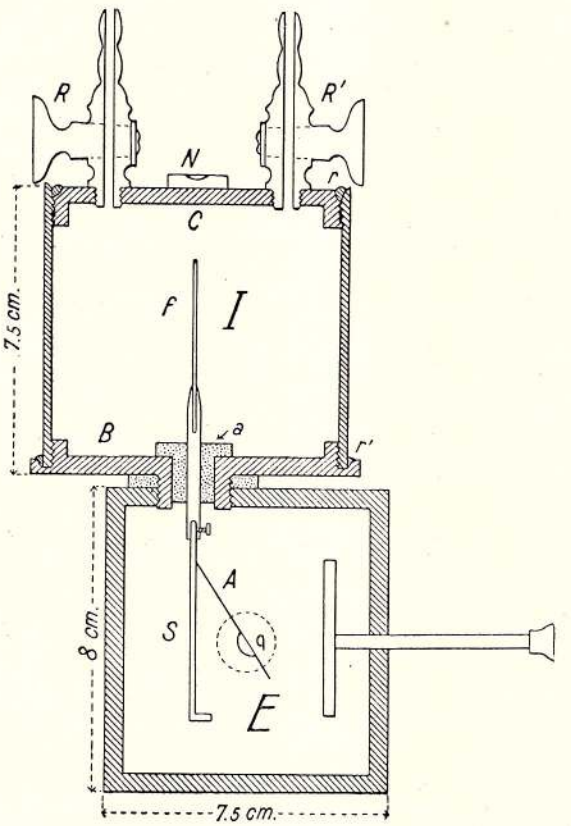


Fig. 1

L'appareil de SCHMIDT est assez connu [1]); la figure 1 en donne le schéma.

Comme le montre la fig. 1, l'appareil se compose de l'électromètre E, surmonté d'une chambre d'ionisation I.

a) *L'électromètre* est un appareil à feuille d'aluminium A fixée à la partie supérieure du support S. La feuille fait, près de son bout libre, un léger pli maintenu par un fil en quartz q. C'est ce fil de quartz que l'on regarde avec le microscope fixé à l'appareil dans une direction normale au plan du dessin.

b) Comme on le voit, la partie supérieure du support S pénètre dans la chambre d'ionisation I et se continue par un fil métallique f pouvant être remplacé au besoin. L'isolement en a est fait à l'ambre. La chambre d'ionisation est cylindrique; elle est vissée sur sa base B.

Le couvercle C est, lui aussi, vissé à la partie supérieure du cylindre. La chambre d'ionisation peut donc être ouverte sans difficulté. La fig. 1 donne le détail de la fermeture de la chambre d'ionisation: des rigoles circulaires

[1]) L'électromètre de H. W. SCHMIDT est connu par les physiciens aussi, en donnant une description sommaire de l'appareil, j'ai pensé être utile aux lecteurs de cette revue de géologie. Les méthodes physiques sont, en effet, de plus en plus employées en géologie et la connaissance des appareils utilisés devient indispensable. Dans le même but j'ai donné plus loin des détails sur la méthode de circulation, bien connue des physiciens.

Institutul Geologic al României

r et r' sont prévues. En remplissant ces rigoles de mastic, après fermeture, on réalise une chambre d'ionisation parfaitement étanche.

Le couvercle C porte deux très bons robinets à vide (en métal) R et R' et un niveau à bulle d'air N.

4. Fonctionnement de l'Appareil.

L'électromètre E avec sa chambre d'ionisation sont montés sur un trépied à vis callantes. C'est le même trépied qui porte aussi le microscope de lecture.

L'électromètre étant chargé à 400 volts la feuille d'*Al.* s'écarte de son support et on voit son image dans le microscope près de la division 100 de l'échelle micrométrique. L'image du fil de quartz coupe obliquement l'échelle micrométrique qui est divisée en 100 parties. On fait la lecture sur un des bords du fil de quartz. Avec un peu d'habitude on peut évaluer le cinquième d'une petite division, mais l'erreur qui consiste à prendre un cinquième de division en plus ou en moins est fréquente, on tiendra compte de cette erreur (p. 19).

En introduisant l'émanation radioactive dans la chambre d'ionisation, l'électromètre perd sa charge et l'image du fil parcourt l'échelle du micromètre oculaire de gauche à droite. On doit graduer l'échelle micrométrique en volts[1]). Pour l'appareil que j'ai utilisé, une division de l'échelle micrométrique vaut 8 volts et la courbe volts-divisions est une ligne droite.

Le fil étant à la division 100, l'appareil est chargé à 407 volts et quand le fil est à la division zéro l'appareil est chargé à 328 volts.

5. Méthode de mesure.

J'ai utilisé la méthode de circulation [2]), sans barbotage, avec des modifications qui m'ont paru rendre cette méthode plus précise et plus rapide. Cette méthode consiste à séparer par agitation, dans un vase fermé V (fig. 2), une partie de l'émanation contenue dans l'eau soumise à l'expérience. Ensuite on fait circuler cette émanation à travers la chambre d'ionisation de l'électromètre. À cet effet on établit un circuit fermé entre le vase V (voir fig. 2) contenant l'émanation et le vase d'ionisation I, à l'aide d'une pompe en cautchouc P. Par cette méthode toute l'émanation qui était en V_3 ne se trouve pas au même moment dans le vase d'ionisation car elle se partage entre les volumes V_1, V_2 et V_3 qui sont le volume du vase d'ionisation, le volume de la pompe et des tubes en cautchouc t et le volume libre (V_3) qui reste au dessus de l'eau soumise à l'expérience dans le vase V.

---

[1]) L'appareil est fourni avec une table donnant cette graduation, table que l'on peut vérifier au laboratoire.

[2]) H. W. SCHMIDT, loc. cit.

Institutul Geologic al României

L'effet produit par l'émanation dans la chambre d'ionisation se trouve donc réduit, par rapport à ce qu'il serait si toute l'émanation serait au même moment dans cette chambre, dans le rapport.

$$(1) \qquad \frac{V_1}{V_1 + V_2 + V_3}$$

on devra multiplier le résultat par l'inverse de cette fraction.

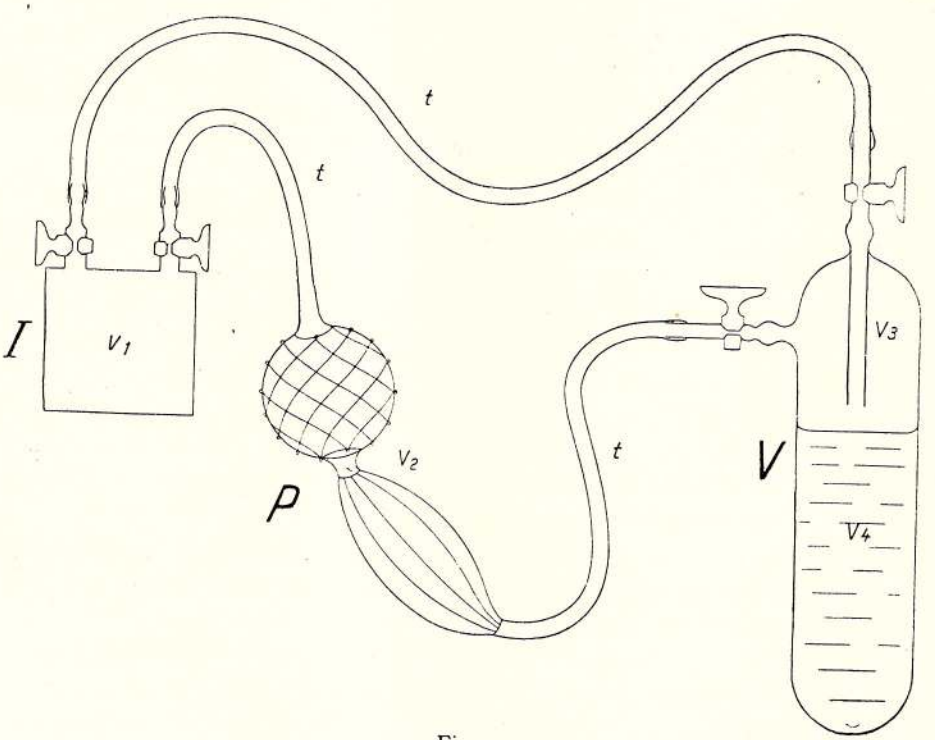


Fig. 2.

D'autre part, dans l'espace V_3 ne se trouve pas toute l'émanation contenue dans l'eau soumise à l'expérience. Une partie de l'émanation reste dissoute dans l'eau en proportion d'autant plus grande que la température est plus petite.

Soit e l'émanation contenue dans le volume V_3 et e' l'émanation qui reste dans l'eau, on a α:

$$(2) \qquad \frac{e'}{e} = \alpha \frac{V_4}{V_3}$$

Institutul Geologic al României

où α est un coefficient qui diminue quand la température s'élève. L'émanation totale de l'eau soumise à l'expérience est $e + e'$ mais c'est seulement la quantité e qui agit dans l'électromètre. L'effet est donc réduit dans la proportion $\frac{e}{e + e'}$; il faudra multiplier le résultat par $\frac{e + e'}{e}$ pour trouver le résultat correspondant à toute l'émanation de l'eau.

Mais $\frac{e + e'}{e}$ peut s'écrire, en remplaçant e' par sa valeur tirée de (2):

$$(3) \qquad \frac{e + e\,\alpha\,\frac{V_4}{V_3}}{e} = 1 + \alpha\,\frac{V_4}{V_3}$$

Enfin si l'on veut rapporter l'effet observé à 1 litre d'eau, on aura encore à multiplier le résultat final par

$$(4) \qquad \frac{1000}{V_4}$$

On voit donc que l'effet observé dans la chambre d'ionisation doit être multiplié successivement par les facteurs (1), (3) et (4), c'est-à-dire par l'expression:

$$(5) \qquad \frac{V_1 + V_2 + V_3}{V_1}\left(1 + \alpha\,\frac{V_4}{V_3}\right)\frac{1000}{V_4}$$

L'effet dû à l'émanation est la perte de charge de l'électromètre en un temps déterminé, mesuré à partir du moment où l'on introduit l'émanation dans la chambre d'ionisation. Il se mesure en volts par minute, ou en divisions de l'échelle micrométrique qui est graduée en volts.

Pour pouvoir transformer cette perte de charge en unités connues, le procédé le plus simple et le plus correct est de déterminer la courbe propre de l'appareil en utilisant une solution de *Ra* étalon.

Dans l'application que j'ai faite de la méthode décrite j'ai apporté des modifications concernant:

1. Le vase dans lequel on prend l'eau.
2. La façon de prendre l'eau.
3. L'étalonnage de l'appareil.

C'est de ces modifications que je parlerai maintenant.

6. Vase dans lequel on prend l'eau.

Avec l'appareil de SCHMIDT est fourni aussi un vase en zinc, d'une capacité de 1,650 c. m. c., dont la forme est indiquée par la fig. 3.

L'eau est introduite par la partie supérieure du vase; ensuite le vase est mis en relation, par les robinets R et R', avec l'électromètre et la pompe. La

Institutul Geologic al României

forme de ce vase ne se prête pas à des expériences de précision pour les raisons suivantes.

a) L'introduction de l'eau dans le vase se fait de telle manière que l'eau perd une partie de son émanation.

b) Quand l'eau de la source contient des gaz en quantité un peu plus grande, ces gaz se dégagent et augmentent la pression. En travaillant avec une pression plus grande, dans la chambre d'ionisation, que celle qu'on avait pendant l'étalonnage on est conduit à des erreurs. Pour les sources contenant beaucoup de gaz l'utilisation du vase métallique est même impossible.

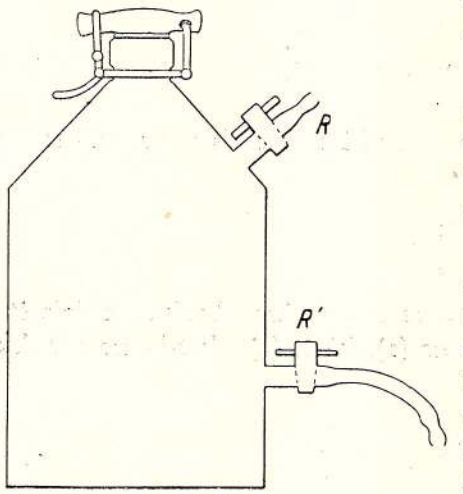


Fig. 3

c) Enfin la position des robinets est telle que le vase restant en position verticale ne peut pas recevoir la quantité d'eau donnant le maximum d'effet; comme on le verra plus loin.

Pour ces raisons je me suis décidé à abandonner l'usage du vase de SCHMIDT et à expérimenter seulement dans des vases en verre préalablement évacués [1]). J'ai donné aux vases la forme indiquée par la fig. 2. Ces vases, de forme cylindrique, avaient une capacitée de 650 c. m. c. environ. Ils étaient munis de deux tubes T et T' avec de bons robinets à vide. Le tube placé à la partie supérieure du vase est prolongé à l'intérieur d'une longueur qui ne dépasse pas $\frac{1}{4}$ de la longueur totale du vase. La fermeture est assurée aussi par des caoutchoucs serrés avec des pinces. Les vases ainsi construits sont évacués et l'eau, dont on veut mesurer la radioactivité, est reçue dans le vase par aspiration. On comprend sans plus comment l'usage de ces vases évite les désavantages du vase métallique.

7. Quantité d'eau à introduire dans le vase. Il est facile de montrer, comme GREINACHER l'a fait déjà [2]), qu'il existe un rapport, entre le volume V_4 de l'eau introduite dans le vase et le volume V_3 resté libre, pour lequel la quantité d'émanation se trouvant en V_3 passe par un maximum. On a eu en effet avec les notations expliquées antérieurement

$$\frac{e'}{e} = a \frac{V_4}{V_3} \tag{2}$$

[1]) Précaution déjà prise par d'autres expérimentateurs.

[2]) H. GREINACHER. Zur Messung der Radiumemanation in Quellwässern. *Physik. Zeit. t. 21, 1920. p. 270.*

Institutul Geologic al României

D'autre part, la quantité totale $e + e'$ d'émanation contenue dans le vase V est directement proportionnelle à la quantité V_4 d'eau:

(6) $$e + e' = K\, V_4$$

K étant un facteur constant pour une même eau.

L'expression (2) peut s'écrire:

(7) $$\frac{K\, V_4}{e} = \frac{a\, V_4 + V_3}{V_3} \qquad \text{d'où}$$

(8) $$e = \frac{K\, V_4\, V_3}{aV_4 + V_3} = K\, \frac{V_4\,(V - V_4)}{aV_4 + V - V_4}$$

en formant l'expression $\frac{d\, e}{d\, V_4} = 0$ on a:

$$(V - 2V_4)\,[V_4\,(a-1) + V] - (a-1)\,(VV_4 - V_4^2) = 0$$

(9) $$(1-a)\, V_4^2 - 2VV_4 + V^2 = 0$$

$$V_4 = \frac{V \pm V\sqrt{a}}{1 - a}$$

(10) $$\frac{V_4}{V} = \frac{1 - \sqrt{a}}{1 - a} = \frac{1}{1 + \sqrt{a}}$$

De la même façon on obtient:

(11) $$\frac{V_3}{V} = \frac{a - \sqrt{a}}{a - 1} = \frac{\sqrt{a} - a}{1 - a}$$

La relation (10) nous donne donc la quantité dont il faut remplir le vase V pour avoir un maximum d'émanation dans l'espace resté libre V_3. Cette quantité dépend de a, donc de la température. Dans le tableau qui suit je donne la valeur de a, $\sqrt{a}$ et $\frac{1}{1+\sqrt{a}}$ pour différentes températures.

TABLEAU I

t^0 C	a	$\sqrt{a}$	$\frac{1}{1+\sqrt{a}}$
0	0,51	0,714	0,583
5	0,42	0,648	0,607
10	0,35	0,592	0,628
20	0,255	0,505	0,664
30	0,200	0,447	0,691
40	0,160	0,400	0,714
50	0,140	0,374	0,728
91	0,108	0,329	0,752

Institutul Geologic al României

La dernière colonne du tableau nous montre que pour la température habituelle de 20° C. le vase doit être rempli de 0,66 de son volume total (c'est-à-dire de deux tiers) pour travailler dans les meilleures conditions. Les vases employés portaient plusieurs traits visibles marquant le 0,6, 0,65 et 0,7 de leur volume. Au moment de la prise de l'eau on les remplissait autant que possible de façon à satisfaire la théorie exposée.

Les courbes (fig. 4.) montrent d'une façon plus expressive la variation de α et de $\frac{1}{1+V\alpha}$ avec la température.

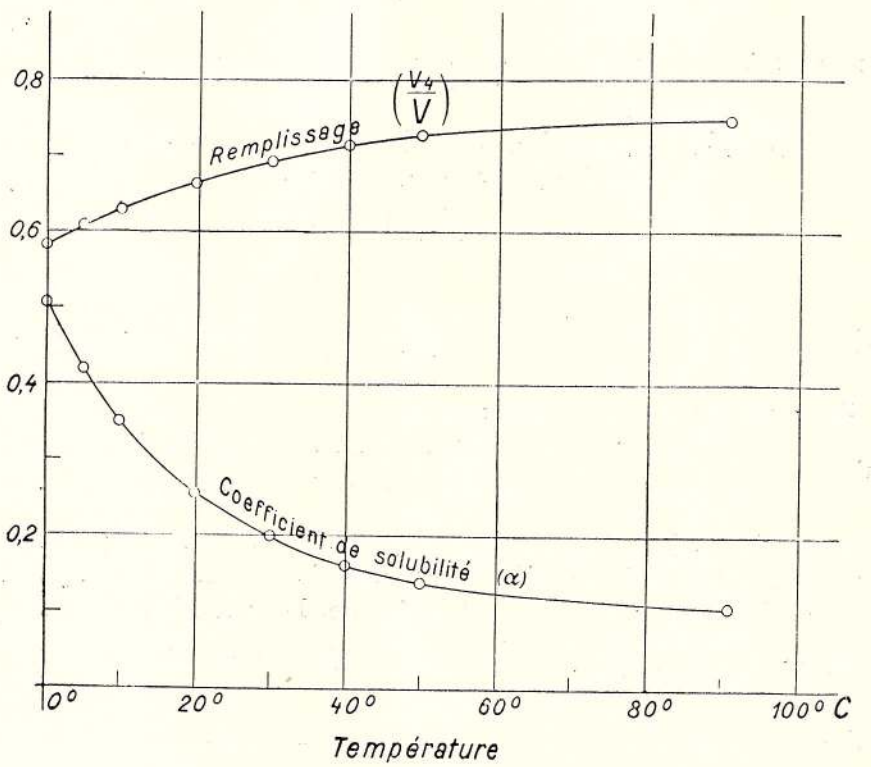


Fig. 4.

8. **Évacuation des vases.** Toutes les analyses des sources ont porté sur de l'eau prise dans les vases en verre décrits [1]) préalablement évacués.

Cette évacuation se faisait de la façon suivante. Dans un vase en tôle de fer, d'une capacité de 2,5 litres environ et de la forme indiquée par la fig. 5, on faisait bouillir une petite quantité d'eau; quand tout l'air était chassé du

[1]) Deux ou trois analyses ont été faites exceptionnellement avec de l'eau prise dans le vase métallique de SCHMIDT; je ferai mention à l'occasion.

Institutul Geologic al României

vase par la vapeur d'eau (ce que l'on savait en observant le dégagement de bulles dans un verre d'eau froide), on fermait le vase hermétiquement et on le plongeait dans un seau d'eau froide. À l'intérieur du vase il se produisait aussitôt le vide correspondant à la tension de la vapeur de l'eau pour la température à laquelle elle était refroidie. Il suffisait de mettre le vase métallique en relation avec le vase en verre et ouvrir les robinets. En répétant trois fois cette opération on obtenait un vide très suffisant pour ces expériences.

Ce procédé d'évacuation des vases est très commode et à peu près le seul que l'on puisse employer en voyage; il m'a été inspiré par le procédé analogue que M. PAMFIL, professeur à l'Université de Cluj, emploie pour la récolte des gaz sortant des sources minérales en vue du travail que M. PAMFIL poursuit dans cette direction.

9. Prise des eaux. La façon de récolter les eaux pour les analyses est d'une grande importance. L'émanation radioactive est dissoute, comme les autres gaz, dans l'eau des sources; elle tend donc à se dégager dès que cette eau vient en contact avec l'air atmosphérique. Cette perte d'émanation est surtout à craindre pour les eaux contenant de l'anhydride carbonique sous pression; le gaz carbonique se dégage vivement dès que l'eau arrive à l'air libre en entraînant avec lui une partie de l'émanation qui s'échappe ainsi dans l'air.

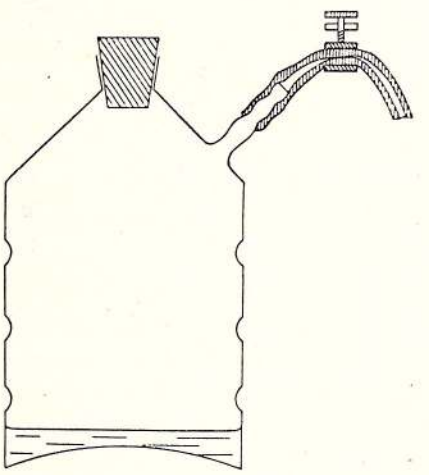


Fig. 5

Parmi les sources minérales analysées, celles contenant de l'anhydride carbonique sont en très grand nombre, aussi fallait-il prendre toutes les précautions nécessaires pour éviter une perte d'émanation. Pour chaque genre de source j'ai utilisé le procédé de prise d'eau qui me paraissait le plus indiqué afin d'éviter une perte d'émanation. À ce point de vue je peux classer les sources en: 1) sources captées complétement fermées, 2) puits et 3) sources non captées ou captées d'une façon primitive.

1. Les sources bien captées, complètement fermées, sont celles qui se prêtent le mieux à la prise de l'eau avec toute son émanation. Parmi ces sources il faut compter d'abord quelques-unes des sources des stations hydrominérales. Ces sources sont complètement murées et l'eau s'écoule par un tube latéral en métal. Les puits artésiens et les puits à pompe, quand ils sont fermés (puits Norton), entrent dans la même catégorie.

Pour récolter l'eau de ces sources on emploie un tube à conduite latérale. Ce tube est adapté par un de ses bouts au tube par où vient

Institutul Geologic al României

l'eau et par l'autre bout au vase évacué. On laisse s'écouler l'eau par la tubulure latérale et au moment ou l'on ouvre le robinet du vase évacué on ferme, au même moment, la conduite latérale. Quand le vase est rempli de la quantité voulue on ferme le robinet et on ouvre la conduite latérale.

2. Pour les puits qui n'avaient pas une profondeur plus grande que 3,50 m. on descendait, dans le puits, jusqu'au fond, un long tube (formé de plusieurs morceaux de tube en verre reliés par des bouts de tube en caoutchouc). Le tube étant mis en relation avec le vase évacué, on ouvrait le robinet et on remplissait le vase jusqu'à la division voulue.

Pour les puits plus profonds, l'eau était prise dans le seau du puits. En opérant vite et en aspirant dans le vase d'expérience l'eau qui est au fond du seau on évite une trop grande perte d'émanation. Mais une perte étant toujours possible avec ce dernier procédé, j'indiquerai toujours les expériences faites dans ces conditions.

3. Dans la dernière catégorie il faut ranger d'abord les sources captées par fosses, excavations ou petits puits. Les eaux peuvent être d'origine très différente, comme par exemple des eaux douces d'infiltration, des *griffons* de sources thermo-minérales etc. Pour ces sources on mantient dans l'eau au dessus de l'émergence (qui est indiquée souvent par un dégagement de bulles de gaz) un entonnoir mis en relation avec le vase d'expérience préalablement évacué. L'eau est aspirée dans le vase avec tous les gaz qu'elle contient.

Quand on est en présence d'une source jaillissant directement des rochers on introduit un tube, en relation avec le vase d'expérience, le plus profondement possible entre les rochers à l'endroit d'où s'échappe l'eau.

C'est aussi dans cette catégorie que l'on peut ranger les sources mal captées[1]) et pour récolter l'eau de ces sources sans perte d'émanation on opère suivant que la source ressemble à l'un ou à l'autre des genres de sources décrites.

10. Marche d'une mesure. Une mesure comporte les opérations suivantes: 1) la préparation des vases, 2) l'étude de la fuite spontanée de l'électromètre, 3) la prise de l'eau et 4) la mesure proprement dite.

1. Les vases sont lavés avec soin avant de les évacuer. Dans ce but on emploie de l'eau douce, chaude, préalablement bouillie pour chasser toute l'émanation qu'elle pourrait contenir éventuellement[2]). Les robinets sont nettoyés à fond et graissés avant chaque expérience, cette précaution étant indispensable au maintien du vide. Enfin on pompe pendant une dizaine de minutes de l'air frais à travers les vases et ensuite on y fait le vide.

[1]) *A* cette occasion je dois signaler que le plus souvent on trouve dans les stations que j'ai visitées des sources qui sont mal captées. Comme suite, pour beaucoup de sources, une partie des éléments qui augmenteraient l'éfficacité de l'eau sont perdus inutilement.

[2]) De temps en temps je lavais aussi les vases avec de l'acide chlorhydrique chaud.

Institutul Geologic al României

2. L'étude exacte de la fuite spontanée de l'électromètre, avant chaque mesure, est d'une grande importance surtout quand on mesure de faibles quantités d'émanation. Après avoir pompé pendant longtemps de l'air frais à travers la chambre d'ionisation on ferme le circuit vase d'ionisation—pompe caoutchouc et on suit pendant quelques dizaines (20—40 minutes) de minutes la perte de charge de l'appareil. Dans les expériences que j'ai faites la fuite spontanée était, selon le cas, de 0,01—0,2 divisions par minute. Quand l'appareil avait été employé auparavant pour analyser une eau très radioactive il fallait attendre ensuite, à cause de la radioactivié induite, plus de 3 heures pour que la fuite spontanée soit réduite à sa valeur habituelle; pendant ce temps on pompait le plus souvent possible de l'air frais à travers la chambre d'ionisation.

3. La prise de l'eau étant faite comme je l'ai indiqué, on procède à la mesure proprement dite:

4. À cet effet on ouvre doucement l'un des robinets pour introduire de l'air frais dans le but de réaliser dans le vase la pression atmosphérique: ensuite on agite avec violence, durant une minute en demie, le vase contenant leau. Pour les eaux contenant beaucoup de gaz carbonique il est bon de remplir le vase d'une quantité d'eau moindre que celle théoriquement indiquée (page 13). d'agiter d'abord le vase et d'introduire ensuite la quantité d'air frais nécessaire pour avoir la pression atmosphérique. Dans le cas contraire il peut se produire dans le vase une pression plus grande que la pression atmosphérique et l'expérience correcte n'est plus possible dans ces conditions.

Le vase est ensuite introduit dans le circuit chambre d'ionisation—pompe, les robinets sont ouverts et à l'aide d'un bon chronomètre on suit de minute en minute la perte de charge en pompant toujours.

L'observation dure de 12 à 15 minutes. Pour le calcul on laisse de côté la perte observée pendant la première minute et on garde celle des dix minutes suivantes. Ensuite le vase est retiré du circuit et on mesure la quantité et la température de l'eau qu'il contient. Pendant toutes les opérations précédentes on évite de toucher le vase directement avec les mains, cela afin que la température à la fin de l'expérience soit la même qu'au moment de l'agitation.

Connaissant le volume du vase employé et le volume de l'eau qu'on y a fait entrer on déduit V_3 le volume resté libre au-dessus de l'eau. La connaissance de la température de l'eau au moment de l'agitation donne la valeur du coefficient α.

Ainsi, outre les valeurs V_1 et V_2 qui restent toujours les mêmes, il faut déterminer pour chaque expérience les valeurs de V_3, α et V_4.

Avec ces données on peut former l'expression (5) pag. 11 avec laquelle il faut multiplier la perte de charge (en divisions) lue directement au microscope de l'électromètre.

Institutul Geologic al României

11. Étalonnage de l'Appareil.

Pour transformer les chiffres obtenus (en divisions) en unités habituelles (en millimicrocurie [1]) le meilleur est d'étalonner l'électromètre à l'aide d'une solution de *Ra* étalon. Cette solution, d'une concentration connue, est versée avec les plus grandes précautions dans un vase dit de CURIE [1]). Le vase est d'abord nettoyé avec soin avec de l'acide chlorhydrique chaud et avec de l'eau distillée et rincé ensuite avec une solution de chlorure de baryum. Les tubes abducteurs sont fermés à la lampe et on laisse l'émanation s'accumuler pendant un temps déterminé, ensuite on met le vase en relation avec la chambre d'ionisation et on observe la perte de charge pendant 12 minutes en pompant régulièrement, durant la mesure, comme je l'ai dit déjà (p. 17). Il faut naturellement multiplier le résultat obtenu par

$$\frac{V_1 + V_3 + V'_3}{V_1}$$

où V'_3 est le volume du vase de Curie.

On voit que ce procédé consiste à faire l'étalonnage exactement dans les mêmes conditions que l'on fait les mesures sur les eaux soumises à l'expérience, ce qui a pour effet de réduire le plus possible les erreurs.

La solution de *Ra* employée, fournie par la Physikalisch-Technische-Reichanstalt de Berlin, contenait 4.10^{-9} gr. de radium et 0,033 gr. de barium dans une solution acidulée. Dans le tableau II et la courbe (fig. 6) je donne le résultat de l'étalonnage de l'appareil. t est le temps pendant lequel on a laissé l'émanation s'accumuler dans le vase de Curie. La quantité d'émanation est exprimée en pourcentages de l'émanation d'équilibre (colonne %) et en millimicrocurie (colonne m. μ. c.). D est la perte de charge de l'électromètre pendant 10 minutes, en divisions lues sur l'échelle micrométrique. D' est donné par:

$$D' = D \times \frac{V_1 + V_2 + V'_3}{V_1}$$

---

[1]) Conformément à la décision prise au Congrès de Radiologie de Bruxelles (1910, l'unité employée pour exprimer la quantité d'émanation du radium est le *curie*.

Le curie est la quantité d'émanation en équilibre avec un gramme de *Ra.*; le *milli-micro-curie* (*m. μ. c.*) ou 10^{-9} curie est donc la quantité d'émanation en équilibre avec un milliardième de gramme (10^{-9}) de *Ra.*

Antérieurement on avait employé le *milligramme-minute* qui équivaut à 73,4 m. μ. c.

L'unité *Mache* que l'on emploie aussi quelquefois vaut 0,364 m. μ. c.

[2]) Ces vases de CURIE sont pareils comme forme aux vases en verre déjà décrits mais ils sont beaucoup plus petits (environ 65 *c. μ. c.*), n'ont pas de robinets et le tube supérieur descend jusqu'au fond du vase.

Institutul Geologic al României

Pour construire la courbe on utilise les colonnes m. μ. c. et D'.

TABLEAU II

	t		Emanation accumulée		Divisions	
	heures	minutes	%	*m. μ. c.*	D lues	D'
1	3	8	2,32	0,093	4,0	6,28
2	5	43	4,19	0,168	8,8	13,84
3	6	51	5,0	0,200	11,1	17,43
4	9	3	6,56	0,262	12,4	19,47
5	11	30	8,26	0,330	17,6	27,63
6	14	30	10,30	0,412	19,3	30,30
7	16	40	11,75	0,470	24,3	38,15
8	17	57	12,59	0,504	24,6	38,62
9	23	7	15,92	0,637	30,8	48,35
10	40	37	26.27	1,050	50,4	79,13
11	47	26	29,94	1,197	59,1	92,78

12. Erreurs.

On a à considérer: *a*) l'erreur de lecture; *b*) les erreurs faites sur l'expression:

$$(5) \qquad \frac{V_1 + V_1 + V_3}{V_1} \left(1 + \alpha \frac{V_4}{V_3}\right) \frac{1000}{V_3}$$

a) L'erreur de lecture est à considérer surtout pour les petites quantités d'émanation. L'expérience montre qu'en introduisant dans les vases d'expérience 450 c. m. c. d'une eau, contenant une quantité d'émanation égale à 1 m. μ. c. au litre, la lecture directe de la perte de charge (avant correction) donne environ 12 divisions de l'échelle micrométrique.

Si l'on admet que l'erreur de lecture este de $\frac{1}{5}$ division on voit que pour les eaux ayant 1 m. μ. c. l'erreur de lecture est de 1,7%. Mais cette erreur croît à mesure que la radioactivité de l'eau décroit; ainsi pour une eau ayant 0,2 m. μ. c. elle est de 8,5%. C'est pour ce motif que je n'ai analysé qu'exceptionnellement des eaux dont la radioactivité était plus petite que 0,2 m. μ. c. J'ajoute que dans les cas où l'étude de ces eaux à très faible radioactivité pourrait montrer quelque intérêt on peut facilement diminuer l'influence de l'erreur de lecture en augmentant la sensibilité de l'appareil. Dans ce but on peut remplacer le petit vase d'ionisation par le grand. L'appareil est livré en effet avec deux vases d'ionisation: le petit ayant une capacité de 380 c. m. c. et le grand de 526 c. m. c.

b) Dans l'expression (5) ce sont les quantités V_4, V_3 et α que l'on détermine pour chaque expérience. L'erreur faite sur la mesure de V_4 et donc aussi de V_3 est petite car même une erreur de quelques c. m. c. dans la mesure du volume donne une erreur qui reste plus petite que 1%.

L'erreur faite sur la quantité α dépend de la température (voir courbe de la p. 14). À la température habituelle (15°) α varie de 3,5% environ pour

Institutul Geologic al României

chaque degré de température. En supposant que la température est connue avec une aproximation de 0,5 degré C. cela donne une erreur probable de 1,75%.

En ajoutant [1]) toutes les erreurs passées en revue on a pour une eau de 1 m. μ. c.

$$1{,}7\% + 1\% + 1{,}75\% = 4{,}45\% \qquad V$$

L'erreur devient 5,8% pour une eau ayant 0,5 m. μ. c. et 10% pour une eau de 0,2 m. μ. c.[2])

La courbe d'étalonnage (Fig. 6) montre d'ailleurs qu'aucun de points trouvés ne s'écarte de plus de 6% de la valeur moyenne donnée par la droite o—V.

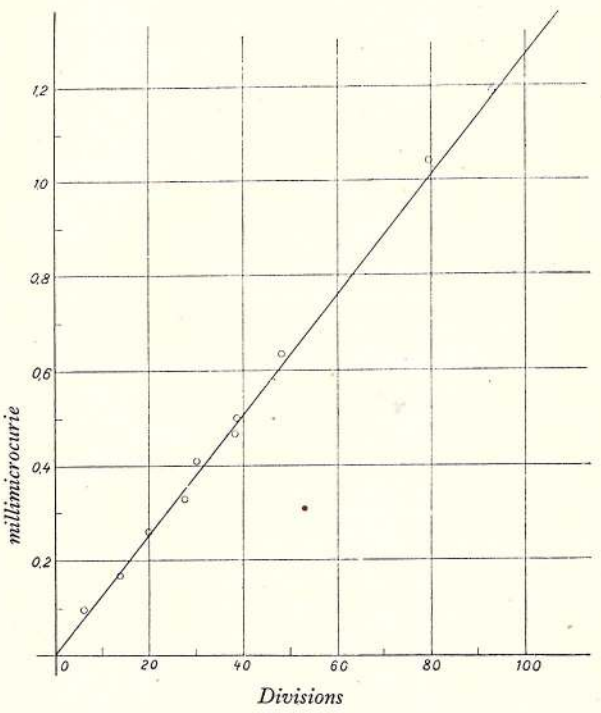


Fig. 6

13. Exemple d'une mesure.

Comme par la suite je ne donnerai plus que le résultat des mesures faites sur chaque source sans insister sur les détails des mesures, je crois utile de donner ici tous les calculs que comporte une mesure de radioactivité.

[1]) En réalité le calcul de l'erreur faite sur l'expression (5) est plus compliqué.

[2]) Un autre erreur possible est celle due à la vapeur d'eau.

L'air se trouvant au dessus de l'eau, dans le vase d'expérience, est évidemment saturé de vapeur d'eau et cette vapeur peut avoir une influence sur la décharge de l'électromètre. Mais je dois faire remarquer que l'étalonnage de l'appareil se faisait exactement dans les mêmes conditions d'humidité avec une solution de sel de *Ra* dans l'eau. Ainsi l'erreur due à la vapeur d'eau se trouve éliminée.

Des expériences directes faites avec de l'eau, qui a été bouillie pour chasser toute l'émanation, m'ont montré d'ailleurs que si l'on travaille à la température habituelle (15°) l'erreur due à la vapeur d'eau reste toujours dans la limite des erreurs admises.

L'eau des sources thermales a été refroidie à la température habituelle de façon que la quantité de vapeur d'eau soit aproximativement la même dans toutes les mesures.

De cette façon on est certain d'éviter des erreurs dues à la vapeur d'eau; elles ne pourraient avoir d'influence que sur les mesures de très faible radioactivité.

Institutul Geologic al României

Comme exemple j'ai choisi les mesures que j'ai faites sur la source artésienne d'eau douce de Lipova (Banat).

TABLEAU III

Nom de la source	Date	Quantité d'eau: V_4	V_3	Température de l'eau pendant l'expérience:	a	Perte de charge en divisions pour 10' D 2):	Valeur de l'expression (5) 3)	Temps écoulé depuis la prise de l'eau jusqu'au moment de l'analyse	Correction correspondante	Perte de charge corrigée: D'	Radioactivité en $m.\mu.c.$ pour 1 l. d'eau: R	Moyenne
Puits artésien d'eau douce de Lipova	3 Sept. 1926 matin	387	265	17°,5	0,275	24,2	7,715	17′	0,19%	187,1	**2,38**	**2,40** $m.\mu.c.$ pour 1 litre d'eau à l'émergence
	3 Sept. 1926 soir	389	267	19°	0,263	25,4	7,597	2 h.	1,46%	195,8	**2,49**	
	4 Sept. 1926 1)	446	210	20°	0,254	23,7	6,853	17 h. 28′	12,24 % 4)	182,0	**2,32**	

[1]) Eau prise le 4 septembre soir.

[2]) La fuite spontanée étant déduite.

[3]) $\frac{V_1 + V_2 + V_3}{V_1} \left(1 + a \frac{V_4}{V_3}\right) \frac{1000}{V_4}$

[4]) C'est à dessein qu'on a analysée l'eau à des temps très différents depuis son aspiration dans le vase évacué.

EXTRAIT D'UNE FEUILLE D'EXPÉRIENCE
Vendredi 3 septembre 1926 (Lipova)

Eau du puits artésien d'eau douce
prise dans le vase No. 3 à 3h 12′ p. m.
analysée à 3h 29′ p. m.

Fuite spontanée

temps	Divis.	
0	72,75	
1′	72,4	
2′	72,1	
3′	71,9	
4′	71,8	
5′	71,7	
10′	70,8	
air frais à travers la chambre d'ionisation		
0	68,1	
5	67,75	0,9
10′	67,2	

Perte de charge

temps	Divisions	
0	66,9	
1′	65,6	
2′	63,5	
3′	61,2	65,6 —
4′	58,9	40,5
5′	56,5	25,1 —
6′	53,8	0,9
7′	51,5	24,2
8′	48,75	
9′	46,0	
10′	43,0	
11′	40,5	
12′	37,7	

temp. de l'eau pendant l'expérience = 17°,5
Quantité d'eau = 387 c. m. c.

Température de la source = 13°,5 C.
» extérieure = 22°C.

Institutul Geologic al României

CALCUL

$$(5) = \frac{V_1 + V_2 + V_3}{V_1}\left(1+\alpha\frac{V_4}{V_3}\right)\frac{1000}{V_4} = \frac{380 + 165 + 265}{380}\left(1 + 0{,}275\,\frac{387}{265}\right)\frac{1000}{387}$$

$$(5) = 7{,}715.$$

$$D' = D \times 7{,}715 = 24{,}2 \times 7{,}715 = 186{,}7 + \frac{0.37}{187{,}07} \quad (0{,}2\%)$$

En cherchant sur la courbe d'étalonnage ou trouve $R = 2{,}38$ m. μ. c. pour 1 litre d'eau.

En regardant le tableau III on constate que le temps écoulé entre la prise de l'eau et la mesure est très différent; de même la température de l'eau et la quantité d'eau analysée n'est pas la même pour les trois expériences. Malgré ces conditions différentes, lesnombres trouvés pour la radioactivité ne s'écartent pas de plus de 3,75% de la valeur moyenne. Ceci prouve que la méthode utilisée donne de très bons résultats si elle est bien employée et que les considérations faites plus haut sur les erreurs sont valables.

Institutul Geologic al României

DEUXIÈME PARTIE

EAUX DOUCES

CHAPITRE III

LA RADIOACTIVITÉ DE L'EAU POTABLE DE CLUJ

14. Eau potable de Cluj.

J'ai commencé les mesures de radioactivité sur l'eau de Cluj. Quelques observations qualitatives, fortuites, m'ayant prouvé que l'eau potable de Cluj est assez radioactive j'ai fait ensuite une série de mesures pour déterminer avec précision la valeur de cette radioactivité et pour voir si elle ne varie pas d'un jour à l'autre. [1])

Pour comprendre les expériences que j'ai faites il est indispensable de donner d'abord quelques détails sur l'ensemble des travaux de captation de l'eau de Cluj.

L'eau potable de C l u j est captée dans la vallée du Someș, près du village de F l o r e ș t i, à une distance de 5 km. en amont du centre de la ville. En cet endroit la vallée du Someș est barrée par un nombre de 13 puits situés à droite et à gauche de la grande route qui conduit de Cluj à Oradea. Quatre autres puits sont creusés presque parallélement à la rivière et tout près de celle-ci. Tous ces puits sont complètement fermés et reliés l'un à l'autre par des conduites.

L'eau de la première série de puits arrive dans un puits collecteur principal. L'eau des puits creusés près de la rivière arrive dans un autre puits collecteur. Plus près de la ville, à l'endroit appelé «Ş a p c a V e r d e», sont creusés encore trois puits.

Des pompes puissantes aspirent l'eau des puits-collecteurs et l'envoient à la ville à travers deux conduites de 375 m.m. et de 225 m.m. de diamètre. À l'entrée de la ville, dans le parc de l'Académie d'Agriculture, l'eau venant par la conduite la plus étroite est refoulée dans un réservoir d'une capacité de 750 m. c. situé 71 mètres plus haut. L'eau venant par la grosse conduite est refoulée directement de F l o r e ș t i dans un réservoir plus grand, de

[1]) *G. Athanasiu.* Sur la radioactivité de l'eau de Cluj et son origine. *Bull. Acad, Roumaine* X-ème année, 4 Août 1926.

Institutul Geologic al României

2000 m. c., situé près du premier réservoir mais à une moindre hauteur. De ces réservoirs partent les conduites d'eau dans les différentes parties de la ville.

La quantité d'eau que l'on envoie ainsi chaque jour à la ville est de 16.000 m. c. environ en été et de 13.000 m. c. environ en hiver. La moyenne pour l'année 1925 a été de 14.365 m. c. par jour. La canalisation est ainsi faite que l'eau n'arrive pas en contact avec l'air extérieur depuis l'endroit où elle est captée et jusqu'aux différents robinets de la ville. Les réservoirs de l'Académie d'Agriculture possèdent quelques tubes étroits d'aération mais cette circonstance n'amène pas de perte d'émanation à cause de la grande quantité d'eau et du fait que cette eau ne reste que pendant très peu de temps dans les réservoirs.

La radioactivité de l'eau a été mesurée:

1. En différents points de la ville. 2. À l'Académie d'Agriculture avant l'envoi de l'eau dans le petit réservoir et 3. À Floreşti à l'endroit où l'eau est captée.

Dans le tableau qui suit (tableau IV) je donne le résultat des mesures faites

TABLEAU IV

No.	DATE				D'	R millimicrocurie p. 1l. d'eau
1	3	juillet	1926	p. m.	83,19	1,06
2	5	»	»	p. m.	85,92	1,09
3	6	»	»	a. m.	85,29	1,08
4	6	»	»	a. m.	85,98	1,09
5	6	»	»	a. m.	84,79	1,08
6	7	»	»	a. m.	88,37	1,12
7	8	»	»	p. m.	93,24	1,18
8	9	»	»	a. m.	86,33	1,10
9	9	»	»	p. m.	96,80	1,23
10	10	»	»	a. m.	77,32	0,98
11	13	»	»	p. m.	80,25	1,02
12	14	»	»	a. m.	82,66	1,05
13	15	»	»	a. m.	81,72	1,04
14	15	»	»	p. m.	78,90	1,00
15	16	»	»	p. m.	82,67	1,05
16	17	»	»	a. m.	78,75	1,00
17	20	»	»	a. m.	94,88	1,21
18	21	»	»	a. m.	89,78	1,15
19	22	»	»	p. m.	98,39	1,25
20	12	octombre	1926		94,68	1,21
21	27	novembre	1926		99,60	1,29
22	29	»	»		89,96	1,14
23	7	décembre	1926		78,34	1,00
24	10	»	»		87,51	1,11
25	16	»	»		90,83	1,16
26	21	»	»		95,52	1,21
27	23	»	»		79,10	1,01
28	5	février	1927		98,86	1,26
29	12	»	»		93,37	1,19
30	21	»	»		92,83	1,18

Institutul Geologic al României

sur l'eau prise aux robinets du Laboratoire de Chimie Anorganique et Analytique et à l'Académie d'Agriculture. Aux robinets l'eau était toujours prise après avoir laissé s'écouler d'abord une grande quantité d'eau. Les lettre D' et R ont la signification expliquée antérieurement pour le tableau III.

Les expériences No. 3, 4, 5 et 6 sont faites à l'Académie d'Agriculture. On voit que la radioactivité est la même pour l'eau prise aux robinets du Laboratoire de Chimie et pour celle prise directement à son arrivée en ville. Ce qui s'explique d'une part par le fait que l'eau ne perd pas son émanation dans les réservoirs, pour les raisons que j'ai indiqué plus haut, et d'autre part par le fait que l'eau met un temps assez court pour arriver des réservoirs jusqu'en ville. En faisant la moyenne des mesures pour le mois de juillet, on trouve que la radioactivité moyenne pour ce mois est de 1,09 m. μ. c. pour 1 litre d'eau. Pour les mois de l'hiver 1926—1927 la radioactivité est un peu plus grande la moyenne étant de 1,16 m. μ. c. Cette différence s'explique par le fait que le débit de l'eau est plus petit en hiver qu'en été et aussi par le fait que l'eau, plus froide, garde mieux son émantion. La moyenne de toutes les mesures donne 1,12 m. μ. c.

Des expériences faites en d'autres points de la ville ont donné des résultats analogues.

15. Expériences au lieu de captation (Floreşti).

L'eau soumise à l'expérience a été prise dans le puits de captation principal qui a une profondeur de 7 m. En enlevant le lourd couvercle de métal qui ferme le puits, on peut descendre à l'intérieur par une échelle fixée au parois du puits. On prend l'eau en plongeant un tube relié au vase évacué jusqu'au fond du puits. Le résultat des mesures donne une moyenne de 1,1 m. μ. c. c'est-à-dire sensisblement le même nombre que pour l'eau prise en ville.

Ce résultat qui pourrait surprendre à première vue s'explique aisément si l'on calcule la vitesse de l'eau dans les conduites qui amènent l'eau de Floreşti à Cluj. En utilisant les nombres donnant la section de ces conduites et le débit de l'eau (voir p. 23 et 24), on trouve que l'eau met moins d'une heure pour parcourir cette distance de 4 km. Or, pendant une heure, l'émanation ne se détruit que de 0,7% de sa valeur initiale, chiffre qui est plus petit que l'erreur expérimentale (voir p. 20).

D'autre part la captation étant bien fermée il n'y a pas de perte d'émanation durant le parcours.

16. Identité de l'émanation présente dans l'eau de Cluj avec l'émanation du Radium.

Pour vérifier que c'est bien de l'émanation du radium qui se trouve dans l'eau de Cluj, cette eau est prise dans les conditions décrites et gardée, pendant quelques jours, dans les vases d'expérience hermétiquement fermés. On fait la mesure après un temps déterminé en notant la différence

Institutul Geologic al României

qui existe entre le nombre ainsi obtenu pour la radioactivité et la valeur moyenne de la radioactivité de l'eau de Cluj. Ensuite on cherche si la différence obtenue est bien celle qui correspond à la quantité d'émanation détruite pendant le même temps, dans l'hypothèse que l'émanation présente dans l'eau de Cluj est de l'émanation du radium.

Voici le résultat d'une pareille mesure:

TABLEAU V

Date de la prise de l'eau	Date de la mesure	Temps écoulé t	Émanation restante après le temps t.	Radioactivité en m. μ. c.	
				calculée	mesurée
15 juillet à 4h 50′ p. m.	19 juillet 5h 48′ p. m.	Jours 4 jours 58′	48,27%	0,52 .	0,50

On voit que la radioactivité mesurée concorde, aux erreurs de mesure près, avec la radioactivité calculée dans l'hypothèse que l'eau contient de l'émanation du radium.

17. Résumé.

En résumé on peut dire que:

L'eau potable de Cluj contient de l'émanation du radium. La quantité d'émanation au litre (la radioactivité) est sensiblement la même en ville qu'au lieu de captation (Floreşti). Durant le temps que j'ai fait des mesures (Juillet 1926 — Février 1927) la radioactivité de l'eau de Cluj a été en moyenne de 1,12 m. μ. c. au litre et pendant ce temps on n'a pas observé des écarts plus grands de 15% de la valeur moyenne[1]). L'horo-radioactivité de l'eau de Cluj est de 670.000 m. μ. c.; elle correspond à une quantité d'émanation produite par 89 milligrammes de *Ra* pur.

CHAPITRE IV

EAUX DOUCES DES ENVIRONS DE CLUJ ET DES MONTAGNES DE GILĂU

Pour qu'une aussi grande quantité d'eau, que celle qui est donnée à la ville de Cluj, possède la radioactivité indiquée, il fallait que le bassin d'alimentation de cette eau soit riche, soit en sources très radioactives, soit en roches

[1]) Cet écart est du même ordre de grandeur que l'écart du débit maximum ou minimum à la valeur moyenne du débit de l'eau de Cluj (voir § 14).

Institutul Geologic al României

dégageant une assez grande quantité d'émanation. Je me suis proposé d'éclaircir cette question. Dans ce but j'ai fait une série de mesures en différents lieux en montant vers les sources de la rivière (du Someș). Ainsi j'ai fait des mesures à Gilău, Căpușul-Mare, Someșul-Cald, Răcătău, Măgura, Mărișel. La carte géologique annexée permet d'identifier ces localités.

J'expose maintenant les résultats des mesures faites en ces différents lieux dans l'ordre dans lequel je les ai visité.

18. Gilău.

Dans cette localité située 16 km. à l'Ouest de Cluj, à la confluence des rivières Someșul-Cald, Someșul-Rece et Căpușul, j'ai analysé cinq sources.

1) Puits de 3 m, 50 de profondeur dans la cour de la maison Balogh près de l'église. L'eau à été prise dans le seau du puits.

2. Source située tout près (2 m. env.) de la rivière Căpușul à 200 m. env. à l'Ouest de la fabrique d'alcool. Cette source vient à 0,75 m. environ au-dessus du niveau de la rivière; elle n'est pas captée.

3. Source située dans le jardin de légumes de la propriété Banffy, captée dans un puits de 1 m 50 de profondeur.

4. Source dans le parc du château Banffy, captée dans un puits de 1 m de profondeur. Le puits est fermé par un couvercle en pierre percé par un trou en son milieu.

5. Source non captée située près du km. 131.500, sur le bord gauche de la route Gilău-Căpușul. En cet endroit la route fait une courbe et monte une courte pente.

Les sources 1 et 2 se trouvent sur la terrasse inférieure de la rivière Căpușul et les sources 3, 4 et 5 sur une terrasse supérieure de la même rivière.

Le tableau VI résume les mesures:

TABLEAU VI

Source	GILĂU	Date 1926	D'	R *m. μ. c.*
1	Puits Balogh	28 VII	106,0	1,35
2	S. près de la rivière	25 VII	94,61	1,20
3	S. du jardin de légumes	25 VII	92,24	1,17
4	S. du parc Banffy	25 VII	80,42	1,02
5	S. sur la route [1])	26 VII	120,59	1,54

On voit que les nombres obtenus pour la radioactivité donnent une moyenne (1,26 m. μ. c.) plus grande que pour l'eau de Cluj.

[1]) Dans le vase métallique.

Institutul Geologic al României

19. Căpuşul Mare. Ce village se trouve sur la rivière Căpuşul, à 9 km. de Gilău et à 25 km. de Cluj. J'ai analysé les trois sources suivantes:

1. Puits de 3 m. de profondeur situé sur la terrasse inférieure de la rivière et non loin de celle-ci, dans la cour de l'habitant Fr. Batiz.

2. Source assez abondante non captée, dénommée: «Izvorul de leac», située à 3 km. env. au Sud-Ouest du village près du P. T. 653 (carte $^1/_{75000}$). En cet endroit la montagne est formée d'une pierre schisteuse verte-noire (amphibolite).

3. Puits de 10 m. env. de profondeur dans la cour de l'habitant Azbej, contenant de l'eau non potable. L'eau a été prise dans le seau du puits.

Le tableau suivant (VII) donne le résultat des mesures:

TABLEAU VII

Source	CĂPUŞUL MARE	Date 1926	D'	R. *m. μ. c.*
1	Puits Batiz	26 VII	79,16	1,01
2	«Izvorul de leac»	26 VII	55,5	0,71
3	Puits Azbej	26 VII	12,17	0,15

L'eau du puits Batiz, qui se trouve sur la terrasse de Căpuşu, possède donc une radioactivité un peu moindre que celle de l'eau de Cluj. Le puits Azbej s'alimente d'une autre nappe d'eau et il contient une eau toute différente (non potable) de celle du puits Batiz, ce qui explique sa teneur différente en émanation du radium.

20. Someşul Cald. Village situé à 5 km.S.-Ouest de Gilău sur la rivière Someşul-Cald, afluent du Someş. L'analyse a porté sur quatre sources:

1. Source, primitivement captée, dans la vallée Părâul-Muntelui, à l'extrémité S.-Ouest du village. L'eau a été prise dans le vase métallique.

2. Source abondante appelée «La Luncuţa», située dans la vallée Pârâul-Mărului, à 1 km. environ plus haut de la confluence de cette vallée avec le Someşul-Cald.

3. Source (şipot) appelée «Dosul Câchii» (La Comoară), à l'extrémité S.-O du village.

4. Puits situé près de la maison de Coman Ţică, maire du village; l'eau a été prise dans le seau du puits.

L'eau des sources 1, 2 et 3 s'échappe des schistes cristallins. Le puits 4 se trouve sur la terrasse inférieure du Someşul-Cald.

Institutul Geologic al României

Les mesures sont résumées dans le tableau VIII:

TABLEAU VIII

Source	SOMEŞUL CALD	Date	D′	R. *m. μ. c.*
1	S. de Păr. Muntelui	27 VII	140,63	1,79
2	S. «La Luncuţa»	27 VII	128,6	1,64
3	S. «Dosul Câchii»	27 VII	113,34	1,44 [2])
4	Puits Coman Ţică	28 VII	93,86	1,19

Donc les sources mesurées à Someşul-Cald sont plus radioactives que celles de Gilău et de Căpuşul.

21. Măgura. Le village de Măgura se trouve dans les montagnes de Gilău, à 45 km. environ au S.-O de Cluj. Ses maisons, situées entre 1250 et 1350 m. d'altitude, sont éparpillées sur une longueur dépassant 6 km. Dans cette région on trouve un grand nombre de sources qui sont, comme on le verra bientôt, très intéressantes au point de vue de leur radioactivité.

J'ai analysé huit de ces sources dont six sont situées à l'extrémité Ouest du village, près de la station climatérique d'altitude, maintenant détruite. L'emplacement exact des sources est donné par la carte annexée.

1. Source «Smida», à l'extrémité Ouest du village sur le versant N.-E. de Valea-Băii, tout près de l'emplacement, existant encore, d'un kiosque détruit. Cette source est primitivement captée.

2. Source sur le versant N. E. de Valea-Daicului, à 400 m. environ vers l'Ouest de la maison de Vasile Drânda, au point où commence la vallée et près de la route qui descend dans cette vallée.

3. À 500 m. environ à S-S.-Ouest des villas, sur le versant Sud de Valea-Băii, on trouve trois puits collecteurs ayant servi à la captation d'eau potable pour les villas de la station climatérique. Ces puits, en ciment, sont maintenant en partie détruits. L'eau a été prise dans le puits situé le plus au Sud. En descendant dans le puits j'ai pris l'eau à l'endroit où elle jaillit du roc.

4. La source appelée «Batca» se trouve à la partie Est du village, sur le versant N. de la montagne Târleasa.

5. Puits de 5 m. de profondeur creusé dans le roc, dans la cour de la maison de Vasile Drânda, près des villas. L'eau a été prise dans le seau du puits.

[1]) Ce chiffre est probablement un peu plus petit que celui donnant la radioactivité exacte de la source «Dosul Câchii»; à cause du captage défectueux de cette source.

Institutul Geologic al României

6. Source primitivement captée, située à l'entrée Est du village, près de la route venant de Răcătău, en face de la maison de Gavril Drânda (Fântâna Drândei).

7. Fontaine se trouvant tout près des villas. L'eau qui vient par une conduite de métal est captée dans les puits décrits plus haut (3). La captation est en partie détruite, ainsi que l'eau perd en route une partie de son émanation.

8. Source «Cioroiul Domnilor»; 100 m. au S. des villas, vers Valea-Băii.

Les mesures se rapportant à ces sources se trouvent résumées dans le tableau IX:

TABLEAU IX

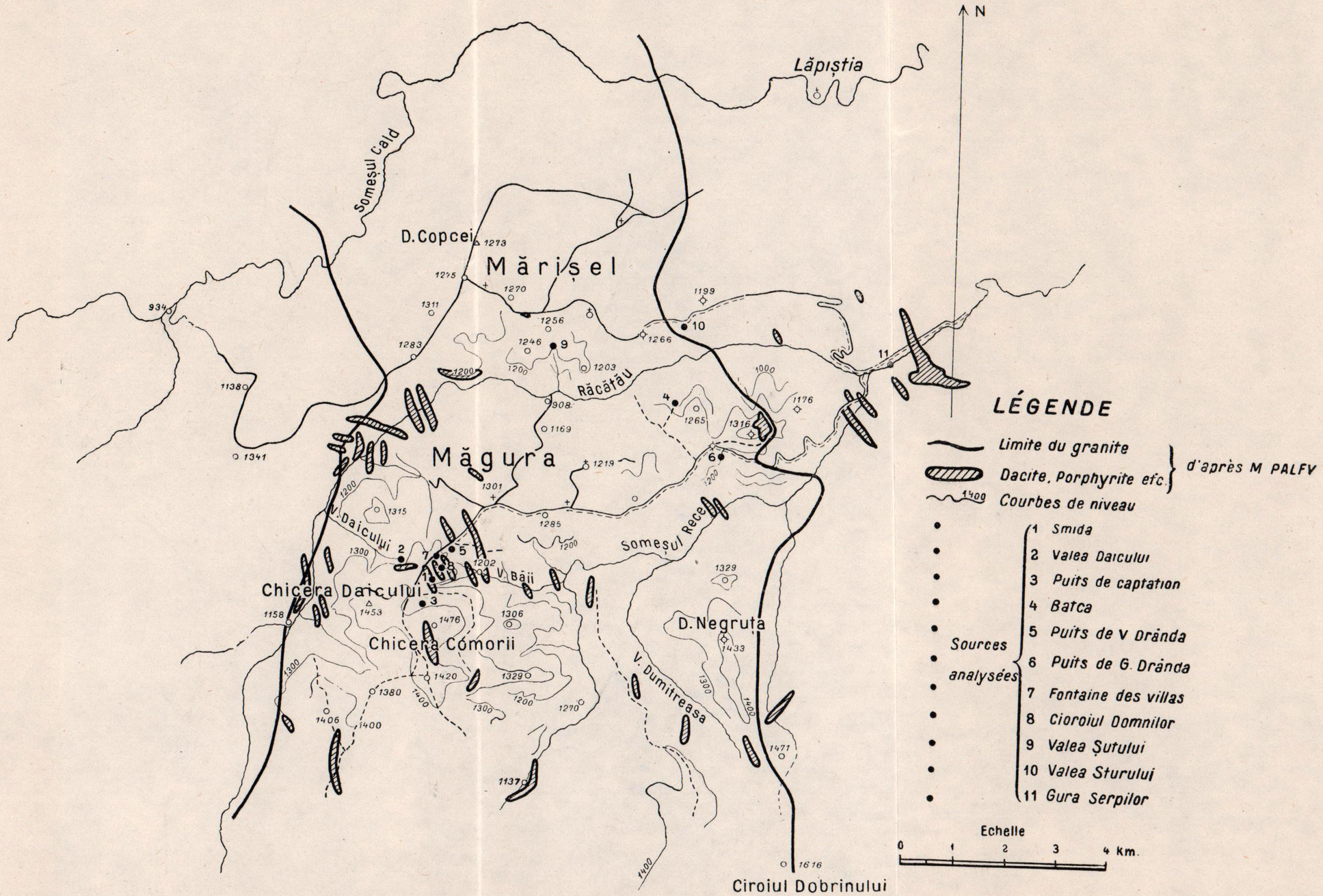
Source	MĂGURA	Date 1926	Altitude [1])	Température de la source	D.	R *m. μ. c.*
1	S. Smida	29 VII 1 VIII	1325 m	6° C	752,22 843,25	9,55 10,74
2	S. de Val. Daicului	1 VIII	1330 m	6°	547,6	6,97
3	Puits de captation	29 VII	1380 m	—	535,36	6,82
4	S. Batca	1 VIII	1050 m	—	477,23	6,08
5	Puits de V. Drânda	30 VII	1340 m	8°	428,25	5,45
6	S. de Gavr. Drânda	29 VII	1220 m	—	427,16	5,44
7	Fontaine des villas	30 VII	1350 m	10°	321,16	4,10
8	Cioroiul Domnilor	30 VII	1310 m	6°,5	285,99	3,64

Comme on le voit la radioactivité des eaux de Măgura est très grande par rapport à celle des autres sources analysées antérieurement. Pour expliquer cette radioactivité on doit se rapporter à l'origine des eaux de Măgura. L'eau de toutes ces sources est d'origine météorique. La partie supérieure des montagnes de granite (voir carte géologique), où se trouvent ces sources, est en partie désagrégée par les agents extérieurs; ainsi l'eau des précipitations atmosphériques peut s'infiltrer dans les nombreuses crevasses et fissures jusqu'à la roche saine, qui constitue un millieu imperméable. Au niveau de la roche saine les eaux d'infiltration peuvent s'échapper sous forme de sources. On doit admettre que le granite de Măgura est radioactif et que les eaux analysées qui sont toutes, comme on l'a vu, des eaux d'infiltration, en circulant à travers les fissures du granite, se chargent de l'émanation radioactive dégagée par cette roche. Une eau est plus ou moins radioactive selon qu'elle est restée un temps plus long ou plus court en contact avec le granite. Il faut remarquer

[1]) Les altitudes sont prises sur la carte; elles sont données avec quelque aproximation et seulement dans le but de faciliter l'identification éventuelle des sources.

Institutul Geologic al României

Carte donnant la position des sources analysées à MĂGURA-MĂRIȘEL



Institutul Geologic al României

que les crevasses et fissures du granite sont en partie comblées par des fragments et par du sable résultant de la désagrégation de la roche. Cette circonstance offre à l'eau une grande surface de contact avec les éléments du granite et explique la quantité assez élevée d'émanation recueillie par l'eau malgré le chemin souterrain relativement court qu'elle parcourt avant de s'échapper à la source. Il est possible aussi que certaines eaux rencontrent dans leur chemin des filons ou des intrusions plus riches en radium que le granite.

Vu l'origine de ces sources on doit s'attendre à ce que la radioactivité de quelques-unes d'entre elles puisse varier avec les conditions météorologiques. Il est évident en effet que l'eau de pluie peut s'infiltrer plus facilement dans certaines régions et que les sources de ces régions doivent montrer une radioactivité variable avec les précipitations atmosphériques.

Pour mettre bien en évidence la variation ou la constance de la teneur en émanation des sources analysées, il faudrait poursuivre cette étude pendant une période plus longue, quelques mois par exemple.

Pour la source «Smida» qui est la plus radioactive, j'ai fait deux mesures: le 29 juillet et le 1 août 1926. Pendant ce temps il y a eu de nombreuses et abondantes pluies sur les montagnes et la variation de la radioactivité de cette source peut être mise en relation avec ces pluies.

La source 2 (puits de captation) et la source 3 (fontaine des villas) contiennent la même eau et cependant leur teneur en émanation est très différente. Cela s'explique par le fait que la captation d'eau est en partie détruite et que par suite l'eau vient en plusieurs endroits en contact direct avec l'air extérieur avant de s'écouler par la fontaine des villas. C'est un bon exemple de la perte d'émanation que peut subir une source mal captée.

22. **Mărișel.** Le village de Mărișel se trouve sur la montagne située au N. de Măgura et séparée de celle de Măgura par la rivière de Răcătău.

J'ai analysé deux sources de Mărișel:

1. Source, non captée, à la naissance de Valea-Șutului sur le versant Est de la vallée. Cette source est située dans le même massif granitique que les eaux de Măgura.

2. Source, captée d'une façon primitive, à la naissance de Valea-Sturului. Cette source s'échappe de schistes cristallins, non pas loin du contact de ces schistes avec le granite.

3. C'est ici que je dois mentionner aussi l'analyse de l'eau prise à Răcătău, à l'endroit appelé «Gura Șerpilor».

Cette source est située dans la vallée du Someșul-Rece, 400 m. en aval de la confluence de cette rivière avec le Răcătău et sur le bord gauche de la route Răcătău—Gilău. L'eau s'échappe des schistes cristallins tout près de l'endroit où ces schistes sont traversés par une intrusion de dacite.

Institutul Geologic al României

Les résultats sont consignés dans le tableau X:

TABLEAU X

Source	MĂRIŞEL	Date	Altitude de la source	D'	R *m. μ. c.*
1	S. de Val. Şutului	2 VIII	1200 m	434,59	5,53
2	S. de Val. Sturului	2 VIII	1100 m	39,46	0,50
	RĂCĂTĂU				
3	S. de Gura Şerpilor [1])	2 VIII	660 m	326,89	4,16

Ces mesures montrent la relation évidente entre la radioactivité des eaux et le granite de Măgura-Mărişel. En effet la source de Valea-Şutului sortant du granite possède 5,53 m. μ. c. pendant que celle de Valea-Sturului, dans les schistes cristallins, a une radioactivité dix fois moindre.

Quant à la radioactivité de la source de Gura-Şerpilor, doit-on la relier à la masse éruptive qui se trouve en voisinage? Ou bien la source étant presque au niveau de la rivière l'eau a filtré à travers les alluvions qui sont en grande partie formées par des fragments de granite? Seulement une étude géologique attentive des conditions d'émergence de la source pourraint resoudre ces questions.

CHAPITRE V

ORIGINE DE LA RADIOACTIVITÉ DE L'EAU DE CLUJ

On a vu plus haut qu'il existe une relation étroite entre la radioactivité des eaux et la constitution des roches qu'elles traversent. Les eaux du massif de granite de Măgura-Mărişel se sont montrées les plus radioactives et c'est la présence du même massif granitique que nous mettrons en cause pour expliquer la radioactivité de l'eau potable de Cluj. Aussi, avant d'aborder cette dernière question, je crois indispensable de donner quelques brèves indications sur la roche qui constitue le massif de Măgura-Mărişel.

23. Le granite de Măgura-Mărişel forme une masse allongée, dirigée du N. au S. sur 30 km. environ de longueur et sur 5 à 10 km. de largeur. À la partie Sud ce massif s'élargit considérablement vers l'Est jusqu'au delà

[1]) Je fais quelques réserves sur la valeur exacte de la radioactivité de l'eau de Gura-Şerpilor. A cause des conditions dans lesquelles j'ai été force d'éxecuter cette mesure il est possible que le nombre obtenu soit trop fort.

Institutul Geologic al României

de Muntele-Mare. En des nombreux endroits le massif de granite est traversé par des intrusions de dacite, pegmatite etc. (voir la carte géologique).

L'échantillon recueilli par moi près de la source la plus radioactive «Smida» est un granite à mica blanc et noir. La roche est en partie altérée. Au microscope on peut y distinguer des cristaux de zircon. C'est peut-être à la présence du zircon qu'il faut attribuer la radioactivité du granite, certains auteurs [1]) ayant trouvé en effet que le zircon est très radioactif. Seule une étude microscopique attentive pourra nous dire si la présence d'autres minéraux est aussi à invoquer pour expliquer la radioactivité du granite de Măgura.

M. J. v. SZADECZKY [2]), à l'amabilité de qui je dois beaucoup de renseignements utiles sur la constitution géologique des Montagnes de Gilău, a décrit en détail les caractères d'un échantillon de granite pris à Irișoara, à peu près au centre du massif granitique; mais cet endroit étant très loin des sources de Măgura, il serait hasardé de se servir du résultat de cette analyse dans la question qui nous intéresse.

En regardant la carte on peut voir que je n'ai exploré au point de vue radioactif, qu'une partie du massif granitique de Măgura—Mărișel. En poursuivant cette étude aussi dans d'autres points du massif il est plus que probable que l'on trouvera d'autres sources d'une radioactivité égale ou même plus grande que celle des sources que j'ai analysées.

À ce point de vue le petit massif de pegmatite de la vallée Râșca-Mare (afluent de Someșul-Rece) me paraît aussi intéressant à étudier.

24. Origine de la radioactivité de l'eau de Cluj.

Les résultats que je viens d'exposer nous permettent de donner une explication à la radioactivité de l'eau de Cluj. Les mesures faites montrent d'abord que la radioactivité n'est pas particulière à l'eau de Cluj, mais qu'elle est commune à tous les puits creusés dans les terrasses du Someș et du Căpușul à Florești, Gilău, Căpușul-Mare et Someșul-Cald et que dans ces puits la valeur de la radioactivité croît à mesure que l'on s'approche du massif granitique de Măgura—Mărișel. Cette constatation exclut l'hypothèse selon laquelle la radioactivité proviendrait des sources très concentrées en émanation radioactive qui mélangeraient leur eau à l'eau d'infiltration. Il faut que l'émanation radioactive soit produite sur le lieu même ou en proximité immédiate des puits. Les terrasses du Someș et du Căpușul étant formées par des matériaux apportés devers leurs sources par ces rivières à régime torrentiel, on doit s'attendre à trouver dans ces terrasses le granite et les autres roches éruptives de Măgura—Mărișel, autant sous forme de sable, que sous forme de fragments plus gros. L'expérience vérifie cette

[1]) voir § 43.

[2]) J. v. SZADECZKY. Beiträge zur kenntnis der Kristallinischen-schiefer der Hideg-Szamos. *Földtani Közlöny*. XXXVIII, 1908, p. 394.

Institutul Geologic al României

supposition car l'on trouve en effet de nombreux fragments de ce granite à Gilău et à Florești par exemple, et même à Cluj dans le lit du Someș.

Ainsi donc, les terrasses du Someș et du Căpușul contenant des matériaux radioactifs, les eaux d'infiltration se chargent de l'émanation dégagée par ces matériaux et l'entraînent avec elles dans leurs parcours souterrain.

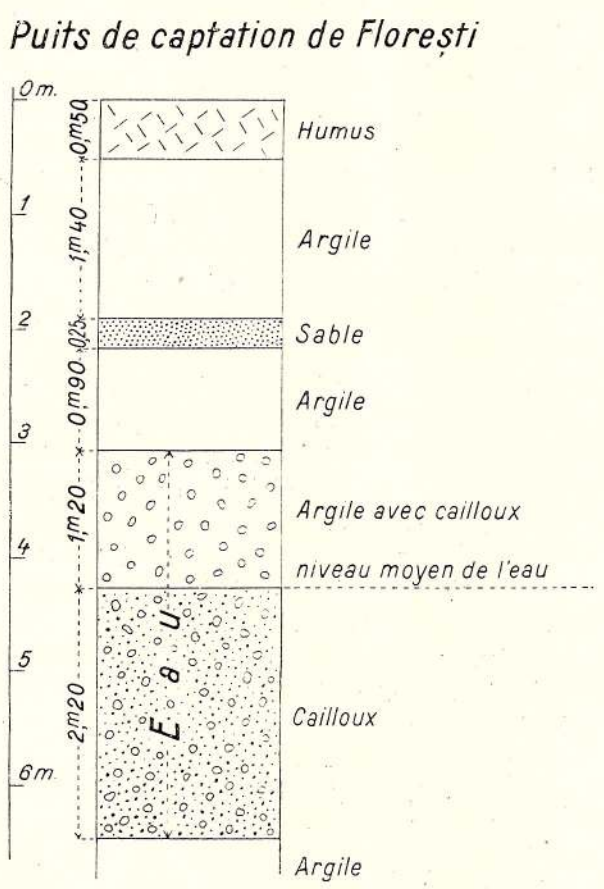


Fig. 7

Ces considérations étant valables pour les puits de Florești, où est captée l'eau de Cluj, on peut expliquer de la même manière la radioactivité de cette eau.

Je donne ici le profil du puits situé près du collecteur principal de Florești (fig. 7). On voit que la nappe d'eau est comprise entre deux couches d'argile. L'eau se trouve dans une couche épaisse de graviers et de gros caillous. Au Service de Eaux de Cluj je n'ai pu trouver les échantillons tirés de différentes profondeurs à l'occasion du forage des puits de Florești. Mais la ville de Cluj ayant fait plus récemment des sondages, toujours dans la terrasse du Someș non loin de la captation actuelle, en vue d'augmenter la quantité d'eau captée pour la ville, j'ai pu trouver parmi les échantillons provenant de 4 à 5 m. de profondeur, c'est-à-dire du strate aquifère, de gros fragments de roches éruptives et nottament des fragments du granite de Măgura.

Ces remarques appuient fortement l'explication que je viens de donner pour l'origine de la radioactivité de l'eau de Cluj.

Institutul Geologic al României

TROISIÈME PARTIE

EAUX MINÉRALES ET THERMALES

CHAPITRE VI

EAUX MINÉRALES

J'ai mesuré la radioactivité des sources minérales des stations suivantes: Sân-Georgiu-Român, Anieș, Valea-Vinului et Borsec dans la partie N. E. dela Transylvanie; Covasna. dans la partie S.-E de cette même province; Buziaș et Lipova dans le Banat.

Les eaux minérales de toutes ces stations contiennent de grandes quantités d'anhydride carbonique en dissolution. Pour cette raison il faut collecter avec toutes les précautions nécessaires ces eaux car, pour les motifs déjà expliqués (§ 9), une perte d'émanation est ici beaucoup plus à craindre que pour les sources d'eau douce. De même, pour ces sources, on ne doit pas toujours remplir les vases d'expérience de la quantité d'eau exigée par la théorie exposée au § 7. Il faut se contenter d'une plus petite quantité d'eau. Dans le cas contraire la pression à l'intérieur devient plus grande que la pression atmosphérique et la mesure ne s'exécute plus dans des bonnes conditions.

Dans les stations de Sân-Georgiu-Român, Lipova et Covasna, j'ai fait aussi quelques mesures de radioactivité sur les gaz.

25. Sân-Georgiu-Român. (Département de Năsăud dans la vallée de Someșul-Mare).

Dans cette station il existe quatre sources d'eau minérale qui s'échappent toutes d'une petite colline en tuf calcaire, pierre déposée par ces mêmes sources.

Au point de vue géologique la région est formée par des grès et des schistes paléogènes qui sont traversés par des petites masses de rhyolites. Ainsi du rhyolite apparaît près du tunnel 2 km. à l'Est des sources. De même le rhyolite apparaît sur la rive gauche du Someș en face du village. Le contact des grès et des schistes cristallins se fait sur une ligne dirigée Ouest-Est située à 3 km. de distance de la station, vers le Nord. [1])

1. Les sources 1 et 2 ont leurs eaux mélangées. J'appellerai donc cette source la source No. 1—2. L'eau sort à peu près à mi-hauteur de la colline et elle

[1]) Je remercie M. TH. KRÄUTNER, docteur ès Sciences, géologue à l'Institut Géologique de Roumanie, qui m'a accompagné sur le terrain et m'a donné des indications géologiques précieuses sur la région de Sân Georgiu-Român.

Institutul Geologic al României

est captée dans un petit puits en pierre d'où l'eau s'écoule par une conduite en métal. La captation est mal faite car le puits est ouvert à l'air.

2. La source No. 3 tout près de la source précédente, est captée dans un puits en ciment, ouvert. L'eau s'écoule par un tube latéral. Cette source est, elle aussi, mal captée.

3. La source No. 4 se trouve derrière l'établissement des bains vers la base de la colline; elle est bien captée.

4. Enfin, la source No. 5 est située quelques mètres plus bas que la source No. 4, à la base même de la colline de tuf et presque au niveau de la rivière. Cette source est bien captée.

Le croquis, que je dois à l'obligeance de M. TH. KRÄUTNER, donne la position des sources et leur rapport avec les formations géologiques de la région.

Pour chaque source j'ai fait plusieurs mesures entre le 12 et le 16 août 1926.

Les résultats sont donnés dans le tableau XI:

TABLEAU XI

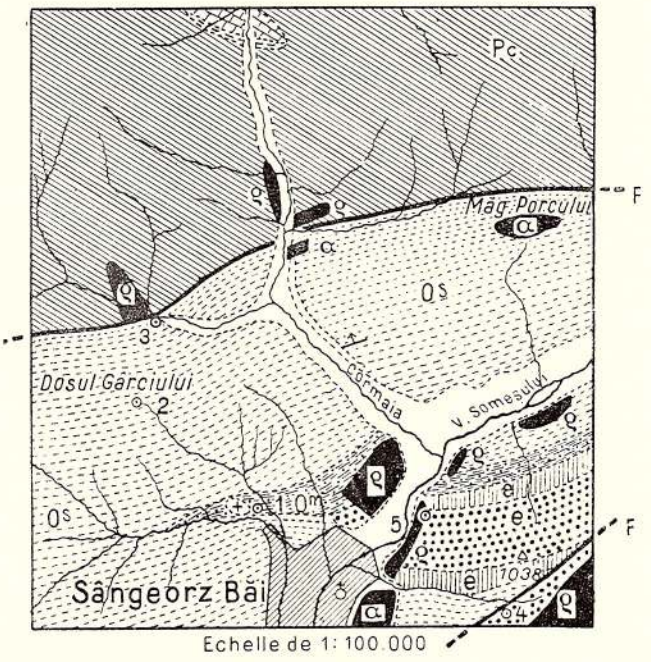
Source	Date 1926	Débit: litres en 24 h.	Températ. de la source	D'	R en *m. μ. c.*	moyenne
No. 5	14 VIII	—	15° C	1041,70	13,27	
»	16 VIII	—	»	882,36	11,24	
»	17 VIII	366	»	963,54	12,27	12,9
»	18 VIII	366	»	1177,93	15,00	
»	19 VIII	374	»	998,59	12,72	
No. 4	13 VIII	—	14°,5	726.3	9,25	
»	17 VIII	—	»	791,00	10,07	10,28
»	18 VIII	5430	»	891,20	11,35	
»	18 VIII	—	»	823,88	10,47	
No. 3	17 VIII	—	12°,5	29,35	0,375	0,37
»	19 VIII	18.144	»	28,82	0,370	
No. 1—2	12 VIII	—	12°,5	30,59	0,39	
»	13 VIII	32.040	»	20,37	0,26	0,29
»	13 VIII	—	»	18,92	0,24	

Le tableau montre que les sources No. 4 et No. 5 de S.-Georgiu sont très radioactives. La source No. 4 a l'avantage de posséder à la fois une grande radioactivité et un débit appréciable; par contre la source No. 5 a un débit très faible. On remarque que la radioactivité d'une source est d'autant plus faible que son débit est plus grand sans toutefois qu'il existe un rapport direct entre ces grandeurs. On peut remarquer aussi que les sources No. 4 et No. 5 sont plus chaudes que les autres.

À l'aide de ces remarques on peut essayer d'expliquer la différence de radioactivité entre les sources No. 1—2, 3 et 4, 5. L'eau de ces sources serait de l'eau d'infiltration ayant pénétré jusqu'à une certaine profondeur.

Institutul Geologic al României

Esquisse géologique de la région
SÂNGEORZ BĂI
d'après M. THÉODORE KRÄUTNER



Echelle de 1: 100.000

LÉGENDE

Pc	*Schistes cristallins*
	Calcaire cristallin
	Amphibolite
e	*Eocène: Conglomérats*
e	*Eocène: Grès*
0^m	*Oligocène moyen schistes à poissons*
0^s	*Oligocène supérieur, grès*
Q	*Rhyolites*
α	*Andésites*
	Alluvions
	Sinter calcaire (Tuf)
	Sources analisées
⊙ 1	*Sources minérales*
⊙ 2	*Source de gaz*
⊙ 3	*Source de Valea Cormăiței*
⊙ 4	*Source de Dealul Cosărcii*
⊙ 5	*Source de Jghiabul lui Hoanăs*
F	*Faille*

Institutul Geologic al României

Les sels minéraux seraient dissous par les eaux des terrains superficiels qu'elles out traversés.

L'eau qui s'écoule par les sources No. 4 et No. 5 aurait rencontré, en plus, une source de profondeur, de faible débit, chaude, peu minéraliése mais très riche en émanation du radium.

Cette hypotèse paraît confirmée par les analyses chimiques (pag. 61). En effet, les analyses montrent que l'eau de la source No. 4 est moins minéralisée mais plus chaude que celle de la source No. 1.

26. Gaz.

La source de gaz analysée se trouve à 1 km 700 m. N.-O. de sources minérales, au commencement de Valea-Tatălui, à l'endroit appellé «In Prihodiște» (sur la propriété de M. Mărcușu). Le gaz s'échappe d'un trou horizontal situé sur le versant N.-E. de la vallée. En approchant de la source on entend un bruit qui dénote que le gaz barbotte dans l'eau avant d'arriver à la surface. Le gaz, qui est de l'anhydride carbonique, a été recueilli par aspiration dans un vase évacué. La radioactivité mesurée le 14 août 1926 a été de 0,77 m. μ. c. pour 1 litre de gaz sous les conditions normales. Je donne ce chiffre sous quelque réserve car les conditions de cette mesure n'ont pas été très bonnes.

27. Sources d'eau douce.

Dans le but de chercher une explication pour la radioactivité des sources minérales, j'ai analysé aussi les sources suivantes d'eau douce se trouvant aux environs de Sân-Georgiu-Român.

1. Source située à la confluence des vallées Cormăița et Moldișul, à la limite des schistes cristallins. En cet endroit les schistes sont traversés par une intrusion de rhyolite. La source s'échappe du rhyolite près du niveau de la rivière.

2. Source de faible débit, non captée, sur le «Dealul Coșărcii» (Fântâna Coșărcii), à une distance de 1500 m. du Someș (rive gauche) et à 800 m. d'altitude. La montagne est formée en cet endroit de conglomérats.

3. Source abondante, non captée, située sur le versant gauche de la vallée du Someș, dans la vallée «Jghiabul lui Hoanăs», à 300 m. environ de la confluence de cette vallée et du Someș. L'eau sort du rhyolite.

TABLEAU XII

Source	SÂN GEORGIU-ROMÂN (eaux douces)	Date 1926	temp. de la source	D'	R. *m. μ. c.*
1	S. de Valea Cormăiței	14 VIII	12°	53,07	0,67
2	S. de Dealul Coșărcii	15 VIII	9° [1]	33,55	0,43
3	S. de Jghiabul lui Hoanăs	15 VIII	7°,5 [1]	22,92	0,29

[1] La température extérieure étant 18° C.

Institutul Geologic al României

La mesure de la radioactivité de ces sources a donné les résultats suivants (tableau XII):

Ces chiffres obtenus pour la radioactivité des eaux douces de S.-Georgiu-Român sont très petits par rapport à la radioactivité des sources minérales No. 4 et 5, quoique les sources de Val. Cormăiței et de Jghiabul lui Hoanăs s'échappent des roches éruptives de la région (rhyolites). L'explication de l'origine de la radioactivité des sources minérales de S.-Georgiu rencontre donc des difficultés. Si l'on veut expliquer la radioactivité de ces sources par le contact de l'eau avec des roches éruptives, comme on l'a fait pour les eaux de Măgura, on est forcé d'admettre que l'eau rencontre dans les profondeurs d'autres roches éruptives que les rhyolites qui sortent à jour autour de la station, car celles-ci ne donnent que des eaux faiblement radioactives.

Ou pourrait altribuer aussi l'origine de cette radioactivité à un accident minéralogique local; par exemple à un filon métallifère que l'eau rencontrerait dans son parcours souterrain.

28. Anieş.

La station hydrominérale d'Anieş [1]) se trouve sur le Someş, 9 km. en amont de S.-Georgiu-Român.

La situation des sources est analogue à celle de S.-Georgiu, car ici aussi les sources minérales s'échappent d'une petite colline de tuf calcaire, déposé par les sources. Le contact des grès avec les schistes cristallins ne se trouve ici qu'à 1 km. vers le Nord.

1. De la colline de tuf s'échappent deux sources: la première au sommet de la colline est captée et une autre source, sortant des flancs de la colline, près de sa base, n'est pas captée. C'est la première seulement de ces sources (source captée) que j'ai analysée.

2. Non pas loin de la colline de tuf, 3—400 m. environ vers l'Est, se trouve une source minérale férrugineuse captée, sur la propriété de M. Hojda. Cette source est mal captée, étant ouverte à l'air.

Voilà le résultat des mesures (tableau XIII):

TABLEAU XIII

Source	A N I E Ş	Date 1926	Temp. de la source	D′	R *m. μ. c.*
1	S. de la colline de tuf.	16 VIII	12°	17,8	0,23
2	S. de la prop. Hojda	16 VIII	9°,75	41,2	0,52

La source minérale de la colline de tuf peut être comparée, en ce qui concerne sa radioactivité, à la source No. 1—2 de Sân-Georgiu-Român. La source de la propriété Hojda a une radioactivité un peu plus élevée.

[1]) Toutes les villas et installations de la station ont été détruites en 1918.

Institutul Geologic al României

29. Valea Vinului.

La station de Valea-Vinului est située dans la vallée de même nom, affluente du Someş, à 7 km. du village Rodna-Veche. La région est constituée par de schistes cristallins traversés, en plusieurs endroits, par des intrusions d'andésites et de diorite-porphyrites. Les sources sortent des schistes cristallins. Non pas loin des sources, en face de l'hôtel des bains, on trouve une petite intrusion de diorite-porphyrite. Les sources, au nombre de trois, sont situées à côté l'une de l'autre; ce sont des sources bicarbonatées ferrugineuses contenant beaucoup d'anhydride carbonique (analyse chimique No. 3 de l'appendice). J'ai numéroté ces sources dans l'ordre où on les rencontre en remontant la vallée:

1. Source bien captée, complètement fermée, servant à boire.

2. Source captée dans un bassin en bois, ouvert, servant pour les bain froids. Le gaz carbonique sort en barbotant à travers l'eau du bassin. L'eau a été recueillie avec les gaz en maintenant un entonnoir, en relation avec le vase évacué, au-dessus de l'endroit ou s'échappe le gaz.

3. Source pareille à la source 2 et utilisée dans le même but.

Le résultat des mesures a donné (tabl. XIV):

TABLEAU XIV

Source	VALEA VINULUI	Date 1926	Temp. de la source	D'	R *m. μ. c.*
1	S. potable	21 VIII	9°	82,55	1,05
2	S. du bassin	21 VIII	—	106,57	1,35

À Valea-Vinului j'ai analysé aussi la source d'eau douce qui se trouve à l'entrée du village (en venant de Rodna), sur le bord gauche de la route. C'est une source primitivement captée qui s'échappe des schistes cristallins.

La mesure faite le 22 août 1921 m'a donné:

$$R = 0{,}82 \text{ m. } \mu. \text{ c. p. 1 l. d'eau.}$$

30. Borsec.

La station hydro-minérale de Borsec est située dans le massif cristallin des montagnes de Gherghiul (N.-E de la Transylvanie). Sur le domaine de la station on trouve une quinzaine de sources minérales bicarbonatées très riches en anhydride carbonique. J'ai analysé neuf de ces sources.

Au point de vue géologique [1]) les sources de Borsec s'échappent des schistes cristallins et déposent des quantités remarquables de tuf calcaire. Une

[1]) I. ATANASIU et E. LOBONŢIU. Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Borsec şi Bilbor. *Dări de seamă ale şed. Inst. Geologic.* Vol. IX, 1921.

Institutul Geologic al României

couche d'argile recouvre une partie assez étendue de la région des sources. De l'eau douce circule sous cette couche d'argile et par ce fait le gaz carbonique ou les eaux minérales, qui s'échappent très probablement des failles qui traversent le cristallin, arrivent le plus souvent à la surface seulement après avoir été mélangées avec de l'eau douce.

Les sources «Nou» et «Principal» jaillissent directement du calcaire cristallin comme on le voyait très bien à l'occasion des travaux de captation de ces sources. La présence du calcaire explique la grande richesse des sources en CO^2.

Les sources Madona, Petőfi, Arany, Alexandri et Carol sont captées dans des petits puits ouverts à l'air; l'eau s'écoule par un tube latéral ou, quelques fois, elle s'échappe simplement par dessous le cylindre en pierre servant à la captation [1]). La source Laslo est bien captée, étant préservée de l'air.

Au cours de travaux de captation de la source Principale on a découvert une nouvelle source très abondante, que j'appellerai source Nouvelle (Izv. Nou). Cette source nouvelle s'échappe d'une fissure horizontalle du calcaire cristallin, à peu près à l'endroit où se trouvait auparavant la source «Elisabeth». Le débit des sources Principale et Nouvelle réunies serait, d'après une évaluation aproximative, de 4 litres environ par seconde, soit 350.000 litres en 24 heures.

Dans la vallée de Nadaș, à une distance de 850 m. de l'Administration des bains, vers le Nord, on trouve deux sources d'eau douce qui sont actuellement captées pour fournir de l'eau douce potable à la station. Ces sources s'échappent de calcaires cristallins. J'ai analysé la source située le plus au Sud (source No. II).

La mesure de la radioactivité des sources a été faite entre le 20 et le 26 septembre 1926. Les résultats sont rassemblés dans le tableau XV.

On voit que ce sont les sources «Madona» (avec 1,13 m. μ. c.) et «Laslo» (avec 0,91 m. μ. c.) qui sont les plus radioactives. La radioactivité de ces sources est du même ordre de grandeur et même plus petite que la radioactivité des autres sources, s'échappant de schistes cristallins, que j'ai analysées (Val. Vinului, Someșul-Cald). Les autres sources minérales de Borsec montrent une plus faible radioactivité.

Les sources «Principale» et «Nouvelle», quoique tout près l'une de l'autre, montrent une radioactivité différente. Les trois mesures consécutives que j'ai faites (22—25 sept.), pour la source Miron ont montré une radioactivité qui diminuait. Seulement des études de longue durée pourraient préciser l'importance et les causes de ces variations.

---

[1]) La direction actuelle fait des efforts pour rémedier à cet état de choses; ainsi des travaux de captation sont actuellement en cours d'exécution pour les sources «Nou» et «Principal».

Institutul Geologic al României

La source d'eau douce de la vallée Nadaş, avec une radioactivité de 0,61 m. μ. c., se classe tout de suite après les sources les plus radioactives de Borsec: Madona et Laslo.

TABLEAU XV.

Source	BORSEC eaux minérales	Date 1926	Temp. de la source en dégrés centigrades[1])	D'	R *m. μ. c.*	Moyenne
1	Madona	20 Sept.	9°—9°,5	89,59	1,14	1,13
»	»	21 »		87,96	1,12	
2	Laslo	22 »	9°	69,42	0,88	0,91
»	»	23 »		73,67	0,94	
3	Miron	22 Sept.	7°,25	56,38	0,72	0,58
»	»	24 »		43,02	0,55	
»	»	25 »		36,54	0,46	
4	Nou	21 Sept.	9°	36,2	0,46	0,45
»	»	26 »		34,6	0,44	
5	Arany	20 Sept.	9°	33,77	0,43	0.40
»	»	26 »		29,07	0,37	
6	Petöfi	24 Sept.	6°,25	23,88	0,31	0,33
»	»	25 »		28,18	0,36	
7	Carol	20 Sept.	7°	26,18	0,33	0,33
8	Alexandri	22 Sept.		19,14	0,25	0,25
9	Principal	21 »	9°	15,26	0,19	0,22
»	»	24 »		19,54	0,25	
	Eau douce					
1	V, Nadaş	23 Sept.	6°	46,84	0,60	0,61
»	»	25 »		49,06	0,62	

31. Buziaş.

Station à eaux minérales située dans la plaine du Banat, à la limite des collines qui prolongent vers le N.-O les montagnes du Banat.

Les sources minérales, contenant des bicarbonates alcalino-terreux et des chlorures alcalins, sont très riches en gaz carbonique.

Je n'ai pu trouver à la Direction des bains les échantillons tirés de différentes profondeurs à l'occasion des forages. Ainsi je ne peux donner aucune

[1]) La température extérieure durant la récolte des eaux a variée entre 2° et 10° C.

Institutul Geologic al României

indication sur les couches traversées à partir de la couche la plus superficielle, qui est du loess quaternaire.

Au point de vue de leur origine, les sources de Buziaș arrivent de deux profondeurs très différentes:

I. Les sources «Mihai», «Iosif» et «Oțel» sont des puits de 6—7 m. de profondeur, d'où l'on tire l'eau à l'aide des pompes. Ces sources contiennent une quantité de sels de 1 — 1,5 gr. par litre et une quantité de CO^2 libre de 1 — 2 gr. par litre.

II. Les sources «St. Antoniu No. 1» (source nouvelle) et «St. Antoniu No. 2» sont des puits artésiens obtenus par forage. L'eau arrive d'une profondeur de 90—95 m. et elle est beaucoup plus minéralisée que celle des sources précédentes, car elle contient de 7 à 8 gr. de sels par litre. La source artésienne No. 1 contient 1,79 gr. de CO^2 libre par litre d'eau [1]).

J'ai analysé les sources suivantes:

1. S. «Mihai». Puits de 6 m. de profondeur, ouvert à l'air. L'eau est tirée à l'aide d'une pompe à main.

2. S. «Iosif». Puits ouvert de 3 m. de profondeur, l'eau étant tirée comme pour le puits précédent.

3. S. «St. Antoniu No. 1», puits artésien de 95 m. de profondeur. L'eau venant par le tube de sonde est reçue dans un réservoir cylindrique en métal. Ce réservoir est placé horizontalement au-dessus de la source dans le but de débarasser l'eau d'une partie de son gaz carbonique. Ce gaz est aspiré, par la partie supérieure du réservoir, dans la fabrique située à côté où le gaz est compressé dans des bombes. L'eau débarassée d'une partie de son gaz s'écoule par un tube partant de la partie inférieure du réservoir.

Le résultat des mesures est donné dans le tabieau XVI.

TABLEAU XVI

Source	BUZIAȘ	Date 1926	Temp. de la source	D′	R en *m. μ. c.*	
					m. μ. c.	moyenne
1	S. Mihai	30 VIII	13° C.	17,09	0,22	0,25
»	»	31 VIII		23,13	0,29	
2	S. Iosif	31 VIII	13°	17,49	0,22	0,20
»	»	1 IX		14,98	0,19	
3	S. St. Antoine	30 VIII	13°5	17,07	0,22	0,16
»	(Artésienne)	1 IX		7,47	0,095	
4	S. Oțel	31 VIII	13°5	11,60	0,15	0,15

[1]). Voir analyse chimique No. 5. page 64

Institutul Geologic al României

4. La source «Oțel», appelée aussi «Source ferrugineuse» est un puits ouvert, de 7 m. de profondeur, relié par des conduites métalliques à deux autres puits situés à côté. L'eau est pompée pour des bains.

Je dois rappeler que l'eau de la source St. Antoniu est débarassée d'une partie de son gaz et donc d'une partie de l'émanation qu'elle contient. Pour cette raison le nombre trouvé pour la radioactivité de cette eau doit être regardé comme trop petit. La non concordance de deux mesures faites pour la source St. Antoniu peut être expliquée de la même manière car la quantité de gaz que l'eau perd dans le réservoir ne doit pas être toujours la même.

LENGYEL BÉLA (loc. cit. §. 2.) en 1909 avait trouvé pour la source «Oțe» une radioactivité de $0{,}4189.10^{-3}$ u. e. s. pour 1^{l} d'eau ce qui fait $0{,}419 \times 0{,}364 = 0{,}15$ m. μ. c. c'est à dire exactement la valeur que j'ai trouvé.

Source d'eau douce. J'ai analysé la source d'eau douce se trouvant dans la cour de la ferme Muschong, au NNE. de la station. C'est un puits de 26 m. de profondeur. J'ai pris l'eau dans le seau du puits.

La température de cette eau était de 14^{0} C. La mesure faite le 1 septembre 1926 m'a donné:

$$R = 0{,}43 \text{ m. } \mu \text{. c. pour 1 litre d'eau.}$$

Conclusion. Des mesures faites on tire la conclusion que les eaux minérales de Buziaș sont très faiblement radioactives. La source d'eau douce est environ deux fois plus radioactive que les sources minérales ce qui tient sans doute à la composition des terrains d'où arrive cette eau.

32. Lipova.

Cette station est située, dans le Banat sur la riviere Șistarovăț, tributaire du Mureș, à 3 km. S-O de la ville de Lipova.

Au point de vue géologique les environs immédiates de la station sont constituées par des terrains quaternaires et pliocènes, mais il est intéressant de signaler que tout près de la ville de Lipova, sur la rive gauche du Mureș, apparaît le granite. Sur la rive droite du Mureș se trouve, juste en face de Lipova, le massif de Heghes constitué par des schistes cristallins et par du granite.

Toutes les sources que j'ai analysées à Lipova, y compris la source d'eau douce, sont des puits artésiens obtenus par forage; mais dans tous ces puits l'eau, ne possédant pas une pression hydrostatique suffisante, s'élève à peine à quelques dizaines de cm. de la surface du sol.

Les sources minérales contiennent surtout des carbonates alcalins et alcalino-terreux et sont très riches en anhydride carbonique (analyse chimique No. 6).

Institutul Geologic al României

J'ai mesuré la radioactivité des sources suivantes:

1. La source «Lipova» se trouve derrière la Direction des bains. C'est un puits artésien dont le tube de sonde aboutit dans une petite citerne ouverte à l'air d'où l'on pompe l'eau pour la mettre en bouteilles. L'eau vient d'une profondeur de 32 m. et son débit serait de 18.700 litres d'eau et 17.000 litres environ d'anhydride carbonique en 24 heures (analyse chimique No. 6).

2. La source «Gloria» située en face de la Direction est un puits artésien de 30 m. de profondeur. Le puits est complètement fermé et l'eau s'écoule quand on maneuvre une fermeture à contrepoids.

3. Source appelée «Izvorul nou din pădure» (s. nouvelle du bois), située à 150 m. env. au Sud de la Direction, dans le bois de la station. C'est un puits artésien de 28 m. de profondeur. Le sommet du tube de sondage aboutit dans une enceinte circulaire en ciment terminée par un cylindre vertical en métal (2,50 m. de hauteur, 1 m. de diamètre). L'eau s'écoule par la partie inférieure du dispositif. Un tube latéral ouvert laisse s'échapper inutilement dans l'air une partie du gaz apporté par l'eau. Le gaz s'échappant de cette source a une faible odeur d'hydrogène sulfuré.

Voici les nombres obtenus pour la radioactivité de ces sources (tableau XVII).

TABLEAU XVII

Source	LIPOVA eaux minérales	Date 1926	Temp. de la source[1])	D'	R en *m. μ. c.*	
						moyenne
1	Lipova	4 IX matin	13°	66,72	0,85	0,78
»	»	4 IX soir	»	56,50	0,72	
2	Gloria	5 IX matin	12°,5	55,64	0,71	0,65
»	»	6 IX soir	»	47,13	0,60	
3	Izv. nou din pădure	5 IX matin	12°	21,93	0,28	0,27
»	»	6 IX soir	»	20,45	0,26	

On voit que parmi les sources minérales c'est la source Lipova qui est la plus radioactive; cette source étant mal captée il est possible que la radioactivité réelle soit un peu plus grande que celle que j'ai trouvée. La source Lipova est la plus profonde et la plus chaude des trois sources minérales.

33. Gaz. J'ai mesuré la radioactivité du gaz s'échappant de la source «Izvorul nou din pădure». Le gaz a été pris à la conduite latérale par où il s'échappe librement dans l'air. Dans ce but l'ouverture de cette conduite a été fermée par un bouchon traversé par un tube qui est relié au vase d'expérience.

[1]) La température extérieure étant de 20°—22° C.

Institutul Geologic al României

On pompait pendant 10′ minutes environ du gaz à travers le vase, ensuite on fermait les robinets.

Deux mesures faites le 7 septembre 1926 ont donné une radioactivité moyenne de $R = 0{,}39$ m. μ. c. pour 1 litre de gaz sous la pression atmosphérique.

34. Eau douce. À vingt mètres au N. de la Direction des bains se trouve le puits artésien d'eau douce. L'eau qui vient par le tube de sonde d'une profondeur de 51 m. est reçue dans un bassin en ciment, ouvert à l'air d'où elle est dirigée, par des conduites jusqu'à l'établissement des bains. J'ai pris l'eau à sa sortie du tube de sonde en fermant complètement ce tube.

Le résultat de l'analyse radioactive de cette source a été déjà donné (tableau III, p. 21). Trois mesures très concordantes faites le 3 et 4 septembre et à des temps très différents depuis la récolte de l'eau ont donné une radioactivité moyenne de:

$$R = 2{,}38 \text{ m. } \mu \text{. c. pour 1 litre d'eau } [1]).$$

Les trois mesures ont été faites à des époques différentes depuis la prise de l'eau dans le but de controler une hypothèse émise antérieurement [2]) et soutenant que l'émanation de cette source ne serait pas de l'émanation du radium.

La colonne 9 du tableau III, p. 21, contient le temps écoulé entre la prise de l'eau et son analyse et la colonne 10 la fraction d'émanation détruite durant ce temps, dans l'hypothèse que cette émanation est de l'émanation du radium. On voit que les nombres ainsi calculés ne s'écartent pas de plus de 4% de la valeur moyenne ce qui est de l'ordre des erreurs expérimentales

Donc c'est bien de l'émanation du radium que contient l'eau analysée et non pas une autre émanation comme le pensait l'auteur cité.

On voit que la radioactivité du puits artésien d'eau douce est beaucoup plus grande que celle des sources minérales. On doit relier cette radioactivité à la composition minéralogique des couches d'où s'alimente ce puits. On garde à la Direction des bains des échantillons des matériaux retirés de différentes profondeurs à l'occasion du forage des puits. Malheureusement c'est pour le puits d'eau douce qui est le plus profond que les échantillons tirés du fond même du puits manquent.

À 18 mètres de profondeur les échantillons montrent des sables micacés et des fragments de charbon; vers 25 m. se trouve une argile grise; enfin l'échantillon de 43 m. est un sable à gros grains. Ce sable est composé de quartz, de feldspaths et de mica blanc; on voit aussi de petits fragments de roches éruptives et de schistes cristallins. On peut donc considérer ce sable comme provenant de la désagrégation d'un massif éruptif et cristallin (massif de

[1]) La température de cette source est de 13,°5, la température extérieure étant de 22° C.

[2]) DODUN DE PERRIÈRES, loc. cit. voir page 7 de ce mémoire.

Institutul Geologic al României

Heghes ? ou de Lipova ?) ce qui explique la radioactivité de l'eau douce sortant de ce sable. Cette hypothèse me paraît assez probable; elle est pareille à celle qui nous a servi à expliquer la radioactivité de l'eau de Cluj, seulement ici la relation entre les matériaux de la couche aquifère et le massif granitique est moins évidente.

35. Covasna.

Le village de Covasna se trouve dans le département de Trei-Scaune, au coin S.-E. de la Transylvanie; il est situé sur les alluvions du ruisseau Covasna, afluent de R. Negru. À l'Est du village commencent des formations crétacées. Point de roches éruptives dans le voisinage jusqu'à une distance de 30 km. N.-NO, où commence le massif éruptif de Hărghita.

Tout le territoire du village est traversé par des émanations de gaz carbonique. Le centre de ces émanations paraît avoir été l'endroit appelé «Balta Dracului» (étang du Diable), au milieu du village.

En cet endroit des éruptions fréquentes de gaz et de boue avaient lieu. La plus récente des éruptions a eu lieu en l'année 1885. Depuis, le petit cratère a été comblé par les habitants avec une grande quantité de pierres ainsi qu'aujourd'hui il n'y sort plus qu'une petite quantité d'eau et de gaz.

Les eaux minérales de Covasna contiennent surtout des bicarbonates des métaux alcalino-terreux et alcalins et du bicarbonate de fer; naturellement aussi une grande quantité de CO^2 (Analyse chimique No. 7.)

J'ai mesuré la radioactivité de l'eau de la source «Horgas». Cette source est située à 2 km. environ E.-NE. du village dans une vallée tributaire de la vallée Covasna. L'eau est captée dans un puits ouvert, très peu profond, d'où l'on tire l'eau à l'aide d'une pompe à main. La température de l'eau est de 12^0 (temp. extérieure = 14^0). La mesure faite le 15 octobre 1926 m'a donnée:

$$R = 0{,}28 \text{ m. } \mu \text{. c. pour 1 litre d'eau.}$$

36. Gaz. J'ai mesuré la radioactivité de la mofette située dans la cour de l'habitant Bardocz Aronne, non loin du centre du village.

Cette mofette aménagée pour des bains secs de gaz carbonique est une fosse à section rectangulaire de 3×6 m. et de $1{,}75 \times 1{,}80$ m. de profondeur; elle est protégée par une grange en planches. Un plancher est posé à 30 cm. environ du fond de la fosse et le gaz s'exhale par l'espace libre laissé entre les bois du plancher assemblés à claire voie.

L'analyse chimique du gaz de cette mofette a été faite par M. G. PAMFIL, professeur à l'Université de Cluj, sur une épreuvre récoltée par moi le 15 octobre 1926. Le gaz exhalé est constitué par de l'anhiydride carbonique en proportion de 98,3 %, le reste 1,7 % étant constitué par de l'azote et par des gaz rares parmi lesquels on trouve aussi de l'hèlium.

Institutul Geologic al României

La température du gaz était de 16°5 C.; la temp. extérieure étant de 17°5 C. Pour prendre le gaz on introduit entre les bois du plancher un tube en relation avec le vase servant à prendre le gaz et, après avoir pompé durant 10 minutes du gaz à travers le vase, on ferme les robinets.

La radioactivité du gaz, mesurée le 14 oct. 1926 a été de:

$R = 0{,}30$ m.μ.c. pour 1 l. de gaz sous pression atmosphérique et à 16°5 C.

Des mesures qualitatives faites sur d'autres sources d'eau du village et sur le gaz de «Balta Dracului», ont donné aussi une faible radioactivité.

En résumé les sources d'eau et de gaz de Cóvasnà doivent être classées parmi les sources de faible radioactivité.

CHAPITRE VII

EAUX THERMALES.

Ce chapitre contient les mesures de radioactivité que j'ai faites sur les sources thermales de Felix, «Băile Episcopiei», Moneasa et Vața-de-Jos.

37. Felix. La station de Felix est située à 5 km. S.SE. de Oradea-Mare dans des terrains quaternaires (alluvions et loess) [1]. La source analysée est un puits artésien d'eau chaude de 47,2 m. de profondeur. À cette profondeur la sonde traverse du calcaire. Au cours du forage de ce puits on a traversé d'abord 6 mètres environ d'alluvions, ensuite du loess avec des cailloux, puis du loess de plus en plus dur sans cailloux sur une épaisseur de 28 m. pour arriver vers 43 m. dans du calcaire. L'eau a jailli de la profondeur 47, 2 m. La couche de calcaire d'où vient l'eau contiendrait d'après SZONTAGH (loc. cit.) des cristaux de pyrite.

La quantité d'eau chaude deversée par ce puits artésien est considérable: le débit est en effet de 17.000.000 litres en 24 heures. La température de cette eau est de 48° C., elle est peu minéralisée. D'après l'analyse chimique faite en juillet 1926 par M. le Professur G. SPACU et J. DICK, le résidu fixe à 110° est de 0,8116 gr. au litre; la quantité d'anhydride carbonique libre est négligeable [2].

Une partie seulement de cette eau peut être employée et le reste s'écoule en pure perte formant la petite rivière chaude Javor.

L'eau a été prise directement au tube de sondage en y introduisant un tube, lesté d'un poids, tube qui était mis en relation avec le vase évacué. On

[1]) Voir carte géologique de la région dans le travail de T. SZONTAGH. *Nagyváradnak és Környékének geologiai leirása* (en hongrois).

[2]) Voir les données de l'analyse chimique No. 8, page 65 de ce mémoire.

Institutul Geologic al României

a pris l'eau aussi à une conduite latérale, plus étroite, partant du tube principal. La prise de l'eau se faisait à 4 m. env. du tube de sonde et de telle manière que l'eau ne venait pas en contact avec l'air extérieur. Plusieurs mesures ont été faites entre le 5 et 8 août et à des temps différents depuis la prise de l'eau. L'eau était toujours refroidie à la température ambiante (20—23° C).

Les résultats sont consignés dans le tableau XVIII:

TABLEAU XVIII

Source	Date de la prise de l'eau	Temps passé depuis la prise de l'eau	Correction correspondante [1])	D	R *m. μ. c.*
Puits artésien de Felix température = 48° C.	5 VIII 1926	1h	0,73 %	30,98	0,40
	6 VIII matin	11h 32′	8,25 %	21,57	0,27
	6 VIII soir	4h 14′	3,1 %	30,76	0,39
	7 VIII	2h 3′	1,46 %	33,62	0,43
	8 VIII	13h 30′	9,56 %	39,01	0,50

Moyenne $R = 0{,}39$ m. μ. c. pour 1 l. d'eau.

Le tableau précédent montre que les variations de la radioactivité sont plus grandes que celles observées sur les sources froides analysées jusqu'à présent.

La radioactivité de l'eau de Felix est, comme on le voit, faible mais si l'on tient compte du grand débit du puits artésien on trouve que la quantité d'émanation qui s'échappe dans l'air pendant une heure est importante. L'horo-radioactivité ainsi calculée est de 276.250 m. μ .c.

Je dois ajouter que si l'on fait les mesures immédiatement après la prise de l'eau, de façon qu'il ne passe plus de une à trois minutes entre la prise de l'eau et le commencement d'une mesure, on obtient des valeurs beaucoup plus grandes que celles données par le tableau XVIII.

Sans doute une partie de la perte de charge de l'électromètre peut être expliquée, dans ce dernier cas, par le fait que l'on introduit une plus grande quantité de vapeur d'eau dans la chambre d'ionisation. Mais les expériences faites directement au laboratoire m'ont montré que la perte de charge obtenue dans ces conditions avec de la vapeur d'eau distillée, chauffée à 48°, est loin d'égaler la perte de charge causée par l'eau de Felix à sa sortie de terre.

[1]) Dans l'hypothèse que l'émanation présente dans l'eau soit de l'émanation de radium.

Institutul Geologic al României

On peut se demander si l'eau de Felix ne contiendrait pas aussi de l'émanation du thorium car cette circonstance expliquerait le fait signalé. Cette supposition doit pourtant être avancée sous toutes les réserves et pour la vérifier il faudrait recommencer sur les lieux de nouvelles mesures avec un dispositif expérimental différent de celui que j'employais.

38. Băile Episcopiei.

Cette station hydrothermale est située à 1,8 km seulement à l'E.-NE. de la station Felix, tout près des villages Haieu et Rontău. Au S.-E. de la station s'élève la colline de Șomleu (343 m.). Sur le sommet de cette colline ainsi qu'à sa base près de Haieu apparaît à jour du calcaire à *caprotines* [1]).

Un certain nombre de sources chaudes s'échappent de la colline de Șomleu près du village Haieu. Une autre source très abondante arrive au fond d'un lac; cette source a une température de 28° C. Enfin le puits artésien donne une eau minéralisée et ayant 42° C.

C'est seulement cette dernière source que j'ai analysée. La mesure faite le 8 août m'a donnée

$$R = 0{,}34 \text{ m. } \mu \text{. c.}$$

La radioactivité de cette source est donc de même ordre de grandeur que celle du puits de Felix.

Pour cette source on peut faire les mêmes suppositions, quant à la présence du thorium, que pour la source de Felix.

39. Moneasa. Le village de Moneasa se trouve dans les montagnes de Codru (province Crișana), dans une région de formation permienne. Du calcaire cristallin apparaît en plusieurs endroits et sur le lieu même des sources.

Les sources chaudes, en nombre de 4, se trouvent toutes derrière l'hôtel de la station sur le versant gauche (versant N.) de la vallée. La température des sources est de 20—32 degrés C. et leur minéralisation est très faible: elles peuvent être classées parmi les sources minérales indifférentes. J'ai numéroté ces sources de 1 à 4 dans l'ordre où on les rencontre en remontant la vallée:

1. Source s'échappant de rochers de calcaire cristallin. Elle est captée dans un petit bassin ouvert à section rectangulaire. La température de cette source est de 32° C.

2. Source pareille à la précédente, située tout près d'elle et captée de la même façon. Température 31°25 C.

3. Puits artésien creusé dans le roc jusqu'à 320 m. de profondeur donnant de l'eau jaillissante à 3 m. au-dessus du sol. Température 22° C.

4) Source captée dans un bassin circulaire ouvert. La température de cette source est de 20° C.

Le tableau XIX donne le résultat des mesures.

[1]) TH. SZONTAG, travail cité.

Institutul Geologic al României

On voit que la radioactivité des sources thermales de Moneasa est faible. De même que pour Felix, on observe ici aussi pour une même source des variations de la radioactivité plus importantes que pour les sources d'eau froide.

TABLEAU XIX

Source	Date 1926	t° C.	D'	R en *m. μ. c.*	moyenne
No. 2	10 IX matin	31°,25	27,29	0,35	0,38
»	10 IX soir	»	31,9	0,41	
No. 1	11 IX	32°	27,12	0,35	0,35
No. 4	9 IX	20°	21,47	0,27	0,31
»	11 IX	»	27,56	0,35	
No. 3 Artésien	10 XI	22°—23°	7,52	0,10	0,11
	11 IX	»	10,33	0,13	

40. Source froide. La vallée dans laquelle sont les sources thermales de Moneasa finit, une centaine de mètres plus haut que les sources chaudes, dans une grotte. Une petite rivière froide (10° C) s'échappe de cette grotte. J'ai pris l'eau à 5 m. environ de l'entrée de la grotte à l'endroit où on ne pouvait plus avancer.

La radioactivité de cette eau, mesurée le 9 septembre 1926, a été de

$$R = 0{,}38 \text{ m. } \mu. \text{ c.}$$

41. Vața-de-Jos. Le village de Vața se trouve sur la rive gauche de Crișul-Alb dans une région de tufs trachitiques et de mélaphyres. Les sources chaudes sont situées à l'extrémité S.-E. du village tout près de la station de chemin de fer. À 300 m. seulement au S-Ouest des sources s'élèvent des collines constituées par des mélaphyres.

Il existe deux sources chaudes à Vața-de-Jos:

1. Puits artésien [1]) de 60 m. de profondeur donnant une eau chaude de 36° C. et faiblement minéralisée [2]). L'eau de ce puits est dirigée dans les bains par des conduites reliées directement au tube de sonde. L'eau a été prise au robinet placé le plus près de la canalisation principale, tous les autres robinets étant fermés.

2. Le bain ancien (Baia-Veche) est une fosse peu profonde aménagée en bain. L'eau arrive au fond de cette fosse, elle a une température de 35 à 36° C.

[1]) Donnant de l'eau nou jaillissante.

[2]) Voir analyse chimique No. 9. page 66.

Institutul Geologic al României

Voici le résultat des mesures faites sur ces eaux (tableau XX):

TABLEAU XX

Source	DATE	t° C.	D′	R en *m. μ. c.*	
					moyenne
Puits artésien	12 IX matin	36°	20,32	0,26	0,27
»	12 IX soir	»	22,17	0,28	
Bain ancien	13 IX	36°	10,17	0,13	0,13

D'après ces mesures les sources chaudes de Vața possèdent une très faible radioactivité. La valeur plus petite obtenue pour le bain ancien pourrait être expliquée, en partie au moins, par la captation primitive de cette source.

Institutul Geologic al României

QUATRIÈME PARTIE

CONCLUSION

42. Classification des sources. Pour pouvoir tirer des conclusions générales il est bon d'avoir une vue d'ensemble de toutes les mesures mentionnées dans ce mémoire. Dans ce but j'ai classé dans un même tableau (tableau XXI) toutes les sources analysées, dans l'ordre de leur radioactivité.

On voit qu'en tête de cette liste se trouvent les sources minérales No. 5 et No. 4 de Sân-Georgiu-Român et les sources d'eau douce de Măgura.

43. Facteurs pouvant influencer la radioactivité des sources.

En considérant le tableau XXI et en nous rapportant aussi aux autres données intéressant chaque source: *constitution géologique*, *composition chimique*, *température* et *profondeur*, on peut tirer quelques conclusions générales.

1. **Au point de vue géologique,** il apparaît des mesures que j'ai faites une relation étroite entre la radioactivité des eaux et la constitution géologique des terrains qu'elles traversent. En particulier on peut voir que les sources s'échappant du granite sont très radioactives. Exception faite des sources de Sân-Georgiu-Român, sur l'origine desquelles j'ai déjà dit quelques mots (§ 27), toutes les sources les plus radioactives du tableau XXI sont des sources sortant du granite. Ainsi par exemple toutes les sources de Măgura—Mărișel, l'eau de Cluj, la source artésienne d'eau douce de Lipova doivent leur radioactivité au contact de l'eau avec le granite.

Cette constatation est en accord avec des observations de même nature faites ailleurs. Pour citer seulement quelques-unes des sources françaises les plus radioactives je rappelerai que les sources de Plombières et de Bussang s'échappent du granite des Vosges; les sources de La Bourboule (en Auvergne) jaillissent d'une faille granitique. Les sources minérales de Châteldon-Montagne (105,7 m. μ. c.) et de Sainte-Marguerite (S. des Loches), jaillissent pareillement du granite [1]).

Si les sources citées sont plus radioactives que celles que j'ai analysées, ceci s'explique probablement par le fait que les sources de Plombières et de La

---

[1]) Ch. JAQUET. Sur de nouvelles sources radioactives dans le Puy-de-Dôme. *C. R.* t. 182, p. 1398, 1926 et *C. R.* t. 183, p. 227, 1926.

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXI

No. d'ordre	Caractère de la source [1])	NOM DE LA SOURCE	Date 1926	R en *m. μ. c.*
1	M	S. No. 5 de Sân. Georgiu	14—19 VIII	12,90
2	M	S. No. 4 » »	13—19 VIII	10,28
3	D	S. Smida (Măgura)	29— 1 VII	10,15
4	D	Valea Daicului (Măgura)	1 VIII	6,97
5	D	Puits de Captation (Măgura)	29 VII	6,82
6	D	Batca (Măgura)	1 VIII	6,08
7	D	Păr. Șutului (Mărișel)	2 VIII	5,53
8	D	Puits Vasile Drânda (Măgura)	30 VII	5,45
9	D	S. de Gavril Drânda (Măgura)	29 VII	5,44
10	D	Gura Șerpilor (Răcătău)	2 VIII	4,16
11	D	Font. des Villas (Măgura)	30 VII	4,10
12	D	Cioroiul Domnilor (Măgura)	30 VII	3,64
13	D	Puits art. d'eau douce (Lipova)	3—4 IX	2,38
14	D	Pârâul Muntelui (Someșul Cald)	27 VII	1,79
15	D	La Luncuța (Someșul Cald)	27 VII	1,64
16	D	S. sur la route Gilău-Căpuș	26 VII	1,54
17	D	Dosul Câchii (Someșul Cald)	27 VII	1,44
18	M	Bassin froid (Valea Vinului)	21 VIII	1,35
19	D	Puits Balogh (Gilău)	28 VII	1,35
20	D	S. près de la rivière (Gilău)	25 VII	1,20
21	D	Puits de Coman Țică (Someșul Cald)	28 VII	1,19
22	D	S. du jardin de légumes (Gilău)	25 VII	1,17
23	M	S. Madona (Borsec)	20—21 IX	1,13
24	D	Eau potable de Cluj	VII.1926-II.1927	1,12
25	M	S. potable (Valea Vinului)	21 VIII	1,05
26	D	S. du parc Banffy (Gilău)	25 VII	1,02
27	D	Puits Batiz (Căp. Mare)	26 VII	1,01
28	M	S. Laslo (Borsec)	22—23 IX	0,91
29	D	S. d'eau douce (Valea Vinului)	22 VIII	0,82
30	M	S. Lipova (Lipova)	4 IX	0,78
31	D	Izvorul de leac (Căp. Mare)	26 VII	0,71
32	D	S. Val. Cormăiței (S. Georgiu)	14 VIII	0,67
33	M	S. Gloria (Lipova)	4 IX	0,65

[1]) M = minérale.
D = eau douce.
T = thermale.

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXI (Suite)

No. d'ordre	Caract. de la source	NOM DE LA SOURCE	Date 1926	R. en *m. μ. c.*
34	D	S. d'eau douce V. Nadaş (Borsec)	23—25 IX	0,61
35	M	S. Miron (Borsec)	22—25 IX	0,58
36	M	S. de la prop. Hojda (Anieş)	16 VIII	0,52
37	D	S. de Val. Sturului (Mărişel)	2 VIII	0,50
38	M	S. Nouvelle (Borsec)	21—24 IX	0,45
39	D	Puits de la ferme Muschong (Buziaş)	1 IX	0,43
40	D	S. de Dealul Coşărcii (S. Georgiu)	15 VIII	0,43
41	M	S. Arany (Borsec)	20—26 IX	0,40
42	T	Puits artés. chaud (Felix)	6—8 VIII	0,39
43	T	S. No. 2 (Moneasa)	10 IX	0,38
44	D	Rivière de la grotte (Moneasa)	9 IX	0,38
45	M	S. No. 3 de (S. Georgiu)	17—19 VIII	0,37
46	T	S. No. 1 de (Moneasa)	11 IX	0,35
47	T	Puits artésièn (Băile Episcopiei)	8 VIII	0,34
48	M	S. Petöfi (Borsec)	24—25 IX	0,33
49	M	S. Carol (Borsec)	20 IX	0,33
50	T	S. No. 4 (Moneasa)	9—11 IX	0,31
51	M	S. No. 1—2 (S. Georgiu)	12—13 VIII	0,29
52	D	S. de Jghiabul lui Hoanăs (S. Georgiu)	15 VIII	0,29
53	M	S. Horgas (Covasna)	15 X	0,28
54	T	Puits artés. chaud (Vaţa de Jos)	12 IX	0,27
55	M	Izvorul nou din pădure (Lipova)	6 IX	0,27
56	M	S. Alexandri (Borsec)	22 IX	0,25
57	M	S. Mihai (Buziaş)	30—31 VIII	0,25
58	M	S. de la colline de tuf. (Anieş)	16 VIII	0,23
59	M	S. Principale (Borsec)	21—24 IX	0,22
60	M	S. Iosif (Buziaş)	31 VIII, 1 IX	0,20
61	M	Puits artésièn St. Antoniu (Buziaş)	30 VIII, 1 IX	0,16
62	M	S. Oţel (Buziaş)	31 VIII	0,15
63	D	Puits de Azbey (Căp. Mare)	26 VII	0,15
64	T	Bain ancien (Vaţa de Jos)	13 IX	0,13
65	T	S. artésiènne (Moneasa)	10—11 IX	0,11
No. d'ordre	**Caract. dé la sourcé**	**G A Z**	**Date 1926**	**R. en *m. μ c.***
1	CO^2	Gaz prop. Mărcuş (S. Georgiu)	14 VIII	0,77 (?)
2	»	Gaz Izv. nou din pădure (Lipova)	6 IX	0,39
3	»	Gaz de la mofette (Covasna)	14 X	0,30

Institutul Geologic al României

Bourboule par exemple, sont des sources de profondeur ayant parcouru un très long chemin dans la roche. Par contre, les sources de Măgura sont des sources d'infiltration: l'eau sortant sous forme de source à une petite distance (quelques centaines de mètres) du lieu d'infiltration. Je n'ai pas eu l'occasion d'analyser dans ce travail aucune source ayant la double qualité d'être une source de profondeur et de sortir du granite. Les sources des Bains d'Hercule (Banat) paraissent remplir ces deux conditions [1]). C'est pourquoi je me propose de les étudier prochainement.

Cette relation entre le granite et la radioactivité des sources se trouve expliquée par le fait connu maintenant, surtout depuis les recherches de Joly [2]), que le granite est la roche qui possède la plus grande radioactivité. Les granites de Finlande [3]), par exemple, contiennent jusqu'à $6{,}8.10^{-12}$ gr. *Ra* par gr. de roche pendant que les roches basaltiques ne contiennent que $1{,}19.10^{-12}$ gr. *Ra* par gr.

Le granite de *Măgura-Mărișel* doit être lui aussi radioactif et le travail que j'ai fait sur les sources devra être complété par une analyse de la radioactivité des roches de Măgura-Mărișel.

On peut se demander aussi lesquels des constituants du granite contiendrait les substances radioactives.

D'après J. Joly et E. Rutherford [4]) le *Ra* et le *Th* seraient de préférence reliés à la présence des minéraux disséminés dans la masse du granite comme par exemple le zircon et l'orthite.

D'autres auteurs attribuent la même influence aux minéraux tels que la titanite, l'apatite, le rutile.

Strutt [5]) a déterminé directement la radioactivité du zircon trouvant pour un des échantillons étudiés une radioactivité de 865.10^{-12} gr. *Ra* pour 1 gr. de zircon. Ce qui veut dire que ce minéral est une centaine de fois plus radioactif que les granites les plus riches en *Ra*.

J. W. Waters attribue lui aussi la radioactivité du gneiss des îles Hébrides à la présence des cristaux de zircon qu'il contient. J'ai dit plus haut (§ 23) que le granite de Măgura contient du zircon et d'après les indications précédentes il serait donc possible d'expliquer par ce fait la radioactivité du granite de Măgura.

Je peux ajouter que, outre les sources d'eau radioactives, les massifs de granite et de pegmatite recèlent aussi très souvent des minérais radifères. Ainsi

---

[1]) I. P. Voitești. Étude Géologique sur les sources minérales des Bains d'Hercule. Annales des Mines de Roumanie V-e année (1921).

[2]) J. Joly. Radioactivity and Geology. London 1909.

[3]) Poole and Joly. Philosophical Magazine, t. 48, p. 819 (1924).

[4]) J. Joly et E. Rutherford. The Age of Pleochroic Haloes *Philosophical Magazine*, vol. XXV (1913), pp. 644—657.

[5]) Strutt. Proc. R. S. A. LXXVIII, p. 150.

Institutul Geologic al României

par exemple [1]) les gisements exploitables d'autunite de Guarda et de Vizeu se trouvent dans le massif granitique du Nord du Portugal. Les minéraux radifères de Madagascar proviennent de pegmatites potassiques. L'euxénite de Arendal (Norvège) se trouve dans des filons de granite, etc.

Ces considérations montrent l'intérêt qu'il y aurait d'étudier de plus près et au point de vue qui nous préoccupe les massifs de granite de Roumanie.

Si presque toutes les sources s'échappant du granite sont radioactives, on trouve par contre, quelquefois, des sources très radioactives dont le contact de l'eau avec du granite ne peut pas être prouvée. Dans cette catégorie sont les sources de St.-Georgiu-Român.

On peut citer des exemples analogues parmi les sources de l'étranger. Ceci prouve que si les granites sont toujours radioactifs, la présence des éléments radioactifs n'est pas nécessairement reliée à cette roche.

2. Relation entre la profondeur des sources et leur radioactivité. Parmi les sources que j'ai analysé quelques-unes sont obtenues par des forages à diverses profondeurs variant entre 20 et 350 mètres. Aucune relation n'est évidente entre la radioactivité et la profondeur de ces sources. Ainsi par exemple à Moneasa le puits artésien, qui a 320 m. de profondeur, donne une eau moins radioactive que les puits No. 1 et No. 2 dont l'eau s'échappe directement des rochers.

Cette remarque n'a pas lieu de nous surprendre, car la profondeur d'un puits ne peut donner, assez souvent, aucune indication sur la profondeur vraie d'où arrive l'eau. Le forage peut rencontrer par exemple un griffon ascendant; le puits donne alors de l'eau mais la profondeur du puits ne nous dit rien sur les origines plus profondes de cette eau.

3. La température d'une source serait une indication plus exacte sur sa profondeur. Mais très souvent les eaux venant de grandes profondeurs peuvent se mélanger près de la surface du sol avec des eaux d'infiltration, dont l'effet est de les refroidir et parfois aussi, de modifier leur concentration en sels et en émanation radioactive.

On voit ainsi que dans une même région et sur un espace restreint, s'il existe plusieures sources ascendantes c'est parmi les plus chaudes qu'il est probable de trouver les sources les plus radioactives.

Le cas se présente par exemple pour les sources de Sân-Georgiu (voir tableau XI) et pour celles de Moneasa (voir tableau XIX).

J'insiste sur le fait que cette conclusion n'est applicable que dans la même région et sur un espace restreint. Si l'on prend des eaux des régions différant

[1]) Consulter à ce sujet le livre de M. MAURICE CURIE. Le Radium et la Radioactivité 1925 (chez T. B. Baillère, Paris).

Institutul Geologic al României

dans leur constitution géologique, aucune relation ne subsiste plus entre la température et la radioactivité des sources. Comme exmeple on peut prendre l'eau de Felix qui est la plus chaude des eaux que j'ai analysées (48° C.) et pourtant sa radioactivité est plus faible que celles de beaucoup de sources froides. Il est vrai néanmoins que si l'on se rapporte au débit de cette source on trouve une hororadioactivité considérable (voir p. 48).

4. **La composition chimique** de l'eau des sources analysées, elle non plus, ne se trouve en aucun rapport avec la radioactivité de l'eau. La discussion détaillée de cette question nous entrainerait trop loin, aussi on peut se borner à jeter un coup d'oeil sur les tableaux des analyses chimiques et à se réferer en même temps à la radioactivité de l'eau correspondante pour voir qu'on ne peut établir aucune relation entre la radioactivité et la composition chimique.

44. **En résumé** il résulte de ces considérations, se rapportant aux mesures que j'ai faites, que ni la profondeur des sources, ni leur température et moins encore leur composition chimique ne se trouvent pas en rapport direct avec leur radioactivité. Le seul facteur qui ait une influence évidente sur la radioactivité des eaux est la constitution géologique (minéralogique) des terrains qu'elles traversent avant de s'échapper par la source.

Cette conclusion montre le bien fondé de l'affirmation que j'ai faite à plusieures reprises dans ce mémoire sur la nécessité d'étudier la radioactivité des sources en liaison étroite avec la géologie de la région.

45. **Valeur thérapeutique des sources analysées.** Des considérations plus étendues sur la valeur thérapeutique des sources analysées sortent à la fois du cadre de ce travail et de la compétence du physicien. Aussi je me bornerai à donner un tableau comparatif des eaux que j'ai analysées et des quelques-unes des sources étrangères les plus connues (Tab. XXII-XXIII).

On a souvent l'habitude de considérer l'efficacité d'une eau radioactive en relation avec son *horo-radioactivité*. L'horo-radioactivité est la quantité d'émanation apportée par la source en une heure; c'est donc le débit de la source (en litre-heures) multiplié par la radioactivité, l'eau étant récoltée à l'émergence avec tous les gaz qu'elle contient. Le tableau suivant (tableau XXIV) donne l'horo-radioactivité de quelques-unes des sources que j'ai analysées.

Pour les sources de Măgura je ne possède pas des dates sur leur débit; pour cette raison elles ne figurent pas dans le tableau; pour la même raison n'y figure pas la source d'eau douce de Lipova.

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXII

SOURCES RADIOACTIVES ÉTRANGÈRES [1])

FRANCE	Caractère de la source	R en *m. μ .c.*	Auteurs
Châteldon-Montagne (P. de Dôme)	M	105,7	Jaquet 1926
Bagnères de Luchon (S. Lepape)	T	41,5	Lepape 1923
La Bourboule (S. Choussy)	M T	20,5	Lepape 1923
Royat (S. Victor)	M	15,35	Lepape 1923
Plombières (Lambinet)	T	14,10	Brochet 1910
Bussang	M	5,3—9,5	—
Aix-les-bains (Alun)	T	4,0	P. Curie et Laborde
Santenay	M	1,53	Laborde et Lepape
Mont-Dore	T	0,76	— —
Vichy (Celestins)	M	0,65	Laborde et Lepape
» (Chomel)	M T	0,65	» »
» (Boussange)	M T	0,103	
ALLEMAGNE			
Baden-Baden (Büttquelle)	M	29—45	Engler et Siewecking
Nauheim (Karlsbrünen)	M	9,27	Schmidt
AUTRICHE			
Gastein (Grabenbakerquelle)	T	80,7	Mache et Meyer
TCHÉCKO SLOVAQUIE			
Jachimov (St. Ioachimsthal)	—	240	Mache et Meyer
Karlsbad (Eisenquelle)	M	28,5	» »

En regardant les tableaux XXII, XXIII, XXIV on voit que quelques unes des sources que j'ai analysées sont comparables avec des sources étrangères radioactives réputées pour leur valeur thérapéutique. Ainsi les eaux de St. Georgiu-Român ont une radioactivité comparable à celle des eaux de Plombières et plus grande que celle des eaux de Nauheim. La même remarque est valable pour l'horo-radioactivité des sources. À ce point de vue l'eau potable de Cluj mérite une mention spéciale. Son horo-radioactivité est en effet plus grande que celle de la source française qui possède la plus grande horo-radioactivité (La Bourboule).

[1]) M. CURIE livre cité, page 330; M. PIÉRY et M. MILHAUD: Les eaux minérales radioactives (Chez Doin, Paris 1924) pp. 39—47 et ST. MEYER u. E. SCHWEIDLER: Radioaktivität 1927 p. 568 (Chez Teubner, Leipzig).

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXIII

SOURCES MESURÉES PAR L'AUTEUR

ROUMANIE	Caractère de la source	R en *m. μ c.*
Sân. Georgiu (S. No. 5)	M	12,9
» » (S. No. 4)	M	10,3
Măgura (S. Smida)	D	10,16
Măgura	D	3,6—10,16
Lipova (eau douce)	D	2,38
Someşul Cald	D	1,4—1,8
Valea Vinului	M	1,0—1,35
Borsec (S. Madona)	M	1,14
Eau potable de Cluj	D	1,1
Lipova (S. Lipova)	M	0,78
Felix (puits artésièn)	T	0,39

TABLEAU XXIV

HORO-RADIOACTIVITÉ DE QUELQUES SOURCES ROUMAINES FRANÇAISES [1])

SOURCE	Horo-rad. en *m. c. μ.*	SOURCE	Horo-rad. en *m. μ. c.*
Eau potable de Cluj	670.000	La Bourboule (S. Choussy)	492.000
		Vichy (Sources: Boussange, Cho-	
Felix	283.000	mel, Célestins, Medames, Lucas	
St. Georgiu Rom. (No. 4)	21.000	Gde Grille, Hôpital)	60.900
» (No. 5)	195	Vichy (Boussange)	36.000
Lipova (Source Lipova)	780	Châteldon-Montagne	14.810
Borsec (S. Madona)	709	Néris (S. César)	2.683
» (S. Laslo)	567	Bourbon de Lancy (S. Lymbe)	948

L'eau potable de Cluj est donc une source abondante et à très bon marché d'émanation de radium. Par des procédés simples on pourrait concentrer cette émanation et l'utiliser par exemple pour des inhalations.

Ces brèves remarques ont pour but d'attirer l'attention des médécins sur les propriétés radioactives des sources que j'ai étudiées. On a vu que ces propriétés sont remarquables et que par conséquent certaines sources mériteraient que l'on fasse les installations nécéssaires pour l'utilisation rationnelle de leurs propriétés radioactives.

[1]) PIÉRY et MILHAUD op. cit. p. 68.

Institutul Geologic al României

APPENDICE

(Donnant l'analyse chimique des sources)

Pour alléger le texte du mémoire précédent j'ai préféré réunir dans un appendice les analyses chimiques se rapportant aux sources minérales que j'ai étudiées. J'ai pris les données les plus récentes mais pour certaines sources on ne possède que des analyses assez anciennes. Enfin pour quelques unes des sources il n'existe pas encore d'analyse chimique.

Ces analyses permettent de se faire une idée plus complète des sources d'ont j'ai mesuré la radioactivité.

Sân-Georgiu Român. Analyse des sources No. 1 et No. 4 d'près W. Hankó. [1])

En grammes pour 1000 gr. d'eau:

	No. 1	No. 4
Bicarbonate de sodium	3,6269	3,1755
» » lithium	0,0097	0,0088
» » calcium	1,8310	1,6649
» » magnésium	0,5973	0,5718
» » fer	0,0270	0,0301
» » manganèse	0,0008	0,0010
Chlorure de sodium	2,9559	3,0228
» » potassium	0,1841	0,0989
Bioxide de silicium	0.0443	0,0445
Jode	traces	traces
Minéralisation totale	9,2770	8,6183
Anhydride carbonique libre en. *c. m. c.*	1128,0	899,4

[1]) Fürdök és nyaralóhelyek. XIII, 1909. p. 94.

Institutul Geologic al României

2. *Anieș*. Source de la colline de tuf. Vieille analyse de LENGYEL. Pour 1 litre d'eau.

	grammes
Bicarbonate de sodium	2.8060
» » potassium	0.0538
» » calcium	2.3262
» » strontium	0.0112
» » magnésium	0.7517
» » fer	0.0168
Chlorure de sodium	0.1349
» » potassium	0.0759
Sulfate de magnésium	0.0106
Phosphate de calcium	0.0033
Acide silicique	0.0221
Argile	0.0046
minéralisation totale	7.1933
Anhydride carbonique libre	825,7 c.m.c.
température	10°,2 C.

3. *Valea Vinului*. Source minérale potable (captée).
Analyse de HANKÓ [1]).
en grammes pour 1 litre d'eau:

Bicarbonate de sodium	0.5445
» » potassium	0.0538
» » calcium	0.6982
» » magnésium	0.3802
» » fer	0.0384
» » manganèse	0.0177
Chlorure de sodium	0.3080
» » potassium	0.0115
» » lithium	0.0060
Sulfate de calcium	0.1317
» » sodium	0.0021
Acide silicique	0.0486
minéralisation totale	2.2407
Anhydride carbonique libre	1.9112 grammes
ou	960 c. m. c.

4. *Borsec*. Analyses de la source Madona d'après M. V. CRASU (janvier 1926) et des sources Laslo, Miron, Petőfi, Arany et Carol d'après W. HANKÓ (trav. cité, p. 73).

1) WILHELM v. HANKÓ: Die Bäder und Mineralwässer der Siebenbürgen. (Cluj, 1900), pag. 80.

Institutul Geologic al României

en grammes pour 1 litre d'eau:

	Madona	Laslo	Miron	Petöfi	Arany	Carol
Bicarbonate de sodium	0.4041	0.2516	1.1712	0.9922	0.7308	0.3169
» » potassium	—	—	—	—	—	—
» » lithium	traces	0.0038	0.0194	0.0082	0.0108	0.0044
» » calcium	1.6451	1.7301	2.3818	2.1039	1.4389	1.6652
» » magnésium	0.8700	0.9532	1.5208	1.1232	0.7275	0.7306
» » fer	0.0029	0.0101	0.1051	0.0806	0.0384	0.0206
» » manganèse	traces	0.0030	—	traces	0.0026	—
Chlorure de sodium	0.0187	0.2269	0.0367	0.0410	0.0397	0.0312
» » potassium	0.0544	0.0557	0.1321	0.0823	0.0009	0.0381
Sulfate de calcium*)	0.0110	0.0189	0.0060	0.0052	0.0227	0.0021
Oxide d'aluminium	—	—	—	—	—	0.0015
Acide silicique	0.0670	0.0537	0.0761	0.0692	0.0522	0.0507
minéralisation totale	3.0732	3.3070	5.4492	4.5058	3.0647	2.8613
Anhydride carbonique libre	2.3020	1.5568	1.4322	—	—	—
température	—	9°,4 C	7°,6 C	7°,6 C	9°,6 C	7°,4C

*) Sulfate de sodium. pour la source „Madona".

Pour les sources *Principale* (sortie verticale) et *Nouvelle* (sortie horizontale de l'eau) je donne l'analyse partielle toute récente de M. DICK, analyse faite au laboratoire de M. le professeur G. SPACU, en octobre 1926. On a trouvé, en grammes pour 1 litre d'eau:

	Principale	Nouvelle
Carbonate de calcium	1.1460	1.1211
» » magnésium	0.5309	0.5167
Sulfate de sodium	0.1091	0.0206
Chlorure de sodium	0.0575	0.0571
Acide silicique	0.0815	0.0641
Anhydride carbonique libre	2.1237(?)	1.7679(?)
Calcul en bicarbonates:		
Bicarbonate de calcium	1.8561	1.8160
» » magnésium	0.9212	0.8965

Petites quantités de Fe, Al, K, Li et Mn (traces).

Institutul Geologic al României

5. *Buziaş.* Analyses des sources Oţel, Mihai, Iosif et St.-Antoniu No. 1 d'après M. V. CRASU (dec. 1925).

en grammes pour 1 litre d'eau:

	Oţel	Mihai	Iosif	St. Antoniu
Bicarbonate de sodium	0.0101	—	—	1.1761
» » calcium	0.7537	0.2123	0.3160	2.1800
» » magnésium	0.3498	0.2180	0.2927	1.6463
» » fer	0.0660	0.1688	0.0582	0.0499
» » manganèse	0.0044	—	—	traces
Chlorure de sodium	0.2292	0.0947	0.1952	2.6541
» » potassium	0.0179	0.0164	0.0172	0,1096
» » calcium	—	0.1626	—	—
» d'ammonium	0.0107	0.0085	—	—
Iodure de sodium	traces	0.0001	0.0001	0.0006
Sulfate de sodium	0.0156	—	0.0568	0.0043
» » calcium	—	0.0306	0.1565	—
Acide méta-silicique	0.1008	0.1019	0.0884	0.1193
minéralisation totale	1.5582	1.0139	1.1811	1.9402
anhydride carbonique libre gr.	1.8754	2.2913	0.9506	1.7900
température C.	13°,5	13°	13°	13°,5

6. *Lipova.* Analyse de la source Lipova d'après EKKERT et WINKLER.

en grammes pour 1000 grammes d'eau:

Bicarbonate de sodium	0.2826
» » potassium	0.0895
» » lithium	0.00058
» » calcium	1.6907
» » magnésium	0.6521
» » fer	0.1419
Chlorure de sodium	0.0223
Iodure de magnésium	0.00003
Sulfate de calcium	0.0020
» d'aluminium	0.0120
bioxide de silicium	0.1163
minéralisation totale grammes	3.01001
anhydride carbonique grammes	2.3669

Institutul Geologic al României

7. *Covasna*. Analyse de la source Horgas d'après W. HANKÓ. (op. cit. p. 160). en grammes pour 1 litre d'eau:

Bicarbonate de sodium	4.1792
» » calcium	0.5439
» » magnésium	0.7058
» » fer	0.0712
» » manganèse	0.0192
Chlorure de sodium	1.0360
» » potassium	0.6202
» » lithium	0.0054
Iodure de sodium	0.0007
Sulfate de calcium	0.2606
Acide silicique	0.0077
minéralisation totale grammes	7.4499
anhydride carbonique libre gr.	1.5188
température C.	12°

8. *Felix*. Source chaude artésienne. Analyse de M. M. G. SPACU et I. DICK; juillet 1926.[1])

en grammes pour 1 litre d'eau:

Carbonate de calcium	0.1969
» » magnésium	0.0981
» » manganèse	0.00019
» » fer	0.0032
Chlorure de sodium	0.0101
» » potassium	0.0138
» » lithium	0.00067
Sulfate de sodium	0.0575
» » calcium	0.3520
» » strontium	0.0035
» » baryum	traces
oxide d'aluminium ($Al^2 O^3$)	0.0003
bioxide de silicium ($Si O^2$)	0.0308
minéralisation totale grammes	0.76706
température de l'eau C.	47°2

[1]) Bulletin de la Soc. des Sciences de Cluj. T. III. 1-re partie, p. 240, 1927.

Institutul Geologic al României

Calculés en bicarbonates:

Bicarbonate de calcium gr. au litre	0.3188
» » magnésium	0.1701
» » manganèse	0.0003
» » fer	0.0049

9. *Vața de jos*. Source artésienne. Analyse de M. V. CRASU novembre 1925. en grammes pour 1 litre d'eau:

Carbonate de calcium	0.0250
» » magnésium	0.0127
» » fer	0.0004
Chlorure de sodium	0.4268
» » potassium	0.0194
Sulfate de sodium	0.3935
» » calcium	0.2458
bioxide de silicium	0.0380
minéralisation totale grammes	1.1616
température de l'eau	37°5 C

Le manuscrit de ce travail a été déposé le 11 Janvier 1927 à la rédaction de «Anuarul Inst. Geologic al României».

À la correction des épreuves j'ai ajouté encore trois mesures faites dans l'intervale sur l'eau de Cluj (Tableau IV. pag. 24.)

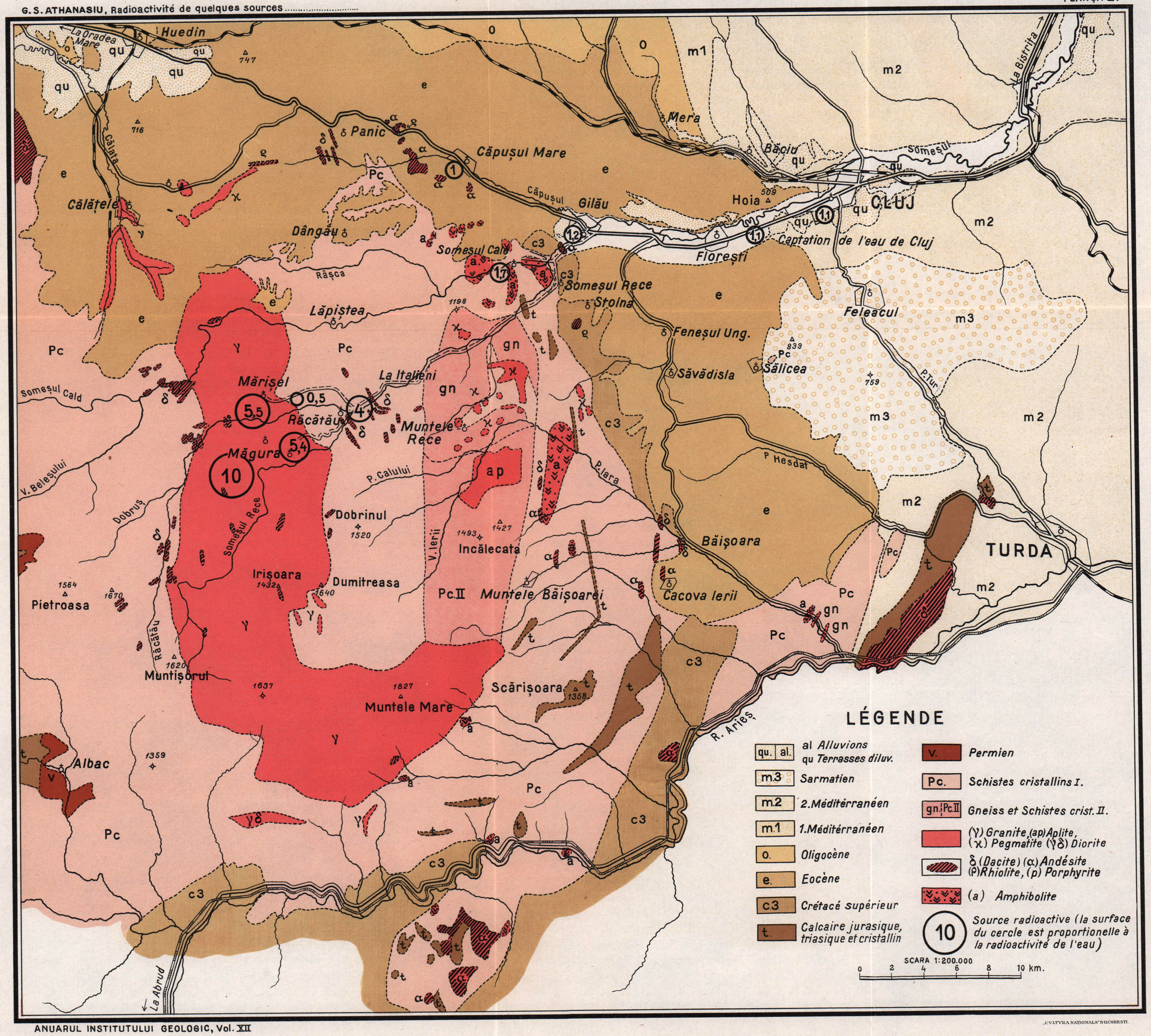
Les résultats consignés dans le Tableau XXI. avaient été déja exposés dans une conférence à la Société Roumaine de Physique (Séance du 16 Novembre 1926).

Institutul Geologic al României

CARTE GÉOLOGIQUE DU MASSIF GRANITIQUE DE MĂGURA-MĂRIȘEL

D'APRÈS LES CARTES ET TRAVAUX DE:

KOCH A., PALFY MOR, I. de SZADECZKY et PAPP SIMON



„CVLTVRA NAȚIONALA" BUCUREȘTI.

Institutul Geologic al României

TABLE DES MATIÈRES

Page

Introduction 1

PREMIÈRE PARTIE

I. Historique 5
II. Appareil et méthode de mesure 7

DEUXIÈME PARTIE
(Eaux douces)

III. La radioactivité de l'eau potable de Cluj 23
IV. Eaux douces des environs de Cluj et des Montagnes de Gilău. 26
V. Origine de la Radioactivité de l'eau de Cluj 32

TROISIÈME PARTIE
(Eaux minérales et thermales)

VI. Eaux minérales de: Sân-Georgiu, Anieş, Valea Vinului, Borsec, Buziaş, Lipova, Covasna 35
VII. Eaux thermales de: Felix, Băile Episcopiei, Moneasa, Vaţa de Jos 47

QUATRIÈME PARTIE

Conclusion 53

APPENDICE,

Donnant l'analyse chimique des sources 61

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI GEOLOGICE
IN
PARTEA EXTERNĂ A CURBUREI SUDESTICE
A CARPAȚILOR ROMÂNI

(Cu o hartă geologică, 1 schiță tectonică, 2 planșe cu profile, 37 profile în text și 1 tablou sinoptic)

DE
DR. STEFAN I. MATEESCU

INTRODUCERE

Avântul cel mare, pe care îl luase industria petroliferă la noi încă înainte de războiul mondial ca și perspectivele desvoltării unor viitoare industrii miniere, crease de atunci necesitatea de a se cunoaște cât mai amănunțit structura geologică a regiunilor mai importante din țara noastră.

Deaceea încă dela 1913 d-l profesor dr. SAVA ATHANASIU a binevoit a-mi încredința pentru studiu regiunea dela curbura sudestică a Carpaților Români, cuprinzând districtul Râmnicul-Sărat și partea limitrofă a districtului Putna, cu scop de a se stabili o legătură mai precisă între rezultatele obținute în Moldova sudică și centrală deoparte și regiunea din Buzău și Prahova de altă parte. Incă dela primele cercetări pe teren am întâlnit o serie de probleme științifice de un interes capital pentru cunoașterea geologică a regiunii. Pe măsură ce lucrările avansau, problemele izolate se grupau în jurul câtorva puncte cardinale, care domină, determinând existența complexului de chestiuni. Ele sunt:

1. Dispoziția zonală a formațiunilor geologice, cu cele mai vechi formațiuni spre interior și cele mai noui spre exterior.

2. Cutarea isoclinală și încălecarea zonelor mai vechi și interne peste zonele mai noui și externe, ceeace a provocat deplasarea spre exterior a axului geosinclinalului Carpatic și al formațiunilor ce i s'au adăugat (Legea MRAZEC).

3. Desvoltarea curburii sudestice a Carpaților orientali prin apariția unor fracturi transversale și scufundarea capătului terminal al acestui lanț, ceeace au avut ca urmare:

Institutul Geologic al României

4. Revărsarea apelor geosinclinalului miopleocenic din spre exterior spre interior (în sens invers deplasării axului geosinclinalului Carpatic) în regiunea dela sudvest de curbură (începând dela V. Râmnicului spre Buzău și Prahova). Aceasta echivalează cu suprapunerea unei părți din geosinclinalul mio-pliocenic peste zonele externe ale Flișului scufundat. Toate aceste probleme sunt la rândul lor un corolar al succesiunii mișcărilor tectonice, ce au influențat lanțul carpatic în general și regiunea dela curbura sudestică în special.

In adevăr, mișcările generale ale scoarței ca și mișcările tectonice din regiune sunt acelea, care au determinat răspândirea basenelor marine și a continentelor, deci au definit repartiția faciesurilor petrografice și paleontologice și prin aceasta au schițat însăș evoluția geologică a regiunii.

Deaceea, în studiul acesta am căutat să dau desvoltarea ce i se cuvine capitolului «Tectonica». Insăș repartiția geografică a formațiunilor geologice, ca și succesiunea lor și a orizonturilor lor le-am urmărit la lumina aceloraș fenomene tectonice capitale. Pe de altă parte urmărind efectele ce le-au avut mișcările tectonice asupra evoluției morfologice a regiunii am ajuns să pun în evidență fenomene nerelevate până acum în regiunile Carpaților Flișului și în Subcarpați, anume: nivelarea zonei marginale a Flișului și transformarea ei într'o suprafață de erosiune continentală (Mușa-Monteoru-Frumoasele) în timpul Levantinului superior și nivelarea zonelor pericarpatice și subcarpatice printr'o rețea hidrografică longitudinală, care a produs terasele înalte și Podișul Râmnicului în Cuaternarul inferior.

Rezultatele pe care le dau în lucrarea de față sunt urmarea cercetărilor începute din 1913 (după campania militară din Bulgaria) și continuate cu intensități variabile, din cauza evenimentelor, în 1914, când d-l prof. S. ATHANASIU a binevoit a vizità regiunea pe timp de o săptămână, dându-mi posibilitatea de a beneficià chiar pe teren de prețioasele d-sale sfaturi; apoi în 1915 și în 1916 când au fost întrerupte aproape fără speranțe de a revenì.

După răsboiul mondial, încheiat atât de fericit pentru noi, cercetările le-am reluat în campania de lucru din 1919, când am putut revizuì fundamental întreaga regiune și am dat forma definitivă hărții geologice a regiunii. Insfârșit în 1923 au fost întregite și verificate cu observațiuni noui făcute în Putna, Bacău și Bucovina unde am fost singur sau însoțind pe d-l prof. I. P. VOITEȘTI într'o escursiune de mai bine de o lună..

Parte din rezultatele obținute au fost făcute cunoscut prin rapoartele anuale publicate în Anuarul Institutului Geologic, Raportul Directorului pe 1913, 1914, 1915, 1916, 1919 și 1923, și printr'o comunicare preliminară publicată în Dările de seamă ale Ședințelor Institutului Geologic pe 1915—16.

Ridicările pe teren au fost făcute pe hărțile Institutului Geografic al Armatei Scara 1:20.000 foile:

Coloana L', Seria XXXI; Col. M', Seria XXIX, XXX, XXXI, XXXII; Col. N', Seria XXVIII, XXIX, XXX, XXXI, XXXII; Col. O', Seria XXIX,

Institutul Geologic al României

XXX, XXXI, XXXII și Scara 1:50.000 foile: Col. S. Seria XV și Col. T. Seria XIV, a căror execuție precisă mi-a permis să urmăresc în detalii problemele geologice și corelațiunea rezultatelor.

Studiul materialului colectat și întocmirea hărții Geologice au fost făcute în Laboratorul de Geologie al Universității din București, sub auspiciile d-lui profesor S. ATHANASIU până în toamna anului 1919, când am trecut la Cluj, unde mi-am continuat cercetările în Institutul de Geologie al Universității de sub conducerea d-lui profesor VOITEȘTI.

Cheltuelile acestor cercetări pe teren au fost susținute cu o largă bunăvoință de Institutul Geologic al României de sub direcțiunea d-lui profesor Dr. LUDWIG MRAZEC, iar harta geologică și profilele au fost executate în manuscript în Institutul de Geologie dela Cluj.

Cu această ocaziune îmi îndeplinesc o plăcută datorie de a-mi exprimà și pe această cale sentimentele mele de gratitudine tuturor, care m'au ajutat în ducerea la bun sfârșit a acestei lucrări și în special:

Iubitului meu profesor d-lui Dr. SAVA ATHANASIU, care dela început mi-a acordat încrederea și sprijinul vastei sale experiențe și care prin sfatul său stăruitor în bunătate a învins recalcitranța vremilor. Pentru idealismul pe care a știut să-l semene din belșug și pentru îndrumările ce mi le-a dat cu o nobilă bunătate îl rog să binevoiască a primì omagiile mele de adâncă recunoștință și gratitudine.

Cu aceleași sentimente aduc omagiile mele de vie recunoștință și gratitudine ilustrului și iubitului meu profesor d-lui Dr. LUDWIG MRAZEC, pentru prețiosul ajutor material, ce mi l-a pus la dispoziție în calitatea sa de Director al Institutului Geologic al României, precum și pentru îndrumările și încurajările, ce mi l-ea dat relativ la problemele de tectonică a Carpaților.

Domnului profesor SABBA ȘTEFĂNESCU îi exprim toată gratitudinea și recunoștința pentru spiritul științific al lecțiunilor sale, care mi-au fost o valoroasă călăuză în cercetările mele.

Deasemenea d-lui prof. Dr. I. POPESCU VOITEȘTI îi exprim sentimentele mele de adâncă mulțumire și recunoștință, pentru înțeleptele sale sfaturi, ce mi le-a dat în nenumărate ocaziuni, pentru posibilitățile ce mi-a procurat de a vizità împreună cu d-sa o bună parte din Carpații orientali, cât și pentru ajutorul material, ce mi l-a pus la dispoziție cu multă bunăvoință în Institutul de Geologie dela Cluj.

Exprim mulțumirile mele călduroase administrațiilor din districtul Râmnicul-Sărat și Putna, pentru concursul prețios ce mi l-au dat, cât și harnicei și ospitalierei populațiuni locale, care m'a primit totdeauna cu inimă bună, chiar în timpurile grele de după războiu.

Cluj, 1 Martie 1925.

Institutul Geologic al României

CAPITOLUL I

MORFOLOGIA REGIUNII

A. *Orografia*

Regiunea, ce îmi propun să studiez în lucrarea de față, se află așezată în partea externă a cotului sudestic al arcului Carpatic, unde capătul sudic al Carpaților Orientali, de direcțiune aproape N—S, se curbează spre W, pentru a se racordà cu Carpații Meridionali.

Ea cuprinde întreg județul Râmnicul-Sărat precum și partea de sud a județului Putna, ale cărei ape se scurg spre basenul Văii Milcovului.

Limitele sale sunt date spre vest de culmea Munților Furul și Monteorul, spre SV de dealurile, ce formează linia despărțitoare a apelor între basenul Râmnicului și basenul Slănicului, spre nord dealurile, ce despart basenul Milcovului de cel al Putnei cu Zăbala, iar spre est de Câmpia Română.

Astfel mărginită ea constitue o regiune de trecere între Moldova de sud și Muntenia de răsărit, însușire ce se evidențiază atât în morfologia cât și în constituția sa geologică.

In relieful său înalt și destul de neregulat, la prima vedere, am putut distinge următoarele unități morfologice:

1. **Zona muntoasă** propriu zisă, cuprinzând zona marginală a Flișului paleogen.

2. **Zona colinară** [1]) în care am putut separà spre interior:

A. Zona pericarpatică sau a subcarpaților interni, cuprinzând:

a) Culmea pericarpatică sau Culmea colinelor interne și

b) Depresiunea Jitia-Bisoca, ce face parte din depresiunea Vrancea.

Spre exterior am separat:

B. Zona colinelor subcarpatice propriu zise sau subcarpații externi, cuprinzând la rândul lor:

a) Culmea colinelor externe sau periferice;

b) Basenul de erosiune al Râmnei și

c) Podișul Râmnicului, care se pune în contact spre est cu

---

[1]) Pentru prima dată determinarea și caracterizarea acestor unități morfologice s'a făcut în: Raport asupra lucrărilor pe teren din vara anului 1923. [53]

Institutul Geologic al României

3. **Câmpia Română.** Caracterele generale ale unităților morfologice enumerate mai sus sunt următoarele:

1. **Zona muntoasă.** este așezată în partea vestică a regiunii, în continuarea spre sud-vest a zonei marginale a Flișului paleogen din Carpații Orientali ai Moldovii de sud.

Joncțiunea munților Râmnicului cu Munții Vrancii se face într'un chip interesant de amintit. Direcțiunea generală a acestora până în Valea Zăbalei este aproximativ N—S. De aici încep Munții Râmnicului a căror margine face, în lungul Văii Zăbala, un eșind puternic spre Est de aproape 5 km. El se păstrează pe distanța de 20 km. cu direcțiunea NNE—SSV până la Recea (Bisoca), unde eșindul se închide, marginea munților din Râmnic punându-se în legătură cu munții din Buzău la Jgheabul. Contactul marginei muntoase cu zona de depresiune Jitia-Bisoca din est se face mai totdeauna printr'o denivelare puternică de 200—500 m., în lungul marei dislocații a zonei marginale a Flișului paleogen.

Privită în general zona muntoasă prezintă aspectul unui masiv compact și înalt cu spinarea retezată. Ea este alcătuită în partea centrală din culmea Furului (1414 m) și Plaiul Monteorului (1334 m), care spre interior se continuă cu Plaiul Mușa mică (1438 m), Mușa mare (1498 m), etc. până la marginea munților înalți, formați din Mt. Giurgiu (1723 m), Mt. Penteleu (1775 m) și Mt. Sboina Frumoasă (1660 m).

Spre exterior spinarea sa a fost brăzdată de apele curgătoare și separată în creste dispuse după două șiruri: unul intern cu Vf. Măceșul (1358 m), Piatra Bală (1371 m), Piatra Belciu (1368 m) și altul extern cu Vf. Curcubăta (1244 m), Vf. Carâmb u(1213 m), Piatra Neculele (1304 m), Vf. Stejicul mare (1231 m), Vf. Stejicul mic (1090 m) și Vf. Negru (1083 m).

Astfel se constată că întreagă suprafața spinării muntoase e dispusă în trei trepte, a căror denivelare totală atinge maximum de 200 m și care aparține unei suprafețe de erosiune continentală, pe care am denumit-o: Suprafața de erosiune Mușa-Monteoru-Frumoasele, o adevărată peneplenă (în sensul lui H. W. Davis) a cărui vârstă o socotesc cuprinsă între Tortonianul superior și sfârșitul Levantinului, dar care a fost desăvârșită în timpul Levantinului superior. Părerea aceasta este verificată prin depunerea în acel timp și la marginea colinelor a enormelor cantități de prundișuri torențial-lacusre levantine, a căror origină stă în legătură tocmai cu erosiunea continentală intensă a zonei marginale a Flișului paleogen dela curbura Carpaților.

2. **Zona colinară.** Intre marginea munților și Câmpia Română se întinde pe o lărgime cuprinsă între 25—30 km o zonă de dealuri cu înălțimile cuprinse între 1000 m și 500 m. Deși la prima vedere pare o îngrămădire fără ordine de dealuri înalte și văi adânci — așezate fie în depresiuni tectonice, fie pe traiectul unor văi vechi (din Cuaternarul inferior); totuș urmărite mai

Institutul Geologic al României

deaproape se constată o dispoziție destul de regulată, ce permite să distingem în zona colinară două zone secundare:

A. Zona Pericarpatică sau a Subcarpaților interni constitue din punct de vedere morfologic o zonă de coline înalte, limitată spre vest de marginea cu mult mai înaltă a zonei muntoase, pe când spre est se pune în contact cu colinele subcarpaților externi în lungul dislocației pericarpatice.

Luând în considerare înălțimile mari la care se găsește această zonă — înălțimi cuprinse între 750—976 m — constatăm că ea formează o zonă de tranziție între zona Carpatică, cu înălțimi de peste 1000 m, și zona Subcarpatică propriu zisă.

Lărgimea zonei pericarpatice variază între 6 km la Bisoca și 8 km la Zăbala. In lungul său am putut distinge două aspecte morfologice deosebite și anume: o culme de coline înalte, pentru care propun numele de Culmea pericarpatică sau Culmea colinelor interne așezată la marginea externă spre subcarpați și o depresiune cuprinsă între această culme și marginea muntoasă, căreia îi propun numele de Depresiunea pericarpatică dela Jitia-Bisoca.

a) Culmea pericarpatică sau a Colinelor interne este o continuare spre sud a culmei de dealuri înalte pe care d-nii MRAZEC și TEISSEYRE [61. pag. 11-32], DE MARTONNE [64. pag. 110], S. ATHANASIU (13. pag. XXXV următ.] și alții au observat-o la marginea externă a depresiunii Vrancea dela V. Casinului până în V. Râmnicului.

In studiile mele am putut-o urmări și cercetă dela Bisoca, unde aproape se fixează pe marginea muntoasă prin Vf. Recea (Bisoca 973 m) și până în V. Șușița.

Pe porțiunea cuprinsă în județul Râmnicul-Sărat și în partea de sud a jud. Putna rețeaua hidrografică actuală a brăzdat transversal această culme, împărțind-o în mai multe segmente, ce se prezintă cu o oarecare individualitate.

Pornind dinspre Buzău spre Putna ele sunt:

Masivul Bisoca se întinde la sud-vest de Valea Râmnicului, cuprinzând Vf. Bisoca (973 m), Mt. Ulmușorul (945 m), D. Drăganului (945 m) împreună cu D. Stânei (876 m) și D. Văii Rele (871 m) dinspre Sările și până la Piscul Șoimăriei pe Râmnic, la Jitia mică.

Culmea Dealului Roșu (925 m) alungită între V. Râmnicului și V. Motnăului pe o lungime de peste 8 km.

Masivul Gârbova (974,4 m) cuprins între V. Motnăului și V. Milcovului la Scruntar, constitue cel mai important masiv cu vârful cel mai înalt din întreaga culme și

Muntele Raiuțu (966m) ce stă ca o strajă înaltă între văile adânci și largi ale Putnei, Zăbalei și Milcovului cu afluenții săi Reghiu și Milcovelul.

Institutul Geologic al României

SCHIȚA GEOLOGICĂ A REGIUNEI ȘARUL-DORNEI (JUD. C.-LUNG.)

DE

DR. MIRCEA SAVUL.

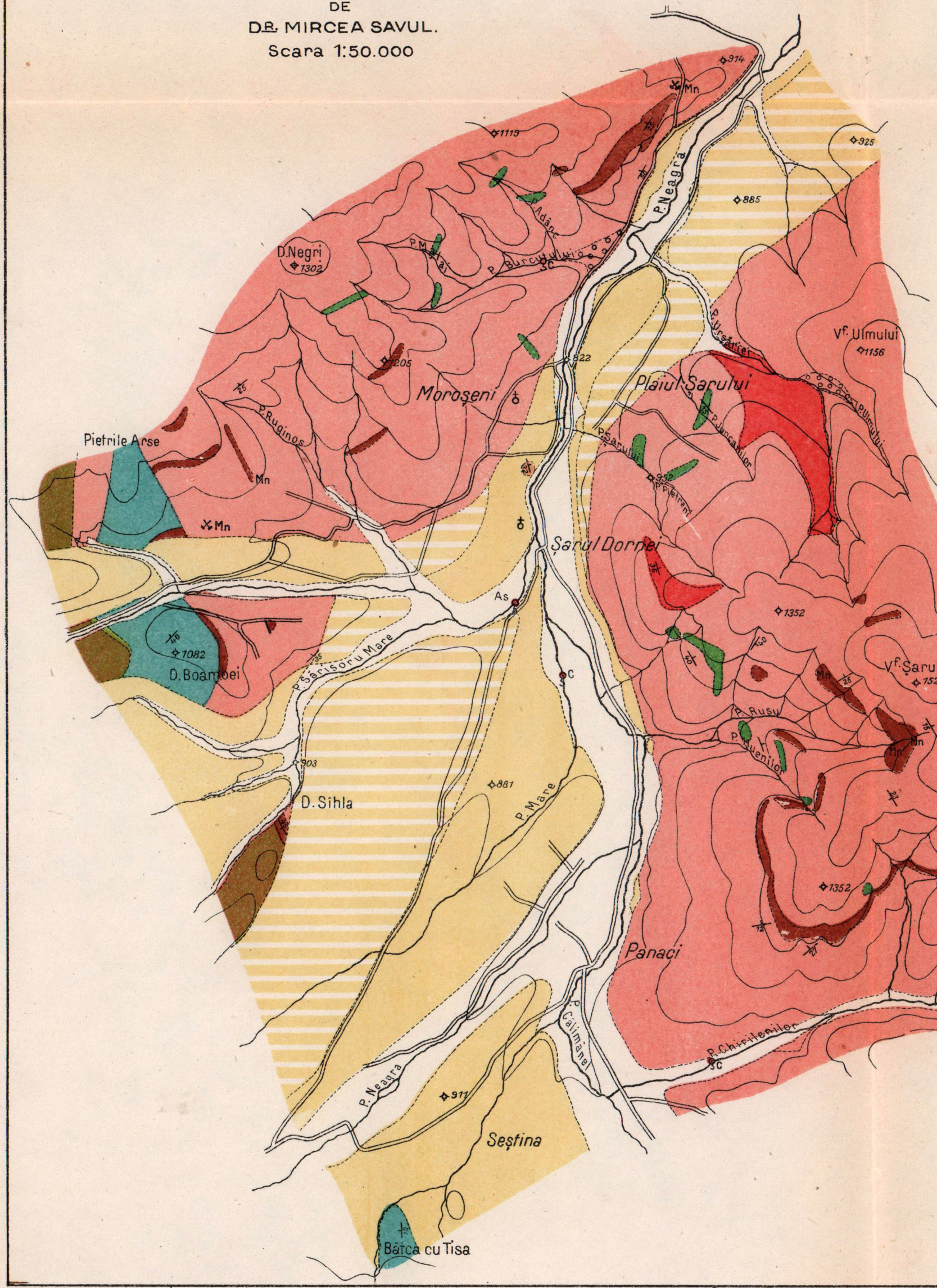
Scara 1:50.000

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE ȘARUL DORNEI (DISTR. C.-LUNG)

PAR

DR. MIRCEA SAVUL

Échelle 1:50.000



LEGENDA (LÉGENDE)

- Aluviuni — Alluvions
- Terase inferioare — Terrasses inférieures
- Terase superioare — Terrasses supérieures
- Eocen — Éocène
- Cretacic — Crétacé
- Calcare și dolomite — Calcaires et dolomies
- Șisturi cuarțitice negre — Quartzschistes noirs
- Epigneisuri filitice și cuarțite sericitoase — Épigneiss phylliteux et quartzites à sericite
- Conglomerat metamorfozat — Congl. métamorphisé
- Epigneisuri eruptive — Épigneiss d'origine éruptive
- Amfibolite — Amphibolites
- Inclinarea stratelor — Inclinaison des couches
- As — Izvor arsenical — Source arsénicale
- C. — Izvor carbonatat — Source carbonatée
- Mn — Carieră de mangan părăsită — Carrière de manganèse abandonnée
- Mn — Mangan — Minerais de manganèse
- As — Arsenic — Minerais d'arsenic

Dess: A. HAGIU

Impr. Atel. Inst. Geologic al Rom.

Institutul Geologic al României

Din punct de vedere petrografic Culmea pericarpatică este caracterizată prin rocele dure mediterane, sarmatiane și chiar meoțiane (gresii, calcare, conglomerate și tuf dacitic), iar tectonicește prin prezența dislocației pericarpatice în lungul căreia apar numeroase masive de sare, iar zona pericarpatică încalecă peste zona subcarpatică.

b) Depresiunea pericarpatică dela Jitia-Bisoca. La marginea externă a zonei muntoase se întinde o zonă joasă, a cărei suprafață se află așezată între 700—800 m. Ea începe dela Bisoca cu o lărgime abiă de 500 m. și se continuă spre NNE peste Jitia, unde atinge o lărgime de 3—4 km, până la Zăbala, continuându-se cu depresiunea Vrancei din basenul Putnei.

Fundamentul său este alcătuit în general din roce moi ale Mediteranului, așezate într'o largă zonă sinclinală pericarpatică, cutată intens și la marginea vestică încălecată de zona marginală a Flișului paleogen. Astfel ea constitue un fragment din marea depresiune cunoscută sub numele de Depresiunea subcarpatică.

Caracterul ei de depresiune la marginea munților se datorește scufundării, ce s'a produs spre marginea sa internă în Postpliocen, după cum a demonstrat prof. MRAZEC [55] mai întâiu și mai târziu d-l I. POPESCU VOITEȘTI [73. pag. 262], pentru regiunea Câmpulungului. Consecința acestui fenomen, general în tot lanțul Carpaților, a fost desăvârșirea caracterului de depresiune la marginea munților și o denivelare, uneori foarte mare, între suprafața sa scufundată și suprafața marginei munților rămasă în relief pronunțat.

Comparând fenomenele, ce au avut loc în depresiunea Jitia-Bisoca cu cele din depresiunea Vrancea propriu zisă, constatăm tot mai mult analogia și legătura lor în timp.

Astfel depresiunea Jitia a fost și ea nivelată de un curs longitudinal de apă, care a lăsat terasa aluvială înaltă dela D. Podu (768 m) în dreptul Neculelor, așezată cu vreo 150 m deasupra Păr. Palanca și cu aproape 250 m deasupra Văii Râmnicului.

Această terasă o consider echivalentă cu terasele înalte din D. Paltin, D. Dumi și D. Râpa Roșie din depresiunea Vrancei, ceeace permite să stabilim legătura și din punct de vedere al evoluției morfologice între depresiunea Jitia-Bisoca și depresiunea Vrancea.

Pentru aceste motive vom estinde denumirea veche de depresiunea Vrancea și vom înțelege sub acest nume depresiunea pericarpatică, ce se întinde la marginea externă a zonei muntoase dela Bisoca până la Nord de Valea Șușița, cuprinzând trei depresiuni secundare — altădată unite, azi cu o oarecare individualitate morfologică — și anume: depresiunea Vrancei, sensu strictu, în centru, a Sovejii la Nord și a Jitiei-Bisoca la Sud [1]).

---

[1]) E. DE MARTONNE a recunoscut cel dintâiu legătura temporară hidrografică între depres. Vrancea și cea a Sovejii; legătura lor și spre sud cu depres. Jitia i-a scăpat,

Institutul Geologic al României

B. Zona Subcarpaților externi sau Subcarpații propriu zișI.

Intre zona pericarpatică la Vest și Câmpia Română la Est, dela Buzău și până la Nord de Trotuș am deosebit o zonă de coline ale căror înălțimi variază între 400—700 m, iar în mod excepțional în Măgura Odobeștilor ajung la 1001 m.

Dacă din punct de vedere morfologic ele se prezintă cu aceleași caractere de coline înalte ca și colinele din zona pericarpatică — numai cu nivelul în descreștere ușoară — din punct de vedere stratigrafic și tectonic totul pledează pentru separarea lor ca zonă aparte, căreia i-am păstrat denumirea de zona colinelor subcarpaților externi sau Subcarpații propriu zișI.

Stratigraficește această zonă este formată din depozitele sarmațiane și mai ales pliocene, la care se mai adaugă și depozite cuaternare. In schimb se constată lipsa completă a depozitelor mediterane, care probabil se află numai în profunzime și a depozitelor Flișului paleogen, care probabil lipsesc și din fundament [63. pag. 548].

Un alt caracter negativ al Subcarpaților este lipsa și pe cale tectonică a elementelor paleogene ale Flișu'ui carpatic, care se pare a se oprì la dislocația pericarpatică, unde în fundament s'ar pune în contact cu Platforma Podolico-Rusă (prin Podișul Moldovei) și cu prelungirea spre nord-vest a Platformei Dobrogene.

Totalul acestor caractere pozitive și negative ale Subcarpaților arată că, aici avem aface cu un adevărat geosinclinal extracarpatic, în care s'au depus sedimente'e sarmatiane și pliocene probabil peste un fundament Moldodobrogean.

In morfologia acestei zone se pot distinge următoarele forme de relief:

a) Culmea colinelor periferice sau externe, se întinde din V. Călnăului spre NNE și N până spre nord de V. Trotușului cu o continuitate mai puțin clară ca a culmei pericarpatice, din cauza erosiunilor puternice mai vechi și mai noui, care au brăzdat-o și au făcut-o să se prezinte mai mult ca o înșirare de vârfuri despărțite prin văi adânci și largi.

Pe porțiunea cuprinsă între Călnău și Putna aceste vârfuri urmează în modul următor:

Vf. Baba (621 m) între Călnău și Râmnic, Vf. Căpățâna Gurguiata (595 m) între Râmnic și Râmna, Vf. Măgura de pe Râmna (524 m) împreună cu Vf. Deleanului (698 m) între Râmna și Milcov și Măgura Odobeștilor (1001 m), care se așează ca un masiv puternic la marginea zonei de maximă scufundare a Câmpiei Române, între Milcov și Putna.

Din punct de vedere geologic culmea aceasta este alcătuită din nisipurile și prundișurile levantine, uneori întărite și transformate în conglomerate,

Institutul Geologic al României

deranjate tectonicește în bloc, astfel că au o așezare în culise spre exterior, până dispar cu o slabă înclinare sub depozitele Câmpiei Române. Acestea sunt de fapt și cele două cauze esențiale, care determină relieful înalt al acestei culmi și anume: porositatea stratelor și transformarea lor pe alocuri în conglomerate, precum și dislocarea și ridicarea lor la înălțimi de cel puțin 1000 m prin mișcările post-pliocene.

b) Basenul de erosiune intercolinar al Râmnei. Intre culmea pericarpatică la vest și culmea colinelor periferice la est se desvoltă o suprafață de erosiune cu direcțiunea dela N la S, ce retează capetele stratelor Pliocenului superior, ridicate în picioare în tot lungul Văii Milcovelului și Văii Râmna.

Ea începe din Plaiul Măgurei — la sudul Văii Putna, se continuă în lungul Văii Milcovelului apoi taie transversal Valea Milcovului pe la Mera și Valea Largă, retează Dealul Deleanului pe la Poiana Caba și P. Bărcului, iar deacolo peste botul Dealului Târâtu și Dealul Lung se lasă spre Constandoiul. Deaici se dirijează spre SV pentru a retezà culmea colinelor periferice pe la Bordești, pe unde iese în Câmpie.

Capătul nordic al acestei suprafețe se află cam la 600 m altitudine sub Plaiul Măgurei, și se înclină treptat spre sud, astfel că în Dealul Deleanului ea se află cam la 500—520 m; iar la Bordești ajunge la 301 m. Lungimea sa totală atinge aproape 50 km, iar lărgimea este cuprinsă între 1½—3 km. Aceasta înseamnă că panta sa nu atinge mai mult de 4 m pe 1 km, ceeace caracterizează în general cursurile ajunse la maturitate. Aci maturitatea vechiului curs este confirmată și de faptul, că pe toată întinderea suprafeții de erosiune se găsește un lut (lehm) roșcat aluvial, gros de 2—4 m, ce acoperă capetele nivelate a stratelor argilo-nisipoase ale Dacianului și Levantinului inferior.

Caracterele lutului și transgresivitatea lui peste capetele stratelor în picioare, ne permite să stabilim fără nici o îndoeală, că avem a face cu o nivelare datorită erosiunii produsă de un curs de apă în lungul zonei colinelor subcarpatice dela N la S, într'o perioadă anterioară regimului hidrografic actual.

Pentrucă Valea Râmna cu afluenții ei este moștenitorul cel mai important al vechei văi nivelatoare, numesc această suprafață nivelată: suprafața de erosiune a Râmnei.

Este interesantă trecerea acestei suprafețe spre Câmpia Română.

Dejà la Bordești suprafața capătă o întindere de câțiva km în lărgime și cum e așezată abià la 300 m altitudine, produce o largă brăzdătură transversală în culmea periferică cu o denivelare de 200—300 m. Mai departe spre est suprafața ia forma unui mare con de dejecțiune, ce se înclină lărgindu-se spre Câmpie. Acest aspect ne demonstrează că nivelul de bază al vechiului basen de erosiune al Râmnei erà suprafața Câmpiei, unde materialul cărat din zona colinară erà depus sub forma unui con de dejecțiune la piciorul pantei.

Institutul Geologic al României

Importanța acestui con de dejecțiune în crearea unei noui forme de relief o vom vedeà imediat.

c) Podișul Râmnicului. Contactul zonei colinelor subcarpaților externi cu Câmpia Română se face printr'o suprafață de nivelare cu aspect de terasă înaltă sau de podiș, ce domină cu înălțimea sa zona de Câmpie și care se întinde în tot lungul marginei externe a colinelor dela Valea Câlnăului până la nord de Valea Trotușului, având o desvoltare tipică între liniile de nivel de 300 m și de 100 m.

El a fost observat de prof. E. DE MARTONNE și apoi de G. VĂLSAN, care i-a dat și numele de Podișul Râmnicului [III. pag. 48].

Suprafața sa taie sub un unghiu apreciabil capetele stratelor de Cândești de pe versantul extern al culmei periferice și se lasă spre Câmpie cu o înclinare cu mult mai redusă decât a stratelor erodate.

Ca constituție geologică Podișul Râmnicului este alcătuit din materialul remaniat pe contul prundușurilor torențiale ale Levantinului superior și depus sub formă de nisipuri și pietrișuri roșcate, ori sub formă de lehm (lut) loesoid, ce se observă încă dela înălțimile cele mai mari ale culmii periferice. La partea superioară a acestor depozite se așterne loesul, mai bine desvoltat spre partea dinspre Câmpie a podișului și redus până dispare în spre interior.

Un caracter, important pentru origina Podișului, este desvoltarea mare a sa acolo unde apare conul de dejecțiune al vechiului basen al Râmnei. Astfel, în dreptul Bordeștilor, Podișul câștigă enorm în suprafață, întinzându-se până spre est de Plăinești.

Fenomenul se repetă cu o desvoltare și mai mare la conul de dejecție al Buzăului cu Câlnăul și la acel al Putnei, care se întinde până la nord de Șușița.

Suntem conduși deci a admite că, Podișul Râmnicului este o suprafață de erosiune și de nivelare, rezultată din unirea mai multor conuri de dejecțiune în lungul marginii externe a Culmei periferice, la contactul acesteia cu Câmpia Română. Nivelarea și unirea pe alocuri a acestor conuri s'a făcut prin materialul adus de pe versantul extern al Culmei periferice de apele sălbatece, care au ros-o concomitent cu producerea suprafeței de erosiune a Râmnei și a teraselor înalte dela Jitia (D. Podul, la Necule) și din Vrancea.

3. **Câmpia Română** constitue unitatea morfologică, ce urmează imediat în afara Podișului Râmnicului. Studiul său, depășește însă limitele acestei lucrări.

B. *Hidrografia*

Intr'o regiune al cărei relief cuprinde trei culmi principale, așezate aproape paralel cu direcțiunea generală a Carpaților și cu înălțimi descrescânde dela interior spre exterior, este natural ca rețeaua hidrografică actuală să fie profund influențată și adaptată acestei dispoziții orografice.

Institutul Geologic al României

Mai întâiu basenele de alimentație se vor desvoltà în lungul acestor trei culmi, așà fel că cele mai mari și mai bogate văi în apă vor aveà obârșia în culmea cea mai internă, care e și cea mai înaltă, și deci cu mai multe mijloace de alimentare cu apă, pe când cele dinspre exterior au basene de alimentație de o importanță descrescândă.

Pe de altă parte, traseul văilor în multe părți este influențat de dispoziția longitudinală a culmilor și basenelor vechi de erosiune, căutând să se adapteze acestui sistem orografic.

Dar condițiile noui orohidrografice stabilind centre noui de alimentare și de acumulare a văilor, rețeaua hidrografică actuală va fi în luptă continuă cu vechile forme de relief, pe care uneori le evită, alteori se adaptează lor curgând paralel cu culmile, până ce găsește locul spre a le tăià transversal tot mai adânc, pentru ca apoi să le rotunjască și să le transforme cu timpul într'o nouă suprafață de erosiune.

Asistăm așadar la o adevărată luptă între rețeaua hidrografică actuală care este pronunțat transversală și relieful produs de vechea erosiune.

In afară de aceasta, asupra rețelii hidrografice dela curbura sudestică a Carpaților lucrează două serii de cauze opuse:

In primul rând sunt cauzele de divergență, ce residă în însăș curbura cutelor Flișului și revărsarea lor spre Câmpia Română, precum și în separarea prin fracturi transversale a întregii zone dela curbură ca o regiune înaltă, fenomene care creează un centru orografic de divergență pentru toate apele, ce-și au obârșia aici. Odată apele resfirate pe văi radiare, ajung în Câmpie unde cauzele de convergență a apelor încep acțiunea lor.

Aceste noui cauze sunt grupate în jurul fenomenului de scufundare al Câmpiei Române, prin mișcări de basculă, în lungul fracturii Focșani-Galați, către care sunt atrase toate apele din partea de răsărit a Câmpiei, precum și cele din sudestul Moldovei.

Influenții acestor factori orografici și tectonici se supun toate râurile principale dela curbură, începând cu Buzăul, apoi Râmnicul, Râmna, Milcovul, Putna și Șuțița, fiecare urmând în zona carpatică și subcarpatică o direcțiune radiară divergentă, cu mai multe sau mai puține devieri, după influența ce o are relieful vechiu, pe când în Câmpie toate se adună după direcțiuni convergente.

După locul de obârșie în legătură cu relieful descris văile pot fi grupate în trei grupe și anume:

1. **Văile care iau naștere din zona muntoasă** printre care socotim Valea Râmnicului și Valea Milcovului.

Valea Râmnicului ia naștere prin mai multe ramuri din M-tele Furu și M-tele Monteoru, primind o serie întreagă de afluenți din zona muntoasă și de pe partea internă a Culmei pericarpatice, ce se adună cu toții în depresiunea Jitia, care și în regimul actual joacă rolul unei zone de confluență

Institutul Geologic al României

în lungul Râmnicului. O altă serie de afluenți — mult mai redusă — vine de pe versantul extern al culmei pericarpatice și se adună mai ales pe distanța Chiojdeni-Dumitrești.

Râmnicul este o vale în general transversală, cu direcțiunea aproape NV-SE, ce face câteva coturi mari până ajunge în Câmpie. Aici, atras de centrul de scufundare dela Siret se curbează brusc mai jos de orașul Râmnicul-Sărat, făcând un unghiu de aproximativ 90° spre NE.

Valea Milcovului este a doua vale din regiune, care își are obârșia în zona muntoasă sub Plaiul Monteorului. Deaici, strânsă într'un canal îngust din cauza afluenților Râmnicului și ai Zăbalei, se îndreaptă aproape spre est până în dreptul Vârfului Gurbăneasa, de unde brusc se întoarce spre nord și NNE în lungul culmei pericarpatice, până la gura Reghiului. Deaici din nou se cotește spre est prin cheile dela Scruntar dirijându-se spre Odobești, de unde se curbează ușor spre sud cu un unghiu de 45°, trecând pe la sud de Focșani pentru a ajunge în Putna.

Și Valea Milcovului are aspectul general de vale transversală, totuș pe traseul său superior ea este o vale longitudinală și tectonică (porțiunea cuprinsă între Poiana Stoica și gura Păr. Reghiului). Altădată partea aceasta se scurgeà spre Zăbala și numai captarea produsă în favoarea Milcovului dinspre Câmpie a adus și apele Milcovului superior cu afluenții săi spre Odobești.

Prea puțin importanți sunt afluenții pe care îi primește Milcovul din Culmea pericarpatică, versantul intern. In schimb sunt mai mari și mai însemnați cei cari vin de pe versantul extern al acestei culmi sau și din culmea periferică, adunându-se toți în lungul vechiului basen al Râmnei între Vâlcăneasa și Arva.

2. **Văi cari iau naștere din culmea pericarpatică.** Aici avem Valea Râmnii, ce izvorăște din Dealul Chetroiului, iar prin afluentul său mult mai important, Valea Neagră, își are obârșia în Vf. Gârbova. Ea adună apele versantului extern al culmei pericarpatice și ale versantului intern al culmei periferice. Fiind o vale longitudinală, ce moștenește traseul vechi al basenului de erosiune al Râmnei, ea a ros adânc patul său mai mult decât oricare altă vale a regiunii.

Aspectul văii sale actuale, luată cu toți afluenții, este ca o ramură asimetrică de copac, la care axa principală are direcțiunea NNV-SSE cu partea inferioară ușor deviată spre SE până la Plăinești, de unde se întoarce deodată spre NNE făcând un unghiu de 110°, spre a se vărsà în Putna, nu departe de Milcov.

Curbura, ce o face Râmna la ieșirea ei în Câmpie este cea mai puternică pe care o face traseul vreunei văi din Muntenia de răsărit sub influența scufundării Câmpiei în regiunea Siretului inferior.

3. **Văile cu origina în culmea periferică.** Nici o vale mai importantă nu își are izvoarele în această culme, ci numai un număr destul de mare de vâlcele,

Institutul Geologic al României

uneori foarte adânci, o brăzdează pe versantul extern, ajungând chiar până la creastă. Printre acestea amintesc Păr. Coțatcu, Păr. Slimnicul, Păr. Oreavu, Păr. Dâlgovul, Păr. Dălhăuțu și Păr. Petroasa, cari nu au apă decât în anotimpii ploioși, pe când vara sunt văi uscate mai în toți anii.

De îndată ce ajung în Câmpie, cele mai multe se pierd într'o zonă de lacuri, așezate aproape paralel cu limita între Câmpie și Podișul Râmnicului, nu departe de marginea externă a acestuia, pe când altele își târâie apele în timpurile ploioase până la traseul vreunei văi principale.

Fenomene de captare a văilor.

Intr'o regiune cu văi tinere și mișcări intense ale scoarței, mișcări ce și astăzi sunt cele mai frequente din toată țara, se înțelege ușor cât de numeroase trebuie să fie captările. Nu vom sta să discutăm și nici să enumerăm toate aceste captări, constatate în regiune, pentrucă aceasta se va facă e cu altă ocaziune. Voiu amintì însă de captarea, ce a exercitat-o Valea Râmnicului asupra Văii Martinului, la punctul la Lună; altădată V. Martinului curgeà spre P. Coita și V. Slănicului, din Buzău. Deasemenea captarea V. Reghiului, ca și a Milcovului superior de către Milcovul mijlociu la punctul la Scruntar; altădată Milcovul superior și Reghiul se scurgeau spre Zăbala.

Acestea sunt câtevà exemple luate din timpul regimului actual hidrografic.

Suprapunerea rețelii hidrografice actuale peste vechea rețea, care a produs și relieful amintit, s'a făcut printr'un proces de captări de o importanță și mai mare.

Printre acestea putem amintì în treacăt: fragmentarea vechiului curs longitudinal, care a nivelat depresiunea Vrancea, în trei basene: al Șușiței al Putnei cu Zăbala și al P. Palanca cu Râmnicelul tributare Râmnicului; tot astfel fragmentarea vechei văi a Râmnei în V. Milcovelului și V. Râmnei de azi și așezarea între ele a Văii Milcovului.

Toate acestea au avut loc printr'o serie de captări, care au avut de scop să transforme o rețea hidrografică primitiv longitudinală într'una pronunțat de transversală.

CAPITOLUL II.

CONSTITUȚIA GEOLOGICĂ

A se vedea harta geologică.

Cercetările geologice, făcute în regiunea de curbură sudestică a Carpaților Flișului, mi-au dovedit că, ne aflăm în fața unei regiuni unde toate formațiunile geologice — începând cu Flișul paleogen și până la Cuaternar inclusiv — se găsesc complet desvoltate, iar uneori așà de complet și de ușor de separat, încât s'ar puteà comparà cu regiunile clasice, cunoscute la noi.

Este drept că ridicările geologice pe teren sunt însoțite de mari greutăți, și aceasta a fost poate unul din cele mai importante motive, că regiunea aceasta a rămas în urma altor regiuni, în ce privește studiul său geologic.

Institutul Geologic al României

Prin lucrarea de față, sper, să se acopere în parte lipsurile, ce le avem asupra geologiei acestei regiuni importante din lanțul Carpaților.

Depozitele întâlnite în regiune se pot repartizà la seriile cuprinse în tabloul de mai jos:

Sistem	Serie
Cuaternar	
Neogen	Pliocen
	Miocen
Paleogen	Oligocen
	Eocen
	Paleocen

SISTEMUL PALEOGEN

Caractere generale, răspândirea geografică

Stratele, ce aparțin sistemului Paleogen din această regiune de curbură, se prezintă sub faciesul F l i ș u l u i c a r p a t i c, o formațiune destul de bine cunoscută la noi și caracterizată mai ales prin roce marnoase argiloase, mai rar calcaroase, și prin gresii calcaroase sau silicioase, cărora se intercalează menilite, conglomerate verzi breciforme. In general ele sunt roce de de facies neritic, foarte sărace în fosile; iar sub acțiunea apelor de infiltrație se îmbibă și produc fenomene de curgeri sau de năruiri, cărora se datorește numele destul de vechi de Formațiune a Flișului. In regiunea de care ne ocupăm Flișul paleogen constitue zona marginală, pe care d-nii Sava Athanasiu, L. Mrazec și W. Teisseyre și L. Mrazec cu I. Popescu Voiteşti au distins'o în partea externă a Carpaților din Bucovina și până în Valea Dâmboviței.

După accepțiunea generală, în Flișul paleogen se admite, că se găsesc desvoltate două serii: seria eocenă la bază și seria oligocenă la partea superioară.

Desvoltarea lor coincide cu întinderea zonei muntoase, așezate în partea vestică a regiunii, iar limita lor externă, după cum se vede pe harta geologică alăturată, deși este în continuarea spre sud a limitei zonei marginale din Putna, totuș prezintă un eșind spre est, larg de aproape 6 km, care coincide cu cel amintit la marginea muntoasă din lungul Văii Zăbala. Acest eșind începe dela gura Par. Lapoșul (în V. Zăbala) și ține până spre marginea estică a dealului Râpa cu Corni (dela nord de Milcov). De aici marginea depozitelor paleogene se ține la marginea muntoasă până la Dealul cu Lacul Limpede (Recea), unde face intrândul amintit larg de 3½ km până în V. Coita.

Aici se unește cu massa cea mare a Flișului marginal, ce se continuă mai departe în direcția SV spre Lopătari.

Institutul Geologic al României

In lungul acestei margini Flișul formează eșinde și intrânde secundare, între care vom amintì: eșindul dela Podul Mândru (Vintileasca) și cel dela Recea, precum și intrândul dela Valea Sărățelul și dela V. Râmnicului (Pleși). Insfârșit Flișul paleogen mai apare sub forma unei insule, desprinsă cu totul de massa Flișului și înconjurată de jur împrejur de depozitele mediterane — e klipa de Paleogen din Dealul Pietrele Feti.

Coincidența, ce se observă între marginea muntoasă și marginea Flișului Paleogen pe tot lungul eșindului cuprins între V. Zăbala și Recea-Coita, ne dovedește valoarea deosebită a acestui fenomen pentru tectonica curburei Carpaților.

In interiorul zonei marginale depozitele Eocenului și Oligocenului sunt dispuse în cute faliate și încălecate dela interior la exterior, grupate în bande anticlinale de Eocen, despărțite prin bande sinclinale de Oligocen. Direcția lor variază între N. 20°—45° E și S 20°—45° V. și sunt tăiate sub un unghiu de aproape 25°—30° de marea fractură marginală a Flișului.

Din cauza interceptării cutelor de către marea fractură marginală, numai cutele interne pot fi urmărite pe întinderi mai mari în interiorul eșindului, pe când cele mai externe dispar spre nord, rămânând vizibile numai în colțul dela Recea (Bisoca) și cel dela Pleși.

Date istorice. Literatura geologică asupra Flișului paleogen cuprinde așà de puține referințe din regiunea de curbură a Carpaților, încât putem spune cu multă dreptate, că puține sunt regiunile Flișului, care să aibă o literatură mai restrânsă și mai incompletă ca regiunea aceasta.

Este drept, că în unele lucrări se amintește despre Flișul din Râmnic, dar aceasta numai spre a permite o concluzie generală și unitară pentru întreg Flișul carpatic.

Primele date geologice asupra regiunii, le avem dela Gr. Cobălcescu [27. pag. 65], care descriind Flișul paleogen din Buzău și Bacău constată că, are o desvoltare continuă între aceste regiuni, însă spre Buzău nu a putut găsì decât Formațiunea menilitică și gresia de Măgura (=kliwa), pe când în Bacău a întâlnit și marnele inframenilitice.

In 1884 membrii biuroului geologic lucrând în Buzău, Râmnicul Sărat și Putna au găsit, că Eocenul alcătuește Munții Purcelul, Carâmbul, Piatra Peni și e reprezentat prin șisturi menilitice și gresii, iar în Putna stratele cu Fucoide cuprind intercalațiuni de sare la Poenile Sării (95. pag. 17—20].

In 1885 Cobălcescu, revăzând regiunea din Buzău, găsește că gresia de Măgura și șisturile menilitice se întind dela Găvanu peste Piatra Neculelor, legându-se cu depozitele analoage de pe Milcov; face însă eroarea de a socotì Măgura Odobeștilor tot ca oligocenă, din cauza blocurilor numeroase de gresie de Kliwa, ce se găsesc din abundență în prundișurile Levantinului superior din această culme [28. pag. 273—276[.

Institutul Geologic al României

In 1897 SABBA ȘTEFĂNESCU [99. pag. 80—81] consacră pentru prima dată o descriere mai desvoltată Flișului paleogen din Râmnicul-Sărat, ca unul care făcuse ridicări geologice pe teren, necesare hărții geologice a României publicată de Biuroul Geologic. D-sa a putut distinge în M-tele Carâmbu la bază șisturile menilitice cu Pești, puternic cutate, deasupra o gresie cenușie cuarțoasă fără calcar și fără mică — gresia de Kliwa — iar la Piatra Neculelor șisturi marnoase, uneori micacee, peste ele șisturi menilitice și deasupra gresia de Kliwa. Stratele acestea le-a putut urmări la Pleși, Recea și în Mt. Monteoru, iar în Păr. Monteoru a găsit un bloc mare de gresie plin cu Numuliți. Intreg complexul acesta de strate îl atribue Oligocenului.

Cu această lucrare limita externă a Flișului Paleogen se definește cu mai multă preciziune, iar dacă pe harta, ce însoțește lucrarea sa, nu a putut fi reprezentată corect idea autorului, aceasta se datorește bazei topografice neexacte

In 1902 L. MRAZEC și W. TEISSEYRE [61 pag. 3—5] studiind masivele de sare din România ajung la concluzia că Flișul paleogen ar fi constituit din trei orizonturi principale, cum credeà și COBĂLCESCU, și ar aparține Eocenului și Oligocenului. Sarea paleogenă s'ar intercalà la diferite nivele.

Un profil luat de pe V. Zăbala, arată raporturile Eocenului cu masivul, de sare din Vrancea.

Mai târziu L. MRAZEC singur (56. pag. 19—20] revine asupra vârstei sării și o socotește miocenă, astfel că Paleogenului îi rămân numai cele trei orizonturi determinate mai înainte, iar masivele de sare dela marginea Flișului, ar fi numai încălecate de massa Flișului marginal.

In diferite alte lucrări și în discuțiunile dela ședințele Institutului Geologic al României prof. MRAZEC aduce contribuțiuni importante pentru cunoașterea structurii petrografice, stratigrafice și tectonice a Flișului carpatic în general cu referințe și la cel dela curbura sudestică [1]).

Contribuțiunile acestea au fost consemnate pe harta geologică internațională a Europei 1:1.500.000 foaia Moldovei, care reprezintă un progres neîndoios față de hărțile geologice anterioare ei.

Ele au fost sintetizate mai târziu într'o lucrare de tectonică a Flișului carpatic, făcută în colaborare cu I. POPESCU VOITEȘTI (63 pag. 528—559], care cuprinde și o schiță tectonică cu nouile vederi.

Pornind dela lucrările amintite și dela hărțile geologice apărute, cercetările mele au putut să urmărească mai în amănunțimi aspectul particular și deosebit de interesant, ce-l iau problemele generale ale Flișului paleogen în zona aceasta de maximă curbură a lanțului carpatic.

---

[1]) A se vedeà «Dările de seamă» a Ședințelor Inst. Geol. al Rom. Vol. I—XII.

Institutul Geologic al României

SERIA EOCENĂ

Depozitele dominante aparținând seriei eocene sunt marnele și gresiile calcaro-marnoase, cu variațiuni foarte numeroase, ajungând până la calcare veritabile în bancuri sau plachete. Lor se mai adaugă tipul conglomeratelor calcaroase cu elemente verzi intercalate la diferite nivele și cu diferite aspecte.

Coloarea lor se prezintă cu o variațiune destul de bogată a nuanțelor vânătă, verzue, roșcată și neagră, simple sau amestecate între ele în diferite proporțiuni. Dominantă este coloarea vânătă-verzue, iar când se intercalează și strate roșii și verzi atunci avem adevărate strate bariolate sau vărgate, sau «în vrâste» cum le spune populația din Jitia.

Dispoziția lor este în solzi: bande anticlinale cu numeroase cute secundare încalecă peste bande sinclinale de Oligocen, care le separă.

Din această cauză noi putem considerà în general două bande anticlinale eocene:

O bandă eocenă externă cu o frumoasă desvoltare la Vintileasca și

O bandă eocenă internă a cărei desvoltare tipică a fost urmărită în Vf. Monteoru și la Râpa cu Cătină.

BANDA EOCENĂ EXTERNĂ.

a) **Desvoltarea dela Vintileasca.** (Fig. 1.) Unul din cele mai complete și smai instructive profile, ce întâlnim în Flișul marginal din Râmnic, este enorma excarpațiune, ce ne-o prezintă însăș marginea sa externă în Vf. Piatra Neculele (1304 m) spre partea estică și sudică a acestui vârf, precum și în Vf. Urzicăria, dela sudul Pietri, tăiat de P. Purcelul și P. Vulturul și mărginit spre est de Podul Mândru dela Vintileasca.

Orizonturile, ce le întâlnim dela partea inferioară spre partea superioară sunt următoarele.

1. Orizontul marnelor vărgate inferioare. E_1. Pe Păr. Purcelul mai jos de confluența lui cu Păr. Furului și la baza D. Urzicăriei apare o creastă anticlinală diapiră alcătuită dintr'o serie de marne cenușii vinete calcaroase, cu Fucoide verzi, alternând cu marne liliachii dispuse în strate subțiri.

Printre ele se intercalează lespezi de gresii calcaroase micacee cu rare ieroglife, cu o desvoltare ceva mai mare spre partea superioară.

Grosimea întregului complex, cât se vede, atinge 40—50 m având direcțiunea în vale E 20° N și înclinarea 70° SSE, pe când în deal direcțiunea este N 35° E și înclinarea 45° SE.

Pe Păr. Purcelul, la confluența cu Păr. Furului, stratele acestea vin în contact anormal cu șisturile menilitice încrețite, ce formează baza Muntelui Purcelul și care la contact cu marnele eocene au înclinarea generală 40°—50° spre NW.

Institutul Geologic al României

Pe flancul extern apar stratele orizontului mijlociu al Eocenului, formând un mare sinclinal în D. Urzicăria.

Apariţia acestei lame diapire de marne, ce laminează în parte şi flancul intern al sinclinalului din D. Urzicăria, stă de sigur în legătură cu apariţia puternicului masiv de sare de pe P. Sărăţelul, puţin mai la vale de acest punct. (Fig. 1).

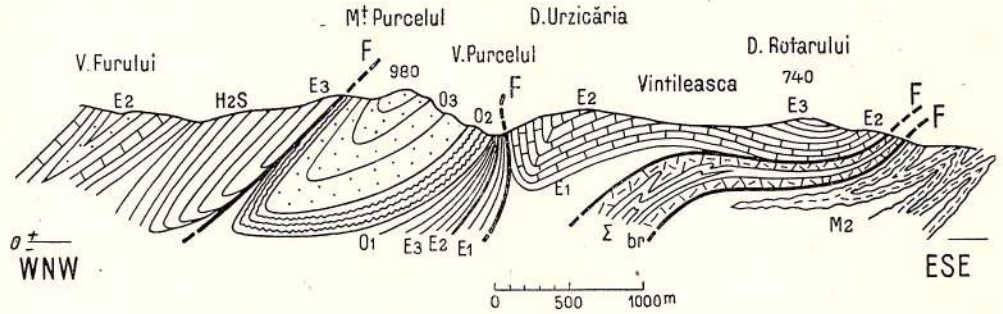


Fig. 1. Profil la marginea Flişului între Vf. Purcelu şi Vintileasca.

M_2 = Mediteraneanul II
O_3 = Oligocen sup. (gresie de Kliwa)
O_2 = Oligocen mediu (şist. menilitice)
O_1 = Oligocen inferior (strate inframenelitice)
F = falie
ϱ H_2S = izvor sulfuros.
E_3 = Eocen superior (Bart. sup. + Ludian)
E_2 = Eocen mediu şi inf. (Luteţian) — Bart. inferior)
E_1 = Paleocen.
Σ = masiv de sare.
br = brecia sării.

2. Orizontul mijlociu gresos calcaros. E_2. Deasupra marnelor vărgate inferioare urmează o serie de strate alcătuite din bancuri de calcare marnoase, gresii calcaroase, conglomerate gresoase breciforme, formate din roce verzi, cu grosimi ce variază între 0,20—1,20 m, şi despărţite prin marne calcaroase cenuşii, ce se desfac uşor prin lovire în plăci subţiri.

Conglomeratele verzi cuprind resturi de Foraminifere, între cari şi Nummuliţi, iar marnele în plachete au numeroase urme de Fucoide de mărimi deosebite şi de coloare verzue.

Toate rocele acestui complex sunt străbătute de numeroase crăpături umplute cu calcită, ceeace le dă un caracter deosebit de al marnelor argiloase ale orizontului inferior, ori de al celor nisipoase ale orizontului superior.

Colorile întâlnite în acest orizont sunt cenuşii deschis şi verzui deschis; rar sunt intercalaţiuni de marne negricioase cărbunoase.

Grosimea lor atinge aici 200 m şi formează sinclinalul cu flancul intern laminat, ce alcătueşte întreg D. Urzicăria.

3. Orizontul superior al stratelor cu ieroglife. E_3. Orizontului gresos calcaros din D. Urzicăria urmează spre P. Vulturului o serie de marne cenuşii-verzui închis, nisipoase şi deseori cu mică, având rare

Institutul Geologic al României

impresiuni de Fucoide, atunci când sunt curate fără nisip mult. Printre ele se intercalează gresii calcaroase în plachete subțiri de 5—20 cm, altele cu multă mică albă, din care cauză se separă cu ușurință în plăci subțiri, cu structura curbicorticală (strzalka) și cu ieroglife mecanice sau produse prin acțiunea animală.

Rocele acestea sunt colorate în cenușiu-verzui, când sunt proaspete și în galben-verzui murdar, când sunt alterate.

Printre marnele cenușii-verzui se intercalează și marne liliachii, în general fără Fucoide, precum și bancuri de conglomerate brecioase cu elemente verzi și cu Foraminifere și Lithothamnium. Intreg complexul constitue stratele superioare cu iergolife (Oberehieroglyphen Schichten) ale Eocenului, descrise de geologii austro-galițieni și apoi de geologii români în F.ișul carpatic.

Grosimea lor atinge aici aproape 100 m. In păr. Vulturului, către partea lui superioară, ele formează un anticlinal normal, stratele din axă fiind alcătuite din marne vărgate, verzui și liliachii cu direcțiunea aproape NE verticale, pe când mai în sus se înclină cu 28° spre SE iar mai în josul pârâului cu 25° spre NW (Fig. 2).

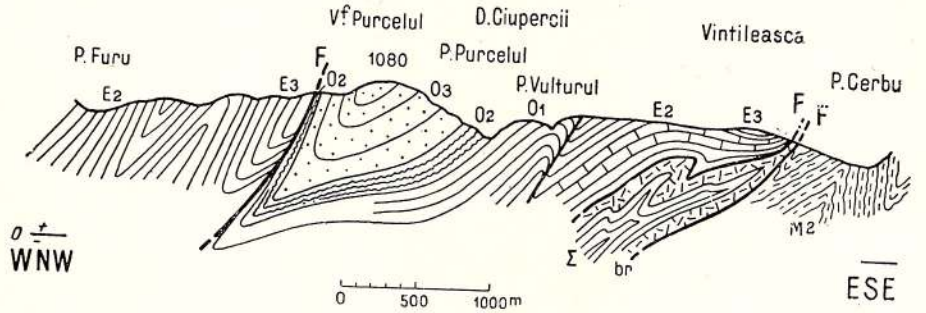


Fig. 2. Profil la marginea Flișului între Vf. Purcelu și Vintileasca. Legenda ca la Fig. I.

Deasupra acestui orizont am putut observà în spre Vintileasca, la marginea Flișului de sub Vf. Piatra, un banc de conglomerate breciforme cu elemente verzi colțuroase, calcare jurasice, cuarț filonian și calcar cu Lithothamnium, care nu este exclus să reprezinte începutul seriei oligocene. Grosimea lui este de 1½ m și are direcțiunea N 25° E și înclinarea 28° spre W.

Deasupra lui urmează seria oligocenă din Vf. Piatra Neculele.

Spre est de D. Urzicăria se întinde o suprafață de erosiune în legătură cu nivelarea din depresiunea Jitia, formând plaiul din Podul Mândru și plaiul lui Cojan, cu altitudinea cuprinsă între 800—700 m. Ea are o lungime de aproape 3 km și o lărgime numai de 1½ km. Fundamentul său este alcătuit din orizontul mijlociu al Eocenului dispus pe toată întinderea amintită ca

Institutul Geologic al României

o enormă placă, slab ondulată, astfel că abia în D. Rotarului (740 m) se păstrează și un sinclinal din orizontul superior, alcătuit mai mult din gresii micacee cu ieroglife, etc.

Spre cătunul Toporaș, calcarele marnoase și gresiile calcaroase ale orizontului mijlociu E_2 din această placă au direcția NE și înclinarea 20° NW și de jur împrejurul ei încalecă peste seria depozitelor mediteraneene, atât spre P. Cerbului cât și spre P. Arinilor (spre Toporaș) și spre Păr. Sărățelu, după marea dislocație a Flișului.

Forma placată a Eocenului dela Vintileasca (Podul Mândru) și încălecarea lui de toate părțile peste Mediteran luate în considerare alături de prezența Klipei de Oligocen din D. Pietrile Feti, ne permite să vedem în această dispoziție aspectul unei adevărate pânze de șariaj a zonei marginale peste autochtonul mediteran al depresiunii Jitia.

Interesante sunt apoi raporturile dintre placa de Eocen și masivul de sare de pe Păr. Sărățelu; lamele de sare pătrund printre marnele cu gipsuri și cu tuf dacitic dela marginea încălecată a Flișului, pe care le prinde între sare și massa Flișului. (Fig. 3).

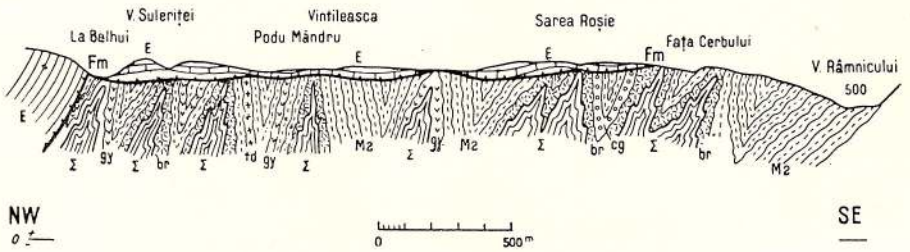


Fig. 3. Contactul marginii Flișului cu masivul de sare și Mediteranul de pe V. Sărățelu.

$M_2 \begin{cases} td \\ gy \end{cases}$ = Mediteranul II $\begin{cases} \text{cu tuf dacitic} \\ \text{cu gyps} \end{cases}$ E = Eocenul; Σ = masiv de sare; br = brecia sării.

cg = Mediteranul I conglom.
Fm = Falia marginală a Flișului.

Stratele Flișului deși păstrează direcțiunea generală NE, totuș în lungul Păr. Sărățelul sunt deranjate de apariția lamelor de sare, așà că la Balhui prezintă direcțiunea E 15° N și înclinarea 45°—50° spre NNW, ca și cum masivul de sare ar spintecà transversal direcția cutelor Flișului.

Aceasta se petrece însă numai în imediata vecinătate a sării, mai departe cutele își reiau direcția lor normală, așà pe P. Șulerița stratele se prezintă cu direcțiunea N 35° E, înclinarea 50° NW.

Institutul Geologic al României

Spre NE placa eocenă se termină la dislocația marginală, în lungul căreia orizontul superior E_3 încalecă peste mediteran.

Pe această linie de contact în dreptul bisericii din Vintileasca apar două sărături înconjurate de o puternică brecie, în care marnele și gresiile Flișului prezintă frumoase oglinzi de fricțiune, iar tot complexul este strivit și frământat, formând o adevărată brecie tectonică. (Fig. 4.)

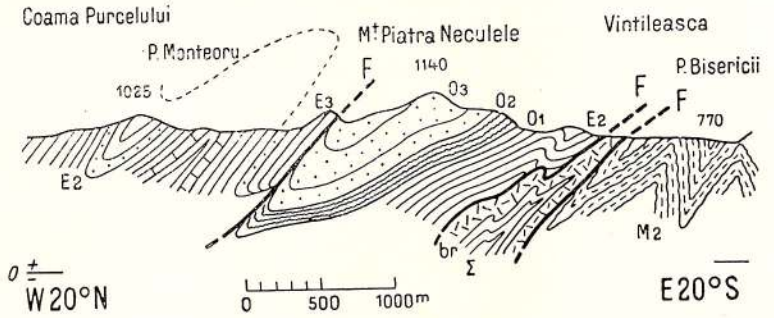


Fig. 4. Marginea Flișului în M-tele Piatra-Neculele.

M_2 = Mediteranul II.
O_3 = Oligocen sup. (gr. de Kliwa).
O_2 = Oligocen mediu (șist. menilit.).
O_1 = Oligocen inf. (strate inframenilit).
E_3 = Eocen (Bart. sup.-Ludian).
E_2 = Eocen (Luteţian-Bart. inf.).
Σ = masiv de sare.
br = brecia sării.
F = falie.

b) **Desvoltarea bandei eocene externe pe P. Palanca.**

Spre nord de Vintileasca, în tot lungul marginei fracturate a Flișului, dela Piatra Neculele până în V. Milcov, Eocenul nu mai apare la zi decât pe P. Palanca între Vf. Stejicul mare și Vf. Stejicul mic.

Aici, în malul stâng al apei, apare bancul de brecie conglomeratică cu roce verzi, pe care l-am întâlnit la Vintileasca acoperind stratele superioare ale orizontului superior al Eocenului (E_3), gros de 1—1½ m, iar sub el se află marnele verzui-cenușii cu intercalațiuni de gresii micacee ale orizontului superior E_3, pe când deasupra lui se așterne seria oligocenă inferioară din Vf. Stejicul mic.

c) **Desvoltarea în regiunea dela sudvest de Păr. Sărățelu.** (Fig. 5, 6, 7, 8).

Spre sudvest de valea Sărățelu banda Eocenă externă suferă o scufundare în legătură cu dislocația din lungul acestui pârâu, în lungul căreia apare marele masiv de sare dela Sarea Roșie.

Din această cauză buza nordestică a fracturii a fost ridicată, astfel că lasă să se vadă și stratele inferioare ale Eocenului, pe când buza sudvestică s'a scufundat atât de mult, încât pe porțiunea Pleși-Coita stratele Eocenului stau acoperite sub o manta groasă de gresie de Kliwa, care în general ascunde vederii structura complicată a tectonicei din această parte, care nu se poate

Institutul Geologic al României

urmări decât după direcțiunile crestelor anticlinale ale fundamentului, ce străpunge mantaua învelitoare, ca și după direcțiunile de erosiune și de fracturi foarte dese în această parte.

Dar odată cu scufundarea regiunii se constată și o înmulțire a cutelor secundare față de numărul cutelor de pe placa eocenă dela Vintileasca, precum

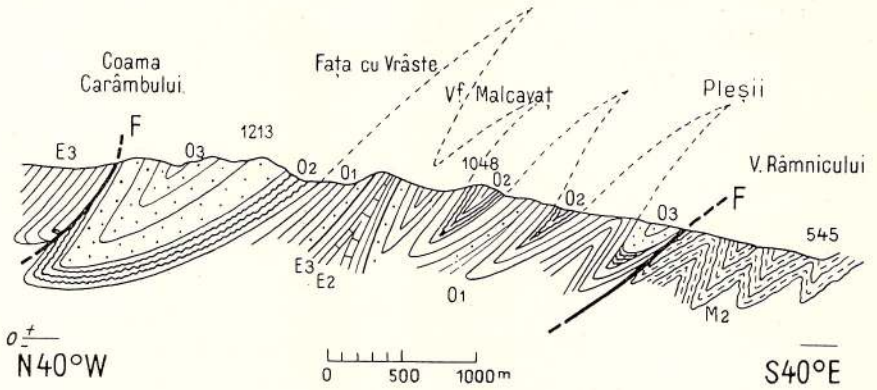


Fig. 5. Marginea Flișului la Pleși.
Legenda ca la fig. 4.

și o strivire mai intensă a acestor cute, ceeace reprezintă de fapt o consecință imediată a fenomenului de scufundare (d'ennoyage) și de presiune laterală.

In afară de aceasta, crestele anticlinale, ce străpung învelișul de gresie de Kliwa sunt alcătuite mai ales din stratele Eocenului superior și Oligocenului

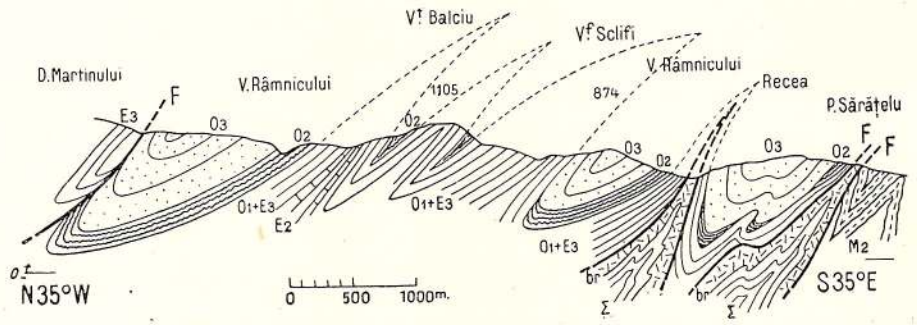


Fig. 6. Marginea Flișului între M-tele Martinului și satul Recea.
Legenda ca la fig. 4.

inferior, foarte asemănătoare petrograficește, ceeace îngreuiază foarte mult separarea lor altfel decât pe baze stratigrafice.

Fără a aveà totdeauna siguranța că suntem în fața stratelor Eocenului superior sau a stratelor Oligocenului inferior, putem precizà totuș care sunt crestele anticlinale.

Institutul Geologic al României

Astfel, în lungul acestei bande putem distinge două creste anticlinale: Una internă, ce trece prin Fața cu Vrâste, La Cordună, Lacul lui Dobrin spre Buzău și ar corespunde anticlinalului de pe P. Vulturului — și alta externă ce începe dela Pârâul Argintăriei și se continuă pe la Pleși până în Valea Râmnicului la Poiana Cârneți, unde este interceptată de o dislocație în lungul Râmnicului, după care apare sarea dela Pleși și ar corespunde anticlinalului larg dela Podul Mândru.

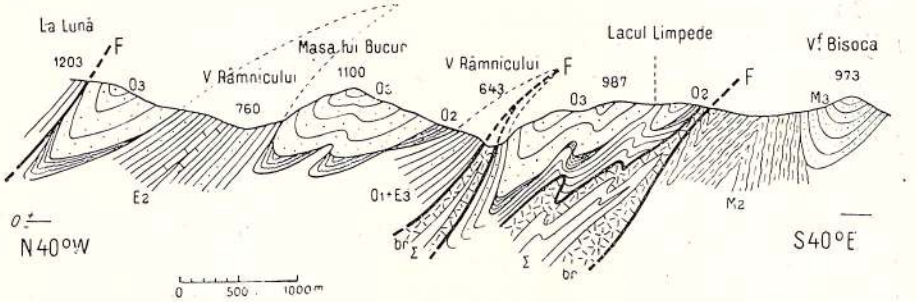


Fig. 7. Secțiune între Vf. La Lună și Vf. Bisoca.
Legenda ca la fig. 8.

Ambele anticlinale sunt despărțite printr'un sinclinal de Oligocen, ce începe din Vf. Malcovățul și se continuă prin Piatra Peni și V. Râmnicului.

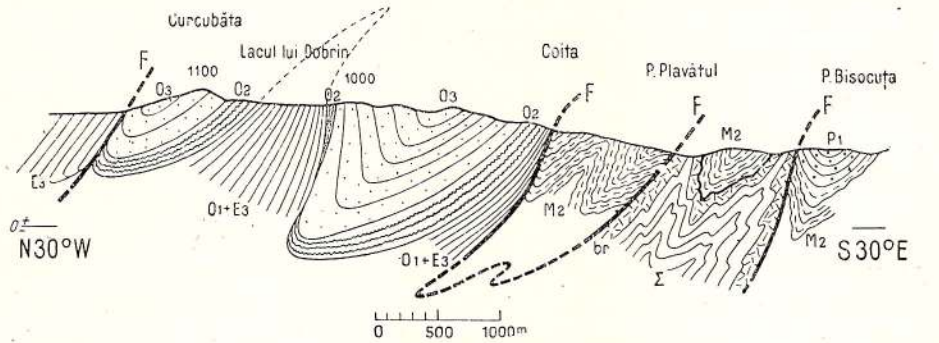


Fig. 8. Marginea Flișului la Coita.

P_1 = Meotian.
M_2 = Mediteranul II.
O_3 = Oligocen sup. (gresie de Kliwa).
O_2 = Oligocen mediu (șist. menilitice)
F = falie.
O_1 = Oligocen inf. (strate inframenilitice).
E_3 = Eocen sup. (Bart. sup.—Ludian).
E_2 = Eocen med. și inf. (Bart. inf.—Lutetian).
Σ = masiv de sare.
br = brecia sării.

Creasta anticlinală internă cuprinde în axul său la Fața cu Vrâste strate ce aparțin la orizontul superior al Eocenului, E_3, formate din marne cenușii cu Fucoide, marne verzui alternând cu marne vișinii (în vrâste), gresii micacee satinate și bancuri de conglomerate mărunte verzi, toate așezate vertical și cu direcția NE.

Institutul Geologic al României

Pe flancuri urmează seria de strate a Oligocenului inferior, care spre Carămbu se înclină sub menilite, iar spre Vf. Malcavățul face un sinclinal mic și strivit înainte de a prinde într'un sinclinal mai mare isoclinal menilitele din Malcavățul.

Astfel, el este dedublat, fenomen ce se observă mai bine spre sudvest, unde apare o mică lamă sinclinală de menilite, așezată între Dealul la Cordună și Vf. Balciu.

In axul anticlinalului, ramura internă dela Cordună, apare și orizontul mijlociu al Eocenului cu calcare, gresii conglomeratice și marne cu Fucoide.

Mai departe creasta anticlinală se continuă spre SV peste V. Râmnicului, aproape de confluența sa cu V. Martinului până la Păr. Curcubăta și Lacul lui Dobrin, unde capătă o desvoltare analoagă celeia dela Fața cu Vrâste.

La lacul lui Dobrin ea este reprezentată prin marne calcaroase cenușii-verzui, gresii micacee satinate, etc., cu direcțiunea N 40° E și înclinarea 70° NW aparținând Eocenului superior, ce formează axul unui anticlinal laminat și încălecat peste sinclinalul de Oligocen de pe Păr. Coita.

Creasta anticlinală externă este alcătuită dintr'un amestec de strate, în care nu am putut separà orizontul superior al Eocenului de orizontul inferior al Oligocenului, cum s'a putut face în creasta internă.

Din cauză că tectonica aici ne arată o dispoziție în solzi așezați în trepte spre exterior, e mai probabil că, anticlinalul extern să nu cuprindă depozite ale Eocenului superior, ci numai ale Oligocenului inferior. (In profile el este trecut cu semnul O_1+E_3).

Totuș, în capătul sudic dinspre V. Râmnicului la poiana Stufului, apar gresii calcaroase și marne calcaroase cu Fucoide, ce se prezintă mai apropiate de faciesul Eocenului marnos calcaros, decât de al Oligocenului marnos nisipos.

Și creasta anticlinală externă este dublată prin apariția unei lame înguste sinclinale de menilite, puțin la vest de cota 828 m sub Vf. Malcavățul. In V. Râmnicului creasta anticlinală se întrerupe brusc, iar cutele sale se dirijează aproape E—W, din cauza apariției masivului de sare dela Pleși, al cărui capăt se întinde în sus pe Râmnic până aproape de poiana Stufului și Poiana Cârneți și străpunge toată seria de strate paleogene din jurul Văii Râmnicului, schimbându-le direcția, cum văzurăm, radical.

*

In afară de aceste două creste anticlinale, petece restrânse de marne cu Fucoide, marne nisipoase verzui cenușii cu intercalații de gresii și conglomerate verzi, pentru care nu putem fi siguri că aparțin numai la Oligocenul inferior și nu ar aparține și la Eocenul superior, mai apar în câtevà puncte:

In lungul Râmnicului, în acoperișul masivului de sare dela Pleși, apar petece de marne cu Fucoide și gresii calcaroase la gura Păr. Sclifi și mai în sus până la Poiana Cârneți, constituind mai mult o zonă de brecie enormă

Institutul Geologic al României

cu menilitele și gresia de Kliwa, cu care împreună stau în contact cu sarea. E de remarcat că și acest masiv de sare ca și cel de pe Valea Sărățelu, străpunge diagonal stratele Flișului până la o depărtare de cel puțin 1½ km departe de marginea sa.

Intre Valea Râmnicului și Șelăriile la Vf. din Poiana Mițuitoare, cota 1000 m, apare un alt petec de $O_1 + E_3$ străpungând mantaua de gresie de Kliwa, cu direcția stratelor NV și înclinarea peste 60° spre SV.

Insfârșit, la Recea, în Vf. Slatinelor dela nord de Pâr. Sărățelu (Moldoveanu) la marginea Flișului și în contact cu masivul de sare de aici, ce stă probabil în legătură cu masivul de sare dela Pleși, apare o alternanță de marne cu Fucoide și gresii calcaroase, frământate cu menilite și gresie de Kliwa într'o brecie tectonică bine desvoltată.

*

BANDA EOCENĂ INTERNĂ

Spre vest de sinclinalul Oligocen, ce trece prin vârfurile Piatra Neculelor, Carâmbu, Curcubata mare, nord de Găvanu, distins cu o preciziune uimitoare de Gr. Cobălcescu, se desvoltă o altă bandă eocenă pe o lărgime de peste 3 km socotiți din Plaiul Stejicul până la vest de Vf. Monteoru (1334 m).

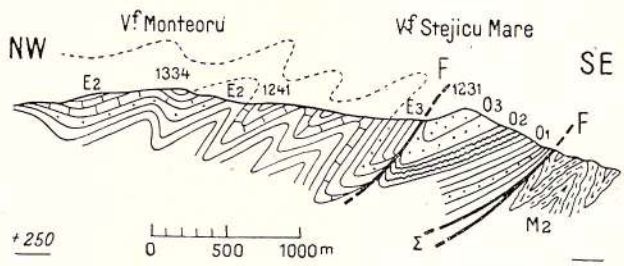


Fig. 9. Profilul zonei marginale între Vf. Monteoru și Vf. Stejicul-Mare.

M_2 = Mediteranul II.
O_3 = Oligocen sup. (gresia de Kliwa).
O_2 = Oligocen mediu (șisturi menilitice).
O_1 = Oligocen inf. (strate inframenilitice).
E_3 = Eocen Bartonian sup. Ludian.
E_2 = Eocen Lutetian-Bartonian inf.
Σ = masiv de sare.
F = Falie.

Ea se urmărește cu o continuitate perfectă din V. Zăbala cu direcțiunea spre SV până la nord de Vf. Curcubăta mare, unde se leagă cu Flișul din Buzău, deci pe o lungime de 16 km.

Ca puncte de reper mai importante în lungul ei putem aminti: Ruptura Monteorului, Lacul Negru, Vf. Monteorului, Dealul Râpa cu Cătină, Coama Carâmbului, D. Martinului, la Urzicărie (între Curcubăta și Vf. Măceșu).

a) **Desvoltarea din Plaiul Stejicul — Vf. Monteoru.**

Unul din profilele instructive pentru Eocenul bandei interne îl oferă Plaiul Stejicul continuat până în Vf. Monteorului. (Fig. 9.)

Institutul Geologic al României

Vf. Stejicul Mare (1231 m) este format la partea superioară din gresia de Kliwa, dispusă într'un sinclinal culcat spre est și faliat, având flancul extern scufundat, iar pe cel intern ridicat și în bună parte ros.

Peste gresia de Kliwa a flancului intern laminat, încalecă o serie de strate alcătuite din marne nisipoase de un verde cenușiu închis, amestecate cu gresii calcaroase cu ieroglife și congolmerate mărunte verzi, care reprezintă foarte probabil orizon tul superior al Eocenului (E_3). Grosimea lor poate fi socotită la aproape 200 m.

Acestor strate urmează imediat mai în interior orizontul mijlociu E_2, alcătuit din gresii calcaroase dure, cenușii, gresii micacee marnoase satinate, marne calcaroase cenușii cu Fucoide mari și mici, calcare marnoase și chiar calcare litografice, în bancuri, cărora se intercalează mai sus pe plaiu gresii calcaroase și conglomerate mărunte verzi cu Foraminifere și *Lithothamnium*. Tot complexul are direcțiunea N 25°—40° E și înclinarea cuprinsă între 22°—55° NV.

Mai în sus pe poteca ce duce spre Vf. Monteorului apar din nou gresii micacee satinate, aparținând de bună seamă orizontului E_3, ceeace ne arată, că avem aface cu sinclinale și anticlinale isoclinale.

Sub Poiana Monteorului apare o gresie fină, puțin calcaroasă, uniformă la bob, de coloare cenușie-verzue când este proaspătă și galben murdară când este alterată, reamintind gresia de Lucăcești descrisă de d-l I. Popescu Voitești la partea superioară a Eocenului din Bacău [77].

Eșind din poiană spre Vf. Monteorului, printre marnele și gresiile calacroase ale orizontului E_2 apare o gresie grosieră cu fluturi de mică albă mai mari, în bancuri de 2—3 m grosime, ce se repetă de câtevà ori. Ea reamintește faciesul gresiei de Tarcău (S. Athanasiu) sau al gresiei de Fusaru (Voitești). Complexul acesta de strate are direcțiunea N 25° E și înclinarea 62° W.

Deasupra alternanței cu gresia de Tarcău orizontul calcaros și gresos conglomeratic E_2 ia o desvoltare mare în vârful Monteorului, unde formează un sinclinal larg, la partea superioară a căruia reapar gresiile micacee satinate ale orizontului E_3, cu o grosime redusă.

Sinclinalul gresos calcaros se continuă mai departe spre vest și în râpa dela Ruptura Monteorului; încălecând peste masivul de sare dela piciorul rupturii, spre Zăbala, după cum a observat și d-l Mrazec [61 fig. pag. 6].

Ceeace caracterizează din punct de vedere petrografic profilul descris, este apariția gresiei fine de tipul gresiei de Lucăcești în orizontul E_3 și a gresiei grosiere micacee, de tipul gresiei de Tarcău în spre partea inferioară a orizontului E_2.

Din cauză că stratele sunt înclinate cu o constanță aproape invariabilă spre WNW, iar pe un profil larg de aproape 3 km se intercalează alternativ de mai multe ori orizontul gresos calcaros E_2 și orizontul cu gresii satinate E_3,

Institutul Geologic al României

suntem conduși a admite că tectonica acestei bande ne oferă o structură în cute isoclinale, alcătuite numai din Eocen, revărsate spre est și încălecate în massă peste sinclinalul Oligocen din Vf. Stejicul-Piatra Neculele, după o falie de solz.

Numărul anticlinalelor observate a putut fi socotit la patru.

b) **Râpa cu Cătină — Lacul Negru — V. Zăbalei** (Fig. 10).

Profilul descris mai sus poate fi urmărit și din Vf. Stejicul Mic peste Râpa cu Cătină spre Monteoru și ajungem să demonstrăm aceeaș succesiune

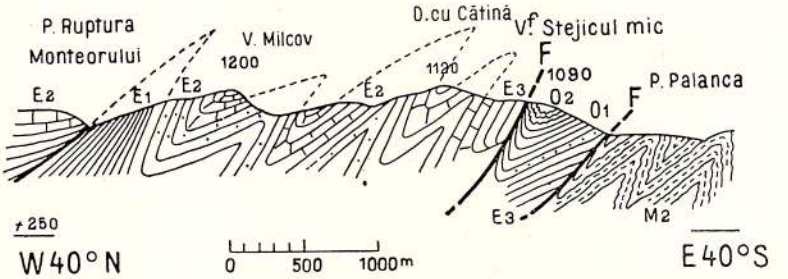


Fig. 10. Zona marginală între P. Ruptura Monteorului și Vf. Stejicul mic.

E_1 = Paleocen, restul ca la fig. 9.

stratigrafică, cu unele mici variațiuni, și aceeaș tectonică, pusă în evidență aici cu mai multă claritate.

Pornind dela Vf. Stejicul Mic (1090 m) peste Dealul cu Cătină (1140 m) și Râpa cu Cătină, profilul este următorul:

Vf. Stejicul Mic este constituit dintr'un sinclinal de Oligocen faliat și culcat ca și cel din Vf. Stejicul Mare, de care însă se deosebește prin aceea, că întreagă seria de strate cu gresia de Kliwa a fost erodată și au rămas numai menilitele.

Peste sinclinalul de menilite culcat spre est și cu flancul intern laminat, încalecă după aceeaș falie de solz, ca la Stijicul Mare, banda eocenă internă printr'un sinclinal faliat și laminat, alcătuit și aici tot din marne cenușii-verzui închise, cu gresii satinate și cu ieroglife ale orizontului E_3.

Peste acesta, isoclinal și culcat spre est apare un anticlinal îngust din orizontul E_2, care în Dealul cu Cătină formează un sinclinal alcătuit din calcare marnoase vinete gălbui în bancuri de 20—70 cm, alternând cu gresii dure calcaroase vinete ori albicioase, conglomerate verzi și gresii moi subțiri trecând în marne. Direcțiunea lor spre Râpa cu Cătină este NW înclinate cu 45° NE, pe când la șeaua dela vestul dealului direcțiunea este N-S și înclinarea 45° E (ambele aceste direcțiuni sunt deranjeri ale stratelor dela suprafață; important este că stratele se înclină spre est).

Institutul Geologic al României

Sub acest sinclinal de Eocen mediu, în Râpa cu Cătină, care este unul din izvoarele Milcovului și în acelaș timp una din cele mai interesante deschideri din această parte, apare un anticlinal cu stratele aceluiaș orizont E_2 și anume: calcare vinete dure, gresii verzi cu glauconit și elemente de șisturi verzi, trecând spre *conglomerate mărunte verzi, în care am putut găsi dinți mici de Squali;* marne calcaroase ori gresoase cu Fucoide, gresii cu ieroglife și ici colo *intercalațiuni de bancuri de gresii cuarțitice de* coloare vânătă negricioasă.

Spre fundul râpei (partea internă) direcțiunea generală este N 15°—20° E și înclinarea 50° VNV, dar se găsește și dir. N 15° V și înclinarea 50° spre V; în partea externă a râpei stratele au direcțiunea N°20 E și înclinarea 70° spre E. Avem așadar un anticlinal ușor deversat spre est, în care stratele orizontului mediu al Eocenului ajung la o grosime de peste 250 m.

Dela șea spre vest reapar, deasupra anticlinalului din râpă, gresii satinate groase de 7—12 cm, în alternanță cu marne nisipoase cu direcțiunea normală și înclinate cu 50° spre vest.

Probabil că ele reprezintă stratele de bază ale orizontului E_3, păstrate în sinclinal strivit, pentrucă mai în sus spre Poiana Monteorului reapar gresiile grosiere micacee de tipul gresiei de Fusaru, în continuarea celor descrise în profilul anterior și cari și aici formează un anticlinal culcat spre E.

Profilul acesta ne pune în evidență unele caractere bine de reținut, prezența gresiilor silicioase de coloare închisă în orizontul E_2, prezența dinților de Squali în conglomeratele mărunte verzi și grosimea lui cu mult mai mare decât în D. Urzicăria.

Din punct de vedere tectonic s'a determinat precis sinclinalul cu E_2 în D. cu Cătină și anticlinalul deversat din Râpa cu Cătină; celelalte cute sunt continuarea celor din profilul de mai la sud descris mai înainte.

Astfel, ambele aceste profile sunt analoage și se completează atât în caracterele stratigrafice, cât și în cele tectonice.

*

Pentru a ne întregi cunoștințele asupra colțului nordestic al Flișului dinspre Zăbala vom mai amintì următoarele profile:

Spre nord de sinclinalul cu Eocen mediu din Vf. Monteoru și la baza lui, pe scursura ce se lasă din Poiana Târsei spre Ruptura Monteorului, apare un anticlinal înclinat spre SE, alcătuit dintr'o serie groasă de strate marnoase verzui și roșcate, cu intercalațiuni de gresii micacee subțiri cu ieroglife. Direcțiunea lor este N 25° E și înclinarea 56° VNV în vecinătatea Monteorului, pe când spre Lacul Negru au direcția N 50° E și înclinarea 48° NV.

Institutul Geologic al României

Pe baza așezării lor sub sinclinalul cu Eocen mediu din Vf. Monteorului, cred că aceste strate reprezintă orizontul inferior al Eocenului E_1, care și aici a fost ridicat mai în sus tot din cauza apariției unui masiv de sare ca și la Păr. Purcelul.

In adevăr, stratele acestea apar și în acoperișul masivului de sare din fundul Rupturei Monteorului, iar deasupra lor se găsește orizontul mediu gresos calcaros al Eocenului dispuse în sinclinal larg. (Fig. 10.)

Ele ar formà anticlinalul cel mai intern al bandei eocene interne și suportă pe flancurile sale câte un sinclinal de Eocen mediu; pe flancul intern cel dela Ruptura Monteorului, iar pe flancul extern unul în Poiana Lacul Negru, alcătuit din acelaș fel de roce ca cele din sinclinalul Vf. Monteorului, a cărui prelungire spre NE este.

Spre Valea Zăbala Flișul este alcătuit din marnele orizontului $E_3 + O_1$, formând cute între care s'au păstrat și un sinclinal de menilite (O_2) în Vf. Negru (1083 m), care pare a reprezentà continuarea spre NNE a sinclinalului din Vf. Monteoru și Lacul Negru. (Fig. 11) .Aceasta ne permite să tragem con-

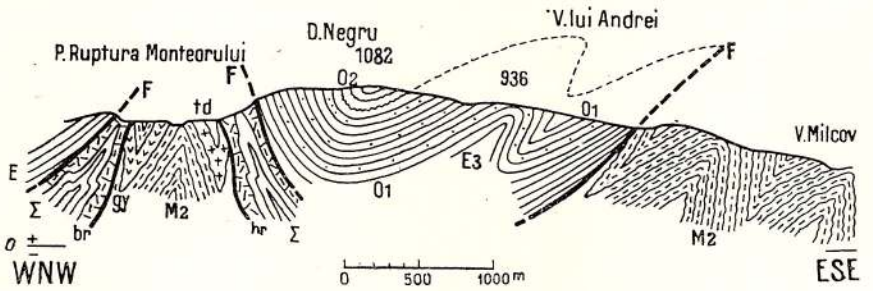


Fig. 11. Zona marginală între P. Ruptura Monteorului și D. Negru.

M_2 { gy = gipsuri, td = tuf dacitic } Mediteranul II
O_2 = (Olig. mediu)
O_1 = (Olig. inf.) strate inframenilitice.
E_3 = Eocen superior.
Σ = masiv de sare.
br = brecia sării
F = falie.

cluzia că marginea Flișului din acest colț a fost scufundată spre nord în legătură cu fractura transversală arcului carpatic, ce se dirijează dela V spre E în lungul Văii Zăbala și a Milcovului superior, și care nu este exclus să fie un răsunet al marei fracturi Focșani-Galați-Tulcea, ce mărginește spre nord Horstul Dobrogei.

In lungul acestei fracturi marginea Flișului a suferit o deplasare de 6 km spre est, însoțită de o încălecare spre est și spre nord peste depozitele miocene din depresiunea Vrancei.

Tot în lungul acestei fracturi apar și puternicele masive de sare de pe V. Zăbala și anume la Ruptura Monteorului și pe P. Ursoiul (sub botul dealului Negru).

Institutul Geologic al României

Interesant de remarcat este că, la contactul anormal între Fliș, depozitele miocenice și masivele de sare, marnele cu gipsuri și tuf dacitic verde, ce acoperă dinspre depresiunea Vrancea brecia din jurul masivelor de sare, își păstrează în Ruptura Monteorului direcțiunea normală N 25° E și înclinarea 25° VNV, ceeace arată concordanța lor cu cutele Flișului încălecate, deși în lungul acestui contact cu fractură cutele Flișului sunt vizibil deviate ca și pe V. Sărățelu la contactul cu masivul de sare.

c) **Alte apariţiuni ale Eocenului bandei interne spre Sud vest de Monteoru.**

Spre sudvest de Vf. Monteorului banda eocenă internă este traversată de partea superioară a pâraelor Monteoru, Furu, Râmnicul și Martinului, ceeace permite să se găsească deschideri interesante în tot lungul lor, unde se arată pe lângă constituția Eocenului și raporturile tectonice cu sinclinalul de Oligocen din Piatra-Carâmbu-Curcubăta-Găvanu.

In Păr. Monteorului peste sinclinalul culcat cu gresie de Kliwa dela gura Păr. Pietrii, încalecă stratele orizontului E_3 cu direcțiunea N 35° E și înclinarea 35°—40° NV. Mai în sus de acest punct, în seria isoclinală urmează marne cenușii cu Fucoide în alternanță cu bancuri de gresie calcaroasă, conglomerate verzi și gresii micacee, formând de sigur cute la fel cu cele de pe plaiul Stejicului-Vf. Monteoru, dar pentrucă sunt în fundul pârâului — deci cu peste 400 m mai jos — cutele sunt strânse și complet isoclinale.

Din lungul acestui pârâu prof. SABBA ȘTEFĂNESCU citează blocul de gresii cu Nummuliți, pe care l-a găsit în Eocenul din Râmnicul-Sărat [99 pag. 81]. (Fig. 4 și 12).

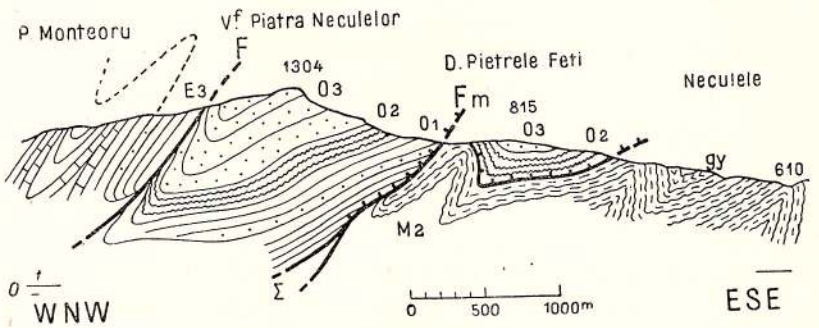


Fig. 12. Zona marginală la Necule cu Klipa paleogenă din D. Pietrele Fetii
legenda ca la fig. 11.

In Coama Purcelului ca și în Păr. Furului acelaș orizont E_3 cu marne vărgate, în care domină însă marnele verzui vinete și gresii satinate împreună cu bancuri puternice din o gresie vânătă verzue, cu bobul fin și uniform (gresia de Lucăcești) încalecă peste orizontul menilitic, care aici se păstrează și pe flancul intern al sinclinalului laminat de Oligocen. (Fig. 2 și 1).

Institutul Geologic al României

Printre stratele acestea la locul numit «Argintăria» de pe Păr. Țipirigului (versantul vestic al Coamei Purcelului) apar două izvoare sulfuroase în legătură probabilă cu sulfurile metalice (pirită, galenă), ce se găsesc aici, sau cu linia de încălecare a Eocenului peste Oligocen.

Tot pe Păr. Furului în sus de P. Pescarului apar stratele orizontului mijlociu E_2 cu marne cenușii cu Fucoide și urme cărbunoase, calcare marnoase, calcare compacte, printre care se intercalează gresii calcaroase, uneori cu ieroglife, și o gresie micacee vânătă verzue în bancuri, a căror suprafață alterată prezintă concrețiuni reniforme. Nu știu dacă această gresie poate fi socotită ca un facies mai fin al gresiei de Fusaru (= Tarcău).

Direcțiunea complexului de strate între P. Pescarului și Păr. Pietroiului este NE și înclinarea 80° NV.

La fundul Păr. Pescarului, în coama Carâmbului, orizontul mijlociu al Eocenului urmează isoclinal peste orizontul superior E_3, care încalecă peste sinclinalul Oligocen.

La fel și în Valea Râmnicului și Valea Martinului banda eocenă internă încalecă prin orizontul E_3 peste gresia de Kliwa din sinclinalul culcat și cu flancul intern laminat, de Oligocen (Fig. 5, 6, 7 și 8).

Din cele expuse mai sus reese că, banda eocenă internă, alcătuită din cele trei orizonturi deosebite în profilul dela Vintileasa, se prezintă cutată în cute strânse isoclinale, înclinate spre NV și încălecate în bloc peste sinclinalul de Oligocen Piatra-Carâmbu-Curcubăta.

In acelaș timp dispoziția cutelor sale este în amfiteatru dinspre interior spre exterior, astfel că stratele cele mai vechi apar spre părțile mai înalte, iar cele mai noui în părțile mai joase ale suprafeței muntoase.

Această dispoziție tectonică a avut o influență capitală asupra înclinării generale de mai târziu a regiunii și a permis desvoltarea în trepte a suprafeței, produsă prin erosiunea continentală subaerică.

Spre Zăbala banda eocenă internă a suferit o scufundare (ennoyage), ce a permis păstrarea în sinclinale și a depozitelor oligocene (în D. Negru), scufundare strâns legată de falia transversală a Zăbalei.

In ce privește banda eocenă externă ea este așezată cu 150—300 m mai jos decât banda internă și din această cauză Eocenul nu apare decât mult mai puțin la zi, restul rămânând în profunzime învelit de mantaua de strate oligocene.

Numai în vecinătatea unui important accident tectonic — cum este falia transversală a Sărățelului cu apariția masivului de sare — Eocenul poate fi ridicat în sus și prezintă astfel la zi toate orizonturile sale.

In această parte ridicată Eocenul prezintă cute largi, cel puțin pe porțiunea placată, pe când spre interior ele sunt faliate și strivite.

Institutul Geologic al României

Cu totul altfel se prezintă cutele în partea scufundată. Aici cutele isoclinale sunt înmulțite, faliate și laminate ba chiar uneori profund frământate, mai ales în jurul masivului de sare dela Pleși, ceeace constitue un contrast față de cutele isoclinale înclinate spre W ale bandei interne, la care fenomenul de diapirism se recunoaște numai după prezența sinclinalelor largi, păstrate pe vârful dealurilor.

SERIA OLIGOCENĂ

Rocele întâlnite în seria superioară a Paleogenului sunt mai ales marnele nisipoase cu intercalațiuni de gresii, uneori silicifiate, și conglomerate verzi marnele silicioase cu treceri la șisturile menilitice și șisturi disodilice și în sfârșit gresia silicioasă cu bobul uniform și cu aspectul uneori de conglomerat brecios cu elemente verzi însă tot cuarțos.

Astfel în Oligocen domină faciesul silicios marnos în opoziție cu Eocenul, unde domină faciesul marnos calcaros.

Dacă observăm repartiția pe verticală a rocelor constatăm că ea se face cu mai multă regularitate la Oligocen decât la Eocen, astfel încât aici se pot distinge orizonturi petrografice, ce capătă o valoare stratigrafică de cea mai mare importanță pentru studiul Flișului Carpatic, din cauza succesiunii lor constante în toate profilele observate în lungul acestui arc muntos.

Succesiunea normală a orizonturilor petrografice ale Oligocenului este:

3. La partea superioară orizontul gresiei silicioase de Kliwa, a cărei coloare albă o deosebește de toate celelalte orizonturi.

2. La mijloc orizontul șisturilor menilitice, al șisturilor disodilice și al marnelor silico-calcaroase, de coloare brună negricioasă și

1. La bază este orizontul marnelor nisipoase vinete verzui, cu rare intercalațiuni de gresii și conglomerate verzi calcaroase, singurul orizont cu coloratiunea apropiată de a rocelor seriei Eocene.

In legătură cu dispoziținea Eocenului în bande anticlinale paralele între ele și cu direcțiunea aproximativ N 25°—40° E, Oligocenul ca manta acoperitoare a depozitelor Flișului zonei marginale se păstrează mai bine în sinclinale sau în zonele de scufundare, scăpate unei erosiuni prea intense.

Din această cauză și Oligocenul se prezintă în bande sinclinale, care alternează cu bandele anticlinale de Eocen.

Vom distinge în general două bande sinclinale de Oligocen și anume:

O bandă sinclinală internă ce începe din Vf. Stejicul mic și se continuă prin Piatra-Neculele-Carâmbu, Curcubăta, și

O bandă sinclinală externă desvoltată compact în colțul sudvestic dela Pleși-Recea-Coita.

Institutul Geologic al României

BANDA SINCLINALĂ INTERNĂ DE OLIGOCEN

a) **Desvoltarea Oligocenului în vârful Piatra Neculelor.** (Figurele 4 și 12).

Unul din profilele cele mai instructive, în care succesiunea normală a orizonturilor nu a suferit nici o deranjare, de natură a schimbà ordinea lor primitivă, este profilul ce ni-l oferă Muntele Piatra Neculele (1304 m) prin excarpamentul, ce-l înconjoară aproape de jur împrejurul său.

Fiind vârful cel mai mare la marginea fracturată a Flișului și dominând o zonă joasă — depresiunea Jitia — cu aproape 500 m, vârful alb al Pietrii este printre cele dintâiu creste muntoase, ce apar privirii înaintând dela Râmnic spre Jitia și poate fi ușor deosebit de celelalte vârfuri atât prin forma cât și prin coloarea sa.

Excarpamentul este datorit pe de oparte marginei faliate a Flișului spre est și sud, pe de altă parte erosiunii torențiale spre nordest și vest. El ne permite să observăm următoarea succesiune de strate dela partea inferioară către cea superioară:

1. Orizontul inferior al marnelor inframenilitice. O_1. Deasupra stratelor eocene din profilul dela Vintileasca am văzut, că se găsește un banc de conglomerate cu roce verzi, care marchează începutul seriei oligocene.

Peste acest banc conglomeratic urmează la baza Vârful Piatra o serie de strate alcătuite din marne verzi și liliachii, dar mai ales marne vinete verzui nisipoase, având printre ele și marne foioase silicioase, apoi gresii cenușii micacee cu ieroglife, gresii cuarțitice negricioase în plăci de cel mult 15 cm grosime și conglomerate mărunte cu elemente verzi și cement calcaros în care se pot distinge Foraminifere, fragmente de Lithothamnium.

Printre marnele dela partea superioară se intercalează strate de menilite și de șisturi disodilice pe o grosime de 10—15 m, după care apoi menilitele rămân singure pentru a formà orizontul mijlociu.

Intreg complexul atinge o grosime de aproape 120 m, iar direcțiunea stratelor în D. Ciupercii (sub Vf. Pietrii spre Păr. Purcelul) este N 40° E și înclinarea 40° NV.

Cum vedem orizontul inferior al Oligocenului prezintă mare analogie cu orizontul superior al Eocenului și separația lor este foarte anevoios de făcut, dacă nu chiar imposibil — după cum am văzut la profilele Eocenului — din cauza lipsei unor fosile caracteristice.

Așezarea constantă a bancului gros de brecie conglomeratică verde, între Eocenul superior și Oligocenul inferior mi-a permis să separ în două acest complex de strate, pe care cei mai mulți din geologi l-au considerat, în alte

Institutul Geologic al României

părți carpatice, grupate la un loc ca strate de tranziție dela Eocen la Oligocen [1]).

Caracteristic pentru orizontul inferior al Oligocenului este apariția marnelor silicioase foioase și a gresiilor cuarțitice negricioase, mai ales în jumătatea superioară a lui, roce ce nu se găsesc în orizontul superior al Eocenului, afară de gresiile cuarțitice, pe care le-am găsit în orizontul mediu al Eocenului dela Râpa cu Cătină. Un fapt de o importanță stratigrafică determinantă pentru vârsta lui este intercalația de menilite și șisturi disodilice la partea superioară pe o grosime de 10—15 m.

Continuitatea în sedimentație între orizontul marnos inferior și orizontul mijlociu cu menilite se dovedește astfel ca un fapt real.

2. Orizontul mijlociu al șisturilor menilitice. O_2. Deasupra orizontului marnos dela bază urmează orizontul mijlociu al menilitelor, care am văzut că încep a se intercală încă dela partea superioară a orizontului de bază.

Intre rocele acestui nou orizont găsim șisturi calcaroase silicioase în plachete de 5—10 cm grosime, negricioase, dar albite prin oxidațiune, cu o desvoltare redusă; apoi marne silicioase de coloare vânătă brună, la care se observă fenomenul de menilitizare cum progresează în strat, până ce în întregime stratul e transformat în menilit negricios brun, cu spărturi multe dând uneori un grus menilitic, căruia sătenii îi spun «Scropuș» [2]). Exemplu Dealul Scropușului de sub Vf. Pietrii lângă păr. de sub Stejicul este alcătuit din grus menilitic. Ele constitue șisturile menilitice cu preponderanță în acest orizont, care cu drept cuvânt le poartă numele.

Printre șisturile menilitice, dar mai ales spre partea lor inferioară, se intercalează șisturi silicioase foioase negricioase, cu eflorescențe de cristale de gips, alauni foarte deși și hidrați de fier. Ca resturi organice cuprind solzi de pești — între cari solzi de Meletta sp. și chiar resturi de schelete de Pești de aceștia mici.

---

[1]) W. TEISSEYRE cuprinde sub numele de Stratele de Tg.-Ocna [107 p. 570—574] o întreagă serie de strate echivalente cu Eocenul superior și Oligocenul inferior, descrise în lucrarea aceasta, și le consideră de vârstă Oligocen inferior-Eocen. Prin faptul că lor le atașează o întreagă serie de strate mai vechi (gresia de Uzu) denumirea de stratele de Tg.-Ocna nu se mai poate păstrà, pentrucă nu reprezintă nici facies nici orizont.

D. M. PREDA [83 p. 13—17] întrebuințează, pentru aceleași strate de Tg.-Ocna ale lui Teisseyre, denumirea de strate inframenilitice, păstrându-i aceeaș accepțiune ca și Teisseyre deși denumirea aceasta întrebuințată mai întâi de COBĂLCESCU [37 p. 17] se refereà numai la seria marnoasă dela baza menilitelor din Bacău, pe care acest din urmă autor le-a comparat cu Stratele de Hoia.

[2]) Denumirea de Scropuș nu este limitată numai la grusul menilitic, ci și grusul tufului dacitic, format din bucăți mici colțuroase și dure, bogate în silice, poate da un Scropuș. Astfel se cunoaște D. Scropușului lângă Vf. Gârbova pe poteca spre Andreiașul de sus; La Scropuș pe drumul Jitia-Bisoca, la sud de schitul Poiana Mărului, ambele formate din grus dacitic.

Institutul Geologic al României

Ele sunt șisturile disodilice foioase, așà de bituminoase încât se aprind chiar dela un chibrit.

La aceste feluri de strate se mai adaugă și marne foioase de coloare vânătă deschisă, intercalate mai ales printre stratele de menilite, precum și niște gresii silicioase în lespezi subțiri.

Grosimea întregului complex atinge cam 160 m. La partea superioară a acestui complex se intercalează bancuri de gresie silicioasă albă sau vânătă albicioasă, de tipul gresiei de Kliwa, la început mai subțiri apoi mai groase până ajung la 1 m.

Deasemenea se mai găsesc și conglomerate cu elemente verzi — clorite, corneene, serpentine, diabaze — colțuroase mari până la 1 cm, al căror mortal îl formează nisipul alb al gresiei de Kliwa. Această alternanță ține cam 20 m grosime, după care urmează gresia de Kliwa a orizontului superior.

Se constată așadar treceri gradate și de la orizontul mijlociu la orizontul superior, ceeace înseamnă că avem aface cu o sedimentație continuă în tot timpul Oligocenului.

In general, menilitele se prezintă puternic încrețite, fără ca prin aceasta orizonturile inferior și superior să ia parte la cutele lor multiple.

3. Orizontul superior al gresiei de Kliwa. O_3.

La partea superioară a menilitelor urmează orizontul cel mai superior al Oligocenului, reprezentat prin bancuri groase de o gresie albă silicioasă, cunoscută sub numele de gresia de Kliwa.

Aparițiunea ei am văzut că se face încă din partea superioară a orizontului menilitelor, unde se intercalează în bancuri de cel mult 1 m grosime, printre marnele și menilitele acelui orizont. Mai sus însă ea rămâne aproape singură, formând bancuri groase de 4—10 m suprapuse într'o grosime totală de peste 250 m.

Gresia de Kliwa este o gresie silicioasă cu bobițele de cuarț fine, uniforme, neregulate, însă colțurile ușor rotunjite, cementul este tot silicios, astfel că la microscop pare a fi un mozaic fin de bobițe de cuarț.

Ici colo sunt elemente de clorit verde și de glauconit și foarte rar câte un mic rest calcaros.

El are coloarea albă, dar poate fi și gălbue sau cenușie deschisă și chiar cenușie verzue, când elementele fine cloritoase și marnoase abundă în constituția sa, ca în bancurile subțiri intercalate la partea superioară a menilitelor.

Alteori ea este mai grosieră, grăunții de cuarț sunt mai mari, sau se poate ca elementele verzi mari să abunde și atunci capătă aspectul conglomeratic brecios, ce se găsește intercalat mai ales la partea inferioară a orizontului.

Uneori se poate desagregà și dă o gresie moale în care agenții externi pot sculptà reliefuri curioase, cum se găsește pe P. Furul la «Mănăstirea lui

Institutul Geologic al României

Bursache», sau poate da chiar nisip cuarțos, aceasta însă se petrece rar în regiune.

Intercalațiuni de marne vinete silicioase în strate subțiri sunt rare în gresia de Kliwa din Vf. Piatra Neculelor.

*

Oligocenul din Vf. Pietrii, cu cele trei orizonturi ale sale, este dispus sub forma unui sinclinal, al cărui flanc extern fracturat încalecă peste depozitele miocene din depresiunea Jitia, după marea dislocație marginală a Flișului, iar flancul intern laminat este încălecat după falia de solz de banda eocenă internă, astfel că la zi nu apare decât gresia de Kliwa încălecată de Eocenul superior, pe când orizonturile mediu și inferior ale Oligocenului sunt laminate în profunzime.

Din cauza anticlinalului de Eocen, care apare pe P. Vulturului, versantul sudic al Vf. Pietri, flancul extern al sinclinalului de Oligocen din acest loc, înainte de a ajunge la marginea depresiunii Jitia este presat și cutat, formând un sinclinal de curbură mare deasupra Dealului Ciupercii. Spre Păr. Purcelul acest flanc se lasă cu o înclinare mult mai mare atingând până la 60°—70° spre NV. (Fig. 2 și 4).

In ce privește răspândirea celor trei orizonturi ale Oligocenului, avem de remarcat că orizontul inferior marnos O_1, fiind cel mai de bază a scăpat cele mai dese ori erosiunii și apare mai întotdeauna în legătură cu orizontul E_3; așà îl găsim la Vintileasca, deasupra anticlinalului de pe Păr. Vulturului și în D. Ciupercii.

El este singurul orizont păstrat la baza Vf. Piatra și Vf. Stejicul Mare în dreptul Părâului de sub Stejicul, și face astfel legătura între Oligocenul din Vf. Pietri cu cel din Stejicul.

Orizonturile O_2 și O_3 fiind superioare și dure, oferă foarte deseori pereți stâncoși de un pitoresc artistic, produși prin erosiune și fracturi.

Menilitele, când sunt descoperite, pot formà și câte un deal rotund, erodat, și cu roca fărămițită într'un grus menilitic — D. Scropușului; pe când gresia de Kliwa se prezintă și pe vârful erodat al muntelui tot stâncoasă.

b) Cu aceste caractere sinclinalul intern de Oligocen se întinde spre NNE în tot lungul marginei fracturate a Flișului, constituind Vf. Stejicul mare — în care se deosebesc toate trei orizonturile — și Vf. Stejicul mic — la care se deosebesc numai orizonturile O_1 și O_2, gresia de Kliwa fiind erodată complet. (Fig. 9).

Dispariția gresiei de Kliwa de aici spre nord stă în legătură cu scufundarea colțului nordestic al Flișului spre falia transversală a Zăbalei, din care cauză

Institutul Geologic al României

a urmat roaderea mai timpurie a gresiei de Kliwa, sub acțiunea unui regim intens torențial.

Mai departe spre izvorul Milcovului și spre capătul dealului Râpa cu Corni chiar și menilitele sunt roase, iar la zi rămân numai marnele inferioare ale Oligocenului și marnele superioare ale Eocenului.

Urmărind spre sudvest sinclinalul de Oligocen, găsim deschideri în Păr. Monteorului unde gresia de Kliwa formează frumoase cascade de 2—4 m înălțime și are direcțiunea N 25° E și înclinarea 35° W.

Peste ea încalecă banda eocenă internă prin marnele Eocenului superior.

c) In Vf. Purcelul, pe flancul extern este de remarcat, că între șisturile menilitice se intercalează la bază conglomerate verzi de tipul celor din orizontul inferior O_1, iar la partea lor superioară bancuri de gresie vânătă verzue fină, de tipul gresiei de Kliwa, cu direcția N 30° E, înclinarea 30° NV.

Pe flancul intern faliat și laminat din coama Purcelului se mai păstrează în afară de gresia de Kliwa și o lamă de 20—30 m grosime de menilite. Ele se continuă pe acest flanc și în Păr. Furului, unde apar mai mult sub formă de șisturi marnoase silicioase cu intercalațiuni de bancuri de gresie vânătă verzue. Ele sunt așezate anormal deasupra gresiei de Kliwa, dispusă în stâncărie impunătoare la Mănăstirea lui Bursache.

d) Și în vârful Carâmbului sinclinalul Oligocen se prezintă cu aceleași caractere ca în Vf. Purcelul.

Pe flancul extern, la bază, în șeaua ce desparte Vf. Cremenii de Fața cu Vrâste apar marnele cu gresii și rare conglomerate verzi ale orizontului O_1, înclinate spre NV; deasupra lor urmează menilitele orizontului mijlociu O_2, ce formează Vf. Cremenii. Către partea superioară a acestora se intercalează bancuri de gresie vânătă verzue silicioasă de tipul gresiei de Kliwa, iar deasupra tuturor se așterne gresia de Kliwa, formând Vf. Carâmbului (1216 m) și stâncăria din Coama Carâmbului până jos în valea Râmnicului (Obârșia Râmnicului).

Pe flancul intern, peste gresia de Kliwa se păstrează inversate menilitele cu intercalațiuni de gresie ca jos în Valea Furului. (Fig. 5).

e) Mai departe sinclinalul de Oligocen se poate urmări peste Obârșia Râmnicului în D. Martinului, Dealul la Lună, Valea Martinului până în Vf. Curcubăta mare (1244 m) având pe flancul extern întreagă seria de strate, pe când pe flancul intern, din cauza laminării, orizonturile O_2 și O_1 dispar în profunzime. (Fig. 6, 7, 8).

E de remarcat însă că în lungul Obârșiei Râmnicului — între D. Martinului și D. La Lună — pe o distanță de aproape 800 m menilitele sunt laminate și pe flancul extern al sinclinalului, de sigur în legătură cu apariția

Institutul Geologic al României

orizontului E_2, ca o lamă diapiră, în axul anticlinalului celui mai intern din banda eocenă externă din punctul zis «La Cordună». (Fig. 7).

f) In afară de sinclinalul acesta continuu și larg de aproape 1300 m, Oligocenul mai apare în legătură cu banda eocenă internă în colțul nordestic din D. Negru, unde se păstrează un sinclinal de menilite înconjurate de marnele orizontului O_1, cutate împreună cu cele ale orizontului E_3, cu care încalecă atât spre est (spre Milcov), cât și spre nord (spre Zăbala) peste depozitele miocene din depresiunea Vrancea. (Fig. 11).

Banda Sinclinală Externă De Oligocen

La sudvestul faliei Sărățelul, în regiunea scufundată dela Pleși, Recea și Coita, banda externă este acoperită în cea mai mare parte din depozitele oligocene. In această parte este desvoltată aproape întreaga bandă oligocenă externă, pe când la nordul faliei Sărățelul nu se mai păstrează decât în petecul din D. Pietrele Feti, la Necule, sub forma unei Klipe.

1. Oligocenul dela Pleși-Recea-Coita. Colțul sudvestic din jurul acestor trei sate se prezintă sub forma unei masse continuă de Oligocen, ce acoperă depozitele mai vechi din fundament.

Cutările intense la care a fost supus acest fundament, i-a permis să străpungă învelișul oligocen după direcții anticlinale și să prindă între cutele sale strivite și chiar faliate lame sinclinale mai înguste sau mai largi de Oligocen.

Trei lame sinclinale mai însemnate putem distinge în colțul dela Pleși—Recea, pe când la Coita rămâne numai una singură.

a) Lama sinlcinală din Vf. Malcavăț — Piatra Peni-Vf. Dosului Rău — V. Coita. Fig. 5, 6, 7, 8.

Se găsește în partea cea mai internă a acestei bande și se desvoltă din Par. Argintăriei cu direcțiunea generală spre SV prin Vf. Malcavățul (1048 m) Masa lui Bucur (1124 m) cu Piatra Peni, Vf. Dosul Rău (1117 m) spre Mănăstirea Găvanu.

La început numai menilitele și cu marnele inframenilitice se păstrează strivite pe o lungime de aproape 2½ km dela Păr. Argintăriei până la Masa lui Bucur, de unde apoi și gresia de Kliwa se păstrează într'un sinclinal lărgit, al cărui flanc extern îl formează marnele inframenilitice și menilitele dela Malcavățu.

Menilitele se termină prin laminaj în poiana Cârnețiii, iar marnele inferioare singure sau și cu marnele Eocenului superior, ajung până în V. Râmnicului, unde sunt interceptate de falia sării dela Pleși, și se pun în contact anormal cu menilitele și gresia de Kliwa deviate complet în lungul Râmnicului.

Mai departe spre Coita, la marginea Flișului, formată tocmai de prelungirea acestui sinclinal, reapar menilitele dela P. Puturos până în V. Coita,

Institutul Geologic al României

mai întâiu efilate, și mai apoi cu lărgime normală, formând pereți abrupți la marginea acestui sinclinal.

Interesant se prezintă profilul acestui sinclinal pe Valea Coita. (Fig. 8).

La contactul cu marnele moi vinete cenușii ale Miocenului înclinate spre nordvest, apare o serie de strate mult mai dure încălecate după fractura marginală a Flișului. Ele sunt alcătuite din gresii cuarțitice, marne foioase alternând cu conglomerate mărunte verzi, cu direcțiunea NE verticale, foarte asemănătoare stratelor dela partea superioară a orizontului O_1 de sub Vf. Piatra Neculele.

Acestei serii urmează spre interior șisturile menilitice tipice cu disodile bituminoase și conglomerate breciforme cu roce verzi, dispuse lenticular în lungul stratului. Mai spre interior vin disodile alternând cu gresie silicioasă de tipul gresiei de Kliwa, peste care vin șisturi calcaroase silicioase albite la suprafață, cu intercalații de gresie silicioasă în bancuri de 40-100 cm.

Totul constitue un complex gros de peste 100 m căruia urmează apoi sinclinalul de gresie de Kliwa în bancuri de 3—5 m grosime, la început aproape verticale până la 80° spre NV, iar mai departe direcțiunea este N 30° E și înclinarea 60° spre SE, astfel încât sinclinalul apare destul de net.

Flancul intern în tot lungul acestui sinclinal este laminat așà fel că orizonturile $E_3 + O_1$ încalecă direct peste gresia de Kliwa pe toată distanța cuprinsă între Piatra Peni—Lacul lui Dobrin spre Găvanu. Numai la Lacul lui Dobrin marnele și gresiile satinate ale orizonturilor $E_3 + O_1$, a căror direcție, luată în malul vestic, este N 35° E și înclinarea 35° NV se pun în contact anormal cu un petec de menilite păstrate din laminare pe flancul intern, cum găsisem și pe flancul intern al sinclinalului din Vf. Purcelul și Vf. Carâmbu.

Direcțiunea acestor menilite, la lacul lui Dobrin, este E 35° N înclinarea 80° NV, ceeace denotă deranjeri tectonice importante.

In legătură cu acest sinclinal stau străpungerile de menilite din V. Râmnicului, una la confluența cu P. Martinului, alta alungită mai jos, care merge până la Chitlău, cu stratele dirijate E—V verticale.

Ele apar în lungul faliei sării dela P. eși, care se păstrează tot ca falie până la Chitlău, deoarece menilitele aici sunt încălecate de marnele orizonturilor $E_3 + O_1$ ale anticlinalului dela Cârneți din banda Eocenă externă, pe când mai în susul văii, falia trece în anticlinal, în axul căruia apar menilitele dela confluența Martinului, străpungând, diapir, gresia de Kliwa.

Ținând seamă de toate aceste aparițiuni lamelare, ce străpung mantaua groasă de gresie de Kliwa, profilele dela fig. 6 și 7 cu dantelura lor din profunzime sunt perfect îndreptățite.

b) Lama sinclinală din Vf. Sclifii

Cu o desvoltare redusă, având o lungime de abià 2 km și o lărgime de 700 m ea se întinde în lungul Râmnicului pe ambele maluri ale Pârâului

Institutul Geologic al României

Sclifii, sub formă aproape lenticulară, sprijinindu-se cu flancul extern pe masivul de sare dela Pleși, iar flancul intern fiindu-i laminat și încălecat de marnele orizonturilor $E_3 + O_1$ de sub Vf. Malcavățul.

Un profil interesant ne prezintă însăș Păr Sclifii, dela confluența sa în sus. (Fig. 5, 6 și 7).

In malul stâng al Râmniculuii apare masivul de sare dela Pleși, acoperit de brecia sării cu elemente verzi și ridicând în spinare gresii și marne ale orizonturilor $E_3 + O_1$ precum și menilite, toate rupte, frământate, însă în massă compactă, așà că deseori se pot separà bine pe o hartă detaliată.

Gresiile și marnele apar de două ori: la gura Păr. Sclifii și cevà mai în sus; menilitele apar suprapuse marnelor la gura P. Sclifii, și apoi laminate singure în lungul văii Râmnicului, mai sus de unde apare al doilea petec de marne.

In lungul acestor lentile de marne și menilite eocen-oligocene, apar pe Râmnic iviri de sare totdeauna la baza lor, înfundul talwegului. In condițiunile acestea, nu mai încape îndoeală că, Valea Râmnicului pe această porțiune este o vale tectonică.

In deschiderea ce ne-o oferă Păr. Sclifi se constată, la confluența sa, menilitele, cari au direcțiunea E 40° N și înclinarea 50° NV, cărora urmează o alternanță de șisturi marnoase, silicioase în plăci mai groase, apoi șisturi silicioase foioase cu gresie de Kliwa în bancuri de 50—100 cm, deasupra cărora urmează dominând gresia de Kliwa în bancuri până la 5 m grosime cu aceeaș direcțiune, dar verticale. Intre bancurile de gresie de Kliwa se intercalează șisturi foioase cu suprafața tapisată de cristale de gips și alauni, ca la menilitele tipice.

Mai sus pe pârâu direcțiunea stratelor se schimbă ajungând N 35° E, înclinarea 60° NV.

Pe flancul intern al sinclinalului marnele silicioase și gresiile silicioase în lespezi abundă din nou și printre ele se găsesc și bancuri de conglomerate brecioase cu elemente verzi, care de sigur reprezintă partea superioară a orizontului cu menilite.

Se constată deci că și acest sinclinal are flancul intern laminat, iar cel extern este strivit și încălecat spre sudest peste miocenul de pe V. Râmnicului.

Din punct de vedere stratigrafic, gresia de Kliwa prezintă intercalațiuni abundente de marne silicioase și chiar menilite tipice, nu numai la baza sa ci în toată grosimea ei, fenomen necunoscut încă în celelalte profile ale Oligocenului dela Curbură.

c) Lama sinclinală oligocenă dela Recea (Lacul Limpede).

Aproape de toate părțile sinclinalul acesta este înconjurat de mari masive de sare (spre Râmnic, Sărățelu și Recea și spre Șelării) încât

Institutul Geologic al României

avem impresia că el ar plutì de fapt pe sare, tot așà cum se prezintă și placa eocenică dela Vintileasca. Iar pentrucă de jurîmprejurul marginii sale externe fracturate încalecă peste depozitele miocenice, ea are aspectul unei lame șariate peste Mediteran.

Forma sa este ca un patrulater neregulat, alungit NE—SV, lung de 2½ km și larg de 1½ km cu marginele aproape peste tot fracturate și încălecate peste Mediteran. Numai în colțul lui dinspre NV — între V. Râmnicului și Șelăriile — se pune în legătură cu sinclinalul dela Coita prin gresia de Kliwa.

Marginea sa externă este jalonată de lame înguste lenticulare alcătuite din: marne și gresii eocen-oligocene ($E_3 + O_1$) ca cele din lungul V. Râmnicului, la Chitlău în lungul faliei sării, și cea din fața Păr. Sclifii; sau din menilite ca cea de pe Râmnic, la groapa Hambarului, cea dela D. Slatinelor (Păr. Sărățelu, Recea) deasupra sării din colțul nordestic al sinclinalului, unde amestecate cu marne eocen-oligocene și gresia de kliwa formează o adevărată brecie tectonică, și cea de sub Lacul limpede, lângă drumul Șelăriile—Recea.

Pe laturea sudvestică — spre Lopătăreasa apar menilitele ca o lamă întinsă cu direcția NV verticale, ce încep dinspre Recea, până la fundul Păr. Puturos, unde se laminează formând un intrând cu menilitele sinclinalului dela Coita.

In intrândul acesta și la baza menilitelor apar marnele gipsoase cu izvoare sulfuroase ale Mediteranului, desgolite prin erosiune de sub pătura paleogenă șariată.

In interiorul sinclinalului la poiana Mițuitoare, apar marnele orizonturilor $E_3 + O_1$, despre care am mai amintit, și a căror direcție este la fel cu a menilitelor laturii dinspre Lopătăreasa.

Deasupra tuturor acestor strate gresia de K iwa plutește în sinclinal, cu stratele superioare puțin cutate, pe când stratele de bază sunt încleștate și încrețite puternic împreună cu cutele numeroase și înguste ale fundamentului. (Fig. 6, 7 și 13).

Insăș Lacul limepde, cred că stă pe capetele marnelor orizontului O_1, ridicate ca lamă anticlinală prin gresia de Kliwa, întocmai ca anticlinalul îngust din Vf. Mițuitoarii, care apare la zi.

2. Klipa de Oligocen din D. Pietrele-Feti. [Fig. 12].

La nord de falia transversală a Sărățelului (Jitia) banda sinclinală externă de Oligocen este reprezentată numai prin klipa fără rădăcină din Dealul Pietrele Feti. Ea este de formă ovală neregulată, alungită aproape E—V, cu colțul estic ros de o scursură de apă, ce i-a știrbit forma. Lungimea sa este de peste 1 km iar lărgimea maximă de 800 m.

Ea este alcătuită din șisturi menilitice și disodilice, alternând cu marne silicioase și gresii cuarțitice negre, mai bine desvoltate spre bază, încălecând de jur împrejur peste marnele cu gipsuri ale Mediteranului, care înconjoară klipa.

Institutul Geologic al României

Pe creasta dealului se mai păstrează mai multe blocuri enorme de gresie de Kliwa — Pietrele Feti — ultimele resturi ale unei erosiuni fluviatile intense din această parte.

Erosiunea produsă de scursura de apă în colțul estic al klipei ne-a descoperit la baza menilitelor tot marne gipsoase ale Mediteranului, ceeace justifică afirmația, că avem aface cu o klipă fără rădăcină, adusă aici prin șariaj, ca și placa eocenă dela Vintileasca.

*

Din cele descrise se constată că între depozitele eocene și cele oligocene nu există nici o lacună stratigrafică, ci o continuitate de sedimentație, ceeace

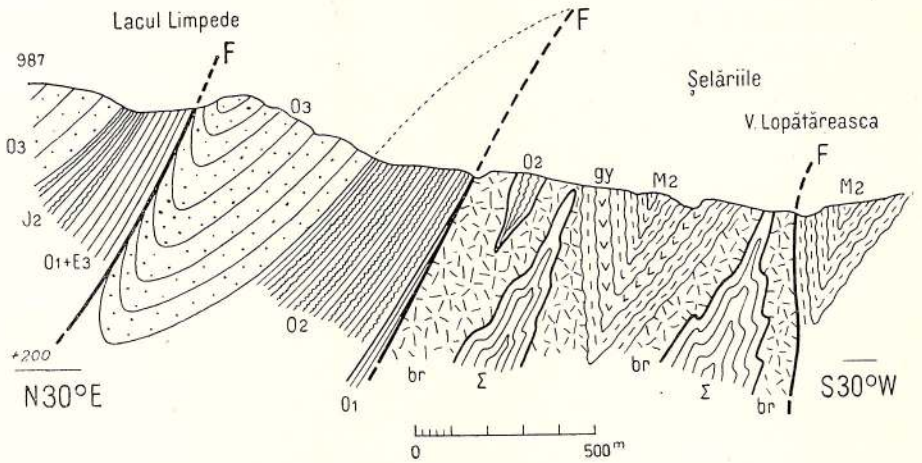


Fig. 13. Marginea Flișului la Lacul Limpede — Șelăriile.

M_2 = Mediteranul II. O_2 = Olig. mediu, șisturi menilitice.
gy = gipsuri. O_1 = Oligocen inf., strate inframenilitice.
O_3 = Oligocen sup. gresie de Kliwa. $O_1 + E_3$ = Oligocen inf. + Eocen inf.
Σ = masiv de sare; br. = brecia sării cu klipe paleogene; F = falie.

ne permite să separăm și un orizont inferior al Oligocenului O_1, distinct în unele profile de orizontul superior al Eocenului E_3, cu care cele mai deseori se aseamănă și se confundă.

Mai mult încă, sedimentația a fost continuă, fără întreruperi și în tot timpul Oligocenului, ceeace se traduce prin trecerile gradate dela orizont la orizont.

In ce privește răspândirea lor, Oligocenul s'a păstrat numai în sinclinalele adânci și laminate, sau în zonele de scufundare, unde a scăpat erosiunii intense de mai târziu.

Institutul Geologic al României

FACIESUL ȘI VÂRSTA DEPOSITELOR PALEOGENE

Asupra faciesurilor depozitelor paleogene ale Flișului Carpatic, geologii sunt în general de acord a admite, că ele sunt depozite marine terigene, formate într'un geosinclinal cu adâncimea mică, deci sunt depozite de facies neritic.

De îndată ce se trece însă la cazuri speciale, părerile sunt foarte felurite, cu atât mai felurite cu cât unele depozite cu caractere constante în toată massa Flișului și cu o răspândire generală cel puțin în unele zone ale acestuia, vin în contact cu termenii de o nesfârșită variațiune, provocată atât de cauzele locale de sedinentație, cât mai ales de cauzele tectonice, care sunt de o diversitate multiplă în zonele puternic cutate, cum este geosinclinalul Flișului Carpatic.

De sigur greutatea se mărește atunci când voim să urmărim succesiunea faciesurilor pe verticală, adică vârsta lor într'o regiune, unde în afară de faptul că studiile au mers destul de greu, dar descoperirea fosilelor constitue adevărate evenimente istorice în studiul său.

In această situațiune lucrările de detaliu ale unei regiuni restrânse nu vor aveà decât ocaziunea să reprezinte imaginea mai mult sau mai puțin fidelă a locului studiat, însă tot ele vor contribuì să aducă pe încetul soluția satisfăcătoare acestor probleme, prin controlarea, coordonarea, totalizarea și juxtapunerea lor pe teren.

Mai ales privite la lumina datelor valoroase, ce avem atât asupra geosinclinalului Flișului Carpatic, cât și asupra regiunilor celor mai apropiate, cu un aspect stratigrafic cu mult mai clar, problemele acestea locale vor contribuì să ne apropiem de soluția reală a problemei generale.

Una din regiunile vecine geosinclinalului Flișului Carpatic și care ne oferă date instructive asupra depozitelor paleogene, este Basenul Transilvaniei, al cărui studiu conștiincios îl datorăm prof. ANTON KOCH [43].

O încercare de paralelizare — pe cât va fi posibil — între unele din depozitele acestor două egiuni învecinate — abstracție făcând de elementul de cea mai mare complicațiune, care e tectonica Flișului — ne va fi de mare folos.

Studiul geologic al Basenului Transilvaniei ne învederează cu prisosință că, depozitele sale aproape în întregime reprezintă sedimente de mare puțin adâncă — D e p o z i t e d e f a c i e s n e r i t i c — uneori cu treceri laterale și verticale imediate la facies lagunar și lacustru, ori la facies de mare mai liniștită. Comparate cu cele din geosinclinalul Flișului tot neritice și ele, se constată din acest punct de vedere o mare analogie, a cărei recunoaștere ne va servì în cele ce vor urmà.

De sigur există și deosebiri între depozitele paleogene dintr'o parte și alta a Carpaților. Ele constau mai ales în bogăția de forme animale ce au populat

Institutul Geologic al României

apele Transilvane, și care ne-au lăsat o faună fosilă uimitoare prin bogăția sa față de sărăcia de fosile din Fliș.

Numai în Depresiunea Getică [73 pag. 228—232] Paleogenul prezintă o faună cevà mai bogată, departe însă de a se compară cu cea din cotul nord-vestic al Basenului Transilvaniei.

Cauzele acestei variațiuni faunistice sunt multiple și ele trebuesc căutate după Prof. S. ATHANASIU [1]) în raporturile paleogeografice deosebite ale celor două regiuni: Basenul Transilvaniei erà în legătură largă cu marea deschisă, iar fauna acesteia puteà să populeze și apele Transilvaniei; pe când geosinclinalul Flișului Carpatic constituià un braț de mare, cu caracter mai mult de mare internă, dar cu comunicații destul de numeroase cu marea deschisă, în care însă fauna acesteia, în general, nu găsià condițiuni prielnice desvoltării sale în massă.

In favoarea acestei explicațiuni ne stă fauna numulitică din Depresiunea Getică, așezată și ea într'un geosinclinal larg deschis spre Medirerana eocenă.

Un alt factor, care a făcut să se deosebească cele două regiuni, îl constitue condițiunile bionomice, ce au domnit în fiecare basen și care au permis ca într'o parte să se desvolte o faună luxuriantă, pe când în cealaltă una sărăcăcioasă.

Printre aceste condițiuni bionomice vom amintì: T e m p e r a t u r a a p e l o r, care însă nu a jucat mare rol, deoarece nu pare să fi fost variațiuni prea mari în defavoarea apelor mării Flișului. [78. pag. 430].

C u r e n ț i i m a r i n i aveau în schimb un rol cu mult mai important. Ei trebuie să fi fost cu mult mai activi în Basenul Transilvaniei, pe când în geosinclinalul Flișului aproape lipsiau.

Consecința variațiunii acestui factor erà aerația larg asigurată pentru Transilvania și foarte redusă pentru Fliș; poate chiar o îngrămădire de substanțe toxice în apele acestuia, cum ar fi H_2S, pus în evidență prin numeroase sulfuri metalice, ce se găsesc în marnele eocene, ca și prin coloratia vânătă dominantă a acelorași depozite, datorită colorii vinete a protosulfurii de fier difuzată în massa rocelor, pe lângă substanțele organice [29].

Deasemenea î n g r ă m ă d i r e a u n e i c a n t i t ă ț i e n o r m e d e m â l, ce se așezà pe fundul mării Flișului și care incomodà desvoltarea unei faune bentonice așà de bogate în indivizi și forme ca cea din Transilvania, constitue un factor demn de ținut în seamă. Ea este o consecință imediată a lipsei curenților marini, iar aglomerarea lui ln zona Flișului trebuie pusă în legătură cu erosiunea continentală, ce aveà loc pe crestele carpatice, ridicate

[1]) In cursul de geologie profesat de D-sa la Universitatea din București 1911 și 1913.

Institutul Geologic al României

ca continent, și pe regiunile din Vorland, unde de sigur un regim fluvio-torențial erà în plină activitate.

ZUBER și apoi NOVAK [69 pag. 49—63] admit că îngrămădirea materialului enorm de pe continent în marea Flișului e o consecință a mișcărilor orogenice, la care au fost supuse zonele carpatice în perioadele imediat anterioare. Mai mult, ei cred că orice lanț muntos format în mai multe faze are Flișul său, și invers orice lanț de Fliș poate fi raportat la fazele orogenice ale munților vecini.

In aceste condițiuni marea Flișului nu erà propice desvoltării coloniilor biologice marine litorale.

Deși condițiunile bionomice difereau în cele două basene învecinate, totuș comunicații între apele lor nu lipsiau. Astfel, atât în regiunea Bistrița-Dorna [43 pag. 114—115], [7 pag. 257] cât și în Țara Bârsei [39 pag. 207—209] și în lungul Oltului mijlociu la Titești-Porcești [73 pag. 243—244; și 78 pag. 430] depozitele paleogene par a arătà comunicațiile ce aveau loc între cele două basene printr'o creastă insulară, ce le separà.

Datorită acestor comunicații s'a produs amestecul de forme între fauna transilvană și fauna Flișului cum au arătat d-nii SAVA ATHANASIU în Valea Sasca (Moldova) [7] și I. POPESCU VOITEȘTI (73)] în regiunea Muscel-Vâlcea pentru Eocen și cum demonstrează d-nii I. SIMIONESCU și N. COSMOVICI pentru Oligocen [30], [93].

Ele ne dovedesc în acelaș timp că deosebirile între aceste două basene nu priveau decât anumite condițiuni speciale, pe când condițiunile generale erau aceleași. Aceasta înseamnă că ele reprezintă regiunile neritice a două provincii marine, legate în parte cu marea nordică, în parte cu cea sudică și în comunicație și între ele.

Pentru aceste motive însăș rocele formate în cele două basene — privite în caracterele lor generale și făcând abstracție de cele speciale — ne arată apropieri, pe care socotesc că e bine să le remarc în cele de mai jos.

FACIESUL ȘI VÂRSTA DEPOZITELOR EOCENE

1. Orizontul inferior (Paleocen). După cum am arătat, orizontul acesta este caracterizat prin marne vărgate roșii și verzi ori cenușii, la care se adaugă marne calcaroase și gresii calcaroase.

In Flișul carpatic orizontul cu marne vărgate eocene, în care marnele roșii să dea o notă dominantă, se mai întâlnește în zona mijlocie din Bucovina, unde se poate observà pe Păr. Boul (afluent pe versantul vestic al Văii Moldovița) sub Mt. Ionul, apoi în V. Deia sub Mt. Tomnatecul și în V. Moldova la Prisaca, așezat în mod constant la baza seriei de strate cu gresie de Fusaru = gresia de Tarcău, și la contact cu dislocația între zona internă și zona marginală.

Institutul Geologic al României

In tot lungul Flișului din Moldova acest orizont apare deasemenea la baza stratelor, ce cuprind gresii calcaroase, calcare compacte și gresii de Tarcău; raporturile tectonice sunt însă foarte variate, din care cauză poziția sa stratigrafică nu pare uniformă în tot Flișul de acolo.

In Basenul Transilvaniei desvoltarea cea mai mare a argilei roșii — vărgată cu verde — domină în orizontul descris de KOCH sub numele de «*Untere Bunte Tonschichten*», care marchează după acest autor începutul Eocenului în regiunea Cluj-Huedin.

Cercetările ce-am întreprins de curând în depresiunea Huedinului, mi-au permis să fac o distincție în această serie de strate [54].

Pe suprafața nivelată a șisturilor cristaline din Munții Apuseni, colțul lor nordestic, se observă o argilă roșie groasă de 20—40 m, ce se așterne câteodată direct, alteori având la bază conglomerate torențiale. In ea se găsesc rar intercalațiuni de prundișuri ori nisipuri colorate verzui.

In depresiunea Huedinului, dela marginea nordică a Munților Apuseni se găsește o alternanță de prundișuri torențiale, în care argilele, nisipurile și pietrișurile sunt amestecate fără ordine, și la care se observă dungi roșii și verzi, precum și strate întregi de argile roșii ori verzi, în care nisipurile sunt destul de bine reprezentate. Grosimea acestui complex variază între 60 m la Căpușul mare, 120 m la Morlaca și poate trece de mai multe sute de metri în partea nordică, unde la Jibău poate fi socotită până la 900 m.

Această separațiune mi-a permis să văd în argila roșie de pe suprafața nivelată a șisturilor cristaline un sol lateritic fosil, care ar fi luat naștere în condițiuni analoage lateritelor ecuatoriale de azi, (GLINKA 36 pag. 46—66], pe când materialul enorm de gros din depresiune reprezintă transportul regimului torențial, foarte activ atunci, de pe continent în depresiunea lacustră ori lagunară, cum o credea KOCH [43 pag. 24—25].

Toate caracterele celor două faciesuri: faciesul lateritic și faciesul torențial din depresiune, pledează pentru accepțiunea dată mai sus, și nu se acordă cu regimul de pustie, pe care îl atribue prof. I. v. SZADECZKY acestor depozite [105 pag. 275—279].

Privită astfel chestiunea argilei roșii din colțul nordvestic al basenului Transilvaniei, cred că ni se permite să vedem sub o față nouă problema marnelor roșii, ce abundă în unele orizonturi ale Flișului Carpatic.

Astfel, în Senonianul Flișului carpatic apar marne roșii alternând cu marne și gresii verzui fine, ce au o desvoltare din Valea Dâmboviței, la Lăicăi, pe la Petroșița, Comarnic, Siriu, Poiana Sărată (Oituz) până la Frasinu, la izvoarele Tisei. [63 pag. 538, 540—543].

Ele conțin Foraminifere și *Belemnitella Höferi*, iar la Cotenești, pe Dâmbovița, și *Echinoconus conicus*, *Micraster coranguinum*, etc. găsite mai întâiu de GR. ȘTEFĂNESCU [95. pag. 33], iar mai târziu și de I. P. VOITEȘTI [73 pag. 218].

Institutul Geologic al României

Deaspre aceste marne d-l VOITEȘTI este de părere, că ele reprezintă un facies pelagic de profunzime [63 pag. 543] fără a se pronunța asupra coloraţiunii roșii.

In privința aceasta cred, că marnele roșii senoniane reprezintă un depozit terigen neritic-bathyal, analog depozitelor, ce iau naștere azi în Oceane în dreptul fluviilor mari ca Amazonul, Orinoco, Congo, ce transportă în mare materialul lateritic roșu, produs pe continent în zonele cu climat fluvial optim (astăzi climat equatorial).

Astfel, coloraţiunea roșie a marnelor senoniane stă foarte probabil în legătură numai cu producerea de laterite pe ariile continentale, ce înconjurau marea Senoniană. Ea nu se poate atribui adâncimii mării în care ele s'au depus, deoarece în nici un caz ele nu se pot compară cu argila roșie abisală, atât din cauza conținutului lor în CO_3 Ca (sunt marne de cement) cât și din cauza fosilelor neritice (Echinide) ce cuprind, cu toate că acestea se găsesc numai în zona de trecere spre conglomeratele mărunte dela coastă (Cotenești), unde coloraţiunea roșie se prezintă în bande late.

Comparând concluziunea aceasta asupra formării marnelor Senoniane cu cele ce decurg din studiul argilei roșii și a stratelor vărgate din colțul nordvestic al Transilvaniei, suntem în măsură să ne dăm seamă asupra unora din condiţiunile, sub care au luat naștere argilele și marnele roșii din timpu, scurs între începutul senonianului și până la începutul Eocenului cel puțin.

Anume, formarea lor stă în strânsă legătură cu desvoltarea unor arii continentale, pe suprafața cărora se formau soluri roșii de tipul lateritelor, cari uneori au fost remaniate și cărate complet în mare — cazul marnelor Senoniane — alteori s'au păstrat în parte pe continent, deși o bună parte a fost remaniată și cărată în depresiuni lacustre ori lagunare — cazul argilei roșii și a stratelor vărgate din basenul Transilvaniei.

Ariile continentale supuse climatului fluvial optim favorabil producerie lateritelor s'au desvoltat în ținururile carpatice încă din Senonian și au dăinuit în unele părți și în Danian și Paleocen, când cred că ar fi luat naștere argila lateritică din Munții Apuseni [54], părere ce-mi pare confirmată prin interpretarea ce o dă Baronul NOPCSA stratelor vărgate din regiunea Jibău, pe care le paralelilează ca vârstă cu stratele Daniane cu reptile Dinosaurieni din regiunea Hațegului [70 pag. 183].

*

Bazându-ne pe consideraţiunile, ce ni le oferă acest nou fel de interpretar a fenomenelor geologice din regiunile carpatice ce s'au petrecut între Senonian-Eocen și trecând la orizontul vărgat al marnelor inferioare din Flișul paleogen dela curbură, constatăm că ele reprezintă depozite terigene marinei pentrucă alternează cu marne cu Fucoide, a căror origină marină este indubitabilă.

Institutul Geologic al României

Asupra remanierii materialului lor două ipoteze se pot face:

Sau ele provin din remaniare directă a unor laterite, ce luau naștere pe ariile continentale, și în acest caz ele sunt sincronice cu stratele vărgate din depresiunea Huedinului.

Sau ele provin din remaniarea marnelor senoniane a căror grosime în zona Flișului, atinge dimensiuni însemnate.

In legătură cu aceste ipoteze vom remarcà următoarele:

Marnele roșii senoniane și marnele roșii eocene au o desvoltare mai mare — așà cel puțin se prezintă azi lucrurile — în apropierea marelor insule continentale de Cristalin; astfel marnele senoniane sunt bine desvoltate în Dâmbovița și Prahova, în legătură cu insula cristalină a Carpaților meridionali, iar marnele roșii eocene mai ales în nordul Moldovei și Bucovinei, în legătură cu insula cristalină a Munților Bistriței și ambele serii sunt foarte reduse în regiunea unde Flișul singur formează creasta munților, iar cristalinul este scufundat în profuzime.

De altă parte, întinderea marnelor roșii-eocene în Bucovina și Moldova de nord este independentă de prezența marnelor roșii senoniane. Astfel, în Bucovina pe V. Moldovei Senonianul se prezintă prin marne argiloase cenușii nu prin marne roșii (La Pojorita).

Aceste observațiuni mă fac să înclin mai mult către ipoteza dintâiu, că adică marnele roșii eocene ar provenì din remanierea și depunerea în mare a materialului lateritic produs primitiv pe continent. Această explicație ar permite să vedem și cauza pentru care în jurul insulei cristaline nordice marnele eocene roșii sunt desvoltate în strate groase, pe când în regiunea de curbură — departe de fostele masse continentale — se prezintă mai mult ca o alternanță de strate subțiri roșii, verzi și cenușii.

Totuș, printr'o astfel de accepțiune nu este exclusă posibilitatea remanierii marnelor roșii senoniane în depozitele mai noui decât ele, cum se găsește foarte des repetat fie în Paleogen, fie în Miocen (Mediteranul și chiar Sarmatianul cuprind astfel de marne și strate roșii ori vișinii) după condițiunile locale.

Origina primitivă a coloraționii roșii a rocelor Flișului carpatic trebuie în orice caz căutată în legătură cu desvoltarea zonelor lateritice pe suprafețele continentale ale epocelor trecute, al căror material roșu a fost remaniat odată sau de mai multe ori în depozitele, ce le-au urmat.

In ce privește vârsta marnelor vărgate ale orizontului inferior, în care formele fosile lipsesc — în afară de Fucoidele de diferite mărimi — ea nu se poate stabilì decât prin analogie și prin poziția lor stratigrafică față de alte orizonturi.

Din observațiunile critice făcute în jurul originii acestor marne și a coloraționii lor, am văzut că ipoteza cea mai verosimilă se pare că este aceea, că

Institutul Geologic al României

ele ar fi formate concomitent cu stratele vărgate inferioare din basenul Transilvaniei, când pe massele continentale cu nuclee cristaline se formau soluri lateritice.

Această ipoteză ar puteà fi confirmată prin poziția lor inferioară orizontului cu gresie de Fusaru = gresie de Tarcău și cu gresii calcaroase, care în alte părți sunt fosilifere și socotite de S. ATHANASIU și I. POPESCU VOITEȘTI, ca reprezentând, Luteținul Auversianul și Bartonianul la un loc, sau Eocenul mediu (= Parisian) din clasificația mai veche.

Pentru aceste considerațiuni sunt de părere, că marnele vărgate ale orizontului inferior reprezintă Palaeocenul, și sunt echivalente cel puțin cu partea superioară a stratelor vărgate dela baza Eocenului din Transilvania.

*

2. Orizontul mediu alcătuit din gresii calcaroase, calcare și cu intercalațiuni de marne cu Fucoide și conglomerate verzi, constitue prin excelență un facies neritic, cu treceri dese spre faciesul litoral.

De altă parte fiind orizontul cel mai fosilifer, prezența Nummuliților bentonici, a Coralierilor izolați, precum și a formelor găsite sporadic în Flișul din Moldova și Bucovina, denotă condițiuni mai prielnice desvoltării vieții, decât cele ce existau în timpul formării orizontului inferior.

In special curenții marini erau mai activi în timpul depunerii acestui orizont, activitate, care trebuie pusă în legătură cu regimul neritic litoral și cu comunicații mai mari și mai numeroase.

In adevăr, acesta este orizontul, care cele mai deseori stă călare pe creasta Carpaților, trecând și spre basenul Transilvaniei, ca o dovadă că comunicația apelor eocene din cele două bazene în acel timp eră o realitate.

Ea este dovedită la Rodna unde A. KOCH [43 pag. 112—114] a întâlnit o alternanță de gresii cu marne și conglomerate calcaroase, bogate în forme de Numuliți între cari: *Num. complanatus N. perforatus*, etc. pe baza cărora el le consideră că aparțin la Eocenul mediu (Parisian), reprezentând un orizont concentrat față de cele cinci orizonturi ale Parisianului din juru Clujului.

In Țara Bârsei FR. HERBICH [39 pag. 207—209 și 189] a descris dela Papăuți (Papolcz) și Zagon lângă Covasna, și dela Brețcu, mai la nord, gresii grosiere micacee — gresia de Uzu — în alternanță cu marne. Gresiile au aspectul gresiei de Măgura ori de Cernahora și sunt interpretate de KOCH (pag. 114) ca aparținând Eocenului mediu.

In sfârșit, la Porcești, tot KOCH (pag. 107—112) descrie la baza stratelor o argilă albăstrue cu Foraminifere, apoi calcar gresos (Grobkalk) cu: *Num. perforatus*, *N. complanatus*, *N. helvetica Kaufm.*, Echinide, Lamelibranchiate, etc., peste care urmează bancuri de conglomerate cu *Ostrea rarilamella*, etc.

Institutul Geologic al României

După lista fosilelor găsite acolo KOCH consideră stratele acestea aparţinând Eocenului mediu, ca şi cele dela Rodna, pe când VOITEŞTI [73 tabloul 1], comparând aceste fosile cu cele din depresiunea Getică, raportează aceste strate numai la Luteţian, paralelizându-le cu aproape întreaga serie a calcarului de Albeşti.

Prin determinarea ca Eocen mediu (Parisian) făcută de însăş KOCH pentru gresia grosieră micacee şi conglomeratele calcaroase din Flişul, ce trece creasta Carpaţilor în spre basenul Transilvaniei, ni se uşurează mult sarcina, în determinarea vârstei stratelor eocene din Flişul dela Curbură.

La rezultate analoage cu ale lui KOCH ajunge şi prof. S. ATHANASIU pentru roce identice în tot lungul Flişului carpatic din Moldova.

In primul rând voi aminti de bogata faună din Eocenul mediu Parisian descrisă de d-sa din Valea Sasca, districtul Fălticeni [7], unde a fost găsită remaniată în conglomeratele miocene dela marginea Flişului [1]). Ea deootă largi comunicaţii a mării Flişului cu marea transilvană în acel timp.

In zona internă d-l ATHANASIU determină o gresie grosieră micacie, vânătă când e proaspătă, galben brună când este alterată, căreia îi dă numele de Gresia de Tarcău. [11 pag. XLVII-XLIX]. Ea formează bancuri groase, ce cuprind în Neamţu Nummuliţi, cari i-au permis să o echivaleze tot cu Eocenul mediu = Parisian, considerând-o că formează orizontul cel mai inferior în Flişul eocenic. Desvoltarea acestei gresii o găseşte generală în toată zona internă a Flişului.

In basenul Uzului ea a fost întâlnită de HERBICH încă dela 1878, când a denumit-o, după cum am văzut mai sus, «Gresia de Uzu», dar o consideră de vârstă cretacică; pe când S. ATHANASIU a găsit în ea numeroase resturi de Nummuliţi, apropiaţi de *N. Lucasanus* sau *N. perforatus*, din care cauză o trece tot la Eocenul mediu, găsind-o identică cu «Gresia de Tarcău». [13 pag. XXI] şi [10 pag. 164—167].

Gresia grosieră micacee, de tipul gresiei de Tarcău, nu e cantonată numai în zona internă, ci apare şi în zona marginală, unde însă are o desvoltare mai redusă, în bancuri de 2—4 m intercalate între marne cenuşii.

Aşà d-l SAVA ATHANASIU a găsit-o în basenul Dofteanei încălecând peste gresia oligocenă de Kliva [13 pag. XXIII]; în aceleaşi raporturi în basenul Caşinului [13 pag. XXVI], ambele puncte situate în apropierea zonei interne, pe când la marginea Flişului a întâlnit-o pe P. Dragomira şi în alte câteva puncte din jud. Putna [13 pag. XXII—XXIII].

Deasemenea d-nii MRAZEC şi TEISSEYRE [62], VOITEŞTI [74] şi MRAZEC şi VOITEŞTI [63] au găsit gresia aceasta caracterizând o întreagă zonă în lanţul

[1]) Nota adăogită în timpul imprimării de SAVA ATHANASIU: Din cercetările mele, ulterioare lucrării menţionate, rezultă că fosilele descrise provin din blocurile de calcar silicios cu Numuliţi din conglomeratele miocene, nu din stratele Flişului eocen.

Institutul Geologic al României

Flișului carpatic, pe care au numit-o pânza gresiei de Fusaru, nume dat acestei gresii de VOITEȘTI. In ea au găsit *Numuliți*, *Assiline* și *Orthophragmine*, pe baza cărora VOITEȘTI a considerat-o mai întâiu echivalentă cu Auversianul și poate și Lutețianul superior, iar mai târziu cu d-l MRAZEC înclină să o creadă la Eocenul superior [63 pag. 544]. Prezența gresiei de Fusaru în Eocenul pânzei marginale a fost remarcată și de acești doi geologi în Valea Slănicului (Bacău) și în V. Zăbală (Putna). Insăș gresia de Moinești din Bacău descrisă de TEISSEYRE [107 pag. 573] și mai târziu și de VOITESTI [77 pag. 70] pare a fi tot gresia grosieră micacee intercalată în zona marginală.

In Bucovina d-l VOITESTI și cu mine am putut observà această gresie intercalată în zona marginală în Valea Moldovei între Frasinul și Vama.

Răspândirea gresiei grosiere micacee în Eocenul zonei interne și zonei marginale, cu grosimi variabile, ne arată că ea reprezintă un facies de coastă a cărui desvoltare a fost mai mare în zona insulară de creastă a Carpaților și mai redusă în zonele mai depărtate, unde nu se puteà formà decât probabil în jurul unor insule sau funduri ridicate, stâncoase. (A se vedeà [10] și [78 pag. 432]).

Ca consecință a acestei accepțiuni, poziținea stratigrafică a gresiei grosiere poate varià dela partea inferioară a Eocenului mediu (Parisian) — așà cum a găsit-o d-l SAVA ATHANASIU în zona internă — până la partea mijlocie și superioară a acestui orizont, așà cum se poate aflà, cele mai deseori, în zona marginală.

*

In Râmnicul-Sărat, în profilul din Vf. Monteoru gresia grosieră micacee apare, după cum am văzut, la partea inferioară a seriei calcaroase cu conglomerate verzi a Eocenului.

*

Vârsta atribuită în general acestei gresii și stratelor seriei calcaroase gresoase și cu conglomerate verzi, am văzut că este Eocenul mediu = Parisianul, atât în basenul Transilvaniei, cât și în zona Flișului.

Fiindcă numele de Eocen mediu = Parisian a fost introdus într'un timp când clasificația admisă în stratigrafia Eocenului erà mai puțin definită, voiu încercà o transpunere a sensului său vechiu în clasificația nouă admisă de prof. HAUG [38].

După KOCH [43 pag. 7] Eocenul basenului Transilvaniei se împărțià în trei etaje, fiecare cuprinzând orizonturile de mai jos:

3. Bartonianul { Stratele cu Bryozoare. — Str. de Brebi.
Stratele cu intermedia (marne).

Institutul Geologic al României

2. Parisianul	Calcarul grosier superior — Str. de Cluj.	
	Orizontul mijlociu de calcar de apă dulce.	
	Strate argiloase vărgate sup. — Str. de Turbuța.	
	Calcarul grosier inferior	Grupa de Racoczy (HOFFMANN)
	Stratele cu *Perforata*	
	Orizontul inf. de calcar de apă dulce.	
1. Londinianul	Stratele argiloase vărgate inferioare.	

Se vede dar că singur Parisianul cuprinde cinci orizonturi, constituind la un loc Eocenul mediu.

După HAUG Parisianul este echivalent cu întreg Eocenul și are o altă diviziune, iar în rezumatul critic, ce-l face lucrării lui KOCH (la pag. 1499—1500) dă următoarea paralelizare, pe care o prezint sub formă de tablou:

Eocenul = Parisian sau Mesonumulitic	4. Ludian	Marnele cu Bryozoare
	3. Bartonian	Stratele cu *N. intermedia*
		Calcar grosier superior
	2. Auversian	Calcarul mediu de apă dulce
		Argile vărgate superioare
		Calcarul grosier inferior
	1. Lutețian	Stratele cu *Perforata*
		Calcar inferior de apă dulce.
Eonumulitic = Paleocenul		Argilele vărgate inferioare.

Comparând aceste două tablouri, constatăm că Parisianul lui KOCH reprezintă pentru HAUG Lutețianul + Auversianul + partea inferioară a Bartonianului (stratele de Cluj), și se caracterizează în general prin marne, gresii, strate vărgate superioare și mai ales calcare grosiere.

In consecință, putem admite că orizontul cu strate gresoase calcaroase cu intercalațiuni de marne vinete cu Fucoide și conglomerate verzi, pe care l'am distins la partea mijlocie a Eocenului din Râmnicul-Sărat, prin faptul că cuprinde aceleași faciesuri petrografice ca cele de la Rodna și V. Tarcălului cu o poziție stratigrafică bine definită, poate fi echivalat ca vârstă cu Eocenul mediu (KOCH, ATHANASIU) sau cu Lutețian-Bartonian inferior în sensul lui HAUG.

Faptul că depunerea stratelor Eocenului mediu ar fi durat până în timpul Bartonianului inferior, inclusiv, ne explică îndeajuns diversitatea părerilor geologilor noștri asupra locului stratigrafic, pe care trebuie să-l ocupe gresia grosieră micacee (gresia de Tarcău = gresia de Fusaru) în seria Eocenă [1]).

[1]) G. MACOVEI și I. ATANASIU într'o lucrare recentă, consideră gresia de Tarcău ca Eocen superior. [51 pag. 14].

Institutul Geologic al României

3. Orizontul superior cuprinde după cum știm, marnele vărgate superioare cu intercalațiuni de conglomerate verzi în bancuri subțiri și distanțate, și gresiile cu ieroglife, a căror desvoltare mare uneori a atras denumirea de orizontul gresiilor superioare cu ieroglife — Obereieroglyphensandstein — dat de geologii austro-galițieni.

Considerat în general el reprezintă un facies marin neritic, la care trecerile laterale și pe verticală dela rocile pelitice la cele psefitice se face cu o mare ușurătate, ceeace dovedește că depunerea marnelor vărgate nu s'a făcut în zone bathyale, ci în zone neritice, lipsite de curenți de fund și cu o sedimentație intensă de mâl adus de pe continent.

Pentru originea coloraţiunii roșii a unora dintre marnelor acestui orizont înclin să cred că, materialul lor a fost adus de pe continent prin remaniarea sau a marnelor roșii senoniane sau a argilelor lateritice incomplet remaniate în epocele geologice anterioare.

In ce privește vârsta stratelor din acest orizont, referindu-ne la paralelizările, ce am făcut pentru celelalte două orizonturi inferioare acestuia, prin faptul că arată o sedimentație continuă față de seria mijlocie și conține Numuliți mici și *Lithothamnium* nu poate reprezentà decât partea superioară a Eocenului sau Bartonianul superior — Ludianul din clasificația lui HAUG.

Din studiile făcute până acum, reiese o constatare a cărei importanță ne interesează anume: orizontul superior al Eocenului se poate urmări cu aceleași caractere petrografice și stratigrafice în tot lungul geosinclinalului Flișului carpatic din Râmnicul-Sărat și Prahova până în Bucovina.

Această constatare concordă și cu concluziunile d-lui VOITEȘTI asupra răspândirii faciesurilor Flișului eocenic în Carpați [78 pag. 432—434] și ne permite să echivalăm întreaga serie de strate a orizontului superior cu Eocenul superior (ATHANASIU) adică cu Bartonianul superior + Ludianul (HAUG).

* * *

Aruncând o privire retrospectivă asupra celor constatate la depozitele Eocene dela curbura Carpaților și comparând depozitele din Flișul eocen cu depozitele eocene din basenul Transilvaniei, colțul nordvestic, ajungem să ne convingem tot mai mult de analogia, în linii generale, a condițiunilor de formare a sedimentelor în cele două basene vecine.

Astfel, stratele vărgate dela baza Eocenului din depresiunea Huedinului sunt reprezentate în regiunea Flișului prin marnele vărgate din Râmnicul-Sărat și prin marnele roșii din Moldova de Nord și Bucovina, ce se află tot la baza Eocenului.

Diferența stă în faptul că remanierea și depunerea argilei lateritice din Transilvania a avut loc într'o depresiune lacustră sau salmastră, cum înclină și KOCH să creadă, pe când în Carpați remanierea a avut loc într'o zonă

Institutul Geologic al României

marină neritică în lipsa curenților de fund și în general fără fosile, deci într'un facies de Fliș.

Vârsta acestor două serii de strate este posibil să coincidă cel puțin în parte, căci stratele vărgate din Transilvania nu este exclus să reprezinte singurele depozite danian-paleocene, nu numai cele londiniane; tot astfel cum marnele roșii și cele vărgate din zona Flișului e posibil să reprezinte Paleocenul.

Seria mijlocie se caracterizează în Fliș mai ales printr'un facies marnos calcaros, faciesul gresiei de Fuzaru și conglomerate mărunte verzi, iar în basenul Transilvaniei prin calcare grosiere, la care se adaugă o serie de strate vărgate cu stratificație torențială și cu gipsuri și calcare de apă dulce. Aceasta înseamnă că în zona Flișului se constată o continuitate în sedimentație cu oscilațiuni mici, pe când în Transilvania oscilațiunile ajungeau la formarea de depozite continentale; totuș, la revenirea mării se formau acelaș fel de roce gresoase calcaroase neritice, cu faună adaptată aceloraș condițiuni bionomice; ceeace înseamnă că și comunicațiunile între cele două basine erau frequente.

Sincronisarea acestor două serii se face cu succes, începând cu Lutețianul superior (stratele cu *Perforata)* și până în Bartonianul inferior inclusiv (stratele de Cluj).

Pe aceste baze putem spune că, ele constitue două serii sincronice în parte isopice, în parte heteropice.

Seria superioară este reprezentată în Râmnicul-Sărat și restul Flișului printr'un facies marnos și gresos cu intercalațiuni de conglomerate subțiri și mărunte, iar în Transilvania Eocenul superior = Bartonianul lui KOCH cuprinde tot un facies marnos-gresos, alcătuit din marnele cu *N. Intermedia* și *stratele cu Bryozoare.*

Ele reprezintă faciesul neritic al unei aceleași mări ce-și trimiteà apele atât în basenul Transilvaniei, cât și în geosinclinalul Flișului; ambele basene comunicând probabil prin Carpații nordici. Aceasta se poate dovedì mai ales prin prezența și în zona Flișului a formelor de Nummuliți ca: *N. intermedius* și *N. Fichteli* caracteristice Eocenului superior din jurul Clujului.

Putem deci admite ca foarte probabil că, stratele Eocenului superior din Fliș reprezintă un facies sincronic și isopic cu stratele cu N. *intermedius* și cu *stratele cu Bryozoare*, determinate de KOCH ca Bartoniane.

Dacă, mai departe, comparațiunea o estindem și la rezultatele, ce s'au. obținut mai ales în timpul din urmă în Carpații Polonezi, vom ajunge la constatări și mai interesante.

Aco'o, geologii polonezi au reușit să pună multă ordine în problemele Flișului, printre care avem: faciesul, vârsta și tectonica depozitelor Flișului.

Pe baza variațiunilor ce le constată în faciesurile Cretacicului și Eocenului ei împart Flișul carpatic în trei zone: Una meridională, echivalentă până la

[1]) W. Teisseyre [107 pag. 571—574].

Institutul Geologic al României

un punct cu zona internă dela noi; alta centrală, echivalentă cu zona mijlocie, și a treia zona septentrională, echivalentă cu zona marginală.

Depozitele seriei eocene au o grosime, ce variază între 270—800 m și se pot repartizà la trei orizonturi cu diferite desvoltări în cele trei zone. (A se vedeà J. NOWAK [69 pag. 51—54]).

La partea superioară: Șisturi bigarate, gresii cu ieroglife, conglomerate. (Orizontul acesta se găsește în toate zonele).

La partea mijlocie: Gresia de Ciežkowice, groasă dela 0—600 m., șisturi bigarate, gresii cu ieroglife,
(Orizontul acesta se găsește tipic desvoltat în zona centrală. Gresia de Ciežkowice lipsește în zona meridională și între zona centrală și cea septentrională.

La bază: Șisturi argiloase roșii ori bigarate 30 m. (în toate zonele); sau
Șisturi argiloase vinete negricioase (în zonele centrală și septentrională).

Senonian cu marne cu *Scaphites constrictus* și *Inoceramus* sp.

Stratele de bază alcătuite din șisturi argiloase roșii ori bigarate, sau uneori și din șisturi argiloase vinete negricioase, sunt considerate ca paleocene, pentrucă se reazimă concordant peste stratele senoniane cu *Soaphites constrictus* și *Inoceramus* sp.

Restul stratelor de deasupra reprezintă Eocenul în întregimea sa.

Clasificația de mai sus, care ne prezintă o vedere sintetică a Flișului eocenic din Carpații Polonezi, ne arată nu numai o asemănare, ci o adevărată identitate între orizonturile eocenice din Polonia și orizonturile eocenice, ce le-am distins în Râmnicul Sărat.

Aceste rezultate, coroborate din nou cu rezultatele la care au ajuns la noi MRAZEC, TEISSYERE, S. ATHANASIU și VOITEȘTI, ne conduc la o concluziune de cea mai mare importanță anume: succesiunea orizonturilor din seria eocenică, precum și condițiunile de genează a lor se păstrează în tot Flișul Carpatic din România și Polonia cu aceleași caractere generale și deseori și cu aceleași caractere speciale.

FACIESUL ȘI VÂRSTA DEPOZITELOR OLIGOCENE

1. Orizontul inferior al marnelor inframenilitice. Cuprinde marne nisipoase vinete verzui cu intercalațiuni de conglomerate verzi și gresii cuarțitice.

Cu separarea acestui orizont la baza stratelor oligocene, ajungem să admitem și pentru Oligocen o diviziune în trei orizonturi ca și pentru Eocen.

Institutul Geologic al României

Ea nu-mi este însă impusă dintr'un spirit de imitație a diviziunii în trei a seriei Eocene, ci ca o necesitate stratigrafică în toate profilele studiate în regiune.

Este drept, că atât la București cât și la Cluj profesorii de geologie respectivi împart Oligocenul în două orizonturi:

orizontul superior — cu gresia de Kliwa
orizontul inferior — cu șisturile menilitice.

Totuș împărțirea în trei orizonturi nu este nouă, ci datează din cele mai vechi timpuri ale geologiei românești, dela GR. COBĂLCESCU, care în lucrarea sa asupra Terțiarului din România separă, încă dela 1883, la baza menilitelor o serie de strate marnoase, pe care le-a numit *marnele inframenilitice*, cu o desvoltare destul de mare în basenul Trotușului și al Tazlăului. [27, pag. 65].

El se bazà în diviziunea sa pe descoperirile, ce le făcuse GORJ. KRAMBERGER [45] în menilitele și marnele inferioare dela Also-Verecke din Flișul Carpaților nordici și pe discuția logică și descoperirile lui MIHAEL VACEK [110] în aceeaș localitate și la Riszkania, în apropierea celei dintâiu.

Datorită descoperirilor de fosile în marnele oligocene, dela baza menilitelor din Carpații nordici, COBĂLCESCU cu o intuiție îndrăsneață și justă compară marnele dela baza menilitelor din Bacău cu stratele de Hoia, determinate de HOFMANN [40] și KOCH pe date paleontologice ca Oligocen inferior.

Părerea lui COBĂLCESCU este verificată și prin profilele din Râmnicul-Sărat. Argumentele, ce ni le oferă aceste profile în favoarea ideii că numai orizontul inframenilitic, așà cum a fost definit aici, aparține la Oligocenul inferior, și deci se poate echivalà cu stratele de Hoia și probabil și cu stratele de Mera din basenul Transilvaniei, sunt:

a) Poziția lor stratigrafică. Ele sunt cuprinse între partea superioară a orizontului superior eocenic cu marne vărgate și gresii cu hieroglife (Bartonian superior + Ludian) și baza șisturilor menilitice din Oligocenul mediu.

b) Către partea superioară a marnelor inferioare se observă intercalațiuni de gresii cuarțitice negricioase, care par mai de grabă menilitizate prin acelaș proces de diageneză, prin care marnele de mai sus au fost transformate total sau în parte în menilite. Iar la contactul cu menilitele se află o alternanță de marne, gresii și conglomerate verzi mărunte (caracteristice acestui orizont marnos și celor eocene) și de menilite tipice ale orizontului mijlociu, pe o grosime de 7—10 m.

Ori tocmai tranziția gradată, ce se observă între marnele inferioare și menilitele de deasupra ne arată continuitatea în sedimentația acestor două orizonturi și în consecință marnele de sub melinite nu pot fi socotite decât aparținând la Oligocen, iar prin poziția lor inferioară menilitelor, la O l i g o c e n u l i n f e r i o r.

Institutul Geologic al României

Tot ca Oligocen inferior consideră și Dr. H. GROZESCU [37, pag. 17] marnele dela baza menilitelor din basenul Tazlăului (Bacău), care sunt tocmai marnele inframenilitice, deosebite de COBĂLCESCU.

Iar d-l O. PROTESCU distinge în Numuliticul dela Șotrile-Breaza un orizont superior cu gresii șistoase micacee, bogate în silice și cu argile nisipoase, în care a găsit foraminifere de tipul:

Numunulites Fichteli rar
Orbitoides papyracea rar
» *axpera* rar
Operculina complanata f. des. etc.

Pe baza cărora d-sa consideră acest orizont la Oligocenul inferior, separându-l deci de Bartonianul (Priabonianul lui BOTEZ) dela bază și de orizontul menilitic, către care face trecere în unele puncte la partea superioară. [87, pag. 256—260].

Limita între Eocenul superior și Oligocenul inferior este fără îndoială destul de greu de stabilit, deoarece marnele vinete-verzui cu intercalațiuni de conglomerate verzi calcaroase se găsesc tot așà de bine în Eocenul superior ca și în Oligocenul inferior.

Fiindcă în Râmnicul-Sărat se găsește un banc de brecii conglomeratice verzi, gros numai de 1½ m, și intercalat între stratele marnoase vinete verzui de sub menilitele dela Vintileasca și P. Palanca, deaceea consider că limita între Eocenul superior și Oligocenul inferior din Râmnicul Sărat este dată de prezența acestui banc de brecii conglomeratice verzi.

In cazul acesta ele reprezintă ecoul foarte slăbit al unor schimbări a liniei de țărm, ce au avut loc la începutul Oligocenului, și care în alte părți (Putna-Bacău) a fost mai accentuat.

Dealtfel faciesul neritic al mării s'a păstrat în tot timpul orizontului inferior al Oligocenului ca și în Carpați nordici și aceasta se cunoaște după natura rocelor marnoase, gresoase și conglemeratice, din care este alcătuit.

De altă parte, cu toate că la începutul Oligocenului avem și aici o schimbare a liniei de țărm ca și în Putna, la Hârja, și cum se află și la Hoia lângă Cluj, totuși slaba și rara intercalație de conglomerate bazale ca și concordența stratelor orizontului acestuia cu stratele Eocenului superior și cu orizontul menilitic ne arată mai de grabă o continuitate de sedimentație între Eocenul superior și Oligocenul inferior, pusă în evidență și prin prezența cam a acelorași roce în ambele orizonturi.

Intreruperile de sedimentație au fost mai mult locale și de scurtă durată, dacă ele au existat cu adevărat.

In privința vârstei ce vom atribui acestui orizont ne vom păstrà în cadrul cercetărilor lui VACEK și COBĂLCESCU, atribuindu-le, la Oligocenul

Institutul Geologic al României

inferior, însă cred că stratele sale se pot paraliză cu toată seria de sub menilite și de sub stratele cu Pești dela Ileanda Mare, deci cu stratele de Hoia și cu stratele de Mera, care la un loc probabil că constituie etajul Lattorfian din clasificația lui HAUG și parte din Rupelian [38, pag. 1444—1446 și 1500].

2. Orizontul mijlociu al Șisturilor menilitice. Constituie unul din orizonturile petrografice caracteristice Flișului carpatic în care domină menilite'e tipice, cu șisturile disodilice foioase și bituminoase și cu marnele silicioase, la care se adaogă marne calcaro-silicioase; în sfârșit spre bază se găsesc câte odată și intercalațiuni de conglomerate mărunte verzi, iar spre partea superioară sunt intercalațiuni de brecii verzi cu elemente din gresia de Kliwa, sau chiar bancuri subțiri de gresie de Kliwa.

Menilite desigur se mai găsesc în Flișul Carpatic; anume în Eocenul zonei interne și în Cretacicul aceleiași zone, însă desvoltarea lor tipică se află în Oligocenul din tot lungul Carpaților.

De o deosebită importanță pentru aceste strate sunt resturile de fosile găsite și care ne vor da indicațiuni asupra genezii și vârstei lor.

In Râmnicul-Sărat nu am găsit decât solzi de Pești, pe care îi putem atribuì — unii din ei — la *Meletta* sp.

In colecțiunea Laboratorului de Geologie din București se află un eșantilion de șisturi disodilice cu maxilarul inferior al unui Pește mic, cules de d-l S. ȘTEFĂNESCU din șisturile menilitice de sub Vf. Purcelul.

La Piatra-Neamțu Prof. I. SIMIONESCU [93] a găsit în șisturile menilitice genurile de Pești: *Gobius* și *Sygnathus*; pe când dela Bălțătești d-nii E. RACOVITZA și R. SEVASTOS [89'] au determinat un isopod *Proidotea Haugi* și N. L. COSMOVICI [30] a descris din malul Bistriței de lângă Piatra o serie de moluște printre care: *Adeorbis*, *Spondylus*, *Pecten*, *Lima*, *Modiola*, *Psamobia*, *Astarte*, *Gordalis* și *Cardium*.

O descriere detailată a isopodului *Proidotea Haugi*, găsit în șisturile menilitice de lângă Piatra a fost făcută de d-l N. L. COSMOVICI (Anuar. Inst. Geol., Vol. IX, 1915—1920, pag. 421).

Dacă la aceste date se adaogă resturile de plante superioare, algele și crustacei găsite de Dl VOITEȘTI în seria menilitică din depresiunea getică [73] precum și resturile de trunchiuri silicifiate și carbonisate găsite de TEISSEYRE (*Pityoxylon?*) în Bacău și de d-l VOITEȘTI cu mine în Prahova (la Provița de sus) ne facem o idee despre conținutul fosilifer al acestor strate în Flișul Carpatic românesc.

Lista fosilelor din menilite trebuie complectată cu cele deja amintite dela Also-Vereczke și determinate de GORJ. KRAMBERGER, și cu cele dela Ileanda Mare unde HOFMANN și KOCH au găsit [43. pag. 176]:

Meletta sp.	*Saxicava* (?) sp.
Cardium Lipoldi	*Ostracode*

Institutul Geologic al României

Pe baza acestor fosile și ținând seamă de poziția stratigrafică a șisturilor menilitice cu pești atât în basenul Transilvaniei cât și în Carpați s'a ajuns la concluzia că ele reprezintă seria mijlocie a Oligocenului. După KOCH ele ar reprezintà partea superioară a Oligocenului mijlociu, în timp ce partea inferioară a acestui orizont ar fi reprezentată prin stratele de Mera de natură marnoasă nisipoasă (43 pag. 176).

De altă parte șisturile menilitice cu Pești au fost comparate de VACEK, S. ATHANASIU etc., cu argilele fosilifere din basenul oligocen dela Mayence, care conțin și resturi de *Meletta* și *Amphisyle* ca în Carpați și pe care HAUG [38, pag. 1446] le consideră împreună cu nisipurile fosilifere dela bază, aparținând la etajul Rupelian, ceeace se acordă cu interpretarea dată de KOCH în Transilvania.

Putem deci admite că și în Carpați șisturile menilitice aparțin la Oligocenul mijlociu, reprezentând foarte probabil partea superioară a etajului Rupelian.

In ce privește modul de formare al șisturilor menilitice prof. E. HAUG admite, că ele reprezintă o formațiune bathyală, cu toate că în basenul Mayence ele conțin diferite resturi de plante fosilizate.

Insăși KOCH înclină să creadă șisturile menilitice drept o formațiune de mare mai adâncă, fără a se pronunță precis pentru faciesul baythyal.

Argumentele aduse de PREDA (83, pag. 20—22) sunt destul de doveditoare, că șisturile menilitice reprezintă un facies neritic depus într'o mare rece nordică — geosinclinalul oligocen — ce se întindeà din Germania peste Carpați și sudul Rusiei și care trimiteà prelungiri în basenul Anglo-galic (HAUG) și în basenul Transilvaniei.

La aceste argumente se mai adaogă observațiunile d-lui N. L. COSMOVICI făcute în limanul Șabalat de lângă limanul Nistrului, pe țărmul Mării Negre, unde a constat o salinitate mai mare ca a mării, formarea de sapropel ca la Tekirghiol și desvoltarea unei faune foarte bogate, între care Isopodele idoteide sunt frequente.

Pe baza acestor observațiuni Prof. S. ATHANASIU trage concluzia justă că, șisturile bituminoase cu Pești și Isopode din Oligocenul mediu (șisturile menilitice) sunt formate la o adâncime mică sub un regim lagunar, unde s'au putut desvoltà o microfaună și o microfloră bogată.

Dealtfel însăși răspândirea acestor roce pe verticală și în suprafață, atât în Carpați cât și în basenul Transilvaniei, pledează pentru acest fel de interpretare.

Astfel în profilele descrise dela Vf. Piatra Neculele, Carâmbu, Valea Coita și Valea Sclifi am văzut că printre menilite se intercalează conglomerate cu elemente verzi fie spre bază, fie spre partea lor superioară, unde se mai adaogă și bancuri de gresie de tipul gresiei de Kliwa.

Variațiuni pe verticală așà de bruște și numeroase dela menilite la conglomerate nu se acordă în nici un caz cu un regim de mare adâncă (facies

Institutul Geologic al României

bathyal). In afară de aceasta trebuie reamintit că, conglomeratele intercalate menilitelor din Valea Coita au forme lenticulare, ceeace denotă un regim litoral, poate chiar deltaic intercalat regimului lagunar ori neritic.

Dar și răspândirea în suprafață a șisturilor cu Pești dela Ileanda Mare arată, că sunt roce depuse într'o bae cu adâncimea zonelor neritice, căci întinderea lor este restrânsă în jurul ramurei nordestice a Munților Zalăului dela Ciumărna până la Lăpușul Românesc și lipsesc complet spre Huedin și Cluj.

Fenomene de laminare tectonică nu se pot invocà pentru a explicà restrângerea lor în acest colț, căci Profilul 9 din lucrarea lui KOCH (pag. 175) arată pentru marnele cu Pești o înclinare de cel mult 20° spre S. Restrângerea lor este deci condiționată de prezența unui basen cu întindere locală unde s'a putut păstrà un facies mai sărat atunci când spre sud și sudest de acest basen se desvolta un facies de ape îndulcite sau chiar un facies continental.

Tot astfel în geosinclinalul Flișului Carpatic, faciesul neritic ori lagunar, cu aceleiași caractere generale ca la Ileanda mare, a persistat în tot timpul formării șisturilor menilitice din Oligocenul mediu.

Se demonstrează astfel, că atât prin fauna ce o cuprind cât și prin răspândirea, în suprafață și pe verticală, șisturile menilitice din Carpați și șisturile cu Pești dela Ileanda mare sunt depuse în apele puțin adânci ale unor lagune în legătură cu marea nordică rece din Oligocenul mediu.

3. Orizontul superior al gresiei de Kliwa. Este orizontul cel mai superior al Paleogenului și constitue un orizont petrografic tot așà de caracteristic pentru Flișul carpatic ca și orizontul cu șisturi menilitice.

La partea inferioară gresia de Kliwa cuprinde deseori intercalațiuni de marne silicioase, ori chiar menilite, ceeace arată trecerea dela orizontul menilitic la orizontul gresiei superioare. Alteori alternanța de marne și gresie de Kliwa ține peste 150 m (pe pâr. Sclifi), având și intercalații de conglomerate brecioase verzi legate prin materialul nisipos al gresiei de Kliwa.

Cele mai deseori gresia de Kliwa se prezintă în bancuri groase de 2—10 m. separate prin strate subțiri de marne foioase cenușii.

Denumirea de gresia de Kliwa a fost introdusă în literatura noastră geologică de Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU [99, pag. 80] încă dela 1897, fiind împrumutată dela geologii galițieni PAUL și TIETZE [1]), cari cei dintâi au aplicat-o unui facies al *gresiei de Măgura* oligocenă.

De atunci ea s'a încetățenit la noi și a eliminat denumirea de gresia de Măgura, întrebuințată de COBĂLCESCU pentru aceeași gresie silicioasă dela partea superioară a Oligocenului, deoarece sub acest ultim nume se cunoșteà în Galiția și gresia grosieră din Eocenul mediu = gresia de Ciczkowice de azi = gresia de Fuzaru dela noi.

---

[1]) Citați de VACEK la pag. 204. [110].

Institutul Geologic al României

Incercarea făcută de TEISSEYRE de a denumì această gresie cu un nume românesc — gresia de Tisești — n'a avut succes.

In Carpații Polonezi se utilizează două numiri pentru gresia oligocenă superioară, după faciesurile ce reprezintă.

Astfel după J. NOVAK [69, pag. 53—55] în zona meridională faciesul gresos al Oligocenului superior este reprezentat prin *Gresia de Măgura*, care este o gresie cuarțoasă, albă în general, uniformă și fără calcar, la fel cu gresia de Kliwa dela noi.

In zonele centrală și septentrională se găsește Gresia de Krosno, o gresie cenușie, fină și uniformă cu mică albă și cu intercalațiuni subțiri de marne șistoase cenușii.

La noi nu s'a ajuns până acum să se distingă în gresia oligocenă superioară un facies deosebit de faciesul gresiei de Kliwa. Numai în Klipa paleogenă dela Răchitașu (Putna) descoperită în vara anului 1923 de d-l I. P. VOITEȘTI și cu mine, am găsit o gresie cuarțoasă, cenușie gălbue, în care abundă uneori resturile calcaroase de Foraminifere.

Ea ar puteà reprezentà un facies mai calcaros fosilifer în zona, ce înconjoară Flișul paleogen, și pe care am numit-o zona pericarpatică.

Deși poziția sa stratigrafică și aspectul său în bancuri arată că ea aparține Oligocenului superior — totuși prezența unor Foraminifere în cantitate foarte mare în creasta Răchitașului îmi impun rezervă până la studiul definitiv al chestiunii.

In privința modului de formare al gresiei de Kliwa Prof. MRAZEC [61, pag. 46] crede că ea reprezintă o gresie de dune de coastă.

Prof. S. ATHANASIU [18, pag. 208—209] luând în considerare: lipsa stratificației încrucișate; intercalațiunile de marne, la care voiu adăogà menilite și bancuri de conglomerate brecioase; lipsa de transgresiune a acestei gresii peste menilite, cu care de fapt concordă; prezența de glauconit proaspăt (GROZESCU); prezența urmelor de valuri și grosimea enormă, ajunge la concluziunea că gresia de Kliwa poate fi interpretată ca o gresie eoliană numai în unele din părțile sale; în nici un caz însă această origine nu se poate atribuì la întreaga formațiune.

Vârsta gresiei de Kliwa. Dela început geologii galițieni și apoi geologii români au raportat această gresie silicoasă la Oligocenul superior bazați pe poziția sa stratigrafică la partea superioară a șisturilor menilitice și în concordanță cu ele.

Cât despre fosile, nici un orizont al Paleogenului din Fiiș nu se prezintă mai lipsit de fosile ca orizontul gresiei de Kliwa.

Numai în Carpații nordici VACEK [110, pag. 202—203] a găsit în orizontul acesta la Riszkania, NV. de Uszok câteva fosile, ce au rămas singura descoperire indubitabilă din orizontul gresiei de Kliwa

Institutul Geologic al României

Acolo, deasupra marnelor menilitice cu Pești, el a găsit o serie de gresii groase de 100 m. — gresia de Măgura = gresia de Kliwa — separate în două grupe prin o intercalație de marne cu bancuri calcaroase gresoase. In bancurile calcaroase gresoase se păstrează resturi de Moluște, din care VACEK a determinat:

Eburna caronis Braga.	*Cytherea incrassata* Lamk
Melania striatissima Zittl	» cf. *soror* Desh.
Natica crassatina Lamk.	*Cyrena semistriata* Desh.
Cardium fallax Mich.	*Panopaea* cf. *angusta* Nist.

Pe baza lor el compară aceste strate cu stratele salmastre O_5 (marne și gresii), determinate de HOFMANN [40, pag. 266] în regiunea Sălajului ca aparținând la Oligocenul superior, așezate peste șisturile cu Pești de Ileanda Mare. Formele din Carpații nordici se apropie foarte mult și de cele descrise de KOCH din regiunea Cluj-Huedin, din gresiile și conglomeratele cu cărbuni (stratele de Ticu-Fargacskut), care reprezintă un facies de apă dulce (continental) în alternanță cu un facies salmastru considerat de KOCH mai întâiu ca Aquitanian, iar de HAUG ca Chattian.

Dacă ținem seamă că în partea inferioară gresia de Kliwa cuprinde însemnate intercalațiuni de marne vinete silicioase, menilite și conglomerate — păr. Sclifi — este verosimil ca partea inferioară să reprezinte un facies marin salmastru al Oligocenului superior, întocmai ca și stratele dela Riszkania, pe când partea superioară cu gresia masivă poate reprezentà chiar un facies de dune de coastă, cum a considerat-o Prof. MRAZEC și cum înclină să o creadă și Prof. ATHANASIU acolo unde intercalațiunile de marne lipsesc.

Privind în totalitatea lor caracterele principale ale celor trei orizonturi ale Oligocenului din zona de curbură a Carpaților și urmărindu-le în toate zonele carpatice, ajungem la concluziuni tot așà de importante ca și pentru orizonturile Eocenului.

1. Orizontul marnos inferior, departe de a fi un orizont cantonat numai în zona de curbură, se regăsește în Bacău, unde a fost studiat de COBĂLCESCU în Prahova, pus în evidență de PROTESCU, apoi în Carpații nordici (VACEK) și în colțul nordvestic al Transilvaniei.

Caracterele faunistice și petrografice, precum și răspândirea sa denotă un facies marin neritic cu o întindere generală în regiunile Carpatice și cu oscilațiuni însemnate pe verticală în regiunea Transilvană.

2. Orizontul mijlociu al șisturilor menilitice, unul din cele mai tipice din punct de vedere petrografic, se păstrează în toate zonele de geosinclinale din zonele Carpatice. Peste tot el conține Pești și denotă un facies neritic lagunar în legătură cu marea nordică rece.

3. In timpul orizontului superior al gresiei de Kliwa regresiunea se accentuiază pentru toată zona nordică a mării oligocenice, începând din basenul

Institutul Geologic al României

Mayence, peste Germania de nord, basenul Transilvaniei și geosinclinalul Carpatic. Din această cauză partea sa superioară din Flișul carpatic poate fi socotită chiar ca un facies continental cu dune de coastă, în timp ce în alte părți persista un facies salmastru lagunar, ori îndulcit de mlaștini (Cluj-Huedin); sau chiar un facies marin (Cassel), care se întâlnește și în Carpați în partea inferioară a acestui orizont.

Cu sfârșitul Oligocenului o bună parte din regiunile ocupate de marea oligocenă nordică au fost exondate și transformate în Continent, atât în Germania cât și în Carpați și basenul Transilvaniei.

Chestiunea ce se pune însă acum, este dacă retragerea mării din regiunile Carpatice a fost completă — și în locul ei s'a instalat continentul — sau ea a rămas sub formă de lagune de concentrație la marginea externă a Flișului exondat în părțile lui interne?

Iată probleme, ce se ridică pentru capitolul următor.

SISTEMUL NEOGEN

CONSIDERAȚIUNI GENERALE

Suprafața cea mai mare din regiunea de curbură sudestică a Carpaților este ocupată de depozitele neogene, care se întind dela limita de răsărit a zonei marginale până la Câmpia Română, pe o lărgime de aproximativ 30 km.

In literatura geologică această zonă este cunoscută sub numele de S u b c a r p a ț i sau Z o n a S u b c a r p a t i c ă și are o desvoltare constantă în tot lungul Carpaților, din Polonia până la Severin.

Studiul Neogenului din această regiune mi-a permis să deosebesc în interiorul ei două zone distincte atât din punct de vedere tectonic, cât și stratigrafic și anume:

Z o n a P e r i c a r p a t i c ă sau a Subcarpaților interni în partea internă și Z o n a S u b c a r p a t i c ă propriu zisă sau a Subcarpaților externi în partea externă.

Ele sunt separate printr'o fractură longitudinală — Fractura Pericarpatică — în lungul căreia zona pericarpatică încalecă peste zona subcarpatică.

In zona pericarpatică Neogenul este reprezentat aproape numai prin depozitele mediterane, la care se mai pot adăogà și depozite sarmațiane și meoțiane, ce transgresează fie ca petece restrânse alungite în jurul fracturei pericarpatice, fie ca o manta, ce acoperă toată zona la sud de Valea Râmnicului.

In zona subcarpatică propriu zisă Mediteranul lipsește complect, pe când Sarmațianul și Pliocenul alcătuesc exclusiv depozitele sale.

Urmărind succesiunea stratigrafică a depozitelor neogene din această regiune, se ajunge să se separe toate etajele cunoscute la noi în țară și cu

Institutul Geologic al României

grosimi, ce ne permit să tragem concluziunea că depunerea lor a avut loc în geosinclinale, al căror fund erà în continuă scufundare.

Aceste condițiuni geotectonice au influențat foarte mult asupra constituției petrografice și aspectului sedimentelor neogene, astfel încât depozitele mediterane și cele buglowiene se prezintă cu caractere foarte asemănătoare celor din Fliș, iar toate depozitele neogene s'au îngrămădit în grosimi de mii de metri în jurul ariilor continentale carpatice, care tot câștigau în suprafață.

Date istorice. Cu privire la cunoștințele geologice, ce posedăm despre Neogenul dela curbura Carpaților, voiu menționà raportul publicat în Anuarul Biuroului Geologic pe 1884 (pag. 9—17), care dă o idee generală despre limitele Pliocenului și Miocenului din Râmnicul-Sărat și Putna.

Inaintea acestui raport găsim câteva indicațiuni în lucrările unor geologi străini, cari au vizitat și această regiune din Țara Românească.

Așà SPRATT [1]) spune că a găsit depozite cu *Cardium* și *Dreissensii* în Pliocenul din jurul orașului R.-Sărat; iar COQUAND [2]) credeà, că a găsit la Modreni (basenul Călnăului) Sarmațianul cu *Cyrena convexa* — care în realitate este *Dosinia exoleta* din Meoțian — împreună cu *Unio*.

SABBA ȘTEFĂNESCU acordă în 1897 o importanță deosebită Neogenului din Râmnicul-Sărat și Putna, după cum făcuse și pentru Paleogen, dând și patru profile din Râmnicul-Sărat [99].

In această lucrare marnele cu gipsuri, masivele de sare, gresiile marnoase și tuful vulcanic verde (palla) sunt atribuite Helvețianului (Schlier) constituind Formațiunea saliferă subcarpatică.

Important de menționat este raportul anormal, pe care il găsește între «Formațiunea saliferă» și Sarmațianul din V. Reghiu (fig. 8, pag. 96 dinlucrarea citată).

Pliocenul este format, după părerea sa, din Pontian și Levantin, Meoțianul fiind trecut la Sarmațian. Din Sarmațianul și Pliocenul din Râmnic d-sa a colecționat un număr mare de fosile, ce se găsesc studiate în lucrarea sa de paleontologie [101] și [100].

In 1902 MRAZEC și TEISSEYRE [61] în studiul asupra masivelor de sare dau o descriere generală a zonei salifere și a masivelor de sare din Putna și R.-Sărat, iar profilul dela pag. 11 ne arată structura geologică și tectonică a regiunii dela Bisoca.

La sud de Valea Trotușului d-lor observă «Falia Sarmaticului» între Formațiunea saliferă miocenă și Sarmațian.

In 1904 în lucrările Comisiunii pentru petrol [46, pag. 68] se insistă asupra dislocațiunii între saliferul miocenic și Sarmațian, pe distanța Cașin-Sările (Bisoca) cam 60 km. lungime, dealungul căreia apar înșirate anticlinale cu sare.

[1]) SPRATT: On the Geology of Varna. Quart Journ. XIII 1857.

[2]) COQUAND: Sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie etc. Bull. Soc. Géol. de France II-ème série XXIV 1866—67.

Ambii citați de Prof. S. Ștefănescu în teza sa de doctorat. [99 pag. 59].

Institutul Geologic al României

In diferite alte lucrări Prof. MRAZEC revine cu vederi noui asupra alcătuirii tectonice a regiunii [62], [58] și [63].

In 1908 TEISSEYRE aduce o contribuțiune interesantă la cunoașterea ciclurilor de remaniere în Terțiar și a faciesului petrografic al Pliocenului, cu care ocaziune amintește și de faciesul Sarmațianului și Meoțianului din Râmnicul-Sărat și Putna. [109, pag. 357—363].

In 1912 M. IONESCU [42] într'o notă preliminară, urmărește Terțiarul de pe foaia Scheia, menționând fosilele din Sarmațianul și Pliocenul dela limita între Buzău și Râmnic.

De curând Dr. O. PROTESCU a publicat rezultatul cercetărilor sale geologice, făcute în partea de est a jud. Buzău și în partea limitrofă a jud. Râmnicul-Sărat, cu care ocazie dă și câteva profile din Râmnic [88].

SERIA MIOCENICĂ.

Desvoltarea depozitelor miocenice din regiunea de curbură a Carpaților se prezintă într'un chip cu totul interesant, pentru că aici se întâlnesc faciesurile și condițiunile tectonice din Moldova de sud, alături de faciesurile și condițiunile tectonice din Muntenia de răsărit.

Urmărirea mai de aproape a problemelor tectonice din această, regiune ne va permite să stabilim mai precis legătura geologică între Moldova și Muntenia și să soluționăm unele probleme, cari până acum păreau trunchiate.

In seria miocenică din această parte se pot face următoarele separări de prim ordin:

2. Etajul Sarmațian;
1. Depozitele Mediterane.

Raporturile lor se prezintă așa fel că la nord de Valea Râmnicului ambele diviziuni sunt complect separate tectonicește, pe când la sud de Râmnic, Sarmațianul fiind transgresiv peste zona mediterană, ele sunt cutate împreună iar în unele locuri par așà de intim legate, încât dau impresia unei continuități de sedimentație, deși în realitate între ele există o lacună stratigrafică.

DEPOZITELE MEDITERANE.

Rocele, care iau parte la constituția acestei diviziuni stratigrafice, sunt alcătuite din marne argiloase, marne nisipoase și gipsoase, apoi gipsuri și gresii, nisipuri ori conglomerate și tuful dacitic, toate lipsite de fosile și în general roce puțin dure; numai tuful dacitic, unele gresii cuarțoase cu cement calcaros, ce alternează cu tuful vulcanic și unele gresii calcaroase ori conglomeratice, constituie rocele mai dure din toată seria de strate.

Constituția petrografică a depozitelor mediterane influențează și ea relieful regiunii, dominat aici de structura tectonică în cute strânse de direcțiune N—S. Astfel, în general, direcțiunea de sinclinale cu roce dure rămâne

Institutul Geologic al României

în relief, constituind culmi de dealuri înalte și de lungime mare, iar văile se așează, separând dealurile, pe direcțiunile anticlinale cu roce moi. De acì urmează dispoziția longitudinală a reliefului regiunii, dispoziţiune ce arată un caracter pregnant de primitivitate, deși nu ne aflăm la cea dintâia fază de erosiune a regiunii.

După cum am văzut, depozitele mediterane, ca și cele paleogene sunt ușor de distins pe teren, pentru că ele caracterisează o zonă întreagă — Z o n a P e r i c a r p a t i c ă — limitată de două mari fracturi longitudinale: fractura marginală a Flișului, în partea internă și fractura pericarpatică, între Mediteran și Sarmațian.

Intre aceste limite tectonice zona pericarpatică are o lărgime de 6—14 km., iar spre interior prezintă caracterul de depresiune, cunoscută sub numele de D e p r e s i u n e a V r a n c e a.

Fractura pericarpatică este o continuare spre sud a Faliei Cașinului și traseul său se urmărește în regiunea de curbură pe Valea Putnei la 200 m. în sus de P. Sărat, apoi între Vf. Răiuțu și Vf. Muncelu; puțin la est de confluența P. Reghioru; pe Milcov la gura P. Preda; pe la est de Titila și la Făget; est de Vf. Alunului și Vf. Gârbova; taie Motnăul la vest de confluența cu Motnăul mic; iar în lungul Dealului Roșu se ține la vest de creastă până în V. Râmnicului la confluența cu Râmnicelul.

Acest traseu reprezintă în acelaș timp și limita între Mediteran și Sarmațian la nord de Valea Râmnicului.

La sud de Râmnic dislocația trece pe la Dealul Sării, prin Dealul Văii Rele și la est de masivul de sare dela Sările (Bisoca). Mai departe ea se continuă spre sud sub forma unui anticlinal faliat.

In regiunea dela sudul Râmnicului fractura pericarpatică nu ne arată decât limita externă până unde putem găsì depozite mediterane, pe când limita cu Sarmațianul este mult mai complicată, fiind că la sud de Râmnic depozitele sarmațiane și meoțiane au pătruns transgresiv peste cele mediterane și au fost cutate împreună.

Din cauza raporturilor stratigrafice și tectonice cu depozitele Sarmațiane și Meoțiane, studiul Mediteranului îl voiu împărți în două părți:

A. Mediteranul din partea de nord a Văii Râmnicului

B. Mediteranul din partea de sud a Văii Râmnicului.

A. MEDITERANUL ZONEI PERICARPATICE DE LA NORD DE VALEA RÂMNICULUI

In partea de nord a Văii Râmnicului zona pericarpatică este alcătuită în întregime numai din Mediteran ale cărui strate sunt încălecate în partea internă de marginea Flișului, iar la rândul lor ele încalecă spre partea externă peste stratele Sarmațiane.

Institutul Geologic al României

De altă parte dacă spre interior petece din Fliș se detașează din marginea acestuia și plutesc peste depozitele mediterane sub formă de Klipă — Klipa din Dealul Pietrele Fetii — în partea externă petece alungite de Meoțian transgredând peste Mediteran sunt prinse și laminate pe linia de fractură pericarpatică, ca sinclinale înguste, ex. pe P. Sării la Andreiașu de Sus, și pe P. Făgetu la Titila.

Deschideri frumoase în depozitele mediterane ne prezintă mai toate văile regiunii, cu toate acestea complicațiile tectonice, atât din cauza apariției masivelor de sare, cât și a cutelor de natură mai mult isoclinală, dar mai ales lipsa complectă de fosile ne îngreuiază foarte mult orizontarea stratelor sale, chiar și din punct de vedere petrografic.

In aceste condițiuni încercările de orizontare reprezintă cele mai deseori păreri subiective asupra unor profile locale.

Totuși o descriere amănunțită a profilelor și compararea lor ne va permite să urmărim unele orizonturi petrografice cu importanță stratigrafică.

Mediteranul din Valea Milcovului.

Numai izvoarele și le are Milcovul în zona marginală a Flișului — sub Vf. Monteoru — pe când restul cursului său străbate zonele stratelor neogene, iar partea superioară până la gura Reghiului (la Scruntar) taie stratele miocene când transversal, când longitudinal cu o direcțiune generală spre NNE, atras mai mult de depresiunea Vrancei, decât de Câmpia Română. Dela Scruntar însă cursul său este influențat de depresiunea Câmpiei Române și de aceea se dirijează brusc spre ESE, spre Odobești.

Traversând depozitele mediterane pe toată lărgimea zonei pericarpatice, Milcovul cu afluenții săi prezintă profile interesante pentru cunoașterea Miocenului.

Studiul profilelor îl vom începe cu regiunea dela Andreiașu unde avem o succesiune caracteristică.

a) La Andreiașu (Fig. 14, 15, 16).

In legătură cu dislocația pericarpatică, care aci trece în lungul P. Hotarului dela est de satul Andreiașul de Sus, apare, în P. Sări și la confluența P. Torcii, un masiv de sare ca o lamă îngustă, în jurul căruia se află o argilă cu blocuri exotice, constituind brecia sării.

Spre partea externă a acestei lame de sare (spre est) urmează marne și gresii cenușii printre care se mai află un calcar marnos cenușiu deschis, probabil un calcar de apă dulce și apoi gipsuri compacte zaharoide, spălate de apele meteorice.

Atât în calcar cât și în gips se găsesc frumoase cristale de sulf în geode sau pe suprafețele erodate.

Origina sulfului cred, că stă în legătură cu reducerea gipsului prin emanațiunile petrolifere, des întâlnite în jurul sării de pe P. Torcii.

Institutul Geologic al României

Stratele de aici sunt dirijate N 35° W verticale. Direcțiunea lor este locală și influențată de apariția masivului de sare, căci apar strivite împreună cu un sinclinal îngust transgresiv de Meoțian între masivul de sare și falia pericarpatică. Grosimea lor atinge 150 m.

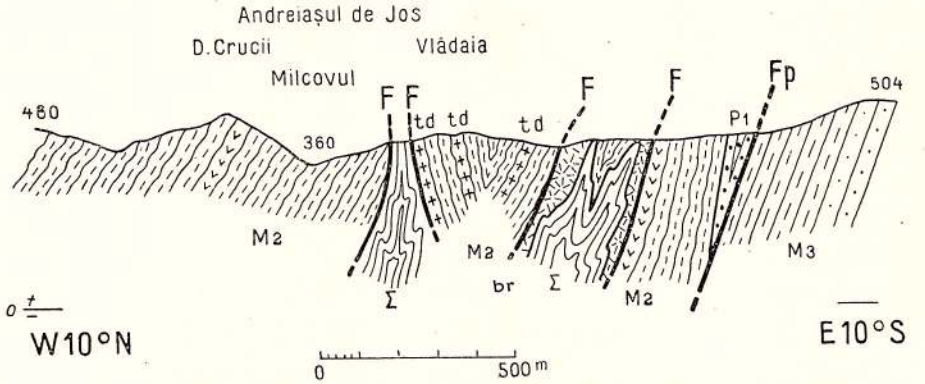


Fig. 14. Structura Miocenului la Andreiașu-de-Jos (V. Milcovului); raporturile între zona Subcarpaților interni și Subcarpații externi.

P_1 = Meotian. M_2 = Mediteranul II. Σ = masiv de sare.
M_3 = Sarmatian. td = tuf dacitic. br = brecia sării. F = falie.

In afara fracturei sunt marnele inferioare ale Buglowianului, cu plăci de calcită fibroasă, deviate ușor spre W. Ceva mai la sud, în D. Ștefu, Mediteranul încalecă direct peste Sarmațianul inferior, din cauză că sinclinalul de Meoțian subțiindu-se s'a terminat în P. Sării.

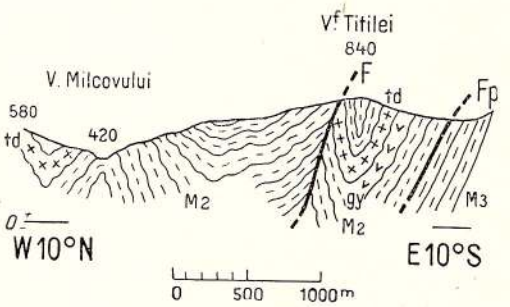


Fig. 15. Miocenul din V. Milcovului și Vf. Titila.

M_3 = Sarmatian. F = falie.
M_2 = Mediteranul II.
td = tuf dacitic.

Pe partea internă a lamei de sare se întinde dela nord la sud un sinclinal lenticular de tuf dacitic, ale cărui capete sunt interceptate diagonal de apariția a două masive de sare: la nord a celui de pe P. Sărat (Andreiașu de Sus) și la sud a celui de pe pâr. Sărățelu (Titiliței).

Sinclinalul cuprinde la bază o serie de marne verzui alternând cu gresii cenușii în bancuri de ½ m. grosime, toate impregnate cu mari cantități de pirită cubică, a cărei bogăție nu este exclus să steà în legătură cu izvoare mineralisate, ce ar fi venit din profunzime pe fractură.

Lor le urmează spre partea internă a sinclinalului bancuri de tuf dacitic verde foarte silicios, în alternanță cu o gresie dură cenușie des

Institutul Geologic al României

chisă, formând împreună bande late până la 30 m în versantul estic al Pâr. Torcii.

Ele sunt succedate de marne gipsoase și gipsuri albe, sau roz, după care urmează iar bancuri de tuf dacitic și gresii repetate de patru ori.

Pe deal, în satul Andreiașul de Sus, tuful dacitic alterat dă un grus foarte silicois, iar gresiile, ce-i se intercalează, sunt albe și silicioase.

Grosimea întregului complex atinge peste 150 m.

In Vf. Titilei (844 m) și D. Titiliței apare aripa internă a sinclinalului cu tuf dacitic și gresii dure calcaroase în bancuri puternice, care dau aspectul de vârf stâncos Vf. Titilei.

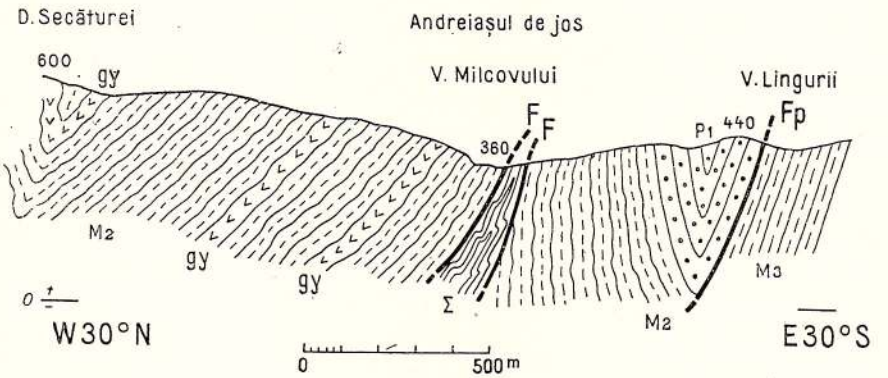


Fig. 16. Mediteranul din D. Secăturei (V. Milcovului) și raporturile lui cu zona Subcarpaţilor externi.

P_1 = Meotian gy = gipsuri mediterane.
M_3 = Sarmatian inf. Σ = masiv de sare.
M_2 = Mediteranul II F = falie.
Fp = falia pericarpatică.

In pâr. Sărățelu tuful dacitic din aripa internă se unește cu cel din aripa externă, închizând sinclinalul spre sud.

Lărgimea maximă a sinclinalului este 600 m.

Direcțiunea stratelor în capătul nordic este cuprinsă între N. 35°—45° W verticale, pe când direcțiunea normală este N 10° E. O astfel de deviație puternică dela normal, ne arată că sarea ridicată în botul nordic al sinclinalului cu tuf dacitic constituie un accident tectonic important, nu numai prin deviarea direcției stratelor mediterane, dar și prin intreruperea bruscă a tufului dacitic spre nord în V. Sării și spre sud în P. Sărățelu.

In partea internă, spre V. Milcovului, sinclinalul acesta are flancul faliat și laminat prin apariția unui alt masiv de sare cu brecia lui la punctul zis la Vlădaia. Nu este exclus ca acest masiv să stea în legătură cu masivul de sare de pe P. Sării.

Institutul Geologic al României

Profilul, ce urmează spre Vest peste V. Milcovului, prezintă o importanță mai mare din punct de vedere al succesiunii stratelor. Acì întâlnim:

1. Orizontul inferior al marnelor vinete-verzui este alcătuit din marne compacte de culoare vânătă-verzue, alternând cu gresii calcaroase cu numeroase și frumoase urme de valuri și cu marne nisipoase moi gălbui. Direcțiunea lor este N 10° E verticale. In lungul lor își taie drum Milcovul în dreptul bisericii vechi din Andreiașul muntenesc.

La Vlădaia ele se pun în contact cu sinclinalul de tuf dacitic și cu masivul de sare după falia sării, și tot acolo apare și «Focul viu», care sunt emanațiuni străvechi de hidrocarburi gazoase ce se aprind singure la contact cu aerul și ard. Grosimea întregului complex atinge 150—200 m.

2. Orizontul mijlociu cu gipsuri, facies vărgat și facies cenușiu. Deasupra orizontului inferior, în versantul vestic al Milcovului, urmează o serie foarte groasă de marne cenușii-verzui și roșcate compacte, alternând cu marne nisipoase, dar mai ales cu gresii calcaroase și gresii grosiere, în care se deosebesc fragmente colțuroase de elemente verzi, roșii ori vișinii. Pe suprafața lor se observă dese urme de valuri.

Un rol important în acest orizont îl joacă intercalațiunile de bancuri de gipsuri albe, curate ori marnoase, la care se atașează marne gipsoase de culoare cenușie deschisă.

Către partea superioară a orizontului domină gresiile calcaroase dure în plachete, de culoare gălbue și marnele cu gresii fine de culoare cenușie, printre care gipsurile se intercalează mai rar.

Atât gipsurile cât și marnele și gresiile cu care alternează au o desvoltare lenticulară, ceeace stă în acord cu faciesul lagunar, căruia aparțin.

Un caracter important pentru stratele acestui orizont este că, atât gipsurile, cât și seria detritică ce-l însoțește sunt foarte variat și intens cutate.

Grosimea totală poate fi socotită între 400—600 m și e cel mai desvoltat orizont, ce se poate observà în regiunea aceasta.

Deschideri interesante se găsesc în D. Crucii, D. Șerpilor, pe cele două Văi Arșița, în D. Secăturei, pe Pâr. Porcului și în D. Spumei, unde pe lângă urmele de valuri se pot observà și curgeri de nămol și fenomene de corosiune pe suprafața gresiilor calcaroase, produse de apele sărate, fenomene, ce iau aspectul ieroglifelor dantelate din Fliș.

Raportul între aceste două orizonturi suprapuse și orizontul cu tuf dacitic din sinclinalul dela Andreiașul-de-Sus nu se vede clar în toată lungimea.

Se pare însă că falia, după care apare micul masiv de sare dela «Focul viu», s'ar transformà spre sud în creasta faliată și laminată a unui anticlinal pe al cărui flanc vestic apar la Andreiașul-de-Jos cele două orizonturi inferioare descrise, iar pe flancul estic mult scufundat se păstrează orizontul

Institutul Geologic al României

superior cu tuf dacitic, pe când celelalte orizonturi rămân luminate în profunzime. (Fig. 15).

In consecinţă cred că sinclinalul cu tuf dacitic dela Andreiaşul-de-Sus constituie:

3. Orizontul superior cu tuf dacitic, gresii dure şi gipsuri din Valea Milcovului.

O deschidere interesantă o prezintă viroaga ce brăzdează D. Spumei dela NV spre SE ajungând în Milcov. Ea desgoleşte şi un masiv de sare, alcătuit din două stânci cu frumoase fenomene de erosiune şi cu brecia caracteristică. (Fig. 17).

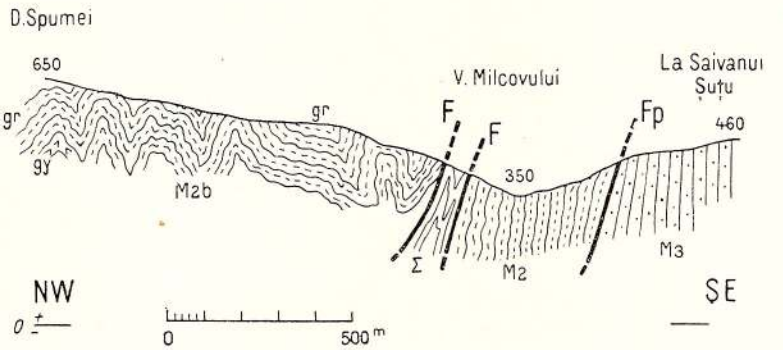


Fig. 17. Miocenul din V. Milcovului între D. Spumei şi Saivanul Şuţu

M_3 = Sarmatian

M_2 = Mediteranul II { gr. = gresie. / gy = gips / M_2b = strate vărgate

Σ = masiv de sare

F = falie

Fp = falia pericarpatică

Pe partea externă a masivului urmează o serie de marne vinete-verzui, ici-colo cu intercalaţiuni de gipsuri şi nisipuri. Direcţia lor N — S înclinate cu 75° spre W.

Ele cred că aparţin orizontului inferior al marnelor verzui care pe malul drept al Milcovului se pune în contact anormal cu marnele Buglowianului, în care se găsesc scoici subţiri de *Mactra podolica*.

Pe flancul intern al Sării apar la bază marne cu gipsuri şi sapropelite cutate foarte felurit, purtând deasupra gresii roşcate şi verzui cutate şi ele ca şi gipsurile. Acesta este orizontul vărgat, ce constituie tot dealul Spumei şi e continuarea spre nord a orizontului vărgat cu gipsuri de pe Pâr. Porcului şi Pâr. Arşiţei.

Profilul 17, stilizat după natură, ne-ar da o idee despre raporturile şi cutările stratelor întâlnite acì.

Spre nord de masivul de sare de sub D. Spumei, Mediteranul alcătuit din marne cenuşii-verzui la bază şi orizontul vărgat gipsos la partea superioară încalecă peste marnele cu scoici subţiri de Mactra ale Sarmaţianului inferior

Institutul Geologic al României

(Buglowian), care pe P. Fundăturii, de sub Vf. Curmătura, se înclină cu 60° spre W. sub stratele Mediteranului.

b) Mediteranul din Muntele Răiuțu.

Cu caracterele descrise mai sus Mediteranul se continuă spre nord peste Pâr. Reghiului până la Fărcașa, unde apare un alt masiv de sare la limita Mediteranului cu Sarmațianul.

Flancul extern al masivului de sare aici este alcătuit din marnele cenușii superioare, cu puține gipsuri, încălecate peste marnele sarmațiane inferioare ce sunt aproape verticale.

Pe flancul intern urmează marnele cenușii cu gipsuri și gresii dela partea superioară a orizontului mediu gipsos. Peste ele urmează orizontul superior cu tuf dacitic verde.

Tufui vulcanic se prezintă în patru bande groase de 4—40 m. una, ce se succed dela masivul de sare, din Valea Reghiorului, până în Vf. Răiuțu pe o lărgime de peste 800 m. Inclin să cred că primitiv ele au fost două bande de tuf, care prin cutare în sinclinal, ca la Titila, au dat patru bande.

El este uneori fin, alteori mai grosier, iar culoarea trece dela verde intens prin verde deschis la albicios.

La tuful dacitic se atașează marne, marne gipsoase, marne nisipoase și gresii, însă gresiile împreună cu tuful nu mai constitue relieful înalt decât în Vf. Răiuțul, unde marnele sunt mai rare, iar sinclinalul cu tuf dacitic mai strivit și cu axul ridicat.

Sinclinalul Muntelui Răiuțu începe dela masivul de sare din D. Finișului, constitue versantul estic al Răiuțului și se termină în Valea Reghiu, la sud de masivul de sare dela Fărcașa.

Spre vest de acest sinclinal urmează seria marnelor și gresiilor vărgate cu gipsuri ale orizontului mijlociu, al cărui studiu depășește limitele lucrării de față.

La nordul acestui sinclinal lenticular marnele cenușii cu gresii și gipsurii înconjoară spre vest masivul de sare de sub D. Finișului (fundul Văii Chilimetea) și tot ele înconjoară și masivul de sare de pe Pâr. Sărat (satul Lunca, malul drept al Putnei).

Judecând după lipsa colorațiunii roșcate ori verzui dintre marnele cu gipsuri, se pare că ele reprezintă mai de grabă partea superioară a orizontului vărgat, unde domină coloarea cenușie și gresii calcaroase.

Aceste strate se pun în contact anormal cu Sarmațianul inferior.

Direcțiunea stratelor se păstrează în general N — S până la Vf. Răiuțu, numai în dreptul masivului de sare dela Fărcașa bancurile de tuf dacitic au direcțiunea N 15° E și înclinarea 60°—70° spre Vest.

La nord de Vf. Răiuțu și până în Valea Putnei direcțiunea stratelor este ușor deviată spre Vest, între N 10°—25° W, înclinate deasemeni spre Vest ca și la Fărcașa, sau aproape în picioare.

Institutul Geologic al României

c) Mediteranul din basenul superior al Milcovului și din Valea Motnăului (Fig. 18, 19).

Urmărind Mediteranul din basenul Milcovului în sus de Andreiașu, constatăm, că la sud de Titila și la contact cu dislocația pericarpatică se alungește un al treilea sinclinal cu tuf dacitic și gresii dure, la care se adaogă și marne cu gipsuri. El are o desvoltare cu mult mai mare decât celelalte două de mai la nord, și începe din Dealul Fața Oii la nord, și ține până la

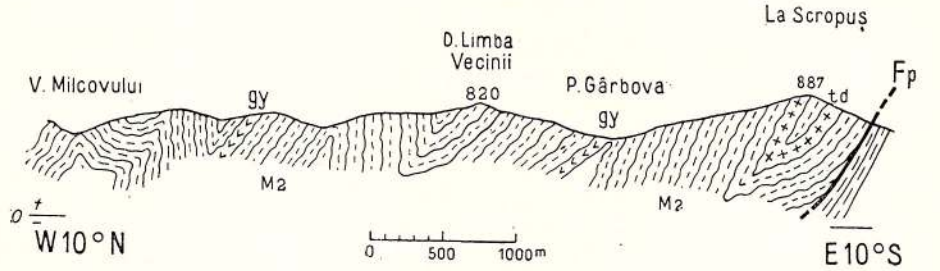


Fig. 18. Miocenul între V. Milcovului și Vf. Scropuș.
legenda ca la fig. 19

Poiana Pucioasele (Cumpăna între Motnău și Râmnicel) la sud, alcătuind Vf. Scropușul, Vf. Alunul, Vf. Gâr bova și Măgurele cu Cireși și cu Făgetu-roșu. In total lungimea sa atinge aproape 8 km., iar lărgimea maximă aproape 1500 m.

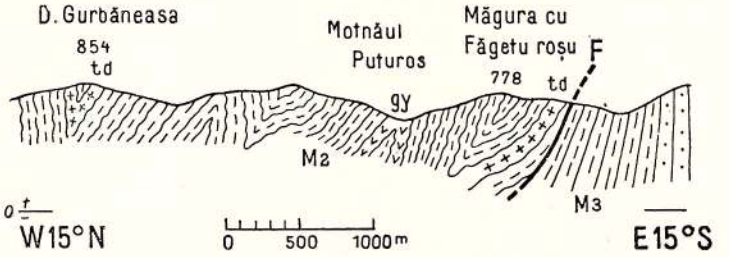


Fig. 19. Miocenul la fundul V. Motnăul.

M_3 = Sarmațianul — Fp = falia pericarpatică.

M_2 = Mediteranul II { td = tuf dactic. gy = gips.

Tuful dacitic se prezintă și aici în bancuri groase până la 20 m., alternând cu gresii dure albicioase, ca pe Pâr. Motnău, sau cu gresii calcaroase gălbui dure, ce se crapă paralelepipedic, ca în Vf. Gârbova și Vf. Alunului. In total se pot observà trei sau patru bancuri de tuf dacitic în lungul sinclinalului.

Tuful dacitic de aici este fin, compact, însă străbătut de diaclaze și de culoare verde. Uneori este tot așà de silicios ca cel de la Andreiașul de Sus, și prin sfărâmare dă naștere la un grus dur, ex. în Dealul Scropușului.

Institutul Geologic al României

In afară de aceste roce mai sunt marnele cenuşii ce cuprind şi gipsuri în V. Motnăului, V. Motnăului-mic, şi în Poiana-Pucioasele, unde printre marne apar însemnate impregnaţiuni de sulf, ca şi pe P. Sării.

Deasemeni un calcar marnos de apă dulce îşi face apariţia în D. Scropuş.

Direcţiunea stratelor variază foarte mult dela cea N — S către N 20° E şi chiar, N 30° E. Astfel în Vf. Alunului direcţiunea stratelor este N 7°—12° E, iar în V. Motnăului mic bancurile de tuf dacitic se apropie de N—S, pe când în V. Motnăului direcţiunea ajunge N 20°—30° E, desigur datorită deranjerilor locale.

Inclinarea este aproape verticală, însă deseori stratele se găsesc deviate spre Vest cu 80°, iar la gura P.-Motnăul Puturos ajung înclinate cu 47° W.

Aceasta mă face să bănuiesc, că sinclinalul cu tuf dacitic este recutat secundar, fenomen care se întâlneşte des la marnele gipsoase.

In tot lungul contactului între acest sinclinat şi Sarmaţian, marnele inferioare ale acestuia se înclină cu 70°—80° West deci sub Mediteran, iar gresiile şi tuful dacitic, ce apar la contact, prezintă dese oglinzi de alunecare.

In Vf. Scropuşului se observă chiar o zonă sdrobită de gresii şi tuf dacitic, formând o adevărată brecie tectonică, cu numeroase oglinzi de alunecare.

Toate aceste fenomene ne arată importanţa tectonică a dislocaţiei pericarpatice.

In rezumat pe distanţa Valea Putnei—V. Motnăului se constată trei sinclinale cu tuf dacitic, alungite, prinse şi strivite în lungul dislocaţiei pericarpatice.

La sud de sinclinalul de pe Valea Motnăului tuful dacitic nu mai apare în legătură cu dislocaţia pericarpatică, din cauză că dispoziţia cutelor este diferită.

Spre vest de acest sinclinal în basenul superior al Milcovului şi al Motnăului, Mediteranul este alcătuit din marne cenuşii, marne gipsoase şi gipsuri în bancuri, apoi şisturi sapropelice foarte bituminoase, uneori subţiri şi mai deschise la culoare, alte ori mai groase şi negre, ca pe Milcov la Pâr. Cenarului, şi în sfârşit gresii moi ori în plachete şi nisipuri, ori marne nisipoase.

Rar am putut află slabe intercalaţiuni de marne vişinii ori roşcate pe V. Milcovului, anume pe P. Oii.

In general, în părţile acestea domină faciesul cenuşiu cu gipsuri al orizontului mijlociu, reprezentând mai mult partea superioară a acestui orizont.

Orizontul cu tuf dacitic lipseşte însă complet, atât din basenul superior al Milcovului, cât şi din basenul superior al Motnăului.

Cu toate acestea în P. Fetigului, la confluenţa lui în Milcov, se observă un strat de tuf dacitic de culoare cenuşie albicioasă, cu numeroşi fluturaşi de biotită. El este intercalat printre marnele cu gipsuri ale orizontului vărgat mijlociu din D. Şerpilor şi are direcţiunea N 18° W înclinarea 80° spre E (fig. 15)

Institutul Geologic al României

Rocele orizontului mijlociu cu gipsuri și facies cenușiu constitue ambele versante ale Văii Milcovului, dela Piscul Șerpilor spre sud până la cotul ce-l face Milcovul între Vf. Răchitașu și D. Fața Oii la Pâr. Gârbova. De acolo se continuă mai departe spre sud în basenul Motnăului, unde se întâlnește atât în partea superioară a Motnăului mic cât și a Motnăului mare, luând parte la formarea Vf. Bursucului.

Ele se prezintă cu aceleași caractere generale ca și rocele din D. Secăturei și D. Spumei dela Andreiașu-de-Jos, însă din cauza văilor numeroase, ele par mai desagregate, iar pentrucă faciesul nisipos e mai răspândit, rocele acestea prezintă deseori fenomene de curgeri și alunecări, activate în timpul din urmă și de tăierile de păduri.

Direcțiunea se păstrează în general N 0°—18° E și cu înclinări variabile dela verticală până la 50° W la gura P. Gârbova. Rar înclinarea lor este spre E. Cu această ocaziune se constată că marnele cu gipsuri și gresii moi din faciesul cenușiu al orizontului mijlociu sunt cutate, în această parte, în cute isoclinale și recutate secundar, din care cauză se observă variațiile multiple la înclinări.

In acelaș timp se constată că cutele sale sunt în general aplecate spre E.

Faciesul cenușiu cu marne gipsoase, gresii moi, etc., se continuă pe Milcov în sus și între P. Gârbova și P. Sigii, cu o frumoasă desvoltare de sapropelite negre în dreptul P. Cenarului.

Spre sud însă nu se continuă, ci se oprește în Vf. Gurbăneasa unde se ascute un mare sinclinal cu tuf dacitic, ce vine dinspre sud cu axul ridicându-se în sus aici.

Dela gura P. Sigii în sus pe Milcov apare o serie de marne cenușii verzui cu gresii dure vinete-verzui, ce se ridică de sub gipsurile orizontului mijlociu bine desvoltate la gura P. Sigii.

Printre aceste marne se pot găsi plăci de calcită fibroasă și foarte rar gipsuri subțiri. Ele au direcțiunea N 5°—15° E verticale sau ușor deviate spre Vest și reprezintă orizontul inferior al marnelor și gresiilor vinete-verzui.

Spre contactul cu Flișul și sub capătul vestic al Poienii-Stoichii reapar marnele cu gipsuri din orizontul mijlociu, ce se continuă din basenul Râmniculuí.

Astfel dar în lungul cursului superior al Văii Milcovului se succed cele trei orizonturi, pe care le-am distins în dreptul Andreiașului și anume: orizontul inferior formează o boltă mare anticlinală aproape de limita Flișului — între Poiana Stoica — Pâr. Sigii; el strivește în partea internă un sinclinal recutat format din stratele orizontului mijlociu.

Pe flancul extern un sinclinal cu mult mai mare prezintă la bază și pe partea internă stratele felurit cutate ale orizontului mediu, iar la partea superioară și numai la contact cu fractura pericarpatică se păstrează și orizontul superior într'un sinclinal alungit și recutat.

Institutul Geologic al României

d) Mediteranul din basenul Râmnicului. (Fig. 20, 21, 22).

In continuarea spre sud a zonei mediterane din basenul Milcovului se află zona dela Jitia cu o lărgime maximă de 6½ km. și minimă de 3 km. (între Plaiul Cojan și gura Râmnicelului).

Sinclinalul median cu tuf dacitic. In mijlocul acestei zone se ridică o creastă de dealuri, ce se poate urmări fără întrerupere din Vf. Bursucului prin D. Gurbăneasa (913 m.), Măgura cu Groși, Măgura cu

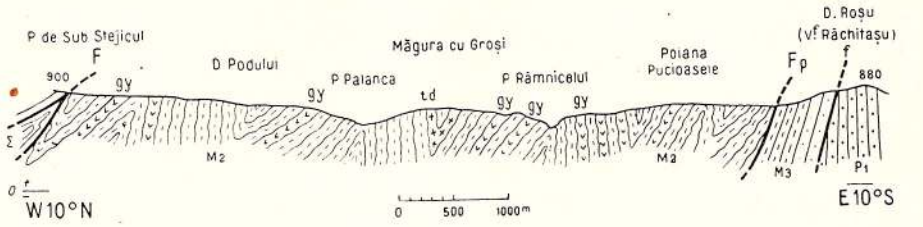


Fig. 20. Zona pericarpatică (Subcarpații interni) între Mt. Stejicul și D. Roșu.
legenda ca la fig. 22

Tisele, Măgura cu Gane, Piatra Olarului, iar peste Râmnic prin Piatra Mâței și Vf. Momâia se unește la masivul Bisoca din Culmea Colinelor interne.

In lungul ei, începând din Vf. Gurbăneasa spre sud, se desvoltă un sinclinal cu tuf dacitic mai strivit și cu axul ridicat la nord de Râmnic, mai larg și cu axul scufundat la sud de Râmnic, unde deasupra Mediteranului s'a putut păstrà în sinclinal și Sarmațianul superior.

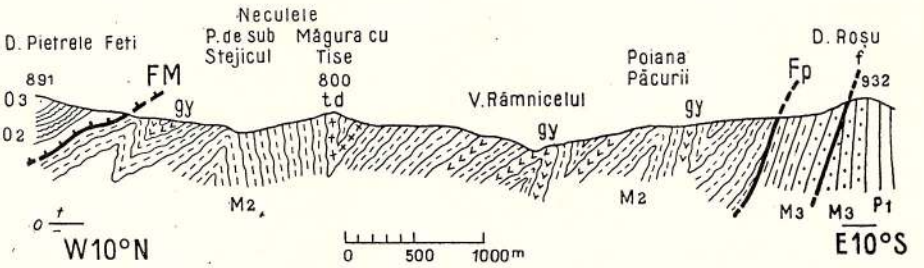


Fig. 21. Zona Subcarpaților interni între Klipa paleogenă din D. Pietrele Fetii și D. Roșu.
legenda ca la fig. 22

In sinclinalul cu tuf dacitic dela nord de Râmnic tuful dacitic verde formează bancuri groase de 4—10 m., alternând cu gresii dure ca cele dela Piatra Mâței, ori cenușii-gălbui cu grăunți de glauconit, deseori alterat, ca cele din D. Gurbăneasa, identice de altfel cu cele din Vf. Gârbova.

Tuful dacitic este fin cu multe diaclaze și cu dendrite feromanganice; gresiile au diaclaze umplute cu calcită.

In total se observă și aici patru bancuri de tuf dacitic, care cu gresiile și marnele, ce li-se alipesc, formează o succesiune de strate de peste 100 m.

Institutul Geologic al României

grosime. In Măgura cu Gane se mai intercalează și marne cu gipsuri, astfel că grosimea ajunge la peste 200 m., ca și în V. Râmnicului, unde se adaogă marne nisipoase.

Direcțiunea stratelor variază între N 15°—20° E și au o poziție verticală sau ușor deviată spre W, mai rar spre E.

Apariția acestui sinclinal cu tuf dacitic în mijlocul zonei de Mediteran conclude cu disapriția lanțului de sinclinale tot cu tuf dacitic din partea xeternă, la contactul cu Sarmațianul, a cărui continuare am observat-o din Poiana-Pucioasele spre nord până la Andreiașul-de-Sus, iar mai departe în Mt. Răiuțu.

Dispoziția în eșelon dela interior spre exterior a sinclinalelor cu tuf dacitic constitue unul din caracterele esențiale în tectonica zonei mediterane, și ea influențează profund însăș morfologia actuală a regiunii, prin formarea de creste înalte în direcția axei sinclinalelor.

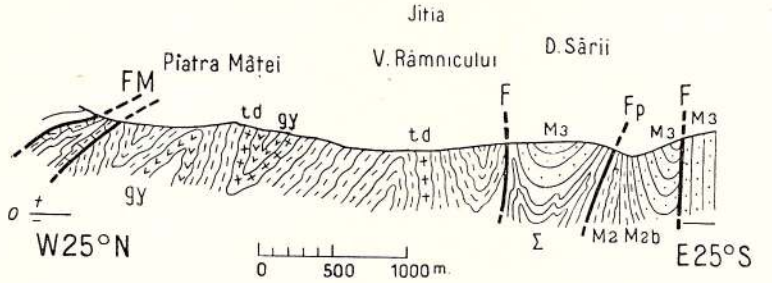


Fig. 22. Miocenul dela Jitia în lungul V. Râmnicului.

P_1 = Meotian
M_3 = Sarmatian
M_2 = Mediteranul II { M_2b = Buglowian; td = tub dacitic; gy = gips
O_3 = Oligocen sup. (gr. de Kliwa)
O_2 = Oligocen mediu (șist. menilitice).
Σ = masiv de sare.
FM = Falia marginală a Flișului.
Fp = Falia pericarpatică.
F = Falie.

In legătură cu așezarea mediană a sinclinalului de tuf dacitic în zona mediterană din basenul Râmnicului putem distinge două părți: una internă și alta externă tufului dacitic.

In partea internă a sinclinalului cu tuf dacitic depozitele mediterane sunt dispuse în modul următor:

La contactul cu marginea Flișului dela Milcov spre sud până la Pâr. de sub Stejicul, Mediteranul este reprezentat prin orizontul mijlociu și anume prin marne cenușii cu gipsuri prinse, ca și pe Milcov, într'un sinclinal strivit și încălecat de marginea Flișului. Ele sunt vizibile pe P. Țapului, P. Palanca și P. de sub Stejicu, unde marnele mediterane înclinate sub Fliș înaintează cu 500 m. în interiorul Flișului, ceeace înseamnă că încălecarea Flișului peste Mediteran aici este de cel puțin 500 m.

Pe acest părâu la marginea Flișului apare un izvor sărat.

Institutul Geologic al României

Spre sud între marginea Flișului de sub Piatra-Neculelor și Klipa de Oligocen din D. Pietrele-Fetii marnele mediterane cu gipsuri apar pe o lărgime de 200 m. constituind un anticlinal strivit de cele două mase de Fliș cu aspect de fereastră tectonică.

Anticlinalul acesta îngust se continuă și spre nord la marginea externă a sinclinalului, prins sub Fliș.

El este urmat imediat spre E de un sinclinal larg, ce se poate observà din Păr. Palanca pe sub terasa înaltă din D. Podul și în D. Pietrele-Fetii, unde suprapoartă Klipa de Oligocen pe o lărgime de 800 m.

La Vintileasca, unde apar și marnele roșii cu gipsuri, toate aceste cute de Mediteran, par a se opri la placa de Eocen șariată peste Mediteran.

In realitate ele nu se opresc, ci se continuă sub placa Eocenă pentru a se pune în legătură, cred, cu cutele mediterane de pe P. Sărățelu.

De jur-împrejurul plăcii eocene, la contactul cu Mediteranul apar masive de sare cu brecia lor caracteristică și sărături puternice: două sărături pe P. Bisericii (Vintileasca), alte două pe P. Cerbului (sub D. Rotarului), un masiv de sare cu două sărături pe P. Arinilor și spre Toporaș. Ele stau în legătură cu crestele marelui masiv de sare de pe Valea Sărățelu.

Fenomenele tectonice de încălecarea Flișului peste Mediteran sunt marcate prin brecia tectonică dela sărăturile de pe Păr. Bisericii și prin numeroase oglinzi de fricțiune din lungul acestui contact anormal.

Aripa estică a sinclinalului acesta larg se razimă, fie direct, fie după ce face un anticlinal îngust, peste un anticlinal normal strivit, cu axul ușor aplecat spre E, alcătuit din marne vinete-negricioase cu intercalațiuni de gresii cenușii verzui în lespezi de 10—25 cm. grosime. El se poate observà în P. Palanca sub Măgura cu Groși și în P. Bisericii sub Măgura cu Tise; aici flancul intern are direcția N 20° E înclinat cu 80° W, iar flancul extern înclinat cu 85° E. (Fig. 20, 21).

Anticlinalul acesta este format din orizontul inferior al marnelor și gresiilor cenușii-verzui, și este continuarea spre sud a anticlinalului mult mai bine desvoltat în V. Milcovului. Dealtfel el dispare spre sud, fiind laminat în profunzime între placa eocenă dela Vintileasca și sinclinalul cu tuf dacitic din Piatra Olarului.

Reducerea în profunzime a anticlinalului cu marne inferioare face ca între P. Arinilor și Piatra Mâței cutele să se reducă la număr. Deasupra masivului de sare dela P. Arinilor urmează un sinclinal cu marne cenușii și roșcate, cu gipsuri ale orizontului mijlociu care la partea superioară cuprinde un strat subțire de tuf dacitic alb. Stratele au direcția NE și înclinarea 75° E în vecinătatea masivului de sare, pe când pe flancul extern, strivit de bancurile de tuf dacitic ale sinclinalului median dela Piatra Mâței, direcția lor este N 25° E și înclinarea 75° W. (Fig. 22).

Institutul Geologic al României

In partea externă a sinclinalului median de tuf dacitic, dela Jitia, Mediteranul este alcătuit din marnele gipsoase al faciesului vărgat, unde marnele și gresiile roșcate apar mai rar ca în partea internă, pe când gipsurile sunt puternic desvoltate în strate groase repetate și încrețite foarte felurit. Din mulțimea de cute secundare cred că se pot urmări două anticlinale principale mai înguste spre nord și mai largi spre sud. (Fig. 20, 21).

Mediteranul de pe Valea Sărățelu. (Fig. 3). De un interes deosebit din punct de vedere stratigrafic și tectonic se prezintă Mediteranul de pe Valea Sărățelu la Jitia.

Sub placa Eocenă dela Vintileasca apar în Păr. Sărățelu depozite mediterane, formate din marne cenușii cu pirită, marne nisipoase, gresii cenușii verzui ori roșcate, conglomerate în bancuri de peste 2 m. grosime, tuf dacitic cenușiu albicios și fin la bob, gipsuri albe, roșii ori negre. Totul este străbătut de nenumărate apofize ale unui enorm masiv de sare, a cărui prima creastă apare mai jos de Râpa la Balhui, de sub calcarele și marnele Eocenului mediu, iar ultima creastă este aproape de V. Râmnic, în dreptul masivului de sare de pe P. Arinilor. Crestele de sare apar când pe malul drept, când pe malul stâng al Sărățelului.

In spre interior contactul între Eocen și Mediteran se face prin marne și gresii cu Fucoide și calcare marnoase eocene deoparte, iar de altă parte prin marne moi cu sărătură și gipsuri mediterane, având stratele ușor deviate spre NV dela verticală.

La gura P. Șulerița, rocele eocene au direcția N 30° E înclinarea 40° NV pe când la Sarea Roșie stratele Eocenului sunt placate aproape orizontal peste stratele în picioare ale Mediteranului din P. Sărățelu.

Interesant aici este prezența tufului dacitic albicios printre stratele orizontului mijlociu, și prezența pentru prima dată a conglomeratelor în bancuri, ce apar în jurul apofiselor de sare.

Mult mai interesant este profilul din punct de vedere tectonic, căci ne arată că Flișul eocenic este placat printr'un adevărat șariaj pe o întindere de peste 2 km., peste Mediteranul, în care se găsesc și primele mărturii ale depunerii tufului dacitic.

Aceasta arată, cred, suficient că fenomenul de șariaj al marginei Flișului a avut loc posterior depunerii primului strat de tuf dacitic, intercalat cum am văzut în partea superioară a orizontului mijlociu gipsos.

Fenomenul se complică însă mai mult prin apariția și a masivului de sare, ale cărui apofise groase uneori de peste 100 m. și cu înălțimea vizibilă până la 150 m. se dispun pe toată lărgimea de 2 km. cât ține șariajul.

Din această cauză stratele mediterane sunt frământate și fragmentate, transformate într'o adevărată și enormă brecie tectonică, la contactul între Fliș și masivul de sare.

Institutul Geologic al României

Pentru aceste motive profilul (Fig. 1) schematizat, reprezintă masivul de sare cu desvoltare enormă la baza Flișului șariat, pe când Mediteranul frământat ia parte la formarea breciei tectonice din jurul Sării.

Prezentat la scara 1:20.000 acest profil (Fig. 3) ne arată Mediteranul format din cute fracturate, laminate, fără ordine și străbătute de apofisele sării iar totul acoperit de placa de Eocen șariată.

B. DEPOSITELE MEDITERANE DIN ZONA PERICARPATICĂ DELA SUD DE VALEA RÂMNICULUI.

Pe când la nord de Valea Râmnicului depozitele mediterane constitue singure întreaga zonă pericarpatică, la sud de această vale ele nu apar decât sub formă de creste anticlinale, ce străpung învelișul de Sarmațian și Meoțian, astfel încât zona pericarpatică de aici deși începe să câștige efectiv în lărgime, depozitele mediterane apar de fapt mai puțin la zi.

Urmarea este că greutățile, ce le-am avut cu separarea diferitelor orizonturi în partea nordică, la sud par a crește. De sigur constatăm și unele avantaje, ce decurg din superpoziția depozitelor sarmato-meoțiane peste cele mediterane. In special contactul acestora cu Sarmațianul inferior, ne pune în măsură să distingem cu mai multă preciziune orizontul superior al Mediteranului.

In acelaș timp crestele anticlinale dela sudul Râmnicului ne verifică în mod eloquent succesiunea cutelor descrise în partea nordică.

Astfel dar zona pericarpatică dela sudul Văii Râmnicului, deși apare cu multe caractere tectonice deosebite de cea dela nord, stă totuș în strânsă legătură cu aceasta și o complectează atât din punct de vedere stratigrafic, cât și tectonic.

O primă constatare, pe care o facem la sud de Râmnic, este că și aici se continuă sinclinalul median cu tuf dacitic în bancuri puternice. Ele apar însă bine desvoltate numai în Dealul Mâței, lângă Râmnic, pe când mai spre sud sinclinalul se lărgește, iar axul se scufundă, astfel că permite să se păstreze la partea superioară și Sarmațianul.

In cazul acesta bancul de tuf dacitic, de un verde mai deschis, se păstrează bine desvoltat numai pe flancul vestic al sinclinalului, anume în D. Șindilei și se continuă prin Dealul Podul Mândru spre Bisocuța și Buzău.

Față de prezența sinclinalului cu tuf dacitic și sarmațian în mijlocul zonei pericarpatice și la sud de Râmnic, vom considerà și aici o parte internă și alta externă lui în zona pericarpatică.

In partea internă: Caracterele, petrografice, stratigrafice și tectonice, pe care le-am recunoscut în partea nordică, le putem distinge și la sud, alături de unele modificări inerente condițiilor locale.

In special trebuie remarcat sinclinalul de Sarmațian și Meoțian, ce se așterne în mijlocul acestei părți de la Recea până la Șelării și Podul Coitei.

Institutul Geologic al României

El ne permite să-i urmărim continuitatea și în zona mediterană, unde Meoțianul și Sarmațianul lipsesc din sinclinal.

Profilele ce se succed dela nord la sud între marginea Flișului și sinclinalul median ne arată următoarea structură.

Profilul Pleși-Vf. Momâia [902 m.] (Fig. 23). La marginea Flișului dela Șindrilita și Pleși, între P. Sărățelu (Jitia) și P. Sclifi, marnele Oligocenului inferior- Eocenului superior, ca și gresia de Kliwa încalecă peste marnele vinete nisipoase, cu intercalațiuni de gipsuri albe, ce se dirijează N 30° E și se înclină cu 55° spre NV. Ele aparțin părții superioare a

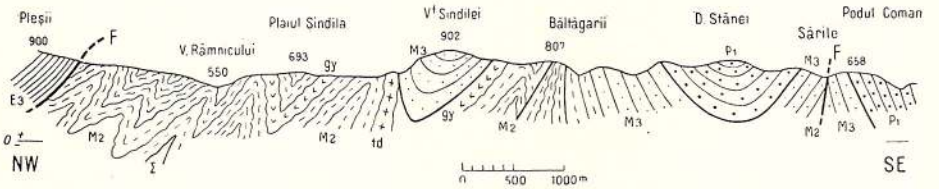


Fig. 23. Zona Miocenică dela Bisoca între Pleși și Sările.

P_1 = Meotian. E_3 = Eocen superior.
M_3 = Sarmatian. F = falia.
M_2 = Mediteranul II { td = tuf dacitic. gy = gips.

orizontului mijlociu gipsos, a cărei parte inferioară cu facies vărgat rămâne în profunziune.

După ce scapă de laminarea dela marginea Flișului dela Pleși, depozitele mediterane sunt cutate într'un sinclinal larg recutat, ce corespunde sinclinalului de Oligocen dela Lacul Limpede și acoperă prelungirile masivelor de sare dela V. Sărățelu și dela Pleși. El este interceptat la capete de marginele eșinde ale Flișului placat prin șariaj dela Vintileasca și dela Recca.

Spre est de acest sinclinal urmează creasta anticlinală de Mediteran dela Recea, cuprinsă între marginea Flișului dela Lacul Limpede și Sarmațianul din Vf. Bisoca (973 m.).

Anticlinalul acesta se urmărește îngustat și în P. Moldovanului, iar spre P. Arinilor se efilează complect, dispărând în jurul masivului de sare de acì.

Stratele acestui anticlinal aparțin tot marnelor gipsoase cenușii, în partea superioară a cărora se intercalează și un strat subțire de tuf dacitic de culoare mai deschisă, cum se observă în sinclinalul strivit dela stânca de sare de pe P. Sărățelu la izvorul P. Moldovanului (Recea).

Astfel se pare că, sinclinalul recutat din vest se pune în legătură cu anticlinalul Recea prin două cute secundare strivite: un anticlinal și un sinclinal cu tuf dacitic al stratului celui mai inferior.

In partea estică a anticlinalului Recea se desvoltă în Plaiul Șindilei un sinclinal, care e continuarea spre nord a sinclinalului din Vf. Bisoca.

Institutul Geologic al României

El este alcătuit din marne cu gipsuri a căror direcție spre P. Moldovanului este N 10° E înclinate cu 50° spre E, iar sus pe deal au direcția N 20° E și înclinarea 70° W. Spre nord se continuă cu sinclinalul mai larg din Păr. Arinilor. Deci el este un sinclinal cu o continuitate cu mult mai mare decât a cutelor din vest.

Sub bancurile de conglomerate și gresii ale Sarmațianului din Vf. Bisoca,

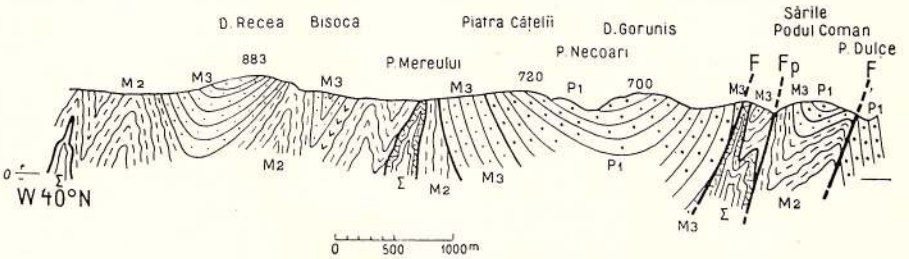


Fig. 24. Profil între Recea și Podul lui Coman.
legenda ca la fig. 23

sinclinalul de mediteran este reprezentat prin marne cu gipsuri și tuf dacitic în strate subțiri, ce aparțin foarte probabil la partea cea mai inferioară a orizontului superior cu tuf dacitic.

In sfârșit un nou anticlinal de mediteran apare între sinclinalul Recea-Plaiul Șindilei și sinclinalul median. El nu trece de 200 m. lărgime, dar destul de ușor de recunoscut, căci flancurile sunt alcătuite la bază din marne gipsoase,

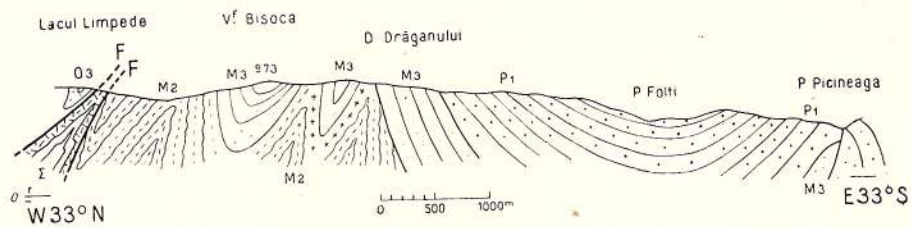


Fig. 25. Secțiune în Vf. Bisoca și D. Drăganului.

P_1 = Meotian. Σ = masiv de sare
M_3 = Sarmatian F = falia
M_2 = Mediteranul II
O_3 = Oligocenul sup. (gr. de Kliwa)

iar la partea superioară din tuf dacitic, înclinate spre V și spre E. deasupra cărora se așează sinclinalele cu Sarmațian. Mai ales pe flancul estic apare puternicul banc de tuf dacitic median.

Profilele Recea-D. Lăcătușu (Fig. 24) și profilul Lacul Limpede-Vf. Bisoca (Fig. 25) ne arată aceleași caractere și structură a Mediteranului ca și

Institutul Geologic al României

profilul anterior, numai că în sinclinalul de Mediteran se păstrează și Sarmațianul din Vf. Bisoca și D. Lăcătușu.

Pe lângă aceasta se mai arată încă odată, că marginea fracturată a Flișului paleogen este însoțită și aici de numeroase apariținni saline sub formă de masive de sare sau sărături cu brecia sării.

Iar ca o probă destul de evidentă că marginea Flișului este retezată de o puternică linie tectonică cu fenomene accentuate de încălecare peste depozitele mediterane, sunt breciile tectonice, dela marginea externă a sinclinalului cu gresie de Kliwa dela Lacul Limpede, brecii ce încep de pe P. Sărățelu (Recea) și țin cu întrerupere până la Șelăriile.

De sigur profilele nu ne pot da decât schematic aceea ce natura ne oferă ca variațiune și complexitate în această zonă de brecifiare, unde masa de sare cu brecia ei apar în succesiune neregulată cu stânci de gresie de Kliwa, menilite, conglomerate brecioase verzi și gresii marnoase de tipul celor eocene.

In special demn de amintit din acest punct de vedere este profilul de pe P. Sărățelu (Recea) și cel dela Șelăriile, pe P. Adăpătorii, pe care îl vom-descrie imediat.

Mediteranul dela Coita și Plavățul.

Partea cea mai internă a Mediteranului dela Bisoca-Recea se continuă și la Coita și Plavățul peste Șelăriile și Lopătăreasca. Aici Mediteranul se dirijează aproape E—V, cum se dirijează și marginea Flișului.

De altă parte sinclinalul de Sarmațian din Vf. Bisoca se continuă aici printr'unul de Meoțian, dispus în două petece alungite tot dela E—V, pe o distanță de 2 km. lungime și 1,2 km. lărgime, și separate printr'o lamă de Mediteran.

Regiunea fiind brăzdată de mai multe pârae, ca: P. Coita, P. Puturos, P. Adăpători și P. Lopătăreasca cu P. Bisocuța ce se scurg toate prin Valea Jgheabului în Sănic, ne oferă condițiuni destul de bune spre a urmări raporturile geologice a sedimentelor, ce o alcătuesc.

Marginea Flișului prezintă în dreptul P. Puturos intrândul amintit la Paleogen, mărginit de șisturile menilitice, dispuse aproape vertical, și se ridică deodată cu 150—250 m. deasupra zonei mediterane pericarpatice, ce se prezintă și aici cu caracterele unei depresiuni, ca și în Vrancea. Cu toate aceasta depresiunea dela Coita-Șelăriile diferă in multe privinți de depresiunea din Vrancea, căci transgresiunea Sarmațianului și Meoțianului peste Mediteran crează condițiuni noui, ce o apropie de depresiunea pericarpatică din Buzău și Prahova.

Modificări însemnate în aspectul depresiunii Vrancea se observă chiar la sud de V. Râmnicului totuș ele nu sunt așà de accentuate ca la Șelării-Coita și în Buzău.

Ceeace caracterizează depresiunea pericarpatică la Vest de Bisoca și mai departe și pe cea din Buzău și Prahova este înbucătățirea ei în depresiuni

Institutul Geologic al României

secundare, alungite toate în acelaș sens general, ce întretaie cutele carpatice sub un unghiu ascuțit.

Fenomenul își are origina în cutările postpliocene, care în regiunea pericarpatică din Muntenia de răsărit, întretaie cutele vechi miocene, producând o dispoziție în losange (Voitești) cu totul caracteristică și cu repercusiuni și în morfologia regiunii.

Profilele mai însemnate, care ne dau alcătuirea regiunii sunt:

Profilul Lacul Limpede-Șelăriile. (Fig. 13). El ne pune în evidență la marginea Flișului o puternică zonă de brecie teçtonică, largă de aproape 200 m. și lungă de 700 m. alcătuită din enorme blocuri din Flișul eocenic și oligocenic, puternic frământate cu o argilă cenușie și printre ele ieșind izvoare sărate cu brecia sării mai ales spre extremitatea sudestică a breciei.

Spre sud la Șelării urmează Mediteranul cu marne gipsoase cenușii prinse într'un sinclinal între marginea brecifiată a Flișului și masivul de sare de pe V. Lopătăreasca, ce ține de masivul dela Plavățul-Jgheabul.

Spre nordest sinclinalul acesta se efilează în lungul Flișului din cauză că masivul de sare dela Lopătăreasca, ce apare în plin Mediteran, trece spre Recea la marginea Flișului și taie diagonal cutele din regiune.

Spre Șelăriile sinclinalul acesta se lărgește și se recutează iar la faciesul cenușiu cunoscut în pârâul Adăpători, se adaugă marne, gresii roșcate și vișinii ori verzui ale faciesului vărgat gipsos. Mai ales pe P. Puturos apar aceste roce vărgate formând un anticlinal secundar dirijat E 10°—25° N dela Șelăriile spre Coita. (Fig. 8).

Contactul Flișului cu Mediteranul se face pe Păr. Puturos prin marne cenușii cu gipsuri derijate E 10°—25° N și înclinate 60°—70° spre NNV, pe când menilitele sunt verticale sau ușor deviate spre N. Astfel și aici reiese destul de clar fractura marginală a Flișului paleogen și încălecarea lui peste Mediteran.

In lungul contactului între Fliș și Mediteran apar și două izvoare însemnate de SH_2, unul în fundul P. Puturos și altul cu 800 m. la vest, lângă drumul Șelării-Coita.

In V. Coita (Fig. 8) contactul între Fliș și Mediteran se face prin partea superioară a orizontului inferior al Oligocenului, ridicat aproape vertical pe când marnele gipsoase vinete cenușii ale Mediteranului se dirijează E 35° N și se înclină cu 65°—75° spre NNV sub Flișul fracturat și încălecat.

In josul pârâului se urmărește același sinclinal recutat, prin apariția crestei anticlinale cu marne și gresii roșii-vișinii în mijlocul lui, continuare a anticlinalului secundar dela Șelăriile. Spre sud el se razimă pe masivul de sare dela Plavățul unde apar peste brecia sării niște marne silicioase negre bituminoase și marne verzui ce se aseamănă cu cele ale

Institutul Geologic al României

orizontului inferior al Mediteranului din Valea Milcovului. Ele sunt străbătute de apofisele sării și frământate cu gipsuri și marne cenușii, o adevărată brecie.

La sud de masivul de sare din lungul P. Lopătăreasca Mediteranul formează un alt sinclinal, ce se continuă până în Păr. Bisocuța, peste Podul Coita.

Spre est el se continuă cu petecele sinclinale de Meoțian, prelungire a sinclinalului sarmațian din Vf. Bisoca, și se dedublează prin apariția unei creste anticlinale înguste între cele două petece de Meoțian. (Fig. 26).

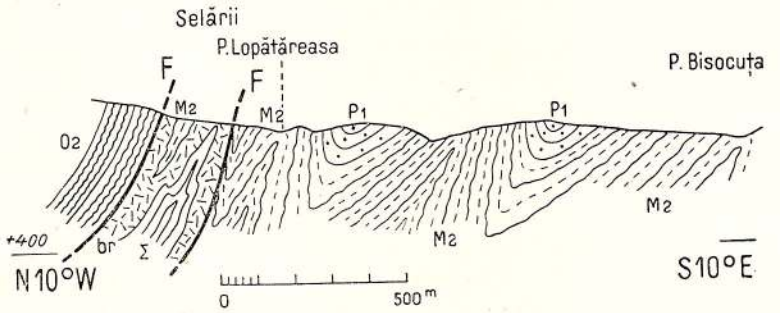


Fig. 26. Structura Miocenului la Șelăriile.

P_1 = Meotian
M_2 = Mediteranul II.
O_2 = Oligocenul mediu (șist. menilitice)
Σ = masiv de sare
br = brecia sării
F = falie.

Aici rocele care iau parte sunt tot marnele cenușii cu gipsuri partea superioară a orizontului mijlociu — dar pe aripa lui sudică se adaugă și tuful dacitic de culoare verde deschisă, în bancuri de câțiva metri, fără să mai atingă dimensiunile bancurilor de tuf dacitic dela Piatra Mâței spre exemplu.

Cum vedem apariția masivului de sare de pe V. Plavățul și Lopătăreasca, a cărui formă alungită și curbată în unghiu drept, ne arată înfluențe tectonice importante, separă în zona mediterană o zonă sinclinală recutată, așezată la nordul masivului la Șelării-Coița, ce nu se mai continuă spre NE la Recea, unde se desvoltă un anticlinal.

* * *

In rezumat partea internă a zonei mediterane dela sud de Râmnic se prezintă în continuitate cu cea dela nordul Văii, mulând marginea Flișului. Ea este alcătuită mai ales din depozitele raportate la orizontul mediu și superior cu faciesul ceuușiu marnos gipsos și cu tuf dacitic, mai rar faciesul vărgat, pe când orizontul inferior apare frământat între stratele din jurul masivului de sare dela Plavățul.

Institutul Geologic al României

Spre partea internă a ei apar masivele de sare, așezate mai întâiu la marginea Flișului (Pleși, Recea), pentru ca la Jgheabul să treacă în plin Mediteran întretăind cutele Mediteranului.

Aspectele felurite, pe care le introduc masivele de sare în tectonica regiunii sunt numeroase; în profilele, ce prezint am căutat să redau unele din ele.

In mijlocul ei se desvoltă un sinclinal larg până la maximum 1 km. ce se continuă dela P. Arinilor peste Plaiul Șindili-D. Lăcatușu-Vf. Bisoca și Podul Coita, în care se păstrează și Sarmațian și Meoțian spre capătul lui sudvestic. Este sinclinalul Vf. Bisoca. El separă două creste anticlinale. Anticlinalul Recea alungit între P. Arinilor și P. Adăpători-Șelăriile, la vest, și anticlinalul Șindilei, urmărit între V. Râmnicului și Bisocuța peste Podul Mândru, la est.

Recutarea acestor direcțiuni principale sau apariția unor cute în afara lor — spre vest spre exemplu — stau în legătură cu desvoltarea locală a Mediteranului.

In partea externă a sinclinalului median zona mediterană are o lărgime ceva mai mare ajungând până la 2½ km. la Râmnic și 4 ½ km. la Bisoca-Sările. Totuș din cauză că depozitele sarmațiane și meoțiane acopăr transgresiv cea mai mare parte a zonei, Mediteranul nu apare la zi decât în jurul V. Râmnicului și în lungul crestelor anticlinale, ce străpung mantaua sarmato-meoțiană.

Se disting două creste anticlinale principale în lungul acestei fășii, separate printr'o cuvetă largă sinclinală de Sarmațian cu Meoțian.

O primă creastă trece dela sud de Râmnic peste D. Cireșului, pe la Băltăgari, Bisoca spre Bisocuța, îngustându-se dela nord spre sud.

Structura ei în vecinătatea Râmnicului ne este dată de profilul dus între P. Arinilor, Piatra Mâței și D. Sării. (Fig. 22). El ne arată sinclinalul cu tuf dacitic dela Piatra Mâței, căruia se adaugă și marne gipsoase cu gresii și nisipuri ale orizontului celui mai superior.

Spre est îi urmează un anticlinal în D. Cireșu format din marnele cenușii ale orizontului mijlociu, la care se adaugă gipsuri albe sacharoide, în alternanță cu argile și cu șisturi marnoase, unele dintre ele adevărate sapropelite.

Flancul estic al acestui anticlinal se înclină cu 60°—70° spre E sub prelungirea sinclinalului sarmațian din Vf. Ulmușoru-D. Sării, atât în spre V. Râmnicului, cât și pe P. Ulmușoru. El cuprinde și tuf dacitic de coloare mai deschisă, în strate de câțiva decimetri grosime, intercalat în marnele cu gipsuri din lungul P. Sărat, la gura P. Dogăriilor și spre izvorul acelui părâu la Chiriței.

La Dealul Sării stratele orizontului superior al Mediteranului sunt din nou ridicate și strivite sub forma unui sinclinal încleștat la marginea masivului de sare, care apare pe Păr. Dogăriilor. Astfel structura acestei creste

Institutul Geologic al României

anticlinale se complică prin apariția masivului de sare dela Dealul Sării, ce ridică din profunziune strate, pe care le recutează. (Fig. 27).

Această creastă anticlinală se urmărește spre sud la Vărzărie sub Scropus, unde apare o puternică sărătură (și un izvor sulfuros), ce constitue axul anticlinalului, căci stratele cu tuf dacitic se înclină în D. Scropușului cu 50° NV

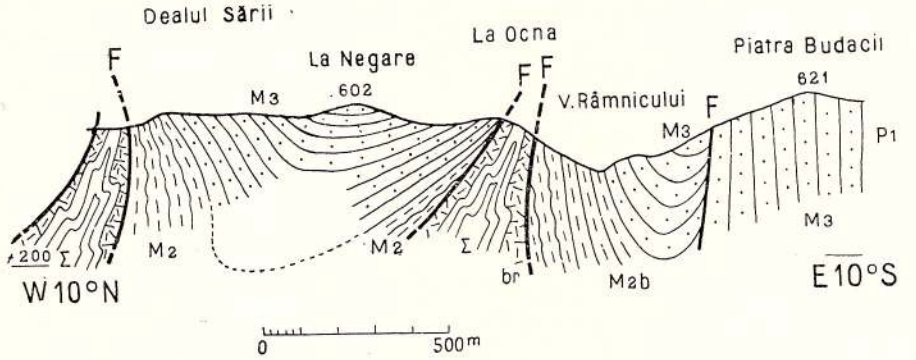


Fig. 27. Masivul de sare dela Dealul Sării; raporturile cu Mediteranul și Sarmatianul.

P_1 = Meotian	M_2b = Buglowian	Σ = masiv de sare
M_3 = Sarmatian	M_2 = Mediteran II	F = falie

— având direcțiunea NE — iar în Păr. Sărat se înclină cu 60°—80° spre SE. (Fig. 28).

Mai spre sud spre Bălțăgari și Bisoca, anticlinalul apare prin dispoziția stratelor sarmațiane în cele două sinclinale, ce mărginesc creasta aceasta

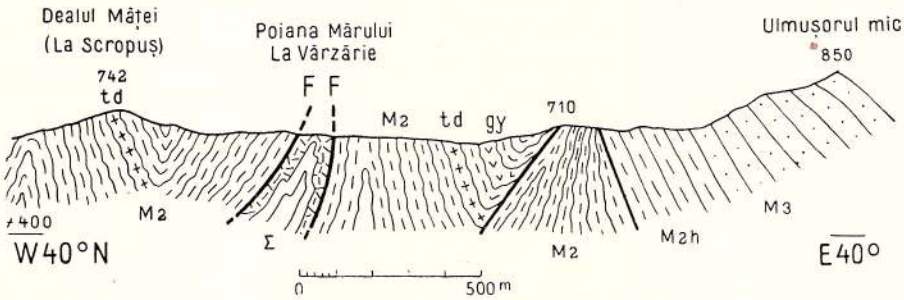


Fig. 28. Profil între Dealul Mâței și Ulmușorul mic.

M_3 = Sarmatian	M_2 = Mediteranul II	td = tuf dacitic gy = gips
M_2b = Buglowian	Σ = masiv de sare	F = falie

anticlinală; anume în D. Șindilei Sarmațianul are direcțiunea NE, înclinarea 70°—80° NV, iar în D. Piatra Cățelii (la Zidul de Piatră) direcția este N 40° E, înclinarea 45° SE, și mai la nord în Vf. Ulmușoru mare (945 m.) dir. N 27° 30° E, înclinarea 45° SE. Deci marnele cenușii cu gipsuri între aceste două sinclinale constitue un anticlinal.

Institutul Geologic al României

Stratelor marnoase gipsoase cenușii se adaugă sub Piatra Cățelii și puține marne roșcate ale orizontului vărgat mijlociu, cărora aparțin și cele două bancuri de gips dela Bisoca.

Dar și tuful dacitic se mai adaugă în D. Podul Mândru, și se înclină sub Sarmațianul sinclinalului median. [Fig. 25].

Aceasta înseamnă că spre extremități — spre V. Râmnicului și spre Bisoca (Podul Mândru) — se păstrează strate mai noui, iar în centru — la Bisoca — se ridică și orizontul vărgat. Axul anticlinalului are oscilațiuni pe verticală.

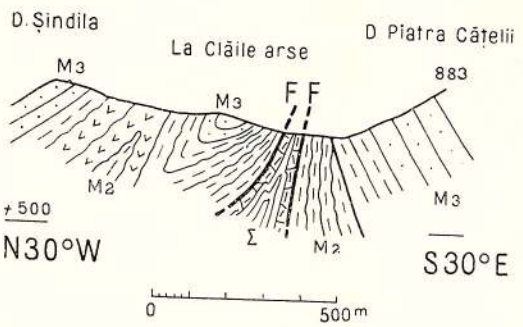


Fig. 29. Miocenul dela Bălțăgari (La Clăile arse).

M_3 = Sarmatian — Σ = masiv de sare
M_2 = Mediteran II — F = falie

Pe aripa sa externă, începând dela Bălțăgari (La Clăile arse) și până la Bisoca în Păr. Mereului apar puternice sărături cu brecia sării și cu izvoare sulfuroase și de petrol, care la Bălțăgari prind, între sărătură și axul principal al anticlinalului, un sinclinal îngust de Sarmațian superior, alcătuit din conglomerate și gresii cu *Mactra Fabreana* Sinz. (Fig. 29).

Pe baza acestui sinclinal am interpretat în acelaș fel și profilul din lungul Păr. Mereului. (Fig. 24).

Se constată astfel că anticlinalul D. Cireșu-Bălțăgari-Bisoca, peste al cărui flanc intern se așterne sinclinalul median, are flancul extern resfrânt într'un sinclinal strivit de crestele de sare, ce se înlănțuesc dela D. Sări (pe P. Dogăriilor) la Bălțăgari și Bisoca (P. Mereului).

A doua creastă anticlinală, și cea mai externă, se urmărește dela Dealul Sării — versantul dinspre V. Râmnicului — prin partea superioară a Păr. Văii Rele până la Sările (Bisoca) în lungul Păr. Sărat, având direcțiunea N 15° E — S 15° V.

In cea mai mare parte ea este acoperită de depozitele sarmațiane și meoțiene transgresive și numai la capetele sale — la Dealul Sării și la Sările — apare Mediteranul în jurul masivelor de sare. El este reprezentat prin marne vinete cenușii, uneori nisipoase și gipsoase ca la Sările, ce acoperă mai ales flancul extern estic al masivelor de sare.

Profilul dela Sările (Bisoca) (Fig. 24, 30) ne arată că masivul de sare, împreună cu Mediteranul de pe flancul estic, constitue sâmburele unui anticlinal diapir, ce străbate stratele superioare, ridicându-le în picioare pe versantul vestic și chiar laminându-le, cum se întâmplă cu stratele sarmațiane; pe când pe flancul estic Sarmațianul din D. lui Coman se înclină

Institutul Geologic al României

la bază cu 65° spre ESE, iar sus formează un sinclinal cu stratele slab înclinate, dar strivit între două falii, la partea superioară a lui păstrându-se și strate meoțiane.

Mediteranul cu marne gipsoase se păstrează în picioare sub Sarmațianul din D. lui Coman și către partea superioară a Păr. Sărat din această localitate.

In jurul masivului de sare gipsul bogat desvoltat pare a fi fost mult transformat prin diageneză, deoarece se găsește numai sub formă de blocuri mai mari ori mai mici, erodate, alcătuite din gips cristalizat în Creasta cocoșului, și de coloare brună roșcată, la fel cum am mai observat la masivul de sare de pe Valea Sării, la nord de Putna.

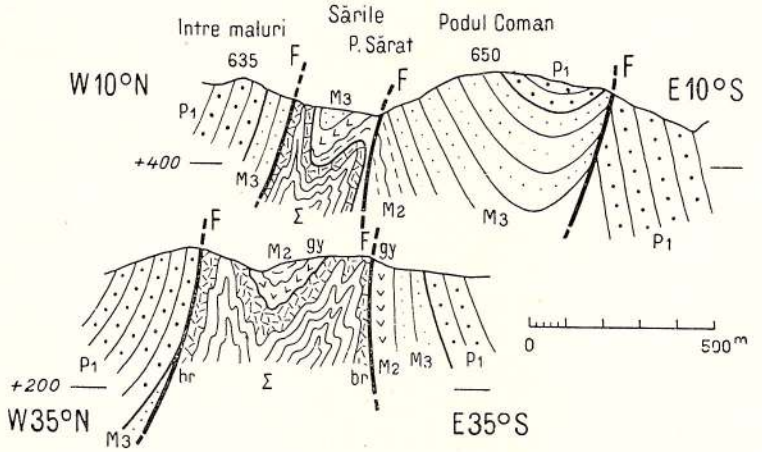


Fig. 30. Masivul de sare dela Sările.

P_1 = Meotian M_2 = Mediteranul II F = falie
M_3 = Sarmatian Σ = masiv de sare

Cred că gipsul cu argila din jurul masivului de sare la Sările alcătuesc brecia Sării, produsă pe socoteala orizontului mijlociu al Mediteranului.

Lărgimea maximă a crestei diapire dela Sările nu trece de 600 m.

In capătul nordic masivul de sare cuprinde o lamă sinclinală de Sarmațian superior, alcătuit din conglomerate nisipoase cu scoici nenumărate de *Mactra Fabreana*, la fel cu cele dela Clăile arse; ceeace ne arată că prezența acestui ax anticlinal e mai veche decât Sarmațianul superior, care s'a depus pe creasta lui într'un facies neritic de coastă.

Spre nord axul anticlinalului se poate urmări în lungul V. Surlii și Văii Rele, unde apar însă numai marnele sarmațiane cu multe izvoare sulfuroase în lungul cărora s'au săpat și puțuri pentru petrol (Fig. 23).

De aici prin D. Muchea Inaltă ajunge la Dealul Sării (Jitia) unde reapare masivul de sare cu marnele mediterane pe flancul extern în V. Râmnicului «la Ocnă».

Institutul Geologic al României

Profilul dela Dealul Sării. (Fig. 22, 27). Atât profilul cât și harta geologică ne arată că dejur împrejurul sinclinalului sarmațian din Dealul Sării apar la baza lui stânci de sare cu brecie și numeroase sărături.

Ele, de, sigur aparțin unuia și aceluiași masiv de sare, care își trimite apofisele dejur împrejurul sinclinalului de Sarmațian.

In Valea Râmnicului, la sud de confluența cu V. Râmnicelului, în jurul breciei sării urmează marne cenușii verticale, aparținând Mediteranului cenușiu. Urmează apoi, în malul stâng al Văii, un sinclinal de Sarmațian cu marne, gresii și conglomerate vinete cu Mactre, strivit între Mediteran și o falie din est, în aceleași condițiuni tectonice ca și sinclinalul sarmato-meoțian din D. lui Coman, dela Sările.

Spre Valea Dogăriilor masivul de sare, ce iese de sub sinclinalul de Sarmațian, se pune în contact prin marnele gipsoase frământate cu extremitatea nordică a unui sinclinal scufundat de Meoțian, ce face parte din sinclinalul larg sarmato-meoțian din D. Sării-D. Stânei-D. Gorunișului.

DIVIZIUNEA STRATIGRAFICĂ A DEPOZITELOR MEDITERANE, FACIESUL ȘI VÂRSTA LOR

a) **Sedimentele mediterane din zona de curbură a Carpaților.**

Din descrierea profilelor de mai sus se poate distinge, în seria depozitelor mediterane dela curbura Carpatică, următoarea succesiune stratigrafică:

4. Orizontul cu tuf dacitic, gresii dure, marne gipsoase, nisipuri.

3. Orizontul marnelor și gresiilor vărgate cu puternice bancuri de gips; la partea superioară faciesul cenușiu cu gips; rare intercalații de tuf dacitic albicios și subțire.

2. Orizontul marnelor și gresiilor cenușii-verzui, rare intercalațiuni de gipsuri.

1. Orizontul conglomeratic?

1. Orizontul conglomeratic? A fost observat într'un singur loc în toată regiunea, anume în Păr. Sărățelu, lângă «Sarea Roșie». El se găsește dispus ca un banc gros de 3—4 m. deoparte și alta a unei apofise de sare și este alcătuit din elemente cuarțoase, roce verzi, etc. cimentate printr'un ciment calcaroferuginos, din care cauză au culoarea puțin roșcată. Peste el urmează marne cenușii puternic spălate de apă, astfel că nu se poate urmări cu preciziune raporturile sale au celelalte orizonturi. Dealtfel toată zona aceasta după cum am spus dejà, constitue o enormă brecie tectonică în jurul masivului de sare, peste totul șariând marginea Flișului dela Vintileasca. In aceste condițiuni stratele mediterane nu-și mai păstrează raporturile lor primitive.

Totuș mai mult prin analogie cu baia Slănicului, decât ca o poziție bine precizată aici, le socotesc la baza depozitelor mediterane constituind singurele

Institutul Geologic al României

reprezentante ale orizontului conglomeratic bine desvoltat în baia Slănicului.

2. Orizontul marnelor și gresiilor cenușii-verzui. Este de fapt orizontul cel mai de bază, a cărui poziție stratigrafică a fost observată invariabil la partea cea mai inferioară a depozitelor mediterane.

El este caracterizat prin marne compacte alternând cu gresii dure marnoase calcaroase dispuse în lespezi de câțiva centimetri până la 1 m. grosime.

Ele formează o succesiune regulată de strate în jurul masivelor de sare dela Andreiașu, V. Jgheabului, precum și în bolta anticlinalului, ce se urmărește dela Milcovul superior (Poiana Stoichii) spre sud.

Coloarea sa dominantă este cenușie verzue deschisă, alternând cu culoarea verzue vânătă.

In marne și gresii se găsesc adesea concrețiuni piritoase sau pirite puternic diseminate (gura Păr. Torcii, Andreiașu de sus). Gipsurile sunt mai rar intercalate (pe Milcovul superior).

Pe suprafața gresiilor se observă foarte des urme de valuri, ceeace este un indiciu important asupra adâncimii mici a apelor în care s'au depus.

Deasemenea structura «strzalka» și hieroglifele sunt fenomene întâlnite și la aceste strate.

Grosimea lor variază între 100—150 m. — 200 m.

3. Orizontul gipsurilor și al faciesului vărgat și cenușiu. Acesta este al doilea orizont important în regiune, și al treilea în succesiunea stratigrafică. El este format din marne și gresii alternând între ele, dar marnele sunt mai abundente în partea dinspre Șelării-Coita, pe când gresiile sunt mai desvoltate în regiunea Milcovului. Aici unele gresii sunt constituite din fragmente de cuarț amestecat cu fragmente colțuroase de șisturi verzi ori roce roșii, și după cum domină unele sau altele coloarea gresiei este roșie ori verzue. Cementul lor este calcaros dur.

Treceri între marne și gresii sunt dese — astfel avem gresii marnoase. Deasemenea și aici urmele de valuri sunt frequente pe suprafața gresiilor.

Colorațiunea acestor roce variază foarte mult. In general culoarea dominantă este cea cenușie deschisă, însă în partea inferioară a orizontului se adaugă gresiile și marnele de coloare roșcată ori verzue, așà fel că întreagă serie își merită numele de strate vărgate. La partea superioară a orizontului rămâne numai coloarea cenușie formând faciesul cenușiu al orizontului.

Gipsurile albe sunt prezente în ambele nivele. Câteodată și gipsurile pot prezentà coloarea roșie-verzue ori chiar neagră, datorită fie materiilor colorante minerale, fie celor organice (gipsurile negre). Aceste din urmă au răspândiri mici.

Gipsurile se prezintă în bancuri lenticulare a căror grosime maximă ajunge între 4—10 m., cu marnele subțiri ce li se intercalează, iar lungimea depășește câteva sute de metri.

Institutul Geologic al României

In faciesul cenușiu domină niște gresii calcaroase, de culoare gălbui-cenușie cu curgeri de nămol, ieroglife de presiune și fenomene de solvire. Pe comptul lor se formează izvoare calcaroase, ce depun travertin, ca în Dealul Spumei pe V. Milcovului.

Printre stratele acestui orizont mai trebuesc amintite nisipurile argiloase și marnele gipsoase intercalate la diferite nivele, dar mai ales la nivelul faciesului cenușiu.

In sfârșit un strat subțire de 20—80 cm. de tuf dacitic albicios intercalat printre marnele cu gipsuri de pe P. Fetigului, ori în P. Arinilor, pe P. Sărățelu (Jitia).

El este stratul cel mai de bază de tuf dacitic, cunoscut în regiune.

Orizontul acesta este cel mai puternic desvoltat, grosimea sa atingând 400—600 m., iar stratele sale sunt extrem de cutate, cute ce uneori influențează întreg complexul, pe când cele mai deseori sunt restrânse la bancurile de gipsuri.

4. Orizontul superior cu tuf dacitic, este desvoltat la partea cea mai superioară a celorlalte orizonturi și e caracterizat prin bancuri de tuf dacitic de culoare verde, la care se adaugă gresii dure albicioase, sau gălbui-cenușii, marne cenușii cu gipsuri și nisipuri.

Deși tufuł dacitic și-a făcut apariția încă din orizontul mijlociu, totuși îngrămădirea lui sub formă de bancuri repetate într'o grosime destul de mare se observă numai în orizontul acesta.

El este o cenușă vulcanică alcătuită din grăunți fini și uniformi de cuarț feldspați, amfibol și ici colo fluturași de biotit. Spărtura sa este concoidală cu marginele ascuțite.

Culoarea este verde mai intens ori mai deschis; uneori pe acelaș strat culoarea brăzdată de dungi neregulate sau grosier concentric, de o nuanță mai intensă, la fel cu zonele de difuziune, ce se cunosc la unele minerale.

Tufuł este dispus în bancuri de 2—4 m. iar alternând cu bancurile de gresie dură albicioasă ori cenușie gălbue constituie bande groase de 30—80 m. ce apar în relief.

Foarte deseori el este diaclazat și pe suprafața diaclazelor se depun oxizi fero-manganici, uneori în frumoase dendrite.

Alterarea mecanică poate merge mult mai departe dând naștere la un grus mărunt cu bucăți colțuroase și dure, ce poate constitui dealuri pe care sătenii le numesc «Scropuș», ca și pe cele formate din grusul menilitic.

Alterările chimice duc la formarea unei masse caolinice pe socoteala feldspaților, iar silicea se adună ca concrețiuni neregulate sau recimentează resturile dezagregării mecanice și chimice, așà spre ex. la Andreiașu de Sus.

In afară de bancurile groase, tufuł dacitic se mai cunoaște sub formă de strate în grosime mai mică de 1 m, de culoare mai deschisă și cu fluturași de biotit mai abundenți. El este intercalat între stratele marnoase dela sudul

Institutul Geologic al României

Râmnicului, unde tufuł dacitic nu mai constituie bancuri așà de groase ca la nord. Astfel se află pe P. Sărat (la est de Schitul Poiana Mărului, lângă Jitia), pe P. Șindilei și la izvorul Păr. Moldovanului.

După analizele microscopice se deduce că el provine din sedimentarea unei *cenușe dacitice* în ape marine, și se desoebește complet de tufuł andesitic dela baza Meoțianului din Bacău și alte părți ale Subcarpaților, ca și de cel din regiunea Hârghita. El se apropie însă foarte mult de bancurile de tuf dacitic pe care Prof. SZADECZKY le-a studiat în jurul Clujului și restul Transilvaniei [106], dar diferă și de bancul de tuf andesitic, pe care acelaș autor l-a observat în stratele mai inferioare ale Mediteranului dela Cojocna.

Gresiile cu care alternează bancurile de tuf dacitic sunt sau albicioase, cu grăunți de cuarț curat și ciment calcaros dur ori chiar ușor silicios, sau sunt cenușii deschise cu fire de glauconit când sunt proaspete și gălbui când sunt alterate. Ele se desfac paralelipipedic dând naștere la reliefuri stâncoase,

Celelalte gresii, marne gipsoase și nisipuri nu au nimic deosebit de remarcat, și se aseamănă cu cele ale faciesului cenușiu din orizontul gipsos.

Repartiția lor ne arată o tranziție dela orizontul mijlociu la cel superior și intercalarea din loc în loc printre bancurile de tuf dacitic ale orizontului superior ne arată că faciesul regresiv nu a încetat complect în timpul formării orizontului superior.

Nu pot spune, dacă partea cea mai superioară a acestui orizont o formează tufuł dacitic sau marnele nisipoase, pentru că acolo unde Sarmațianul se păstrează în sinclinale peste Mediteran, este transgresiv și dacă într'un loc transgresează peste tufuł dacitic (în D. Șindilei, Bisoca) în alt loc al aceluiaș sinclinal transgresează peste marne cu gipsuri. Totuși putem spune că tufuł dacitic se găsește până către partea cea mai superioară a orizontului și deci a Mediteranului.

Aceasta ne conduce la chestiunea raporturilor între Mediteran și Sarmațian.

Desigur raporturile acestea nu le vom discutà la nord de Râmnic, unde ele sunt anormale, prin încălecarea Mediteranului peste Sarmațian; ci le vom urmări la sud de Râmnic, în regiunea Bălțăgari-Bisoca, unde d-nii MRAZEC și TEISSEYRE au găsit altă dată o continuitate perfectă între cele două etaje [61 pag. 16].

Analizând profilele din această parte și mai ales pe cele duse peste creasta anticlinală D. Cireșului-Bălțăgari-Bisoca spre Bisocuța (Fig. 24, 25, 29) — se constată că raporturile, de care e vorba, sunt mult mai complicate, de cum se credeà.

Este constatat că în lungul acestui anticlinal Sarmațianul este reprezentat prin partea lui marnoasă inferioară, ce nu se mai regăsește în nici un alt sinclinal de Sarmațian din vest. Insă apariția masivului de sare, de pe P. Dogăriilor și a puternicelor sărături cu brecia sării dela Clăile arse (Bălțăgari) și de pe Păr. Mereului (Bisoca) ne dovedesc că în lungul contactului cu Sarmațianul

Institutul Geologic al României

inferior stratele Mediterane sunt străpunse de un anticlinal diapir cu sâmbure de sare. Spre vest el strivește un sinclinal mic reprezentat la Clăile arse prin conglomerate și gresii nisipoase cu Scoici mari de *Mactra Fabreana* ale Sarmațianului superior, iar spre est marnele Sarmațianului inferior se pun în contact anormal cu stratele vărgate ale orizontului gipsos, ridicate în jurul lamei de sare, pe când stratele superioare mediterane au rămas laminate în profunziune. Astfel se prezintă contactul sub Piatra Cățelii, între Bisoca și Băltăgari.

Tot astfel în D. Drăganului, malul drept al P. Mereului, în axul anticlinalului apar stratele faciesului cenușiu, iar pe flancul extern stratele superioare ale Mediteranului se lasă în culise și sunt acoperite transgresiv de stratele sarmațiane inferioare (Buglowian).

Pentru aceste motive contactul între Mediteran și Sarmațianul inferior în lungul acestei creste anticlinale îl putem considerà, ca fiind dat de o linie de laminaj—adevărată falie,—iar continuitatea presupusă în sedimentația Mediteranului superior și Sarmațianului inferior nu o putem sesizà.

* * *

După studiul analitic de mai sus suntem conduși să ne întrebăm asupra valorii stratigrafice a orizonturilor pe care le-am distins în depozitele mediterane din Râmnicul Sărat.

Se știe că o diviziune în orizonturi are valoare numai dacă este bazată pe prezența fosilelor caracteristice sau pe o răspândire generală a orizonturlior petrografice suprapuse într'o ordine anumită.

Ambele aceste criterii nu se pot aplicà cu succes la Mediteranul din zona de curbură, pentru că mai întâiu se constată lipsa fosilelor, iar în al doilea rând regiunea se arată destul de restrânsă pentru ca al doilea criteriu să ne dea el singur rezultate bune.

Pentru aceste motive suntem forțați să facem apel la cunoștințele, ce avem despre aceste depozite în restul Subcarpaților, cu care să le comparăm, pentru a scoate oare care lumini referitoare la regiunea de care ne ocupăm.

Totuși primul criteriu nu se poate aplicà nici în restul Subcarpaților, pentru că depozitele Mediterane prezentându-se sub un *facies flișoid*, ce cuprind în seria lor imense cantități de depozite lagunare de concentrație, sunt lipsite de fosile caracteristice. Se știe că ele mai sunt cunoscute și sub numele de Formațiunea saliferă miocenică subcarpatică. Numai în partea de vest a Olteniei, în basenul miocenic dela Bahna, Mediteranul se află sub facies marin normal, iar în restul Olteniei, în Prahova, Buzău și partea de sud a Bacăului se găsesc intercalațiuni de strate marine fosilifere la partea superioară a seriei — ceeace permite să stabilim limita ei superioară.

Institutul Geologic al României

Al doilea criteriu se poate însă mai ușor utilizà. Pentru aceasta se cere să urmărim succesiunea de strate pe o întindere cât mai mare, iar pe de altă parte să alegem orizonturi petrografice a căror poziție stratigrafică, să nu varieze dela o regiune la alta; iar dacă se află variațiuni, ele să fie cuprinse în limite cât mai restrânse.

Bazați pe aceste considerațiuni, limita superioară a depozitelor mediterane este precizată prin prezența Sarmațianului imediat deasupra lor, aproape în toată zona subcarpatică, iar prin faptul că în regiunile amintite stratele superioare ale Mediteranului cuprind intercalațiuni fosilifere ce aparțin la Tortonianul superior se poate spune cu precisiune că depozitele Mediterane lagunare subcarpatice cuprind și Tortonianul inferior.

Limita lor inferioară este mai greu de definit. Se cunoaște, că în partea vestică a Subcarpaților — în Oltenia — ele transgresează uneori peste șisturile cristaline, alte ori peste depozitele paleogene.

In Muntenia ele sunt suprapuse depozitelor paleogene superioare (Oligocenului superior) și tot astfel se găsesc și în Putna și în Bacău.

Așadar limitele depozitelor mediterane în Subcarpați sunt date de Oligocenul superior, ca bază și Sarmațianul inferior (Buglowianul) ca acoperiș.

Intre aceste limite mari seria mediterană a putut fi divizată în mai multe orizonturi și repartizate la toate etajele mediterane cunoscute în stratigrafie, sau numai la o parte din ele, după concepția dominantă ce o au geologii, care au studiat aceste strate, despre evoluția geologică a regiunii subcarpatice.

Astfel Gr. Cobălcescu distingeà în depozitele mediterane întâlnite de el în Buzău, Putna, Bacău și Neamțu: O formațiune saliferă, cuprinzând masivele de sare, echivalentă cu etajul II Mediteran și împărțită în două orizonturi; și o sistemă inferioară, echivalentă cu primul etaj Mediteran, anume cu stratele de Horn [27 pag. 56 urm.], cu un singur orizont. De asemeni el admiteà după Hilber, că Tortonianul cu Nullipore și Schlierul cu gipsuri și marne gipsoase, care în Galiția se găsesc în alternanță, aparțin etajului II-lea Mediteran, ceeace stă în acord cu concepția modernă despre diviziunea Mediteranului (Haug) dar este contrară concepțiunii lui E. Suess, pe atunci dominantă, după care Schlierul echivalent cu Helveținul constituià partea superioară a I-lui etaj Mediteran.

Prof. Sabba Ștefănescu în studiul său asupra Terțiarului din România [99, pag. 34 și 87—110] divide depozitele Mediterane în trei etaje: 1. Burdigalianul fosilifer; 2. Helveținul echivalent cu Schlierul, constituie Formațiunea saliferă subcarpatică cu marne, gresii, gipsuri, sare și palla (tuf dacitic) ambele etaje aparținând I-lui Mediteran și 3. Tortonianul fosilifer constituind etajul II-lea Mediteran.

Interesant este că d-sa ajunge pentru prima dată la concluzia că Schlierul Subcarpaților — deci formațiunea saliferă — se prezintă ca un facies, ce se întâlnește atât în Oligocen, cât și în Neogen.

Institutul Geologic al României

Ideea aceasta o regăsim transformată și documentată în studiul masivelor de sare întreprins de Prof. MRAZEC și TEISSEYRE în sensul că, formațiunea saliferă miocenică reprezintă un facies de regresiune al mării oligocene, care a ținut până în Sarmațianul inferior [61, pag. 17]. Ei separă trei orizonturi în formațiunea saliferă din Cuveta de Slănic: la bază orizontul stratelor de Cornu cu masive de sare, apoi orizontul conglomeratelor marnoase la mijloc, și al marnelor cu facies vărgat și cenușiu la partea superioară; la care dacă mai adăogăm Tortonianul fosilifer descris de PILLIDE [72] și SABBA ȘTEFĂNESCU [99, pag. 110] dela nord de Slănic, se ajunge la patru orizonturi ale Mediteranului din Cuveta de Slănic. In diferitele sale lucrări Prof. L. MRAZEC singur [57] [58] sau cu Dr. I. P. VOITEȘTI [63] ajung la concluzia că formațiunea saliferă subcarpatică este alcătuită din două părți: Formațiunea saliferă inferioară, reprezentată prin stratele de Cornu cu sare și gips, aparține la I etaj Mediteranean, peste care s'a produs încălecarea pânzelor Flișului carpatic; și Formațiunea saliferă superioară transgresivă, începând cu conglomeratele marnoase, aparține etajului II Mediteranean.

La această părere se atașează și d-nii G. MACOVEI [48], D. PREDA [83] și H. GROZESCU [37]. Mai mult, d-l PREDA separă în Formațiunea saliferă din Bacău următoarele orizonturi: In seria inferioară pune orizontul cu masive de sare, marne și gipsuri; iar în seria superioară pune: la bază conglomeratele de Pietricica, apoi orizontul roșu, orizontul gipsurilor superioare și orizontul cu tuf dacitic și cu intercalațiuni de Tortonian fosilifer; ceeace se acordă foarte bine cu diviziunea dată de d-nii MRAZEC și TEISSEYRE în cuveta Slănicului.

In opoziție cu această concepție Prof. SAVA ATHANASIU [9. 10. 16. 17] și-a exprimat părerea că, Formațiunea saliferă miocenică trebuie paralelizată cu etajul II-lea Mediteran, în sensul de Helvețian și Tortonian, pe care în Băcău o găsește alcătuită din: conglomerate la bază, apoi seria marnoasă cu gips și sare și tuful dacitic.

In Mediteranul din Râmnicul-Sărat am separat în 1916 patru orizonturi [52]: la bază orizontul cu sare, apoi orizontul cu conglomerate, orizontul cu gipsuri și cu facies vărgat și cenușiu, iar la partea superioară orizontul cu tuf dacitic.

După această diviziune se vede că în Râmnicul Sărat Mediteranul are o dispoziție analoagă Mediteranului din Cuveta Slănicului și din sudul Bacăului.

Dacă diviziunea în aceleași orizonturi se poate urmări cu multă regularitate în mai toți Subcarpații, lipsa de fosile din orizonturile inferioare nu ne permite să determinăm cu preciziune vârsta lor. Deaceea și atribuirea orizonturilor petrografice la unul sau altul din etajele stratigrafice, stă mai mult în funcțiune de concepția, ce o adoptăm în succesiunea fenomenelor generale geologice din timpul Mediteranului.

Institutul Geologic al României

Totuși în 1916 d-nii VOITEȘTI, PREDA și GROZESCU [85, pag. 69—82] au reușit să pună un jalon însemnat prin descoperirea unor Pecteni într'un banc de gresii conglomeratice, intercalate între conglomeratele Cuvetei Slănicului.

Formele determinate de d-lor sunt atribuite la:

Pecten Hornensis Dép. et Rom.
» *Beudanti* Bast.
» *Pseudo-Beudanti* Dep. et Rom.

Un Pecten mic am găsit și eu pe V. Cacova (Breaza) la baza conglomeratelor miocenice, într'o gresie grosieră cenușie.

Pe baza acestor Pecteni cei trei geologi determină pentru conglomeratele cuvetei Slănicului vârsta burdigaliană; ceeace pare destul de probabil ținând seamă că ED. SUESS [104, pag. 393] considera forma de *Pecten Beudanti* caracteristică Burdigalianului din basenul Vienii.

Cu această ocaziune d-lor pentru prima dată separă masivele de sare de depozitele Mediterane, considerând, că începutul Mediteranului în Subcarpați se face prin depozitele Burdigaliene cu Pecteni în Prahova și cu Ceriți în Oltenia de vest [1]), cărora le urmează stratele Helveține de concentrație lagunară, pe când stratele Tortoniane de deasupra arată o revenire a mării marcând o nouă transgresiune, continuată și în Buglowian.

*

Revenind la diviziunea în orizonturi petrografice și stratigrafice, pe care o pot prezentă pentru depozitele Mediterane din regiunea de curbură, ea se apropie de cea dată în 1916, de care diferă prin separararea și a unui orizont cu marne și gresii verzui la baza orizontului vărgat.

Deși în nici o parte nu am putut observà raporturile lui cu conglomeratele din V. Sărățelu (Jitia), totuși pentru că apar concordant și sub orizontul vărgat, oriunde a fost observat, înclin să cred provizoriu, că acest orizont ar puteà să fie superior orizontului cu conglomerate.

Nu ar fi exclus însă, ca conglomeratele reduse în Râmnic, să fie reprezentate prin gresiile grosiere vărgate, și în acest caz orizontul marnelor verzui și al gresiilor cu urme de valuri ar fi inferior și conglomeratelor.

Ținând seamă de toate aceste considerațiuni, precum și de concluziunile la care s'a ajuns asupra vârstei depozitelor Mediterane în Cuveta Slănicului, putem da următorul tablou de împărțire stratigrafică a depozitelor Miocene în regiunea de curbură:

[1]) Părere exprimată de S. Ștefănescu și G. Macovei pentru Oltenia.

Institutul Geologic al României

SERIA MIOCENĂ		Etajul Sarmatian
	Al II-lea Etaj Mediteran (Helvețian + Tortonian)	*Sub-Etajul Buglowian* Discordanță 4. *Orizontul cu tuf dacitic*, gresii, marne gipsoase, nisipuri. 3. *Orizontul gipsurilor* — *Facies cenușiu* cu marne și gresii cenușii cu gipsuri, șist. sapropelice, gresii calcaroase gălbui, rare intercalații de tuf dacitic. *Facies vărgat* cu marne și gresii conglomeratice roșii, verzui, vișinii, gipsuri, șist. sapropelice. 2. *Orizontul marnelor și gresiilor cenușii-verzui*, cu șisturi negre bituminoase și rare intercalațiuni de gips.
	I-ul Etaj Mediteran (Burdigalian)	1. *Orizontul conglomeratelor poligene* cu șisturi verzi, cuarț și cement calcaro-feruginos.

Urmărind succesiunea faciesurilor din această regiune, Mediteranul începe și aici, cel puțin în unele locuri, prin conglomeratele marine ale Burdigalianului transgresiv, căruia urmează un facies de ușoară regresiune cu marnele și gresiile verzui, accentuată regresiunea în timpul orizontului cu gipsuri, care este cel mai caracteristic și mai bine desvoltat dintre orizonturile Mediteranului de la curbură. El constituie un facies lagunar de puternică și îndelungă concentrație, pe care îl atribuim în cea mai mare parte Helveținului.

Asupra colorațiunii roșcate întâlnite la marnele și gresiile formate în orizonturile acestui facies lagunar, unii ar fi tentați a le considerà ca un indiciu al climatului de pustiu. După observațiunile critice, pe care le-am făcut cu ocazia colorațiunii roșii a unora din depozitele paleogene, cred că e mai verosimil să admitem, că colorațiunea roșie a rocelor mediterane provine prin remanierea materialului roșcat din roce mai vechi, produse în condițiuni cu totul altele decât cele de pustie sau stepă uscată. Acest mod de a privì fenomenele acestea poate fi motivat prin constituția poligenă a conglomeratelor de bază și mai ales a gresiilor grosiere din faciesul vărgat, la care culoarea roșcată se datorește elementelor colțuroase de culoarea roșie, printre care sunt și elemente verzi; iar când cele verzi domină, atunci și culoarea gresiei se schimbă în verde.

Orizontul cel mai superior reprezintă continuarea faciesului lagunar însă mai puțin accentuat decât la orizontul imediat inferior lui.

Faciesul marin câștigă însă teren mai mult și aceasta se poate deduce după Foraminiferele întâlnite în gresiile și marnele acestui orizont, aici sau în restul Subcarpaților.

Institutul Geologic al României

Lipsa depozitelor marine fosilifere ale Tortonianului stă în legătură foarte probabil cu o exondare a întregii regiuni cuprinsă între Râmnic și Trotuș în acel timp, ceeace se manifestă și prin discordanța dintre Mediteranul superior și Sarmatian, dovedită în atâtea profile.

Am considerat însă acest orizont ca Tortonian pentru că cuprinde cantitățile cele mai mari de tuf dacitic, a cărui prezență în basenul Transilvaniei KOCH [44, pag. 71] și SZADECZKY [106] o pun în strânsă legătură cu etajul al doilea Mediteran, în sensul de Tortonian și este considerat chiar ca un fosil caracteristic pentru al doilea Mediteran.

Răspândirea lui în strate foarte subțiri și în faciesul cenușiu al orizontului gipsos, arată că tufuł dacitic a erupt încă din Helvețianul superior, maximum manifestațiilor eruptive fiind în Tortonian, când și mișcările tectonice se pare a fi fost mai accentuate.

O r i g i n e a t u f u l u i d a c i t i c. Locul de origină al tufului dacitic, se admite în general a fi în Transilvania, unde au fost erupțiuni de Dacite și odată cu ele au fost aruncate și cenușele dacitice. De acolo au venit sau pe calea apelor marine, care comunicau cu cele din Subcarpați prin regiunea Oituz, ori regiunea de curbură din Putna și Râmnic, cum cred d-nii MRAZEC și TEISSEYRE [61], sau au fost aduse cu vântul, cum crede d-l S. ATHANASIU [9].

G. MURGOCI credea, pentru Oltenia, că au fost cratere de exploziune locală, care au asvârlit cenușa mai grosieră la bază, mai fină către partea superioară [66, pag. 52—53].

Și d-l I. P. VOITEȘTI exprimă părerea că, tufuł dacitic ar puteà sta în legătură cu exploziunile produse pe marele linii de dislocație, ce separă Subcarpații de Câmpia Română [75, pag. 344] și [78, pag. 438].

In contra acestei păreri se ridică serioase obiecțiuni. Mai întâiu contactul Supcarpaților cu Câmpia se face cele mai deseori prin flexuri și numai foarte rar prin fracturi. Ori cantitatea cea mai mare de tuf dacitic cunoscută se află în regiunea de curbură, începând din Prahova până în Putna, unde flexura se poate demonstrà. Dacă ne-am adresà la fracturile mai vechi, cum este fractura pericarpatică și cea marginală a Flișului, se constată că ele nu s'au dovedit până astăzi ca zone strâns legate de prezența bancurilor de tuf dacitic și de fenomene vulcanice, ori de caractere neîndolnice, care să ne permită a le atribuì un atare rol.

Dar și originea transilvană a tufului dacitic ne conduce la unele greutăți.

Părerea general admisă prin autoritatea susținătorului ei KOCH [44] este că, tufuł dacitic reprezintă cenușa aruncată de marii vulcani, ce au erupt în timpul Mediteranului al II-lea și care au format cu lavele lor și Munții Vlădeasa, pe lângă nenumăratele dykuri și filoane de dacit dela marginea basenului Transilvaniei.

Contra acestei păreri s'a ridicat Prof. SZADECZKY [106, II, 1914, pag. 331], care susține că Dacitele din Vlădeasa sunt de vârstă cretacică, iar cenușa

Institutul Geologic al României

din Miocen nu poate fi aruncată decât de niște vulcani de exploziune submarini, așà cum își închipuià la noi MURGOCI.

Că în parte vulcanii de exploziune au dat unele cantități de cenușe dacitică, este lucru remarcat chiar de KOCH la Ciceu. Insă cantitatea cea mare, care s'a putut întinde în toată Transilvania, în Subcarpați și în basenul Panonic până spre Dinarizi, este greu de imaginat, cum a fost produsă de aceste mici cratere, din care nu cunoaștem nici unul în interiorul basenului Transilvaniei.

In afară de aceasta nu s'a demonstrat până acum în mod neîndoios, că toată massa dacitelor din Munții Apuseni ar fi Cretacică.

De curând, la marginea basenului Transilvaniei dela Huedin, am găsit raporturi destul de clare între Dacite și sedimentele terțiare, care arată o revărsare tipică a lavelor dacitice peste stratele de Hoia (Oligocen inferior) sau peste stratele Eocene, ceeace se poate observà în diferite grade pe o lungime de peste 15 km. [54]. Față de aceste constatări, ipoteza vârstei cretacice a erupțiunilor dacitice — cel puțin a celor de pe marginea basenului Transilvaniei — nu se poate susține și în acest caz ipoteza lui KOCH asupra originii tufului dacitic, socotesc că, trebuie păstrată, pentrucă este cea mai verosimilă până azi.

Astfel suntem conduși a admite că originea tufului dacitic din basenul Transilvaniei și din Subcarpați se datorește puternicilor erupțiuni de Dacite, ce-au avut loc în partea nordvestică a Transilvaniei în timpul Helvețianului superior și a Tortonianului.

Calea pe care a venit până în Subcarpați poate să fi fost cea marină, dar și cea aeriană.

MASIVELE DE SARE

In lungul celor două importante linii de dislocație longitudinală, pe care le-am distins în regiunea de curbură, și mai totdeauna în contact cu formațiunea mediterană, apar masivele de sare într'un număr și dimensiuni așà de mari, că raportate la suprafața regiunii, constituesc una din cele mai mari îngrămădiri de masive de sare din regiunile Carpatice.

După cum au arătat de mult d-nii MRAZEC și TEISSEYRE [61 pag. 18 urm.], iar de curând d-l I. P. VOITEȘTI [79, pag. 87] și [80], la masivele de sare se observă întotdeauna:

Massa de sare gemă de formă lenticulară, putându-se prezentà și sub formă de cuiburi și straturi de sare cu dimensiuni variabile și cu o dungație caracteristică, provenită din alternanța de sare curată incoloră cu sare argiloasă vânătă; Brecia sării sau argila cu blocuri a sării, alcătuită din o argilă vânătă-cenușie, în care sunt amestecate blocuri de diferite origini și mărimi din care nu lipsesc rocele carpatice (șisturile cristaline, calcare mezozoice), și rocele dobrogene (șisturi verzi, porfire, etc.) la masivele

Institutul Geologic al României

din zona de curbură, precum și rocele stratelor străbătute de masivul de sare.

In general nu toate masivele de sare sunt deschise complet la zi, ci la unele dintre ele eroziunea nu a ajuns să pună în evidență decât brecia sării cu puternice sărături, pe când massa de sare rămâne în profunzime. La altele chiar și brecia sării poate fi acoperită de stratele superioare, atunci prezența eflorescențelor de sare provenite din izvoarele sărate concentrate ne fac atenți asupra existenții pe direcțiunile indicate a unui masiv de sare în profunzime.

Masivele de sare din regiunea de curbură, deschise la zi, sau a căror existență în profunzime este trădată prin puternice sărături la suprafață, sunt următoarele:

a) Masivele de sare din lungul marginei Flișului.

1. Masivul din Valea Zăbala apare de sub Eocen sub formă de două masive distincte: în V. Ruptura Monteorului și în V. Ursoiul.

2. Masivul din V. Sărățelu (Purcelu) apare de sub Eocen.

In legătură cu acest masiv stau apofisele de sare ce apar sub formă de stâncă, ori sărătură cu brecia sării în următoarele locuri: pe Păr. Arinilor, masiv de sare; la Toporaș, două sărături cu brecie, sub D. Rotarului, două sărături cu brecie, pe Păr. Bisericii două sărături cu brecie, pe Păr. de sub Stejicu un izvor cu sărătură fără brecie.

3. Masivul dela Pleși, pe V. Râmnicului, care apare succesiv de sub Eocen și de sub menilitele oligocene.

4. Masivul dela Șindrilita-Recea, apare de sub Oligocen, și stă probabil în legătură cu cel dela Pleși.

5. Masivul de pe Păr. Sărățelu (Recea) la Stâneica, apare de sub menilite.

6. Masivul dela Recea, sub Lacul Limpede, reprezentat prin 4 sărături cu brecia sării.

7. La Șelăriile sunt două sărături cu brecia sării.

8. Masivul de sare dela Plavățul se continuă și pe Păr. Șelăriile, apare în Mediteran.

b) Masivele de sare din lungul fracturei pericarpatice.

9. Pe Păr. Sărat, malul drept al Putnei, la satul Lunca.

10. La Fundul Păr. Chilimetea, sub D. Finișului.

11. Pe Păr. Reghioru, la Fărcașa.

12. Pe Valea Milcovului, sub Dealul Spumei.

13. Sub D. Lingurii, în Valea Milcovului, apare ca o sărătură, altădată a fost stâncă de sare.

14. Pe Păr. Sării (Andreiașu-de-Sus) probabil legat cu cel de

15. La Vlădaia (Focul viu).

Institutul Geologic al României

16. Pe Păr. Titila, masiv cu numeroase sărături.
17. La fundul Păr. Motnăul Puturos, apar două sărături.
18. In Păr. Pucioasele (sub D. Roșu spre Râmnicel) apare sărătură.
19. In Dealul Sării (Jitia) cuprinde:
    masivul dela Ocnă în V. Râmniculuí;
    masivul de pe Păr. Dogăriilor și
    numeroase sărături, ce apar de sub sinclinalul de Sarmațian.
20. La Sările (Bisoca).
21. La Vărzărie (Schitu Poiana Mărului) izvor cu sărătură.
22. La Clăile arse (Băltăgari) izvor cu sărătură.
23. Pe Păr. Mereului (Bisoca) izvor cu sărătură.

RAPORTURILE STRATIGRAFICE ȘI TECTONICE ALE MASIVELOR DE SARE DELA MARGINEA FLIȘULUI

Masivele de sare din lungul dislocațiunii marginale a Flișului apar întotdeauna de sub massa Flișului șariat sau numai încălecat peste Mediteran. Din această cauză pe flancul intern ele suprapoartă diferite orizonturi ale Flișului paleogen, pe care le străpunge brecifiindu-le cele mai deseori; iar pe flancul extern ele se pun în contact cu depozitele mediterane, dela cele mai inferioare, până la cele mai superioare.

Numai masivul de sare dela Pleși, pătrunzând pe Valea Râmniculuí în sus, se găsește înconjurat de toate părțile de Fliș, pe care îl ridică sub bolta anticlinală faliată și cu flancurile denivelate; iar masivul dela Plavățul-Șelăriile apare în plin Mediteran, pe care de asemeni îl străpunge după un anticlinal faliat și cu flancurile denivelate.

In jurul tuturor masivelor de sare dela marginea Flișului se observă brecia sării cu elemente dobrogene de șisturi verzi, diabaze, porfire, etc., rotunzite sau colțuroase. In acelaș timp flancul intern al lor poartă enorme blocuri din Flișul paleogen, în dimensiuni, uneori, de mai multe zeci de metri cubi, dispuse în desordine și ridicate uneori dela adâncimi mari, ceeace ne permite să le considerăm ca aparținând aceleiaș brecii a sării.

1. Unul din exemplele instructive ni-l prezintă masivul de sare dela Pleși (Fig. 6, 7). El se desvoltă la gura Păr. Sclifii și poartă pe flancul intern blocuri din Eocenul superior, constituite din gresii și marne calcaroase cu conglomerate verzi, apoi menilite cu șisturi disodilice și gresia de Kliwa, în timp ce pe Păr. Sclifii în sus cu 20 m seria menilitică se desvoltă normal, așà cum a fost descrisă mai înainte.

Pe flancul extern scufundat depozitele mediterane cu marne cenușii gipsoase formează un sinclinal, al cărui fund este străbătut de creste de sare, manifestate prin sărăturile puternice din botul nord-estic al bandei de gresii de Kliwa dela Recea-Lacul Limpede.

Institutul Geologic al României

Urmărit în partea interioară a Flișului, masivul dela Pleși se continuă pe V. Râmnicului unde se manifestă prin sărături puternice, însoțite și de brecia cu blocuri verzi caracteristică sării, când sub marnele eocene superioare, când sub menilite.

Dar în afară de aceste raporturi stratigrafice anormale direcția masivului deviază esențial, ajungând ENE-VSV, ceeace provoacă deranjări tectonice de o intensitate neatinsă de alt masiv din regiune. In adevăr el interceptează creasta anticlinală dela Pleși-Poiana Cârâeli (pe Râmnic), alcătuită din marnele Eocenului superior — Oligocenului inferior, anticlinal ce se oprește în V. Râmnicului, constituind acoperișul fracturat al terminațiunii masivului dela Pleși.

In prelungirea lui pe Râmnic în sus apar șisturile menilitice, străbătând mantaua groasă de gresie de Kliwa sub formă de creste anticlinale, cu direcțiunea aproape EV, deci aproape perpendicular pe direcția normală a cutelor Flișului.

Desigur o influență capitală asupra acestor deranjări profunde, ce se urmăresc până la confluența Râmnicului cu V. Martinului, o are Fractura transversală dela Șelăriile, care închide spre sud eșindul Flișului din Râmnic și în prelungirea căreia apar creste insulare de menilite, la: Intre Piscuri și în V. Râmnicului sub Vf. Căpățâna. Insă devierile în direcția stratelor din lungul Râmnicului, observate între gura Păr. Sclifii și Poiana Cârâelii, precum și pătrunderea lamelor de Eocen și Oligocen (menilite) prin mantaua de gresie de Kliwa din acelaș loc, sunt fenomene provocate numai de apariția masivului de sare dela Pleși, ce străbate stratele paleogene, după o direcție cu totul diferită de cea normală.

Prin faptul că pe flancul nordic al acestui masiv se află Eocenul superior, iar pe fla cul sudic gresia de Kliwa, de sub care sunt scoase numai ca lame brecifiate marnele eocene și menilitele, masivul de sare dela Pleși aparține zonei Flișului, pe care îl străpunge diapir, cu scufundarea flancului extern.

2. La masivul de pe Păr. Sărățelu (Profil 6) dela Șindilita și între acest masiv și sărăturile dinspre Râmnic, la marginea Flișului apare o brecie enormă, alcătuită din blocuri de Eocen, de menilite și de gresie de Kliwa, toate frământate pe o lărgime de aproape 150 m. și o lungime de peste 300 m.

Tot așà la P. Adepătorii, la Șelăriile (Fig. 13, 26) blocuri de menilite sunt brecifiate cu gresie de Kliwa, conglomerate verzi eocene și cu marne cenușii.

Poziția breciei din aceste două puncte atât față de Fliș, cât și față de Mediteran, dar mai ales față de masivele de sare, care pătrund, mă fac să cred că, desvoltarea enormă a breciei tectonice stă în strânsă legătură cu apariția masivelor de sare, care în mișcarea lor ascensională, utilizând fractura marginală a Flișului, au ridicat în spinare blocuri din stratele mai profunde ale acestuia și le-au frământat.

Institutul Geologic al României

3. La masivul de sare de pe Păr. Sărățelu (Purcelu) (Fig. 3) raporturile stratigrafice sunt și mai complexe.

Masivul de sare, cu numeroase apofise și cu brecia cu elemente verzi, străbate marginea Flișului în locul zis la Balhui și apoi prinde între crestele lui stratele mediterane așezate în picioare, începând dela conglomerate, până la orizontul marnelor cenușii gipsoase, între care se intercalează și un banc de tuf dacitic albicios.

Raporturile sunt însă așa de complicate, că este greu să găsim un profil analog la două creste alăturate sau nu, din cauză că apofisele masivului de sare în ridicare au străbătut și s'au oprit unele în orizontul cu conglomerate, altele în orizontul verzui, roșcat ori cenușiu, unde se găsesc azi.

La acestea dacă mai adăogăm fenomenul deja amintit de șariaj al lamei eocene (cu orizontul mijlociu) dela Vintileasca peste întreg complexul de sare și mediteran, ne dăm seama de complexitatea fenomenului tectonic din acest loc. In acelaș timp se constată că stratele mediterane, păstrate fără nici o ordine stratigrafică între crestele de sare, ne oferă exemplul unei brecii enorme — datorită deodată apariției masivului de sare și fenomenului de șariaj — ce se întinde pe o lărgime de aproape 2 km. spre interiorul Flișului.

4. Aceeaș neregularitate în raporturile stratigrafice se constată și la masivul din V. Zăbala, (Fig. 11), care are două creste: una în V. Ruptura Monteorului și alta în Păr. Ursoiul separate printr'un sinclinal de Mediteran. Pe flancul intern al masivului apar marnele și gresiile Eocenului superior-Oligocenului inferior care suportă anormal în Ruptura Monteorului marnele roșcate ale Palaeocenului împreună cu calcarele marnoase gresoase ale Eocenului.

Pe flancul extern scufundat masivul este acoperit de marnele cenușii vinete gipsoase ale Mediteranului, urmate de tuful dacitic verde.

Stratele Flișului după cum am mai remarcat, deși își păstrează direcția generală N 10^0—20^0 E, totuși în lungul Văii Zăbala sunt brusc deranjate și deviate aproape E—V, încălecând dela Sud spre nord peste stratele mediterane din vale. Fenomenul acesta este cunoscut și la masivul de sare de pe Păr. Sărățelu (Purcelu) și la cel dela Șelării-Coita, unde marginea Flișului își schimbă deasemeni brusc direcțiunea.

Astfel de deranjeri ne permit să vedem pe deoparte existența unor fracturi transversale Flișului în lungul Văii Zăbala și între Coita și Bisoca; pe de altă parte ne permit să constatăm că apariția masivelor de sare, poate provoca, ea singură, devieri în direcția cutelor.

5. Apariția masivului dela Plavățul-Jgheabul ar părea curioasă, întrucât el nu se ține strâns de marginea Flișului. Vom observà însă că este așezat pe linia masivelor de sare dela Păr. Arinilor-Șindilita-Recea-Șelăriile, dirijată aproape paralel cu direcția masivului dela Pleși pe Râmnic.

Institutul Geologic al României

Și aici în plin Mediteran, masivul de sare cu numeroase apofize și cu brecaj cu elemente verzi, bine desvoltată mai ales pe Păr. Șelăriile, și pe scursura, ce vine paralel cu el din Podul Coita, cuprinde frământate într'o enormă brecie stratele Mediterane reprezentate prin marne vinete negricioase și verzui, apoi strate vărgate și cele cenușii gipsoase. (Fig. 8, 13).

Pe flancul intern al masivului se razemă orizontul gipsos vărgat, cu stratele cutate, iar pe flancul extern marnele gipsoase cenușii, urmate imediat de tuful dacitic verde într'un banc gros peste care se păstrează un sinclinal transgresiv de Meoțian.

Decì și acì se constată denivelarea celor două flancuri fracturate ale masivului de sare.

Din studiul acesta reiese că: Masivele de sare nu au o poziție stratigrafică bine definită, deoarece apar sau în interiorul Flișului sau la marginea, unde flancul intern e în contact cu unul din orizonturile Paleogenului, iar flancul extern în contact cu unul din orizonturile Mediteranului.

Apariția lor este diapiră și cu flancurile denivelate. Poziția lor este tectonică și legată de fractura marginală a Flișului. Se pare chiar că după cum fractura marginală taie cutele Flișului, fără să ție seamă de direcția lor, tot astfel masivele de sare interceptează deseori direcția Flișului, pe care îl străpunge de jos în sus (masivul dela Purcelu și dela Pleși).

Prezența a două linii paralele de masive de sare la marginea Flișului dela sud de Râmnic, ne invederează existența unei zone de fracturi în aceste părți, utilizată de masivele de sare.

RAPORTURILE STRATIGRAFICE ȘI TECTONICE ALE MASIVELOR DE SARE DIN LUNGUL FRACTUREI PERICARPATICE

Masivele de sare din lungul acestei fracturi apar înconjurate de depozitele mediterane, pe care le străpung deasemeni după cute diapire cu flancurile denivelate.

La aceste masive brecia cu elemente verzi mărunte de tipul dobrogean se prezintă cele mai deseori cu dimensiuni reduse și poate chiar să lipsească. In schimb rocele mediterane, pe care le străbate sunt sdrobite și constituesc o brecie uneori de dimensiuni destul de mari. (La Sările, Bisoca).

In șirul masivelor din această parte putem distinge două grupe cu raporturi deosebite:

Masivele de sare dela nord de Râmnic și

Masivele de sare dela sud de Râmnic.

Cele dela nord de valea Râmnicului au raporturi analoage: ele străbat pătura de strate mediterane, pe care o brecifiază în parte, oprindu-se în interiorul unuia din orizonturile cunoscute, ce rămâne pe flancul intern. Flancul extern, denivelat cele mai deseori, suportă numai o lamă îngustă de

Institutul Geologic al României

Mediteran, cu care încalecă peste depozitele Sarmațiane în lungul fracturii pericarpatice.

Considerând masivele de sare dela nord spre sud observăm următoarele raporturi:

1. Masivul de sare de pe Păr. Sărat din V. Putnei (satul Lunca) are pe flancul intern orizontul cu gipsuri și marne cenușii puternic brecifiat, iar pe flancul extern numai marne cenușii ale aceluiaș orizont.

2. Masivul desub D. Finișul apare înconjurat pe ambele flancuri de marnele cenușii gipsoase dela partea superioară a orizontului 3.

3. La Fărcașa în Păr. Reghiorul masivul de sare are flancul intern format din marnele cenușii cu gipsuri dela partea superioară a orizontului 3, peste care se păstrează întreg orizontul superior cu tuf dacitic; flancul extern este învelit de marne nisipoase din orizontul superior.

4. Pe Milcov sub D. Spumei masivul de sare apare între marnele verzui ale orizontului 2, care pe flancul intern sunt puternic laminate și urmate imediat de gipsurile și gresiile calcaroase ale părții superioare a orizontului 3, iar pe flancul extern rămân bine desvoltate, și încălecate peste fășia Sarmațiană. (Fig. 17).

5. Pe Păr. Sării — la Andreiașu de sus — sarea apare tot între marnele și gresiile verzui ale orizontului 2, aici puternic încărcate cu pirită. Pe flancul intern ele sunt laminate și reduse la câțiva metri grosime, iar peste ele se păstrează numai orizontul superior (4) cu tuf dacitic în bancuri groase, ce formează sinclinalul dela Andreiașu de sus. Pe flancul extern, marnelor și gresiilor verzui ale orizontului 2, deasemeni laminate și reduse, urmează marnele cu gipsuri din orizontul 3, reduse și ele prin laminare. Ele cuprind și un banc de calcar (de apă dulce?) cu sulf. (Fig. 14).

6. La Vlădaia masivul de sare vine în contact pe flancul extern cu orizontul cu tuf dacitic al sinclinalului dela Andreiașu de sus, iar pe flancul intern vine în contact cu marnele și gresiile verzui cu urme de valuri ale orizontului 2, căruia urmează întreg orizontul cu gipsuri — facies vărgat și facies cenușiu dela Andreiașu de jos.

La sud de Râmnic masivele de sare străbat și învelișul de Sarmațian și Meoțian, ce se întinde în această parte peste Mediteran până aproape de marginea zonei Flișului; astfel ele vin în contact și cu aceste formațiuni, ceeace dă loc la noui și variate raporturi.

7. Masivul de sare din Dealul Sării, Jitia, este un mare masiv, ce se întinde pe malul drept al Râmnicului între această vale și Păr. Dogăriilor, prinzând în partea centrală a lui, sinclinalul de Sarmațian din Dealul Sării. Deaceia sarea își face apariția dejur împrejurul acestui sinclinal sub formă de creste sau sărături cu brecia sării. Cele mai importante apariții sunt «La Ocna» în V. Râmnicului și în Păr. Dogăriilor. La «Ocnă» sarea se pune în contact direct cu gresiile sarmațiene cu *Mactra cummulata* SABBA pe flancul intern,

Institutul Geologic al României

iar pe flancul extern se pune în contact cu marnele cenușii dela partea superioară al orizontului cu gipsuri (3), peste care urmează anormal marnele în plachete dela baza Sarmațianului. (Buglovianul).

Pe Păr. Dogăriilor sarea se pune în contact pe flancul intern cu sinclinalul de Meoțian, iar pe flancul extern cu orizontul 3 al Mediteranului, urmat de gresiile sarmațiane din sinclinalul mare din D. Sării. (Fig. 22, 27).

8. La Sările-Bisoca raporturile sunt și mai variate.

Masivul de sare de aici, deschis la zi, pe o suprafață mare, apare pătrunzând diapir prin pătura sarmato-pliocenă.

In partea nordică și estică masivul este mai scufundat pe când în partea vestică și sudică este mult mai ridicat. Deaceea pe flancul intern se pune în contact mai întâiu cu Sarmațianul și apoi cu stratele meoțiane, pe care le ridică în picioare, laminând în profunziune pe cele sarmațiane; iar pe flancul extern el se pune în contact spre nord cu stratele mediterane superioare, ridicate în spinarea masivului și mai spre sud cu stratele sarmațiane, care împreună cu Meoțianul formează un sinclinal strivit în D. Coman. Și la capătul sudic masivul este mărginit tot de gresiile sarmațiane ridicate în picioare și reduse prin laminare la un petec îngust.

Intre crestele masivului de sare se află brecia cu elemente verzi mărunte, la care se adaugă în cantitate cu mult mai mare marne cu gipsuri, sdrobite și recristalizate în mare parte, de coloare brună roșcată, apoi blocuri de gresie sarmațiană cu Mactre și Ceriți, precum și gresii și calcare cu oolite meoțiane cu Unionide, totul brecifiat. La capătul nordic se păstrează și o lamă sinclinală de Sarmațian, alcătuit din Conglomerate cu *Mactra Fabreana*, forme mari. (Fig. 30).

Din raporturile descrise mai sus rezultă, că masivele de sare din lungul fracturei pericarpatice au o poziție stratigrafică nedefinită, ca și cele dela marginea Flișului, deoarece le găsim în contact cu toate orizonturile cuprinse între marnele verzui inferioare ale Mediteranului și gresile cu oolite ale Meoțianului. Mai mult, acelaș masiv — cum văzurăm la Sările — se pune în contact deodată cu mai multe etaje în lungul lui.

Apariția diapiră cu denivelarea flancurilor se demonstrează și la aceste masive.

Punerea lor la zi este legată de prezența unei mari dislocații — fractura pericarpatică — în lungul căreia se înșiră, dar apariția lor, poate produce devieri importante în direcția cutelor învelișului, după cum se constată la masivul de pe Pâr. Sării — Andreiașu de Sus.

Desvoltarea liniei de masive de sare, ce pleacă din P. Dogăriilor spre SSV prin Băltăgari și Păr. Mereului (Bisoca), ne pune în evidență ramificarea fracturei pericarpatice la sud de Râmnic, cu un caracter destul de profund[1]).

[1]) Continuarea acestei ramuri a fost urmărită de d-l O. Protescu [88 pag. 87 și profile] și în Buzău în Vf. Ținta, Vf. Bombaru, etc., unde Mediteranul încalecă adeseori peste Sarmațian întocmai ca și în lungul marei fracturi Cașin-Sările.

Institutul Geologic al României

In rezumat, masivele de sare din regiunea de curbură a Carpaților se găsesc în contact anormal cu strate, a căror poziție stratigrafică variază între Eocen mediu și Meoțian.

Ele apar diapir în lungul celor două mari dislocații longitudinale — fractura marginală și fractura pericarpatică — și taie uneori diagonal cutele Flișului și ale Mediteranului.

ORIGINA ȘI VÂRSTA MASIVELOR DE SARE

Asupra originei și vârstei masivelor de sare, cercetările noastre de mai sus nu ne pot da nici o indicație mai precisă decât ceeace se cunoaște până acum în această direcție.

Dealtă parte părerile emise până acum fiind prea variate și uneori complet opuse, nu ne putem atașà uneia sau alteia dintre ele, fără a nu lesà unele din obiecțiunile esențiale, ce li se opun.

Aceasta înseamnă că ne găsim pe terenul ipotezelor, unde acceptarea uneia sau alteia din explicațiuni depinde mai mult de factori subiectivi, decât obiectivi.

De sigur nu înseamnă, că sarea nu are o vârsta; ci numai că în stadiul cunoștințelor noastre actuale ne este greu, să demonstrăm satisfăcător pentru toți, vârsta pe care i-o atribuim.

Pentru a ne convinge mai bine de greutățile ce ni-se pun în calea deslegării acestei probleme, să reaminstec ipotezele emise asupra vârstei și originei masivelor de sare din regiunile Carpatice.

1. Cei mai mulți geologi admit că masivele de sare sunt rezultatul concentrațiunii apelor marine în zone lagunare sub un climat uscat și cald în timpul Miocenului.

După etajul în care plasează fenomenul formării masivelor de sare, sunt mai multe interpretări.

a) Interpretarea general admisă este aceea dată de Prof. MRAZEC, după care sarea aparține Miocenului inferior, reprezentat prin stratele de Cornu, dela baza cuvetei Slănicului.

b) O altă interpretare admite că sarea carpatică este de vârsta Schlierului. Și aici vom distinge părerea lui COBÂLCESCU, care admiteà Schlierul ca aparținând etajului II-lea Mediteran, de părerea Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU care îl socotește în primul etaj Mediteran, sau ca un facies între Oligocen și Sarmațian.

c) O ultimă interpretare în legătură cu vârsta miocenică a sării din Carpați, este dată de Prof. S. ATHANASIU, care admite că sarea este de vârsta Tortonianului sau în general a etajului al II-lea Mediteranean.

Această interpretare a fost admisă și de G. MURGOCI, iar Prof. E. HAUG dela Paris a generalizat-o pentru toți Carpații și Basenul Transilvaniei.

Institutul Geologic al României

Obiecțiunea principală ce se aduce ipotezii vârstei miocene a masivelor de sare, este că masivele de sare din zona Flișului, ori chiar din afara lui, apar de sub strate mai vechi decât Miocenul după direcțiunea unor anticlinale diapire sau după fracturi regionale (a se vedeà VOITEȘTI etc. [85]).

La aceasta se răspunde că Flișul Carpatic este șariat în pânză peste Miocenul inferior cu sare, care constitue autochtonul pânzei.

Trebuie remarcat că, dacă în foarte multe părți din lungul marginei Flișului se poate demonstrà șariajul acestuia pe câțiva kilometri peste Mediteranul cu gipsuri, etc., până azi nu s'a demonstrat și nici nu s'a emis părere, că ar puteà există un șariaj al Flișului Carpatic pe o lărgime de 20 km. și mai mult.

Ori sub Vf. Măgura (cota 1155) situat spre nordvest de Stulpicani, pe malul stâng al Văii Suha în Bucovina, un masiv de sare pus în evidență prin brecia lui cu sărături, străpunge stratele Eocenului mediu, alcătuite din marne calcaroase cu Fucoide, gresii calcaroase și conglomerate mărunte verzi, ce se dispun în boltă anticlinală deasupra masivului de sare.

Dacă admitem vârsta miocenică pentru masivele de sare, va trebuì să admitem în această regiune, un șariaj al Flișului peste Mediteran pe o lărgime de cel puțin 17 km. în linie dreaptă.

* * *

2. O altă ipoteză este că sarea formată în aceleiași condițiuni ca cele admise de prima ipoteză, a luat naștere în timpul Paleogenului.

Aici trebuie amintit în primul rând GR. ȘTEFĂNESCU, care încă dela 1884 [95, pag. 17—18] a emis părerea, că sarea din Flișul din Putna este de vârstă eocenă, bazat pe faptul că a găsit-o acoperită cu marne cu Fucoide și gresii cu ieroglife, într'o poziție stratigrafică deosebită de sarea dela Reghiu și Spulberu, pe care o admite miocenă.

La această părere s'a atașat mai târziu d-l W. TEISSEYRE [107, pag. 574—576], care consideră sarea din Fliș (Paleogene-Salzformation) la Oligocenul inferior sau poate și Eocen, iar sarea din Subcarpați (Miocäne-Salzformation) ca Mediterană.

Cum vedem această ipoteză nu exclude vârsta miocenă pentru sarea din Subcarpați.

Obiecțiunea, ce i se aduce este că, e greu de admis pentru sarea de sub marginea Flișului o vârstă paleogenă, iar pentru cea din afara Flișului una miocenă, atunci când, cum se întâmplă, două masive astfel considerate sunt separate prin o creastă de Fliș, largă de cel mult 200 m. (ATHANASIU, PREDA).

3. O ultimă ipoteză este că sarea ar fi mai veche decât Miocenul și poate și decât Paleogenul, ipoteză emisă și susținută de Prof. VOITEȘTI pentru prima dată în 1916 [85].

In această lucrare și în diferite alte lucrări ce au apărut de atunci [78, pag. 452—455], [79], [80] d-sa a ajuns la concluzia că, poziția sării nefiind

Institutul Geologic al României

una stratigrafică ci una tectonică, nu ne poate da nici o indicațiune asupra vârstei masivelor de sare.

Un fapt însă pe care îl consideră definitiv câștigat este că sarea nu este miocenă [79, pag. 100], dar că ar puteà să intre în cadrul fenomenelor de concentrație lagunară permiană.

Obiecțiunea ce i se aduce este că, Permianul în regiunile Carpatice nu se cunoaște sub faciesul continental, ci sub faciesul marin al conglomeratelor de Verrucano (ATHANASIU, MACOVEI).

Toate ipotezele expuse admit depunerea sării din lagune de concentrație, ceeace prezintă inconveniente remarcate și de J. WALTHER și de Prof. HAUG.

In special această explicație ca și aceea a originei sării din lacurile de deșert dată de WALTHER [1]) și către care pare a inclinà și Prof. HAUG [2]), nu se acordă după unii cu numărul mare de masive de sare de pe suprafața Pământului.

Aceasta și alte considerente au făcut pe Prof. VOITEȘTI să emită o nouă ipoteză asupra originei masivelor de sare [80], după care sarea masivelor de azi ar puteà să provie din precipitarea pe prima scoarță a globului pământesc a clorurelor, ce se găseau în atmosfera fierbinte, și care la 700°—800° C. s'ar fi sublimat. După precipitarea și a vaporilor de apă, prin solviri și recristalizări repetate sarea (cu sărurile de K și de Mg) s'ar fi separat și adunat în depresiunile formate la suprafața scoarței [80, pag. 51].

Potrivit acestei concepțiuni mările ar fi luat sarea lor dela masivele preexistente, nu masivele dela mări.

Voiu remarcà însă că, în cadrul acestei ipoteze formarea masivelor de sare ar fi un fenomen geologic, a cărui repetare nu a mai fost posibilă în istoria Pământului. Aceasta contrazice concepția fundamentală în Geologie, după care fenomenele geologice s'au repetat de mai multe ori în istoria Pământului.

Față de diversitatea ipotezelor emise asupra originei și vârstei masivelor de sare și față de concluziunile la care ne-a condus studiul raporturilor masivelor de sare din regiunea de curbură a Carpaților, părerea ce-mi se impune este că, sarea nu are o poziție stratigrafică bine definită, ci una tectonică, ceeace nu dă nici o indicație precisă asupra vârstei masivelor de sare, astfel încât numai viitoare documentări mai precise sau interpretări mai adequate ne vor puteà aduce soluția definitivă a problemei sau cel puțin una mai satisfăcătoare.

ETAJUL SARMAȚIAN

Partea superioară a Miocenului o formează etajul Sarmațian, bine reprezentat în regiunea de curbură prin marne vinete compacte; marne nisipoase vinete-verzui; gresii marnoase deseori micacee, dure, dispuse în lespezi ori

[1]) IOH. WALTHER. Das Gesetz der Wüstenbildung.

[2]) EMILE HAUG. Traité de Géologie Tom. I pag. 100—101.

Institutul Geologic al României

bancuri groase; gresii grosiere și conglomerate; nisipuri gălbui; calcare organogene.

In general rocele dure abundă foarte mult în partea superioară a seriei, ceeace permite să ia parte importantă la formarea crestelor din culmea colinelor pericarpatice sau interne — mai aleș că poziția lor e puternic ridicată — încât uneori ele singure dau nota dominantă acestei culmi (masivul Bisoca, culmea Dealul Roșu). De aici și denumirea de Coline sarmațiane, ce a fost dată altă dată acestei culmi în regiunea Răchitașu (între Putna și Șușița), unde rocele sarmațiane nu joacă însă decât un rol cu totul neînsemnat, după cum am avut ocazia să arăt [53].

Colorațiunea dominantă a rocelor sale este cea vânătă cenușie, ori vânătă verzue murdară, la care se adaogă culoarea albicioasă a calcarelor din partea superioară, și colorațiunea roșcată-violacee a unora din marnele intercalate tot în partea superioară.

Intinderea Sarmațianului este condiționată de desvoltarea geosinclinalului subcarpatic propriu zis, adică a geosinclinalului ce luă naștere în afara fracturei pericarpatice și care la sud de Râmnic se întindeà și peste zona mediterană pericarpatică.

Deaceea Sarmațianul dela nord de V. Râmnicului este dispus sub forma unei fășii largă de 700—1600 m, și încălecată de marginea zonei mediterane în lungul fracturei pericarpatice; iar la sud de Râmnic el trece spre vest de această fractură în zona pericarpatică, unde se întinde ca o manta acoperitoare a depozitelor mediterane, cu care se cutează împreună.

In grosimea stratelor sale se pot distinge două orizonturi petrografice bine individualizate:

Un orizont superior cu gresii, calcare, conglomerate, nisipuri și rare intercalațiuni de marne.

Un orizont inferior marnos și cu rare intercalațiuni de gresii.

Orizontul inferior are în general o arie de răspândire mai restrânsă, pe când orizontul superior are o răspândire mai mare și se prezintă cu caracterul transgresiv.

In descrierea, ce o vom face, vom considerà ca și la Mediteran, răspândirea Sarmațianului la nord și apoi pe cea dela sud de Râmnic, pentru că astfel vom puteà urmări nu numai caracterele stratigrafice, dar și pe cele tectonice, și vom puteà stabilì legătura și în suprafață a unora dintre aspectele tectonice, observate atât la nord cât și la sud de Râmnic.

Sarmaţianul dela nord de V. Râmnicului.

Deschiderile cele mai complecte și mai instructive ale Sarmațianului le găsim în lungul văilor Râmnicului, Motnăului, Milcovului și Putnei. Ele taie transversal culmea colinelor interne, care din cauză că au aspectul masiv, nu ar puteà să fie accesibile unui studiu al Sarmațianului numai prin văile

Institutul Geologic al României

mici. Totuș multe din aceste vâlcele ne dau instrucțiuni însemnate asupra caracterelor stratigrafice și tectonice ale Sarmațianului, completând sau confirmând numai datele ce ni le oferă deschiderile văilor mari.

a) **Profilul din valea Râmnicului** (Fig. 27). Orizontul inferior. La confluența Pâr. Râmnicelului cu Valea Râmnicului se observă în malul lui drept marnele gipsoase ale orizontului 3 al Mediteranului, iar în malul stâng sunt niște marne vinete negricioase, compacte, ce se desfac în plachete groase de 1 cm. și mai mult, ici colo cu concrețiuni calcaroase și cu intercalațiuni subțiri de plăci de gresii.

Pe suprafața de separație a acestor marne am observat scoici subțiri de *Mactra podolica* EICHW. în număr foarte redus având valvele alungite în partea posterioară și sfărămicioase. Aceasta înseamnă că avem a face cu strate sarmațiane sau înrudite cu ele, așezate la partea cea mai inferioară.

Grosimea toală a acestor strate poate fi socotită la 150—200 m.

Ele sunt dirijate aproape N—S verticale la contactul cu Mediteranul, iar mai în afară încep a se înclina spre Est.

In josul Râmnicului ele se regăsesc până la capătul sudic al masivului de sare dela Dealul Sării, înconjurând spre Est marnele gipsoase din jurul acestui masiv de sare, care taie diagonal fâșia sarmațiană, pe care o străpunge, deviind stratele marnoase laminate și ridicate în picioare.

Din această cauză marnele sarmațiane, tăiate la început transversal de valea Râmnicului, se dispun longitudinal față de vale, ceeace contrastează cu poziția transversală a bancurilor de gresii și calcare sarmațiane, care mai în josul văii se continuă de pe un mal pe celălalt al Râmnicului.

Cauza e că masivul de sare dela Dealul Sării ieșind la zi taie diagonal cutele Sarmațianului, producând o fractură pe distanță de 1 km, în interiorul acestora, tot așà cum alte masive de sare retează și cutele Mediteranului și mai ales ale Flișului.

Această dispoziție face ca fractura pericarpatică să se frângă în lungul masivului de sare dela Dealul Sării — creasta de pe Râmnic — ocolindu-l pe la partea lui externă, iar ramura ei sudică se dirijează spre Sările paralel cu direcția celei nordice nu în continuarea ei.

Orizontul superior. Spre Est de fractura de pe Râmnic marnele vinete inferioare fac trecere spre partea superioară la seria gresoasă, prin intercalațiuni de gresii în plachete, cărora urmează îndată bancuri de gresii calcaroase dure de culoare vânătă, uneori mai grosiere cu nodule de argile verzui-cenușii, cu crăpături umplute cu calcită și bogate în fosile până într'atât că se transformă în calcare fosilifere.

Lor se mai adaogă conglomerate verzui negricioase și marne nisipoase cenușii-verzui.

Totul formează un sinclinal strivit între două falii; pe flancul intern falia pericarpatică care limitează marnele inferioare verticale, pe flancul extern

Institutul Geologic al României

o falie secundară longitudinală, ce trece dinspre nord spre sud pe la cotul ce-l face drumul de pe Râmnic spre Jitia mică, sub Piatra Budacii, în lungul căreia stratele sunt laminate. Intre aceste două falii stratele Sarmațiane au direcțiunea N 25° E înclinarea 50° ESE în Pâr. Cășăriei și în malul Râmnicului.

In partea externă faliei secundare de sub Piatra Budacii urmează bancurile de gresie alternând cu conglomerate și marne dispuse vertical.

Bancurile de gresie și de conglomerate au o grosime de ½ m.— 3 m. și sunt separate prin marne nisipoase cenușii. Gresiile mai ales sunt bogate în scoici de Mactra și transformate une ori și aici în calcare cu scoici.

Marnele pot formà uneori intercalațiuni în grosime de 3—7 m., și în acest caz au coloarea liliachie alternând cu vânătă-verzue, întocmai ca marnele liliachii ale Mediteranului. Ele se găsesc către partea superioară aproape de limita cu Meoțianul.

Grosimea totală a acestui complex se ridică aproape la 350—400 m., astfel încât grosimea totală a depozitelor sarmațiane din Valea Râmnicului se poate cifrà la 500— 600 m.

Din profilul acesta se deduce pe lângă succesiunea stratigrafică a celor două orizonturi petrografice bine distincte ale Sarmațianului și structura tectonică la contactul între zona pericarpatică și cea subcarpatică propriu zisă. Acest contact se remarcă prin următoarele caractere.

Marnele inferioare sarmațiane sunt separate de masivul de sare—cu brecia lui și lama îngustă de Meditern din jur — prin falia pericarpatică, deviată.

Masivul de sare pătrunde diagonal prin marnele sarmațiane și le deviază direcția în lungul lui, laminându-le.

Efectul acestor fenomene tectonice este cutarea Sarmațianului într'un sinclinal mărginit și spre exterior de o falie secundară longitudinală, ce se urmărește în tot lungul fășiei sarmațiane și este însoțită de numeroase izvoare sulfuroase în Valea Râmnicului și Păr. Cășăriei.

Cutarea și falierea fășiei sarmatiene ne explică disproporția aparentă între lărgimea de 1—1½ km., a fășiei sarmațiane, cu strate aproape verticale, și grosimea maximă a stratelor sale de 500—600 m.

Spre nord de Râmnic, Sarmațianul ea parte la formarea culmei Dealului Roșu, ale cărui vârfuri înalte sunt formate din gresiile și conglomeratele orizontului superior al Sarmațianului, susținute ca de un contrafort de bancurile gresoase ale Meoțianului până în Valea Motnăului.

Deschideri nu găsim decât în câteva râpi din jurul vârfurilor mai înalte. Se observă totuși că fășia sarmațiană este redusă aici abia la 600—700 m. lărgime, dar cu aceeași succesiune stratigrafică, ca pe Râmnic; cu diferența, că marnele albăstrii verzui inferioare se înclină tot mai mult sub Mediteran, cu cât înaintăm spre Motnău; chiar și stratele orizontului superior sunt înclinate spre Vest. Astfel în Vf. Răchitașu spre Poiana Pucioasele, bancurile de gresie cu Mactre au direcția N 15° E și înclinarea 75° VNV. (Fig. 21).

Institutul Geologic al României

Numai în apropiere de limita cu Meoțianul, bancurile de gresie și conglomerate cu Mactre au poziția verticală.

Aceste raporturi ne demonstrează prezența faliei pericarpatice între Mediteran și Sarmațian, în lungul căreia Mediteranul încalecă peste fășia sarmațiană, precum și a faliei secundare din interiorul fășiei sarmațiane, care se ține mai aproape de limita cu Meoțianul.

In lungul acestor două falii sunt și ivirile de petrol cunoscute la fundul Pâr. Păcurii pe falia secundară, și în Poiana Păcurii pe fractura pericarpatică.

b) **Profilul din Valea Motnăului.** (Fig. 19).

In valea Motnăului fășia sarmațiană începe din nou să câștige în suprafață. Contactul ei cu Mediteranul se face ceva mai sus de gura Pâr. Dulce (nu Pâr. Sărăturii cum greșit e trecut pe hartă și care e sinonimul Motnăului Puturos) unde spre interior apare sinclinalul cu tuf dacitic, iar spre exterior marnele inferioare sarmațiene, separate prin fractura pericarpatică.

Orizontul marnos inferior are aici o grosime mai mare, ajungând la aproape 250 m. și în el am găsit mai des scoici subțiri de *Mactra podolica* a căror finețe contrastează cu grosimea scoicilor de Mactra mari din orizontul superior.

Stratele sale sunt dirijate N 35° E și înclinate 65°—70° NV la gura Păr. Dulce. Către partea superioară și aici se intercalează tot mai multe gresii în plăci, până ce face loc la confluența Motnaelor Orizontului superior alcătuit la început deasemeni din plăci groase de gresie cu *Mactra podolica*, care trec repede la bancuri de gresie vânătă calcaroasă cu *Mactra variabilis* Sinz, *M. ponderosa* Eichw, *M. Fabreana* d'Orb, transformate pe alocuri în calcare cu Mactre, alternând cu marne nisipoase foioase cenușii.

La partea superioară se adaogă și conglomerate în bancuri de culoare vânătă-verzue, în care abundă silexuri, cuarțite negre ori vinete, și în care am găsit și o mică bucată rotunzită dintr'un granit cu feldspatul roz.

In grosimea acestui orizont — ce ajunge cam 300—350 m., Valea Motnăului își taie drum prin chei strimte, ce se continuă și în fășia cu Meoțian.

La început stratele orizontului superior se înclină, concordant sub marnele orizontului inferior, deci sub Mediteran, având direcția NE—SV și înclinarea 50°— 70° spre NV. Cu această înclinare se păstrează și bancurile de conglomerate. Numai la contactul cu Meoțianul stratele Sarmațianului superior se apropie mai mult de verticală.

Intensitatea fenomenului de încălecare a Mediteranului peste Sarmațian stă probabil în legătură și cu desvoltarea mare a sinclinalului cu tuf dacitic de pe linia de contact, sinclinal care constituie un balast enorm împins de masivul de sare din vest (Motnăul-Puturos, Pucioasele) peste Sarmațianul, ale cărui strate au suferit devieri importante dela direcția normală și au fost prinse pe linia de încălecare.

In consecință dacă fractura pericarpatică este ușor de pus în evidență prin raporturile anormale dintre rocele orizontului superior al Mediteranului

Institutul Geologic al României

și marnele inferioare ale Sarmațianului, falia secundară este împinsă spre exterior, către limita cu Meoțianul.

Sarmațianul dela nord de V. Motnăului până în V. Putnei.

Mai departe condițiunile acestea se urmăresc și pe Motnăul mic până în sus de Pâr. Secătura lui Dumitru, unde Mediteranul încalecă peste marnele inferioare cu *Mactra podolica* înclinate cu 50°—60° spre Vest.

In alternanță cu gresii spre partea superioară ele se regăsesc și în D. Oilor până în V. Neagră, apropiindu-se tot mai mult de verticală.

La vest de Poiana Secătura lui Dumitru s'au săpat două puțuri pentru petrol în stratele Mediterane de pe contactul cu falia pericarpatică, fără a aveà rezultate economice.

Orizontul superior cu gresii și calcare cu Mactre, care începe dela confluența Motnaelor se continuă spre Poiana Secătura lui Dumitru și de acolo spre Valea Neagră. Sus pe creastă ele au direcția N 10° E și înclinarea 60° V.

In Valea Neagră marnele nferioare ale Sarmațianului, așezate vertical, se pun în contact în lungul fracturei pericarpatice cu rocele sinclinalului de Mediteran cu tuf dacitic, așezate și ele tot vertical.

Pe acest contact în Vf. Alunului și în D. Scropușului apar numeroase izvoare sulfuroase, iar în Poiana din D. Scropușului s'au săpat puțuri pentru petrol, din care s'a scos petrol, dar au fost curând inundate de apele sulfuroase, bogate în gaze de ale petrolului, ce se degajează și astăzi.

Orizontul superior este format din acelaș fel de roce, iar printre fosile se adaogă și Cerithium. Ele sunt tot verticale până aproape de «Piatra Vaii Negre», care e formată din conglomerate meoțiane.

Spre nord de Valea Neagră fășia Sarmațiană câștigă în lărgime, ajungând până la 1600 m., și cuprinde vârfurile cele mai înalte ale culmei pericarpatice din această parte, cum sunt: Vf. Lacului (827 m.), Dealul Stâna lui Chiolpan (856, 6 m.), D. Chetroiului (777 m.) până în Milcov.

Dar și tectonica se complică mai mult în această parte.

Astfel în Dealul Făgețelu, la sud de Pâr. Titila spre Milcov, la contactul între Mediteran și Sarmațian, apare un sinclinal de Meoțian, sprijinit în partea internă pe marnele inferioare ale Sarmațianului iar în partea externă faliat, având stratele dirijate N 22° E înclinarea 55° ESE, deci culcat spre vest. Lui îi urmează imediat spre est un alt sinclinal faliat alcătuit din Sarmațian superior, unde stratele cu aceeaș direcție (N 25° E) se înclină cu 45° spre ESE, deci placat peste sinclinalul de Meoțian. Flancul extern al acestuia este faliat și urmat, în creasta D. Botul-Scurt (cota 780 m.), de conglomerate sarmațiene cu bancuri de gresii cu Mactre cu direcția N 20° E, înclinarea 80° vestică chiar la contactul cu Meoțianul. (Fig. 31). Mai mult, chiar stratele meoțiane se înclină ușor sub Sarmațian, cam tot cu 78°—80° VNV, fenomen ce se observă la contactul acestor două etaje între Valea-Păcurii și

Institutul Geologic al României

Groapa-Lacului și chiar până în Valea-Râmnei, și care se mai întâlnește în parte și în Valea-Motnăului.

Structura aceasta complicată se întâlnește și mai la nord la Andreiașu-de-Sus și în D. Stâna-lui-Chiolpan.

Pe linia de contact, cu Mediteranul, Sarmațianul începe prin marnele inferioare în plachete, separate prin plăci de calcită fibroasă, dirijate pe Pâr. Hotarului N 10°—25° E și înclinate cu 50°—72° VNV sub marnele gipsoase dela baza sinclinalului cu tuf dacitic dela Andreiașu-de-Sus.

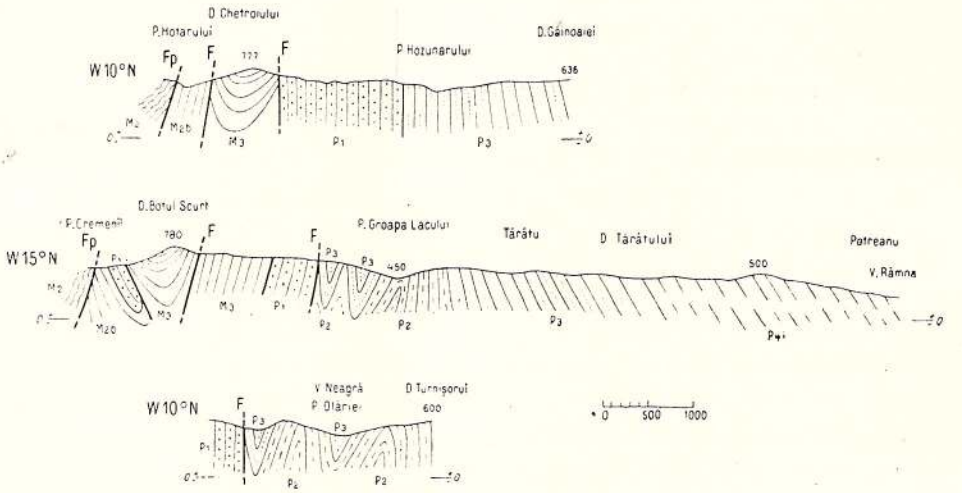


Fig. 31 Raporturile între zona pericarpatică și subcarpații pr. zișI la izvoarele V. Râmna și ale V. Neagră

P_4i = Levantin inferior.	P_1 = Meotien.	M_2 = Mediteranul II
P_3 = Dacian.	M_3 = Sarmațian.	Fp = falia pericarpatică.
P_2 = Pontian.	M_2b = Buglowian,	F = falie.

Orizontul superior cu gresii și calcare cu Mactre au stratele verticale sau ușor deviate spre est (80° E) în Pâr. Sufletelu, iar în Pâr. Șipotelu, la Titila, sunt înclinate cu 50° spre E. Aici gresiile calcaroase cuprind și Ceriți.

In D. Stâna-lui-Chiolpan calcarele cu *Mactra variabilis*, *M. truncata*, *M. Fabreana*, iau o desvoltare mai mare și formează un sinclinal cu flancul extern faliat și înclinat 50°—55° spre vest, iar direcția N 25° E; spre exterior ele sunt formate de conglomerate și gresii cu Mactra verticale (Planșa I. Fig. *d*, *e*, *f*, *g*).

De aici se deduce că sinclinalul de Sarmațian din Dealul Făgetului se urmărește și mai spre nord prin Pâr. Șipotelu, Titila, apoi prin D. Stâna-lui-Chiolpan până în D. Chetroiului și el este mărginit între două falii, dintre care cea externă pare a fi continuarea faliei secundare longitudinale, pe care am constatat-o pe Râmnic.

Dela Pâr. Sufletelu (Andreiașu-de-Sus) spre nord Sarmațianul se îngustează pe încetul și pe linia de contact cu Mediteranul prinde un sinclinal de

Institutul Geologic al României

Meoțian, pe care îl strivește din Pâr. Sării până la Saivanul Șuțu, sub D. Grozoiului. (Fig. 14, 16, 32).

La contactul între Sarmațian și sinclinalul laminat de Meoțian, apar izvoare sulfuroase și un izvor sărat pe Pâr. Papaluga în legătură cu falia dintre ele. In continuarea acestei falii spre nord mai apare un izvor sărat pe scursura ce trece pe la Saivanul Șuțu, chiar între stratele sarmațiene.

Fășia sarmațiană se pune în contact cu lama de Meoțian tot prin marnele inferioare, care în Pâr. Papaluga și Pâr. Rășcan sunt verticale, iar în Păr. Preda ușor deviate spre vest.

Orizontul superior, în succesiunea lui, este format din o alternanță de marne cu gresii cu Mactre mari, dintre care apar izvoare sulfuroase pe Pâr. Preda, urmate de bancuri de gresii calcaroase și calcare oolitice cu Mactre și apoi bancuri de conglomerate verzi și negricioase, iar la partea cea mai superioară marne și gresii cu Mactre și Ceriți.

Stratele au direcția N—S verticale în partea inferioară, pe când conglomeratele și cele următoare au direcția N 20° E înclinarea 80° spre VNV. E desigur un răsunet al fenomenului de laminare și faliare a stratelor în lungul fășiei sarmațiene.

De la confluența Păr. Preda spre nord marnele inferioare trec pe malul stâng al Milcovului, care își taie valea diagonal numai în Sarmațian până la Scruntar, unde Milcovul ajunge în Meoțian. Aici el face un cot de peste 120° dirijându-se aproximativ spre ESE dela confluența cu Pâr. Reghiu.

Pe toată această porțiune bancurile de gresii și calcare ale Sarmațianului superior, tăiate aproape în lung de vale, prezintă aspecte stâncoase foarte pitorești și sălbatice, cum este renumita «Poarta Diavolului» de sub Dealul Chiciura, la gura Pâr. Chiciura.

Marnele inferioare, cu aceleași Mactre cu scoica subțire, dirijate N—S, sunt ușor deviate dela verticală spre vest sub marnele mediterane de pe Păr. Fundătura; orizontul superior e concordant cu cel inferior și are stratele deasemeni ușor deviate spre vest.

In sus de Scruntar cu câteva sute de metri se observă contactul între gresiile calcaroase cu *Mactra*

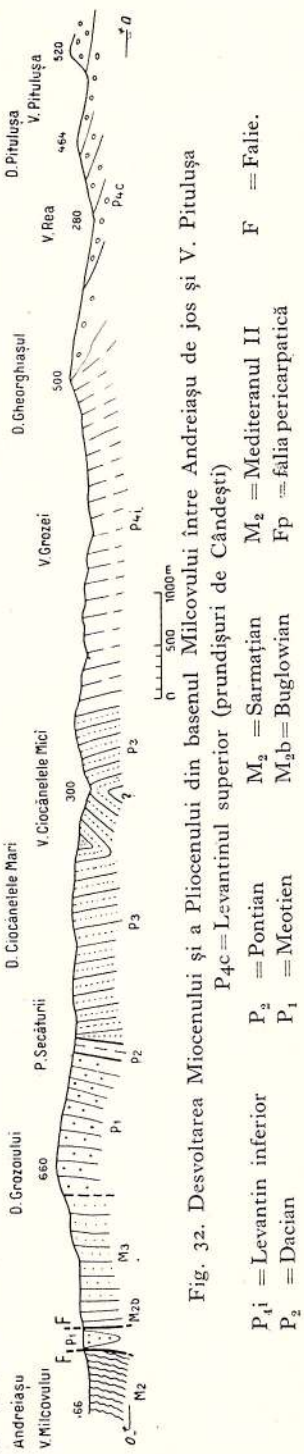


Fig. 32. Desvoltarea Miocenului și a Pliocenului din basenul Milcovului între Andreiașu de jos și V. Pituluța

P_4c = Levantinul superior (prundișuri de Cândești)

P_4i = Levantin inferior — P_2 = Pontian — M_2 = Sarmațian — M_2 = Mediteranul II — F = Falie.

P_2 = Dacian — P_1 = Meotien — M_2b = Buglowian — Fp = fălia pericarpatică

Institutul Geologic al României

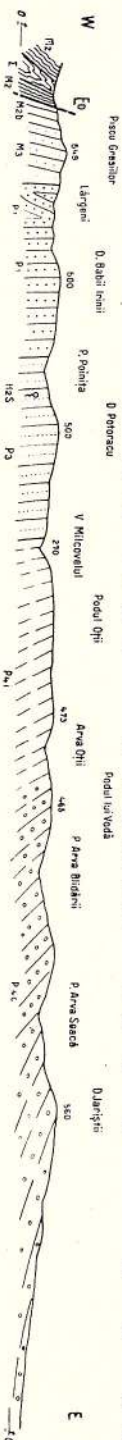


Fig. 33. Desvoltarea Mincenului și Pliocenului în lungul Văii Milcovului între confluența cu Reghiu și D. Jariștea

Σ = masiv de sare qH₂ S = isvor sulfuros

P₄i = Levantin inferior	P₂ = Pontian	M₃ = Sarmatian	M₂ = Mediteranul II	F = falie
P₂ = Dacian	P₁ = Meotien	M₂b = Buglowian	Fp = falia pericarpatică	

ponderosa etc. deoparte și conglomeratele verzui-negricioase cu *Dosinia* de altă parte. Stratele aici sunt verticale.

Mai departe sarmațianul se continuă cu aceleași caractere între V. Reghiu și V. Putna, constituind dealurile înalte de pe versantul estic al Muntelui Răiuțu: Piscu Gresiilor, Vf. Muncelu (791 m.), D. Finișului. (Fig. 33, Planșa I. fig. *a*, *b*).

El se pune în contact cu Mediteranul tot după fractura pericarpatică, dealungul căreia uneori se înclină spre vest sub Mediteran.

Dar în afară de această fractură longitudinală, falia secundară din lungul fășiei sarmațiene, pe care am urmărit-o până în dealul Chetroiului nu o mai putem demonstrà spre nord, ci numai o bănuim și pe distanța cuprinsă între P. Preda, și V. Putnei. Suntem conduși să o presupunem pentrucă în prelungirea ei apar izvoare sulfuroase, și pentrucă altfel grosimea Sarmațianului cu stratele aproape verticale ar trebuì cifrată la aproape 1 km., ceeace cred că este exagerat.

Sarmațianul dela sud de Valea Râmnicului.

Pe când la nord de Râmnic Sarmațianul se menține în limitele tectonice ale geosinclinalului subcarpatic propriu zis, la sud de Râmnic el trece peste aceste limite transgresând peste zona pericarpatică (sau a subcarpaților interni) până aproape de marginea Flișului, care foarte probabil aici erà transformat în continent, la margine a căruia s'au oprit apele sarmațiene.

Dar Sarmațianul nu înaintează cu ambele orizonturi deopotrivă, ci orizontul inferior ajunge până la linia Băltăgari—Bisoca—Vf. Ţinta; în timp ce orizontul superior depășește și această linie până la Recea—Vf. Bisoca.

Mai târziu Sarmațianul fiind cutat împreună cu Mediteranul dela bază s'a putut păstrà în trei sinclinale și anume:

Sinclinalul Recea—Vf. Bisoca, cel mai intern;

Sinclinalul D. Șindilei—Podul Mândru, la mijloc;

Sinclinalul Dealul Sării—D. Stânei—D. Goruniș, peste care se păstrează și Meoțianul, este cel mai extern.

Pentru a aveà o imagine complectă despre Sarmațianul dela sud de Râmnic vom mai adăogà și

Fășia sarmațiană din lungul fracturei pericarpatice și din afara ei, ce se prezintă mult mai îngustă, dar cu aceleași caractere geologice ca și la nord de Râmnic.

Institutul Geologic al României

In general Sarmațianul din această parte se prezintă cu aceleași caractere petrografice, stratigrafice și faunistice ca și la nord, numai răspândirea celor două orizonturi este inegală, ceeace constituie un mijloc sigur pentru separarea lor.

1. Fășia Sarmațiană din lungul fracturei pericarpatice la sud de Râmnic. Sarmațianul din afara fracturei pericarpatice este continuarea fășiei dela nord de Râmnic, ce se tot subțiază până dispare la capătul sudic al masivului de sare dela Sările în Dealul Moșoaroae.

El este format din bancuri de gresie și conglomerate cu Mactre, separate prin marne nisipoase, aparținând orizontului superior și sunt dispuse vertical în Valea Râmnicului, iar în Valea Rea, sub Muchea Inaltă, au direcția N 25° E înclinarea 50° ESE. Tot spre est se înclină și în lungul văii Surlii, la Ogradă (Sările) cu peste 60° ESE, iar în Podul-lui-Coman Sarmațianul reprezentat la bază prin marne nisipoase cu intercalații de gresii, și la partea superioară prin gresii dominante, formează un sinclinal, ce prinde și un petec de Meoțian.

In partea internă se pune în contact cu masivul de sare după linia de fractură pericarpatică în lungul căreia apar izvoare sulfuroase, iar spre exterior printr'o falie secundară longitudinală, ce-l separă de stratele aproape verticale ale Meoțianului din Pâr. Izvorul Dulce. (Fig. 23, 24, 25, 30).

In Dealul Moșoroae gresiile sarmațiane deviate ca direcție, strivite și laminate acoperă capătul sudic al masivului de sare, ridicându-se în picioare

Contactul între această fășie și Meoțian se face normal și concordant pe toată porțiunea cuprinsă între V. Râmnicului și Podul-lui-Coman.

2. Sinclinalul Dealul Sării—Dealul Goruniș. El se desvoltă în partea internă a fracturei pericarpatice, ca unul din cele mai importante sinclinale sarmato-pliocene din zona pericarpatică dela sud de Râmnic, având o întindere mai mare și mai complectă în Buzău, unde i-se adaogă întreg Pliocenul.

Apariția acestui sinclinal se observă la sud de Râmnic, la Dalul-Sării în unghiul ce-l fac cele două fracturi: falia pericarpatică pe flancul extern și falia D. Sării—Bălțăgari—Bisoca—Vf. Țința pe flancul intern. Axul său trece prin sinclinalul de Meoțian din Pâr. Dogăriilor, peste D. Văii-Rele, D. Stânei (876 m.) și D. Goruniș continuându-se apoi în Buzău peste V. Slănicului cu direcția spre Coca Antimirești, unde se adaogă pe rând Ponțianul, și chiar Levantinul, cum reiese din cercetările d-lui O, PROTESCU [88, text profilul III] [1]).

In Dealul Sării Sarmațianul pluteste, oarecum, în sinclinal larg de aproape 1 km. peste masivul de sare, ale carui apofize ies de sub Sarmațian de jurimprejurul sinclinalului.

[1]) D-l O. PROTESCU pune în profilul II un anticlinal în D. Ungureanului. După cercetările mele D. Ungureanului se află în continuarea spre sud a sinclinalului din D. Goruniș; iar anticlinalul trece mai spre est pe la Fundul-Papei, și este continuarea anticlinalului faliat Sările-Fundul Papei-Vintilă Vodă spre Berca-Beciu.

Institutul Geologic al României

Către bază (Fig. 22, 27) sunt puține marne nisipoase în alternanță cu gresii care fac îndată loc bancurilor de gresie dură, ori conglomeratică și chiar conglomerate tipice în care abundă atât de mult Mactrele cu scoica groasă, încât rocele se transformă pe alocuri în calcare cu Mactre. Ici-colo între gresii se găsesc și forme de Ceriți, mai ales spre Pâr. Dogăriilor. De toate părțile stratele acestea se înclină spre partea centrală ceeace face că Dealul Sării să fie alcătuit dintr'un sinclinal rămas în relief grație rezistenței rocelor sale. Numai spre sud-vest se înclină vizibil sub sinclinalul de Meoțian de pe Pâr. Dogăriilor, care continuă astfel spre sud axul sinclinalului sarmatopliocen.

Flancul extern al sinclinalului, mărginit de fractura pericarpatică este alcătuit din marne nisipoase, gresii și nisipuri înclinate cu 50° spre VNV în jos de Poiana Văii-Rele și cu 40° VNV în Dealul Surli, unde apar și calcare cu Mactre și Ceriți.

In jurul masivului de sare dela Sările stratele sale sunt laminate în dreptul «Malului cu sare» dispărând în profunzime sub învelișul de Meoțian; iar între crestele de sare din colțul nordic al masivului se păstrează un mic sinclinal strivit de conglomerate cu *Mactra Fabreana*. (Fig. 24, 30).

Din aceste raporturi și din faptul că marnele mediterane au fost găsite foarte aproape de suprafață în puțurile puțin adânci, săpate pentru petrol în Poiana Văii-Rele, rezultă că Sarmațianul deoparte și de alta a faliei pericarpatice ar puteà fi interpretat, ca formând un anticlinal în axul căruia apar marnele mediterane găsite în puțurile amintite.

Insă apariția masivelor de sare dela Dealul Sării și Sările, unde se observă denivelări prea importante, ne arată că pe porțiunea aceasta fractura pericarpatică este numai mascată de transgresiunea Sarmațianului, care acoperă denivelarea din lungul fracturei. Dealtfel prezența destul de aproape de suprafață a marnelor mediterane din puțurile din Valea-Rea, cât și reducerea prin laminare a marnelor inferioare ale Sarmațianului, dovedesc în deajuns prezența unui anticlinal diapir faliat, în al cărui ax Mediteranul a pătruns până la orizontul superior al Sarmațianului.

Pentru aceste motive pe hartă fractura pericarpatică dintre V. Râmnicului și Sările este trasată prin o linie întreruptă.

Flancul intern al acestui sinclinal prezintă un interes deosebit atât din punct de vedere stratigrafic, cât și tectonic. (Fig. 23, 24, 28, 29).

Din punct de vedere stratigrafic marginea sa internă, care domină cu pereți râpoși creasta anticlinală din vest pe toată distanța între Vf. Ulmușorul-Mare și Podul-Mândru (Bisoca), prezintă o succesiune stratigrafică completă a orizonturilor cunoscute.

Orizontul inferior e alcătuit din marne vinete verzui, uneori compacte și cu plăci de calcită fibroasă, alteori nisipoase și cu intercalațiuni de gresii în plachete subțiri. Ele cuprind scoici subțiri de *Mactra pudolica* la Băltăgari, sub Piatra-Cățelii și în Dealul Drăganului.

Grosimea acestor marne variază între 120—180 m.

Institutul Geologic al României

Direcțiunea stratelor este normală spre Băltăgari unde este N 27° E și e deviată mult spre est în D. Cotinei spre Bisocuța unde ajunge N 50° E.

Aceasta stă în legătură cu lărgirea sinclinalului în această parte și apoi mai mult în Buzău.

Inclinarea variază de jos în sus: la bază stratele sunt înclinate la Băltăgari cu 70° E SE, mai sus cu 60° și la partea superioară a orizontului cu 55° ESE. La fel se constată și în celelalte profile.

Orizontul superior se prezintă cu un facies analog celui de pe V. Râmnicului și a Milcovului atât din punct de vedere petrografic cât și al faunei.

Și aici găsim o desvoltare mare a bancurilor de gresie vânătă ori vânătă-verzue, separate prin strate de marne, apoi conglomerate verzui-negricioase și calcare marnoase cu Mactre.

Grosimea acestui orizont aici atinge peste 400 m., iar stratele sale sunt aproape concordante cu cele ale orizontului inferior, numai înclinarea ceva mai mică — în Vf. Ulmușoru-mare înclinarea e 45° ESE.

Deși orizontul inferior al Sarmațianului înaintează în acest sinclinal mult mai la Vest de fractura pericarpatică, care la nord de Râmnic constituie limita vestică a stratelor sarmațiene, totuș nu prezintă caracterul unui orizont transgresiv.

Aceasta înseamnă că, încă dela începutul depunerii marnelor inferioare ale Sarmațianului, falia pericarpatică dela sud de Râmnic nu mai aveà importanță morfologică, ca ramura sa dela nord de Râmnic.

Din punct de vedere tectonic flancul intern al sinclinalului de care ne ocupăm, are o importanță deosebită prin raporturile sale cu Mediteranul. In adevăr, ne reamintim că, în lungul contactului său cu Mediteranul apar masivul de sare de pe Pâr. Dogăriilor și sărăturile importante, ce denotă masive de sare în profunzime, dela Băltăgari și Bisoca (Păr. Mereului). Ele marchează prezența unei falii de laminare, după care Sarmațianul ia contact anormal cu Mediteranul din vest, și anume când cu marnele cenușii cu gipsuri, când cu marnele roșcate sau chiar cu brecia sării.

Cunoscând toate aceste raporturi anormale și luând act și de descoperirile d-lui PROTESCU [88, pag. 87 și profile], care găsește, că Sarmațianul de pe acest flanc este încălecat de Mediteran în Vf. Ținta (864 m.) dela Bisocuța și în Vf. Bombaru (786 m.) dela sud de Slănic, deducem că sinclinalul Sarmato-pliocen din Dealul Sării—D. Goruniș—Coca Antimirești este mărginit spre interior de o linie de falie, după care uneori Mediteranul încalecă peste Sarmațian.

Deși în lungul acestei falii au loc raporturi tectonice așa de importante, totuș valoarea ei nu poate întunecà însemnătatea fracturei pericarpatice, care, dacă la suprafață se prezintă în această parte numai ca o cută anticlinală diapiră cu creasta faliată, în profunzime ea reprezintă raporturi stratigrafice și mai ales tectonice cu mult mai importante.

Institutul Geologic al României

In special rolul său stratigrafic și tectonic, așa cum l-a definit Prof. MRAZEC cu o interpretare justă încă dela 1902, nu trebuie pierdut din vedere și trecut pe seama fracturei Dealul Sării—Bâltăgari—Vf. Ținta—Vf. Bombaru, care, ori cât de importantă ar fi, rămâne totuș ca o ramificație a fracturei pericarpatice și deci ca o falie secundară.

In legătură cu flancul intern al acestui sinclinal mai avem de observat un alt fenomen tectonic: urmărind altitudinea la care se găsesc diferitele orizonturi stratigrafice,se constată că gresiile sarmațiane din sinclinalul dela Dealul Sării abia ajung la înălțimea maximă de 639 m. pe când în Vf. Ulmușoru ating 945 m. Deasemeni marnele inferioare nu se văd la suprafață în Dealul Sării pe când la Bâltăgari se ridică până aproape de curba de nivel de 800 m. și se păstrează la nivele înalte și sub Piatra Cățelii și în D. Drăganului.

Aceasta ne dovedește că în regiunea Dealului Sării se găsește o zonă de ușoară scufundare, iar la Bâltăgari—Bisoca una de ridicare.

Zona de scufundare dela Dealul Sării are o importanță mai mare și prin aceea că, numai până aici se găsește Sarmațianul transgresiv peste zona Mediterană, pe când mai la nord lipsește. Pentru aceste motive cred că această zonă de scufundare stă în acelaș timp în legătură și cu o fractură transversală — probabil Șelăriile — Dealul Sării — sau falia Râmnicului, la sudul căreia zona mediterană a fost scufundată și invadată de apele mării sarmațiene, transformând-o într'un geosinclinal sarmatic, ce s'a păstrat și în Pliocen.

3. Sinclinalul Dealul Șindilei—Podul Mândru. Acest sinclinal este închis la ambele capete și alungit între D. Piatra — Mâței la nord și izvoarele pârâului Bisocuța la sud-vest, deci pe o lungime de aproape 5 km. Cu această așezare el formează o lamă alcătuită numai din orizontul superior al Sarmațianului strivită în sinclinalul median al zonei mediterane.

Lărgimea sa în Podul-Mândru este abia de 150 m., iar la Momâe (cota 902 m.) ajunge 600 m.

Structura sa geologică variază în felul următor:

In partea nordică, spre Plaiul-Cișmelii și Piatra-Ogrăzii, se găsesc la bază bancuri de calcare cu *Mactre* și cu *Ceriți* cu o grosime de peste 30 m. Deasupra lor și mai spre sud se adaogă gresii calcaroase și conglomerate mărunte. Pe flancul intern ele se razimă pe tuful dacitic aproape vertical, având direcția N 25° E, și înclinarea 25° ESE; pe flancul extern se reazămă pe marne cenușii având înclinarea numai 15° spre Vest. (Fig. 23).

Mai spre sud la Râpa-Albă cu tuf dacitic verzui deschis înclinat cu 70° E, pietrișurile, nisipurile și gresiile sarmațiane se așează discordant având înclinarea de 45² ESE; lor le urmează gresii, marne și nisipuri cu Mactre și Ceriți, bine desvoltate mai ales în Vf. Momâia. Pe versantul extern și către baza sinclinalului sunt bancuri de calcare cenușii compacte cu Mactre, înclinate cu 70° VNV. (la Crucea dela Casa-Bârii).

Institutul Geologic al României

In basenul păr. Mereu sinclinalul acesta e tot mai strivit, iar la P.-Mândru gresiile laminate sunt mai șistoase și prinse între două bancuri de tuf dacitic, transformându-se într'un sinclinal isoclinal înclinat cu 70° spre VNV (fig. 24, 25).

Din cele de mai sus reiese că Sarmațianul superior din acest sinclinal este transgresiv peste Mediteranul, ce fusese cutat înainte de depunerea Sarmațianului. Mai târziu ele au fost recutate astfel,încât partea nordică a sinclinalului de Sarmațian a scăpat încleștărilor, pe când partea lui sudică a fost așà de strivit, că a ajuns să ia forma unei lame isoclinală plecată în afară.

Interesant de reținut apoi, este faptul că, pentru prima dată menilitele oligocene înălbite apar remaniate în conglomeratele și pietrișurile sarmațiene ceeace dovedește că Oligocenul făceà parte dintr'un continent supus erosiunii continentale și marine din timpul Sarmațianului.

4. Sinclinalul din D. Recea—Vf. Bisoca (973 m.). (Fig. 24, 25). Cu o lărgime mai mare decât a sinclinalului precedent, ajungând până la 1200 m., sinclinalul Recea — Vf. Bisoca constitue limita cea mai internă, până unde se cunoaște Sarmațianul în regiunea de curbură.

El nu se întinde spre nord decât până în D. Lăcătușul, și ajunge spre SV până la Lopătărească unde se continuă cu un sinclinal de Meoțian fără Sarmațian la baă.z

In total lungimea sa atinge 2400 m., iar și cu sinclinalul de Meoțian ajunge până la 4 km.

Structura sa este următoarea:

Pe flancul intern spre Lacul-Limpede sinclinalul începe având la bază marne vinete-gălbui nisipoase, groase de 10—15 m., peste care urmează nisipuri, pietrișuri și conglomerate alte 10—15 m., apoi bancuri de gresie conglomeratică cu Mactre și Ceriți, calcare cu Mactre separate prin marne și nisipuri până la cota 973 m., deci pe o grosime totală de aproximativ 200 m.

Stratele acestea sunt dirijate E 25° N și înclinate cu 60° SSE la bază, iar spre vârful dealului tot mai puțin.

Pe flancul extern, la fundul Pâr. Mereului sinclinalul începe prin conglomerate desagregate în mai multe locuri în nisipuri și pietrișuri; lor le urmează gresii cu Ceriți și Mactre, calcare cu Mactre dirijate NE și înclinate cu 80° VN și chiar verticale.

Bancurile calcaroase iau o desvoltare mai mare spre partea mijlocie a seriei de strate din sinclinal, după cum tot la partea mijlocie a stratelor se găsesc și în sinclinalul median.

La Lopătărească calcarele par a se întâlnì singure spre vest, având numai prea puține gresii la bază.

Caracterul transgresiv al Sarmațianului este destul de vădit și la acest sinclinal, ca și la sinclinalul din D. Șindila. E de remarcat că, el începe prin marne fin nisipoase, ceeace înseamnă că transgresiunea lui nu s'a produs într'o regiune cu țărm și fund stâncos, ci cu țărm marnos ori ușor nisipos, aceasta însă cu totul local.

Institutul Geologic al României

CONSIDERAȚIUNI GENERALE ASUPRA ORIZONTURILOR PETROGRAFICE ȘI STRATIGRAFICE DIN SARMAȚIANUL DE LA CURBURĂ. FACIESUL ȘI VÂRSTA LOR

Din descrierile de mai sus reiese că în Sarmațianul dela curbură se pot deosebi două orizonturi petrografice, cu o poziție stratigrafică bine distinctă:

a) Un orizont marnos inferior în care abundă marnele vinete ori vinete-verzui închis, compacte și separate în plachete, deseori având intercalațiuni de plăci subțiri de calcită fibroasă. Uneori marnele sunt nisipoase, mai ales către partea superioară a orizontului și separate din loc în loc prin plăci de gresii marnoase groase dela câțiva centimetri până la 1—2 dm.

Grosimea orizontului variază între 100 m. și 200 m.

Ca fosile am găsit numai forma de: *Mactra podolica* EICHW. ce se prezintă cu scoica subțire, friabilă, alungită în partea posterioară și turtită mult. Ea este o formă proprie marnelor inferioare, nu apare în orizontul superior, și probabil că este aceeaș cu forma descrisă de LASCAREW sub numele de: *Mactra variabilis* SINZ. var. *fragilis* LASK. după cum observă N. ANDRUSOW [5, pag. 363—368].

Această specie se găsește destul de rar în marnele inferioare, dar nu lipsește nici odată ori unde ele apar.

Regretatul N. IONESCU citează dela Băltăgari și *Bulla Lojonkaireana* BAST. [42, pag. 172], probabil găsită în marnele inferioare.

b) Orizontul gresos calcaros superior. Incă dela partea superioară a marnelor inferioare se intercalează strate mai groase de gresii, ici-colo cu Mactre cu scoica groasă. Ele fac îndată trecere la bancuri de gresie vânătă verzue, uneori conglomeratică sau cu inclusiuni de marne verzui, apoi bancuri de conglomerate și calcare cochilifere ori calcare oolitice.

Pe suprafața bancurilor de gresie groase de 1—3 m., se observă foarte deseori urme de valuri pe întinderi mari.

Conglomeratele sunt alcătuite din bucăți rotunzite de cuarțite negre ori albe, apoi rare bucăți de granit de tipul Cozia, gresii cuarțitice vinete-verzui. In conglomeratele dela sud de Râmnic transgresive peste Mediteran se găsesc blocuri din Fliș — anume gresii și menilite, după cum și tuf dacitic, ceeace probează natura lor transgresivă (La Recea—Șindila).

Din cauză că bancurile de conglomerate au o poziție fixă în seria stratelor orizontului superior, în interiorul acestora putem să separăm două suborizonturi:

Suborizontul inferior în care intră bancurile de gresie și marnele, mai rar calcare marnoase cochilifere, și suborizontul superior, care începe prin conglomerate sau pietrișuri cu puține nisipuri, apoi calcare cu scoici, mai rar calcare oolitice (D. Cotinei), gresii și nisipuri către partea superioară.

Fosilele sunt mult mai numeroase în orizontul superior și dintre cele determinate putem cită:

Institutul Geologic al României

Mactra podolica EICHW., formă cu scoică mai groasă, în tot orizontul—des.
Mactra ponderosa EICHW., foarte des în tot orizontul.
Mactra variabilis SINZ., foarte des în calcare și gresii.
Mactra Fabriana D'ORB., foarte des în conglomerate dela Bălțăgari dela Sările și în gresiile superioare.

Mactra truncata SABBA
Mactra cumulata SABBA
} foarte frequente în gresiile și calcarele dela partea superioară în Dealul Sării, Ulmușoru, D. Drăganului, Sările, Stâna-lui-Chiolpan, etc.

Ervilia podolica EICHW., rară. Valea Sării-Putna.
Tapes gregaria PARTSCH., rar, Valea Sării-Putna.
Solen subfragilis EICHW, rar, Valea Sării-Putna.
Cerithium disjunctum SOW, foarte des la Bisoca, D. Sări, rar în Valea Neagră, Milcov.
Hydrobia ventrosa MONTF, rar Valea Sării-Putna.
» *Frauenfeldi* M. HOERN., Valea Sării-Putna.

La acestea voiu adăogà formele găsite de N. IONESCU:

Syndesmya reflexa, EICHW,, la Recea
Donax lucida, EICHW,, » »
Ervilia podolica, EICHW,, » »

Dintre toate formele amintite din orizontul superior, Mactrele cu scoica groasă ocupă rolul principal prin mulțimea indivizilor, care acumulându-se dau deseori calcare cu Mactre.

In special *Mactra truncata* SABBA și *Mactra cumulata* SABBA se adună în câtimi imense la partea superioară, formând calcarul de Bisoca, de unde Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU le-a determinat pentru prima dată.

Deasemeni *Mactra Fabreana* D'ORB., constitue singură acumulări importante în conglomeratele prinse ca lame sinclinale la Bălțăgari și Sările.

In al doilea rând vin Ceriții, dintre care am determinat numai *Cerithium disjunctum*, ce formează singur calcarele cu Ceriți dela baza sinclinalului mediu dela Piatra-Ogrăzii.

Tot această formă este aceea, pe care am găsit-o mai des la Recea, Sările, V. Neagră, D. Făgețelu, Pâr. Preda (V. Milcovului), fără însă a ajunge să mai formeze acumulări ca la Piatra-Ogrăzii.

Celelalte forme sunt cu mult mai rare și e posibil ca numărul lor să crească cu cercetările viitoare.

VÂRSTA ȘI FACIESUL ORIZONTULUI INFERIOR

După formele subțiri de *Mactra podolica* EICHW=*M. variabilis* SINZ., var. *fragilis* LASK., ce se găsesc destul de rar răspândite în marnele inferioare și după *Bulla Lojonkaireana* BAST., citată numai dintr'un singur loc până acum, nu ne putem pronunță decât foarte vag asupra vârstei exacte a acestor strate.

Institutul Geologic al României

Insă pentrucă ele sunt concordante și așezate la baza seriei neîndoios sarmatice, prima idee ce ne vine este, că ele aparțin etajului Sarmațian, constituind partea lui inferioară sau subetajul Volhynian.

In favoarea acestui mod de a privì stau următoarele argumente:

1. Prezența formelor subțiri de *Mactra*, ce se găsesc și în sudul Rusiei în marnele Sarmațianului inferior, reprezentate prin *Mactra Fabreana* var. *deltoides*, o formă foarte subțire, ce apare destul de rar în marnele vinete compacte de acolo (a se vedeà N. ANDRUSOW [5, pag. 410—413]).

2. Legătura stratigrafică și tectonică cu seria stratelor sarmațiene, cu care fac corp comun, pe când față de Mediteran ele se găsesc în discordanță.

Totuș privind mai atent regiunile dinprejur, se constată că în Podișul Moldovei la baza gresiilor și calcarelor sarmațiene (Volhynian) și deasupra argilelor vinete sărate ale Mediteranului superior se găsește un pachet de strate, format din marne nisipoase vinete, compacte, care după descrierea făcută de Dr. M. DAVID [31 pag. 166—169) se aseamănă foarte mult cu marnele inferioare ale Sarmațianului, descrise de N. ANDRUSOW din sudul Rusiei, dar și cu cele dela curbura Carpaților descrise aici.

Ele sunt destul de bogate în fosile, conținând:

Mactra fragilis var. *buglowensis* LASK.
M. cfr. podolica EICHW. formă mică.
Ervilia sp.
Ervilia podolica var. *dissita* EICHW.
Ervilia trigonula LASK.
Tapes sp. de talie mică
Cerithium cfr. *obsoletum* LASK.
» cfr. *scyloticum* SOK.
Modiola submarginata LASK.
» sp.
Donax, cfr. rutrum SOKOL.
Solen subfragilis EICHW.
Phollas sp. de talie mare
Trochus angulatus EICHW.
Mohrensternia (Rissoa) inflata ANDR.
» » *angulata* EICHW.
Hydrobia sp.

O bună parte din aceste forme au fost găsite încă de mult de Prof. I. SIMIONESCU [91, pag. 59] și [92], care le-a considerat la Sarmațianul inferior, formând orizontul de trecere dela Tortonian la Sarmațian al stratelor de Buglowka; iar de curând Dr. M. DAVID le-a repartizat deadreptul subetajului Buglowian, ca stratele cele mai superioare ale Mediteranului al II-lea.

In Subcarpați Buglowianul a fost determinat pe bază de fosile în Bacău de Dr. D. PREDA [83, pag. 46], care îl alătură Sarmațianului inferior; în Buzău și Prahova de GH. BOTEZ [24] și [25] care îl alătură Tortianului precum și de Dr. O. PROTESCU [87, pag. 62—65] care deasemeni îl atribue Tortonianului (Mediteranului II) și în Oltenia de G. MURGOCI [66, pag. 73] care îl consideră la baza Sarmațianului.

Astăzi toată lumea este de acord a admite, că subetajul Buglowian aparține prin fauna sa etajului Tortonian, formând stratele cele mai superioare ale acestuia.

Institutul Geologic al României

Dacă fauna fosilă ne arată legătura Buglowianului cu a Tortonianului, stratigrafia și tectonica acestor strate ne demonstrează îndeajuns că, Buglowianul se atașează Sarmațianului, cu care formează o unitate stratigrafică și tectonică, separată de Mediteranul al doilea printr'o discordanță.

Astfel în Podișul Moldovei ultimele cercetări ale d-lui M. DAVID ne arată că, Buglowianul cu un facies marin fosilifer se așterne cu marnele sale nisipoase, concordant peste argilele sărate ale Mediteranului, pe care d-sa le crede depuse în apele unei mări adânci, așà de bogate în sare, încât argilele depuse erau argile sărate. [91, pag. 166] [1]).

Astfel așezarea Buglowianului marin fosilifer concordant peste argila sărată de bază, ne permite săvedem începutul unei faze marine — de facies euxinic — care abià acum începe în cea mai mare parte a Podișului Moldovei, după faciesul lagunar, ce domnise în restul Mediteranului. Cât despre concordanța acestor două serii de strate de facies deosebit, este ușor de explicat într'o regiune unde stratele sunt aproape orizontale.

Deaici urmează în mod necesar legătura strânsă a Buglowianului din Podișul Moldovei cu stratele sarmațiene, cu care au afinități petrografice și chiar faunistice și deosebirea lui de argila sărată de bază.

Și în Subcarpați stratele Buglowiane au fost găsite în discordanță unghiulară față de Mediteran și în concordanță și continuitate de sedimentație cu depozitele sarmațiene.

Astfel Dr. D. PREDA le găsește în Dealul Arcaciu [83, pag. 88—89] înclinându-se cu 10^0—15^0 spre vest, în timp ce Mediteranul cu gipsuri din D. Dogmana se înclină cu 70^0 spre vest; iar GH. BOTEZ [25, pag. 40—41] găsește la Matița Mediteranul cu gips și cu tuf dacitic înclinat cu 60^0—70^0 Est și marnele nisipoase al Buglowianului înclinate cu 40^0—45^0 spre Est.

Trebuie deasemeni reamintit că deși în Bacău, Buzău și Prahova se cunoaște și Tortonianul fosilifer, totuși Buglowianul nu se cunoaște peste Tortonianul fosilifer, ci totdeauna peste gipsurile și tufuul dacitic, ce stau la baza Tortonianului.

Pe baza acestor raporturi, cred că se poate trage concluzia că atât în Podișul Moldovei, cât și în Subcarpați (Bacău-Buzău-Prahova) B u g l o w i a n u l s e p r e z i n t ă c a u n s u b e t a j i n d e p e n d e n t, d i n p u n c t d e v e d e r e s t r a t i g r a f i c ș i t e c t o n i c, d e T o r t o n i a n ș i

[1]) Fără a intră într'o discuție mai amănunțită a chestiunei, cred că origina marină a argilelor sărate din Podișul Moldovei nu se poate susține cu succes, deoarece nicăeri depozitele franc marine nu ne pot conduce la concluzia că apele, din care s'au depus, puteau atinge concentrațiuni așà de mari, încât să se poată precipità și Cl. Na, fie în cantități cât de mici. Concentrațiunea sărurilor din apa mării nu se face decât în zone lagunare, separate de curenții de diluare marini. Deaceea pare mai probabil că și argilele sărate din Podișul Moldovei să reprezinte depozite ale unui sistem lagunar, fixat pe o platformă continentală, unde concentrația puteà duce câteodată la precipitarea sării, fără să ajungă la formarea depozitelor groase de gips și poate și a masivelor de sare, ca în Subcarpați.

Institutul Geologic al României

Mediteran în general, cu care are afinități faunistice; el este însă intim legat cu Sarmațianul atât din punct de vedere stratigrafic cât și tectonic și cu el are deasemeni, afinități faunistice.

In aceste condițiuni cred că, marnele compacte, uneori nisipoase, dela baza Sarmațianului din regiunea de curbură, având scoici subțiri de Mactra și fiind concordante cu Sarmațianul de deasupra, și discordante cu Mediteranul dela bază, pot fi foarte bine echivalate cu marnele nisipoase buglowiene din Podișul Moldovei și din restul Subcarpaților și deci atribuite și ele la subetajul Buglowian.

Această interpretare se bazează pe uniformitatea faciesului petrografic, ce domină în Buglowianul din Podișul Moldovei și din toți Subcarpații; până la un punct pe finețea și raritatea Mactrelor sale și mai ales pe faptul că Buglowianul marchează pentru toată regiunea Podișului Moldovei și pentru Subcarpați, începutul unei transgresiuni marine de facies euxinic (ANDRUSOW) direct peste depozitele lagunare mediterane, într'o regiune pe care a ocupat-o apoi neîntrerupt,— cu oscilațiuni de țărm și cu îndulcirea continuă a apelor — în tot timpul Sarmațianului și Pliocenului.

Deci Buglowianul în Subcarpați a urmat Tortonianului după o întrerupere [1]) în sedimentație, de durată mai mare sau mai mică, după regiune.

In special pentru regiunea de curbură cuprinsă între Trotuș și Slănic (Buzău), unde Tortonianului fosilifer nu se cunoaște, lacuna geologică este echivalentă cu timpul scurs dela formarea Tortonianului fosilifer până azi.

In acest timp marea buglowiană se întindeà în afara fracturei pericarpatice, pe porțiunea Trotuș—V. Râmnicului, unde luase naștere de curând geosinclinalul Subcarpatic propriu zis, și numai la sud de Râmnic apele sale au înaintat și peste zona pericarpatică până la ramura internă a faliei pericarpatice—falia Dealul Sării—Băltăgari—Vf.Ținta—Vf.Bombaru.In lungul acestor două falii mai târziu Mediteranul a încălecat peste marnele buglowiene, care formează astfel stratele inferioare ale geosinclinalului subcarpatic propriu zis.

Deducem dar că și în zona de curbură Buglowianul, deși este un suborizont al Mediteranului al II-lea, formează o unitate stratigrafică și mai ales tectonică cu Sarmațianul și este separat de Mediteran printr'o discordanță.

Dacă vârsta buglowiană a marnelor acestora din zona de curbură se va admite unanim, atunci suntem pe cale a precizà fenomenele tectonice din zona de curbură, ceeace va interesà desigur întreg arcul carpatic.

In ce privește faciesul pe care îl reprezintă marnele buglowiene *cu Mactre* subțiri, ele sunt foarte asemenea marnelor Sarmațianului inferior cu acelaș

[1]) O astfel de lacună geologică a fost remarcată și de N. SOKOLOW în regiunea Volhyniei, între stratele marine mediterane și stratele de Buglowka, lacună echivalentă în parte cu depunerea stratelor cu Venus Konkensis din regiunea râului Konka, după cum observă N. ANDRUSOW. [5 pag. 440].

Institutul Geologic al României

fel de fosile (Mactre subțiri, etc.) din sudul Rusiei, pe care ANDRUSOW le admiteà că reprezintă un facies marin salmastru (euxinic), analog Mării Negre de azi, formate sau într'o zonă cu adâncime mare și ape liniștite, sau într'o zonă neritică cu adâncimea de 30—100 picioare, lipsită de curenți și departe de țărm [5, pag. 410—413].

E foarte probabil că astfel de condițiuni ale mediului marin au putut exista și în geosinclinalul din regiunea de curbură.

VÂRSTA ȘI FACIESUL ORIZONTULUI SUPERIOR

Dacă vârsta buglowiană, pe care am admis-o pentru marnele dela baza depozitelor sarmațiene se va puteà verificà mai târziu și prin fosile, după cum cred, atunci ceeace am numit din punct de vedere petrografic orizontul superior reprezintă Sarmațianul propriu zis.

Și din acest punct de vedere interpretarea noastră concordă cu rezultatele obținute în Podișul Moldovei, unde Sarmațianul se prezintă tot cu un facies gresos, calcaros-nisipos. După Prof. I. SIMIONESCU Sarmațianul din Podișul Moldovei este reprezentat prin subetajul Volhynian și subetajul Besarabian partea lui inferioară, pe când subetajul Chersonian ar lipsì acolo. [91] și [92].

In Sarmațianul dela curbură, prin intercalarea bancului de conglomerate către partea mijlocie a seriei am putut separà două suborizonturi: unul inferior gresos, marnos, gresos calcaros, ce prezintă trecerea spre subetajul Buglowian, cu o grosime variabilă între 150—250 m. cuprinzând următoarele fosile:

Mactra podolica EICHW., formă groasă.
» *ponderosa* EICHW., foarte des.
Ervilia podolica EICHW.
Tapes gregaria PARTSCH.
Solen subfragilis EICHW.
Cerithium disjunctum SOW.
Hydrobia ventrosa MONTF.
» *Frauenfeldi* M. HOERNES.

Aceste forme se regăsesc în cea mai mare parte și în suborizontul superior astfel că, pe baza poziției sale inferioare acestuia și concordante cu subetajul Buglowian dedesubt, cred că reprezintă subetajul Volhynian.

Suborizontul superior începe prin conglomerate groase de 3—5 m. cărora se adaogă gresii, calcare, marne vișinii, nisipuri, totul în grosime de aproximativ 250 m.

Fosilele ce le conține sunt în bună parte cele din Volhynian la care se adaogă unele Mactre specializate, și anume către partea lui inferioară întâlnim formele:

Institutul Geologic al României

Mactra ponderosa EICHW., în gresii calcaroase și calcare.
» *variabilis* EICHW., var. *Fabreana* d'ORB., f. des în conglomerate.
Syndesmya reflexa } Citate la Recea
Donax lucida } de N. IONESCU.
Ervilia podolica }
Cerithium disjunctum formând calcare.

Ele se aseamănă mai ales cu fosilele din suborizontul Besarabian, care se remarcă prin o transgresiune, ce depășește limitele Volhynianului, întocmai ca și în Oltenia [66, pag. 75].

Către partea cu totul superioară se desvoltă în multe locuri bancuri de calcare, alternând cu gresii calcaroase în care abundă:

Mactra truncata SABBA și
Mactra cumulata SABBA.

găsite și determinate de Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU [99, pag. 116] din regiunea Bisoca-Dealul Sării-Sările. Ele se întâlnesc și la nord de Râmnic, *totdeauna* la partea cea mai superioară a Sarmațianului. Astfel suntem înderptățiți să le considerăm împreună cu N. ANDRUSOW [5, pag. 405] ca aparținând suborizontului celui mai superior al Sarmațianului, adică Chersonianului.

Pare astfel destul de verosimil, că în geosinclinalul subcarpatic din zona de curbură, unde sedimentația a fost continuă dela Buglowian până la sfârșitul Sarmațianului, acest etaj să fie reprezentat prin toate orizonturile sale adică: Volhynian, Besarabian și Chersonian.

Dintre acestea Volhynianul se prezintă aici cu aceeaș întindere pe care o aveà și Buglowianul, iar Besarabianul și Chersonianul sunt transgresive, constituind singure sinclinalele D. Șindilei — Podul Mândru și D.Recea—Vf. Bisoca.

In ce privește faciesul, depozitele etajului Sarmațian reprezintă un facies de mare salmastră (facies euxinic) de adâncime mică, unde se puteau desvoltà nisipuri, gresii cu urme de valuri, calcare organogene.

Prezența conglomeratelor arată pe lângă un facies transgresiv și aporturi mai mari de pe continent prin mijlocirea apelor curgătoare.

In interiorul acestui facies salmastru nu este exclus să fi existat unele zone de concentrație mai mare, unde se formau calcare oolitice, sau zone de îndulcire unde se puteau desvoltà Hydrobiile, care suportă dealtfel diferențe de salinitate mai mare.

Dar sărăcia în general a formelor marine, ca și prezența în calcarele superioare numai a formelor de *Mactra truncata* și *Mactra cumulata*, paralelizate de N. ANDRUSOW cu calcarele Chersonianului cu *Mactra caspia* din Tübkaragan, Kertch și Aisch, demonstrează până la ce grad ajunsese desărarea apelor din această parte, unde formele marine nu mai puteau să se

Institutul Geologic al României

desvolte, pe când anumite forme alcătuiau ele singure bancuri întregi de calcare [5].

Din cele de mai sus rezultă, că spre sfârșitul Tortonianului și înainte de începutul Buglowianului au avut loc mișcări tectonice al căror rezultat, pe lângă cutarea tuturor stratelor deja formate a mai fost formarea unui geosinclinal subcarpatic exterior, geosinclinalului mediteranean.

Sedimentele, ce s'au adunat în acest geosinclinal au început foarte probabil prin stratele buglowiene, care stratigrafic, tectonic, și chiar bionomic sunt strâns legate de etajul Sarmațian, cu toate că faunistic în alte părți ele se arată ca o continuare a Mediteranului al II-lea.

In concordanță cu Buglowianul a urmat Sarmațianul, care prin grosimea sedimentelor sale, apoi prin trecerea gradată pe deoparte spre Buglowian, de altă parte spre Pliocen, prin oscilațiile liniei de țărm și prin prezența unor fosile caracteristice se dovedește a fi alcătuit din câte trele orizonturile: Volhynian, Besarabian și Chersonian.

Această succesiune se acordă cu caracterul de geosinclinal în scufundare, unde sedimentația a fost neîntreruptă nu numai în timpul formării Sarmațianului, dar și în Pliocen, ceeace l-a scăpat dela o erosiune sigură, care în alte părți i-a ridicat membrii superiori ai diviziunii sale.

In afară de aceasta ea se acordă și cu cercetările lui MURGOCI [66, pag. 72—76] făcute în Oltenia și cu concluziunile d-lui Prof. SAVA ATHANASIU [9, tablou] asupra clasificării terenurilor neogene.

SERIA PLIOCENĂ.

Peste depozitele sarmațiane de mare salmastră, în geosinclinalul subcarpatic s'a așternut o serie de strate alcătuite din gresii, marne, argile, nisipuri, ligniți și prundișuri în grosime de aproximativ 3,000 m. depuse în lacuri salmastre a căror apă se tot îndulceà, până au ajuns să se transforme în lacuri complect îndulcite.

Aceste strate ocupă în zona de curbură o lărgime de vre-o 20 km., ceeace constituie $^2/_3$ din întindererea totală a regiunii studiată.

In general seria de strate pliocene formează o succesiune de o continuitate și concordanță suprinzătoare dela depozitele cele mai inferioare până la cele mai superioare.

Stratele inferioare sunt așezate vertical, iar cele de deasupra sunt tot mai mult deviate cu înclinarea spre est, încât cele superioare abia se mai înclină cu 16°—10°—7° spre est. De aici urmează o dispoziție în culise, care considerată și după desvoltarea mare pe care o ocupă în regiune, constitue de sigur unul din exemplele rare din țară.

Câte odată se întâmplă ca deranjările tectonice să producă inversiuni în succesiunea normală a stratelor, datorite unor fracturi și cute.

Institutul Geologic al României

Observarea lor pe teren ar fi aproape imposibilă pe baza măsurătorilor clinometrice, din cauză că stratele sunt cutate isoclinal, pe când cu ajutorul fosilelor determinarea se face precis.

In adevăr fauna fosilă se găsește destul de bine răspândită în depozitele pliocene, ceeace constitue o diferență enormă față de sărăcia complectă în fosile ce am constatat-o la depozitele paleogene și miocene.

Cu privire la aspectele morfologice la care dau naștere rocele seriei pliocene se constată că, stratele cele mai inferioare fiind mai dure iau parte la formarea culmei colinelor interne, dând naștere la stânci prăpăstioase și pitorești — Bisoca, V. Râmnicului, V. Neagră, Milcov, Putna. Restul stratelor fiind roce moi, puțin rezistente la dezagregare, constituesc o zonă în care se produc dese și numeroase fenomene de curgeri de nămol, alunecări de strate, etc., ca și largi basene de eroziune fluviatilă — ex basenul de eroziune intracolinară al Râmnei.

Tocmai la partea cea mai superioară și mai din afară, prundișurile de Cândești din Levantinul superior sunt capabile să ofere din nou o rezistență mai însemnată la eroziune, atât prin permiabilitatea lor, cât și prin transformarea parțială în conglomerate, constituind o nouă creastă colinară: culmea colinelor externe.

Seria Pliocenă dela curbură este alcătuită din cele patru etaje cunoscute la noi:

4. Etajul Levantin.
3. Etajul Dacian.
2. Etajul Pontian.
1. Etajul Meotian,

care au fost individualizate ca etaje pliocene prin studiile bogate în rezultate practice ale d-lor SABBA ȘTEFĂNESCU, N. ANDRUSOW, SAVA ATHANASIU, W. TEISSEYRE, IONESCU — ARGETOAIA și alții.

Separarea acestor etaje se face pe baze paleontologice, care alături de transgresiunile și regresiunile, ce se cunosc azi, ne permit să trasăm cu destulă exactitate limita lor stratigrafică.

Criteriile aceste, urmărite cu multă pătrundere de cercetătorii de mai sus, au fost aplicate cu succes, și în zona de curbură, adeverindu-se încă odată că diviziunea Pliocenului în cele 4 (patru) etaje este generală în basenul inferior al Dunării, unde Pliocenul lacustru are o desvoltare clasică.

1. ETAJUL MEOȚIAN.

Depozitele pe care le atribuim celui mai vechiu etaj al Pliocenului se pot separà destul de ușor de ale etajului Sarmațian dela bază, cât și de acelea ale etajului Pontian sau Dacian de deasupra, când acesta din urmă este transgresiv.

Institutul Geologic al României

Limita sa inferioară este dată de bancuri de conglomerate vinete-verzui închis cu *Dosinia*, ce urmează concordant peste stratele sarmațiene cu *Mactra cumulata* și cu *Mactra ponderosa*; iar limita superioară o formează bancurile de gresii ori nisipuri cu trovanți în alternanță cu marne, cuprinzând o faună de apă dulce, destul de bogată în: *Unio*, *Vivipare*, *Hydrobii*, *Neritine*, *Lithoglyphus* etc.

Rocele care domină în acest etaj, sunt gresiile marnoase uneori cu tuf andesitic, ori calcaroase, transformate câte odată în adevărate calcare cochilifere: cu Dosinii, cu Congerii, cu Ervilii; nisipurile cu trovanți; conglomeratele la bază ori în facies transgresiv și marnele intercalate între bancurile celorlalte roce.

Repartiția acestor roce este destul de neregulată, astfel că nu putem vorbi în Meoțianul din regiunea de curbură despre un orizont marnos la partea superioară și un orizont gresos la partea inferioară, despre care amintește d-l VOITEȘTI [78, pag. 445].

Numai conglomeratele au o poziție fixă la bază, iar la partea superioară predomină gresiile și nisipurile. Cât privește marnele ele au o îngrămădire mai mare uneori spre partea inferioară, cum se observă în V. Milcovului și la fundul Râmnei, sub D. Chetroiul, alteori către partea lui mijlocie, cum se observă în D. Drăganului (Bisoca) și în basenul Văii Negre.

Coloraţiunea rocelor sale este vânătă închisă până la vânătă verzue lae cele proaspete, și gălbue la cele alterate. La gresiile și conglomeratel proaspete ale părții inferioare ea stă în legătură cu coloarea elementelor cenușii-verzui, remaniate din Fliș, dar și cu prezența unei cinerite andesitice răspândită sau neregulat în toate gresiile dela baza Meoțianului, sau formând bancuri cu tuf andesitic, cum se observă în basenul Milcovului spre nord.

Grosimea stratelor sale variază între 500—800 m. și în unele locuri poate și mai mult, dacă fracturi și cutări nedovedite încă nu ar contribuì la exagerarea acestei grosimi necunoscută în restul Subcarpaților. Ea stă însă în acord cu caracterul de geosinclinal în scufundare, în care sedimentația s'a produs foarte repede.

Răspândirea în suprafață a stratelor Meoțiane este ceva mai complicată decât la Sarmațian.

Se distinge mai întâiu o fășie longitudinală ce se urmărește dela Valea Trotușului spre sud până la masivul de sare dela Sările (Bisoca), în contact cu fâșia Sarmațiană. Ea are o lărgime cuprinsă între 600—1800 m.

In zona pericarpatică, Meoțianul se prezintă aproape cu aceeași întindere ca și Sarmațianul, luând parte la formarea următoarelor sinclinale:

Sinclinalul D. Sării-D. Goruniș, așezat peste Sarmațian.

Sinclinalul Lopătăreasca-Podul Coita așezat peste Mediteran în prelungirea sinclinalului de Sarmațian din Recea-Vf. Bisoca și

Lama strivită de pe D. Cotinei, pe flancul extern al sinclinalului D. Șindila-Bisocuța.

Institutul Geologic al României

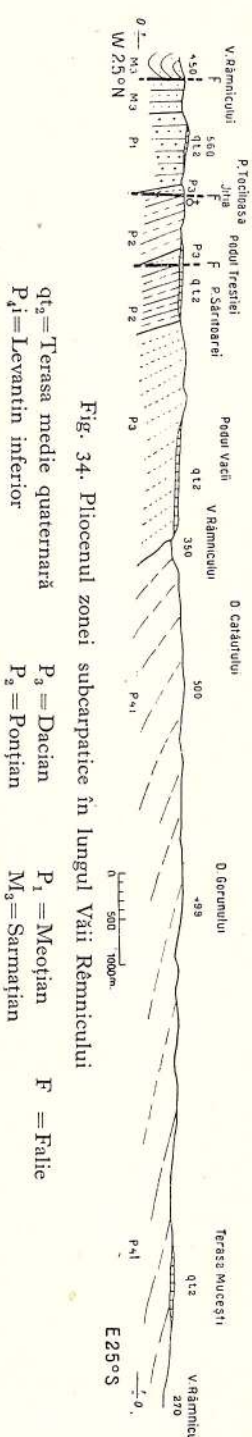


Fig. 34. Pliocenul zonei subcarpatice în lungul Văii Râmnicului

qt_2 = Terasa medie quaternară — P_3 = Dacian — P_1 = Meoțian — F = Falie
P_4i = Levantin inferior — P_2 = Pontian — M_3 = Sarmațian

In sfârșit Meoțianul mai apare și sub formă de sinclinale strivite pe linia de fractură pericarpatică între depozitele mediterane și cele sarmațiane și anume:

Sinclinalul din D. Făgețelu și

Sinclinalul din P. Sării-Papaluga,

ambele în basenul Milcovului la Andreiașu de sus.

Cele mai complete profile ale Meoțianului ni-le oferă fășia longitudinală în lungul văilor Râmnic, Motnău, Neagra, Milcov și Putna, precum și sinclinalul din D. Sării-D. Goruniș în vâlcelele nenumărate ce-l brăzdează; pe când petecele sinclinale mai mici ne dau instrucțiuni asupra variațiunilor de facies și asupra oscilațiilor liniei de țărm.

Meoțianul din Valea Râmnicului (Fig. 34.)

Deasupra marnelor liliachii și a gresiilor cu *Mactra truncata* ale Sarmațianului superior din Valea Râmnicului, urmează concordant un banc de conglomerate vinete-verzui negricioase, foarte asemenea celor sarmațiene, însă care cuprind scoici de Dosinia sp. Lor le urmează apoi gresii dure marnoase-calcaroase în bancuri groase alternând cu marne cenușii toate verticale și cu direcția N 20°—25° E. Gresiile au dese urme de valuri, ce se pot observà pe suprafețe întinse a stratelor sale.

Stratele sunt puternic presate și din cauză că marnele sunt spălate mai ușor, bancurile de gresii rămân în relief ca ziduri gigantice în ruină, datorită separațiunilor paralelipipedice.

E un aspect pitoresc a cărui frumusețe este mărită prin aceea că valea e strimtă ca o chee și apele se rostogolesc pe o pantă puternic înclinată.

Brădetul ce crește ici-colo pe crestele mai umbrite și mai umede ale Dealului Roșu completează armonia unei priveliști alpine, ce se regăsește dealtfel destul de des în lungul culmei colinelor pericarpatice.

Repartiția faunei fosile în profilul Meoțianului de sub terasa Podul-Lung până la gura P. Tociloasa o găsesc instructivă și pentru aceasta o dau acì mai jos:

a) La partea superioară (la gura Pâr. Tociloasa) sunt bancuri de gresii moi, separate prin marne cenușii. In ele se găsesc *Unio subatavus*, *U. subrecurvus*, *Vivipara Neumayri*, *Bythinia*, *Lithoglyphus*, *Neritine*,

Institutul Geologic al României

Hydrobii, în câtime destul de mare, caracterizând un facies de apă dulce, ce se poate urmări pe o adâncime de aproape 250 m.

Gresiile au dese urme de valuri.

b) Sub acestea se găsesc aproape acelaș fel de roce în care pe lângă Gasteropodele mici, și *Unio subrecurvus* se adaogă ici colo *Dosinia* sp. Grosimea acestora este de vreo 100 m.

c) Dedesuptul lor urmează o succesiune de 45 m. grosime în deschiderea ce o prezintă prima scursură (dinspre Tociloasa) de sub Podul Lung, în care găsim din afară spre interior următoarele:

marne și gresii cu *Unio* sp.	15	m.
marne cu *Congeria novorossica* și *Dosinia*	0.50	m.
un banc de calcar vânăt cu *Dosinia exoleta*	0.30	m.
marne fără fosile	4	m.
marne cu *Cerithium Constantiae (Potamides disjunctoides)*	0.50	m.
gresii și marne fără fosile	2	m.
gresii fine calcaroase cu *Ervilia mituta* și *Hydrobii*	1	m.
gresii și marne fără fosile	10	m.
gresie marnoasă cu Dosinii mari	0.30	m.
gresii, marne cu rare Dosinii	7	m.
marnă calcaroasă cu Congerii mici de tipul *C. novorossica*	0.80	m.
marne gresoase cu *Dosinia*, *U. subatavus Vivipora Neumayri*	1.50	m.
bancuri de gresie cu *Unio* mari	5	m.

Este deci un amestec de faună salmastră cu faună de apă dulce, cu o bogăție de forme ce nu se întâlnește în celelalte orizonturi.

d) Sub acestea urmează o succesiune de vreo 200 m. de bancuri de gresii și marne, care cuprind rar Unii și Vivipare, mai des însă Dosinii, care spre bază rămân singurele fosile.

e) La partea cea mai inferioară sunt stratele care cuprind și conglomeratele de bază și în care găsim numai *Dosinia*.

Din studiul faunei acestui profil deducem că partea cea mai inferioară a Meoțianului de aici se prezintă sub un facies de ape salmastre mult mai îndulcite decât ale Sarmațianului superior, în care s'a desvoltat o formă nouă: *Dosinia exoleta* (orizontul $e+d$).

Partea mijlocie prezintă alternanțe foarte dese de faună de apă salmastră și de faună de apă dulce; aici este, cea mai variată faună (orizontul $c+b$) Dosinii, Congerii, Ervilii și Ceriți alături de Unii, Vivipare, etc.

Partea superioară cuprinde numai faună de apă dulce (orizontul *a*) cu Unio, Vivipare și Gasteropode mici.

Generalizând puțin, putem admite prezența a două orizonturi: unul inferior cu faună de ape salmastre și unul superior cu faună numai de apă dulce.

Spre nord de V. Râmnicului fâșia Meoțiană formează versantul estic al Culmei Dealul Roșu până în V. Motnăului, în acelaș timp ea se lărgește ajun-

Institutul Geologic al României

gând până la 1800 m. Caracterele sale petrografice și faunistice sunt aceleiaș în general, numai structura puțin deosebită.

Meoțianul din V. Motnăului.

La contactul cu Sarmațianul se găsesc conglomeratele din D. Piatra Rusului cu *Dosinia* sp. urmate spre partea superioară de marne și gresii cu cenușe andesitică, cuprinzând *Dosinia*, *Unio lenticularis*, Neritine, Hydrobii; deci un amestec de faună salmastră și de apă dulce.

Conglomeratele în bancuri repetate și gresiile cu marne se înclină cu 50°—60°—70° spre VNV și formează o succesiune de cascade pe o înălțime de vreo 40 m. și lungime de 200 m.

Deasupra lor urmează marne și gresii cu Congerii mici de tipul *Congeria novorossica*, *Bythinia*, *Lithoglyphus*, Neritine, Hydrobii; apoi marne și gresii în care rar se văd Unii și Gasteropode mici de apă îndulcită.

Stratele sale la început destul de puternic înclinate sub Sarmațian spre partea superioară se apropie pe încetul de verticală, așa că în jos de Șoimărie ele sunt aproape verticale (84° spre VNV).

Judecând după lărgimea mare a fâșiei meoțiane din V. Motnăului, ca și după înclinările, care la început sunt spre vest și apoi ajung aproape de verticală rămânând totuș ușor deviate spre vest, suntem conduși a admite existența unor fracturi longitudinale în lungul cărora o parte din strate au alunecat în profunzime, complicând structura și exagerând grosimea fâșiei Meoțiane.

Meoțianul între V. Motnăului și V. Milcovului.

Spre nord de Valea Motnăului Meoțianul se îngustează puțin, iar stratele sale se apropie de verticală mai pe toată lărgimea fâșiei.

Astfel chiar în Piscul Păunoiului (cota 725 m.) gresiile cu Dosinii au direcția N 30° E așezate vertical.

In Valea Neagră Meoțianul începe tot prin conglomerate negricioase verzui cu Dosinia, dispuse ca și în Valea Motnăului în alternanță cu marne și gresii pe o grosime de peste 200 m. Ele formează stânca cunoscută sub numele de Piatra Văi-Negre din conglomerate bine întărite.

Direcțiunea lor este cuprinsă între N 10°—20° E verticale.

Lor le urmează în josul apei succesiunea de marne cu gresii dure calcaroase și cu cenușe andesitică, cuprinzând *Unio*, *Anodonta*, Congerii de tipul *Congeria Neumayri*, Neritine; pe când în Pâr. Ștefan Andrei gresiile conțin Dosinii *Congeria novarossica* și Unii.

Stratele din vale sunt dirijate N 20° E și înclinarea 84° VNV.

Către partea superioară a seriei între marnele nisipoase și gresiile moi se intercalează și un strat de lignit, pentru care s'au făcut chiar lucrări de explorare la 200 m. în sus de gura Pâr. Cujbelor, în malul drept al Văii Negre pe proprietatea Plagino.

Institutul Geologic al României

Aici stratele sunt verticale și conțin numai resturi de Unio. (Fig. 31 și Pl. I. fig. *g*.).

Intre Valea Neagră și izvoarele Văii Râmnii din Dealul Chetroiul fâșia de Meoțian este deschisă în pâraele afluente acestor două văi.

Ele cuprind bancuri de gresii cu Dosinii sub Poiana lui Ștefan Andrei, versantul dinspre V. Neagră în alternanță cu marne cu Unii și Anodonta.

Intre Pâr. Păcurii și Pâr. Groapa Lacului, fâșia Meoțiană se îngustează până ajunge la 500 m., iar stratele se înclină spre VNV cu 45°—80°.

La izvoarele Râmnei, la Hotar, imediat peste conglomerate se desvoltă o serie de marne foarte groasă, în lungul cărora se observă însemnate fenomene de alunecări și surpări de teren. Spre partea superioară se desvoltă gresiile și marnele nisipoase cu Unionizi și un banc de lignit, continuarea celui din V. Neagră.

In basenul pârâului Vălcăneasa fâșia Meoțiană ocupă din nou întinderi mai mari și se remarcă mai ales prin bancurile de gresie, care din cauza alterațiunii iau aspectul concreționar. Ele constitue crestele râpoase ale Dealului Râpei, D. Grozoiului și D. Chiciurei, pe când marnele au o desvoltare redusă, fiind intercalate. (Fig. 32).

Ca fosile abià găsim ici colo fragmente de *Unio* de tipul *U. subrecurvus*, uneori și *Anodonta*.

Și aici pe Pâr. Tăbăcăriței, versantul sudestic al Dealului Grozoiului, apare un strat de cărbuni gros de 2 m. între marne nisipoase, ca și pe V. Râmna și V. Neagră. Stratele sunt dirijate aproape N—S cele inferioare fiind înclinate spre V iar cele superioare verticale. Astfel pe Pâr. Grozoiului la locul unde apar cărbunii, stratele sunt dirijate N—S verticale; sub D. Râpei direcția este N 10° E înclinarea 65° V; iar în D. Chiciura, la fundul Văii Rupturei direcția este N—S înclinarea 62°—65° V.

Meoțianul din Valea Milcovului. (Fig. 33 și Planșa I fig. *c*).

Milcovul prezintă deschideri destul de largi, de aceea și profilul Meoțianului poate fi urmărit tot așà de bine ca pe Râmnic.

Imediat în jos de confluența Pâr. Reghiu în Milcov la Scruntar, apar conglomerate de coloare închisă cu bucăți de tuf andesitic, formând un banc gros de 5—10 m. în care am putut găsì mai multe exemplare de *Docinia*, ceeace determină baza Meoțianului. Ele sunt mai bine desvoltate pe Milcov în sus de Scruntar, unde formează râpi stâncoase și unde urmează imediat deasupra unor marne nisipoase fine de coloare liliachie, vărgate cu verzui, ce aparțin părții superioare a Sarmațianului.

Deasupra conglomeratelor de bază se desvoltă o serie de marne și gresii cenușii bogate în tuf andesitic, alternând cu altele de culoare roșcată violacee ori verzue, care formează creasta îngustă a Scruntarului pe care Milcovul o ocolește.

Institutul Geologic al României

In marnele cenușii am găsit Vivipara Neumayri, astfel că întreg complexul dela Scruntar aparține Meoțianului.

Tot aici sunt marne și marne calcaroase cu Congeria novorossica și cu Dosinia sp.

Direcțiunea stratelor este N-S înclinarea 80° V.

In jos pe Milcov la Șindilari-Reghiu urmează o alternanță de marne și gresii cenușii dirijate N-S verticale ce conțin fosile de apă dulce—Gasteropode mici, Unii, iar la Gura Pâr. Baraboiului marnele sunt puțin cărbunoase și conțin Neritine, Unionizi și solzi de pești, caracterizând un facies de apă dulce amestecat cu facies de turbării.

Succesiunea aceasta se urmărește până la Lărgeni, unde în malul stâng al Milcovului sub D. Babi Irinei apare un strat gros de cărbuni, formați dintr'un lignit brun sticlos, care a fost exploatat printr'o lucrare de mină veche.

Stratele ce urmează mai spre est sunt alcătuite mai ales din gresii în bancuri groase, separate prin strate de marne nisipoase, cu *Unio subrecurvus*, *U. subatavus*, *Vivipara Neumayri*, *Neritina sp. Melanopsis sp.* Ele constituie partea cea mai superioară a Meoțianului cu facies de apă dulce, care în Pâr. Poenița, au direcția N-S, iar înclinarea 82° spre E.

Pe la gura Pâr. Poenița trece limita externă a fâșiei de Meoțian pe Milcov.

In ce privește raporturile tectonice, se constată că deși stratele sunt aproape verticale ele formează cute isoclinale și anume: un sinclinal strivit în Pâr. Baraboiul, urmat imediat de un anticlinal în dreptul satului Lărgeni.

Flancul extern al acestui anticlinal se îngroașe foarte mult și este acoperit de stratele daciene, care se razimă direct peste Meoțian pe V. Poenița, unde sunt tot verticale.

Astfel profilul din V. Milcovului ne arată că Meoțianul și aici este format din două orizonturi principale, neegale și de faciesuri deosebite.

Un orizont inferior cu conglomerate, marne, gresii și calcare gros de 100—150 m. și cu fosile de apă salmastră: Dosinia, Congeria novorossica, la care se adaugă mai rar și forme de apă dulce: Vivipara Neumayri; și un orizont superior gresos marnos cu o grosime de 400—500 m. în care abundă formele de apă dulce și cărbunii de pământ.

Deasemenea se mai constată că în Valea Milcovului, Meoțianul este cutat, formând cel puțin un sinclinal strivit și un anticlinal; în flancul extern al acestuia sunt cărbuni de pământ.

Dela Milcov spre nord, Meoțianul se prezintă alcătuit din aceste două orizonturi cu desvoltare neegală și faciesuri deosebite, constituind o fâșie tot așa de lată ca și pe Milcov până în V. Putna la Colacu.

In Valea Putna Meoțianul începe tot prin conglomerate de coloare închisă bogate în tuf andesitic, formând bancuri puternice verticale, bine desvoltate mai ales în Dealul Găliniei, (nord de Colacu (unde se razimă concordant

Institutul Geologic al României

peste bancurile de gresie, marne calcare oolitice și calcare fosilifere ale Sarmațianului superior.

In conglomerate și marnele nisipoase, ce li se intercalează se găsesc Dosinii.

Lor le urmează gresii în bancuri groase separate prin marne, care sub terasa medie dela Colacu au aspectul de ziduri gigantice în ruină. In ele se găsesc elementele cenușei andesitice și fragmente de Unio.

Direcția stratelor spre partea inferioară este N 15° V și înclinarea 86° spre Vest, iar în spre partea superioară la Băltiș (est de satul Colacu) înclinarea este 75°—80° spre Est. Foarte probabil și aici avem cutări sau fracturi, pe care nu le putem sesiză mai de aproape.

Deasemenea intercalațiuni de strate foarte subțiri cărbunoase nu lipsesc nici aici; strate mai groase cărbunoase nu cunosc, însă argile cărbunoase se repetă de mai multe ori, ca pe Milcov.

Meoțianul dela sud de Valea Râmnicului

Aici vom considerà:

Fășia de Meoțian din partea exterioară fracturii pericarpatice. (Fig. 23, 24, 25, 30). Ea se întinde din Valea Râmnicului spre sud peste Dealul Piatra Șoimului cu stâncăria lui fin dantelată, apoi peste Dealul Secătura, Dealul Sărilor, Podul lui Coman și Pârâul Izvorul Dulce până în V. Picineaga, limita sudică unde îl cunosc. In Pâr. Secăturei și Pâr. Văii Rele, ca și în Pâr. Pardosul Meoțianul se prezintă analog ca în V. Râmnicului, iar gresiile au urme de valuri pe suprafețe de mai mulți metri pătrați Constituția petrografică este aceiași, o succesiune mai de aproape este însă greu de urmărit din lipsă de deschideri complete (văile prea tinere, puțin adânci și regiunea complet împădurită).

In poiana lui Ionel din D. Secătura am întâlnit bancuri de calcar cu Dosinia ca în Râmnic. La Podul lui Coman (est de masivul de sare dela Sările) Meoțianul se așterne peste Sarmațianul fâșiei externe sub formă de sinclinal cu baza strivită și partea superioară deschisă.

El este alcătuit la bază din conglomerate apoi gresii, gresii calcaroase dure cu oolite calcare și cu Neritine, apoi calcare cu Dosinii. Spre masivul de sare se înclină cu 30°—35° E; iar sus pe creastă se înclină cu 15°—20° spre Vest.

Ele aparțin încontestabil orizontului inferior al Meoțianului.

In Pâr. Izvorul Dulce, dela estul Dealului Coman, urmează o succesiune de marne nisipoase, nisipuri și cu puține gresii, având Unionizi și Anodonte mari de 2 dm. lungime și 1 dm. lățime. Direcția stratelor aici este N 40° E înclinarea 65° SE. Ele aparțin orizontului superior al Meoțianului.

Pe baza acestor observațiuni, între stratele meoțiane din sinclinalul Podul lui Coman și cele așezate imediat la est în Pâr. Dulce admit existența unei falii la marginea estică a sinclinalului. Ea este provocată de apariția masivului dela Sările.

Institutul Geologic al României

Sinclinalul Meoțian Dealul Sării-D. Goruniș ului (Fig. 23, 24, 25). Cu o importanță mult mai mare decât fâșia externă de Meoțian se prezintă sinclinalul ce începe dela Dealul Sării și se continuă spre SSV peste D. Văii Rele, D. Stânei și D. Goruniș spre Slănic.

Stratele sale sunt așezate ca într'o covată peste stratele Sarmațiene din același sinclinal, deaceea el ocupă o poziție internă și mai restrânsă decât Sarmațianul.

Din punct de vedere stratigrafic el prezintă o succesiune completă ca și la nordul Râmnicului, deci nici o lacună nu se poate constată în depunerea Meoțianului dela sud. Unele mici variațiuni locale le voiu remarcà la locul cuvenit.

Punctul cel mai nordic unde se găsește Meoțianul transgresiv peste zona pericarpatică este în Valea Dogăriilor la vest de Dealul Sării, unde formează un mic sinclinal înconjurat de Sarmațian și care spre nord se razimă printr'o falie pe creasta internă a masivului de sare dela D. Sării.

Aici Meoțianul este format din gresii moi ori dure alternând cu marne nisipoase cenușii, având către partea superioară intercalațiuni de gresii calcaroase pline cu oolite. Ca fosile am determinat din aceste strate:

Congeria cfr. Neumayri	*Neritina* sp.
» *cfr. novorossica*	*Lithoglyphus* sp.
Dreissensia sp.	*Hydrobii* sp.

Ele ne indică mai mult partea mijlocie și superioară a Meoțianului, ceeace este destul de interesant, pentrucă arată că apele Meoțianului nu au putut pătrunde dela început în acest colț, ci mai târziu, și atunci s'au prezentat mai mult cu un facies îndulcit.

Stratele sale se înclină spre interior de toate părțile, chiar și spre S izolându-se astfel ca o mică cuvetă separată de zona sinclinalului dela sud printr'un prag. Dealtfel el se află ca nivel mult inferior Sarmațianului dinjur, așà că nu mai încape îndoeală că ne aflăm în fața unui sinclinal scufundat.

Incepând din D. Văii Rele (cota 886 m.) Meoțianul ocupă în sinclinal o suprafață, ce crește spre S-V până la o lărgime de aproape 3½ km. între Sările și Vf. Ținta. El este format la bază din conglomerate alcătuite din bucăți de cuarțite negre ori albicioase, gresii verzi închise, filite, corneene, în bancuri de 4—8 m. și urmate de marne și gresii în care se găsesc Dosinii.

Succesiunea este formată apoi din gresii calcaroase cu oolite, fosilifere, marne nisipoase și gresii — totul în grosime de 600—800 m.

Structura acestui sinclinal de Meoțian se poate observà în mai multe părți ale flancului intern:

Astfel în D. Cotinei și Pâr. Cotinei unde conglomeratele groase cu Dosinii urmează unor marne violacee și gresii vinete cu Mactre ale Sarmațianului superior ca pe Râmnic. Deasupra conglomeratelor se adaugă gresii cu *Unio subrecurvus*, *Vivipara* sp. *Lymnaeus*.

Institutul Geologic al României

Stratele sunt dirijate N 50° E înclinarea 48°—50° SE.

In D. Drăganului, în Pâr. Drăganului și P. Foltea, deosebim la bază o succesiune groasă de vreo 200 m. de conglomerate, marne și gresii cu *Dosinia* urmate de marne și gresii cu *Neritine*, *Hydrobii*, *Lithoglyphus*, *Congerii*, *Unio* și calcare oolitice cu niște forme de Unio mari aproape circulari, *Hydrobii*, *Neritine* etc. Deasupra acestora urmează o nouă succesiune de gresii și calcare cu *Dosinia*, *Congeria novorossica*, *Ervilia* sp. Toate acestea arată un facies salmastru. Deasupra lor se așternu gresiile, marnele și nisipurile cu *Unio*, Gasteropode mici, *Anodonta*, ce caracterizează faciesul de apă dulce dela partea superioară a Meoțianului. Aceiași succesiune se poate urmări și în Pâr. Necoarei unde se găsesc intercalațiuni de calcare cu Dosinii și Ervilii spre partea mijlocie a seriei ca pe Râmnic; apoi în D. Bedreag unde gresiile au direcția N 40° E înclinarea 35° SE, și mai jos în P. Poduri unde direcția lor este N 55° E și înclinarea 20° SES.

Pe flancul extern al sinclinalului Meoțianul se poate observà în D. Stânei unde apar gresii marne și calcare cu Dosinia, dirijate N 15° E înclinate cu 65° VNV; apoi în D. Tătarului unde pe lângă Dosinii se mai adaugă Unii, Vivipare; iar în D. Surli sunt și oolite cu Neritine.

In jurul masivului de sare dela Sările Meoțianul este în parte laminat în profunzime odată cu Sarmațianul, în parte ridicat în picioare la contactul direct cu masivul de sare. Stratele sale sunt alcătuite din gresii și marne cu Dosinii și Congerii, ce se urmăresc spre sud pe Izvorul Sărat până la confluența cu Pâr. Foltea.

Axul sinclinalului trece prin D. Goruniș, unde gresiile și marnele superioare conțin *Vivipara*, *Neritine*, *Hydobii*, *Unio*, *Anodonta*, ca și partea superioară pe Râmnic. Spre nord axul său trece prin D. Văii Rele, unde se găsesc acelaș fel de roce ca în D. Goruniș, făcând astfel legătura spre sinclinalul din Pâr. Dogăriilor.

In general se constată că pe flancul intern stratele meoțiene au o înclinare mai mică spre SE, variabilă între 20 —45° SE, iar direcția mult deviată spre Est, ajungând între N 40°—50° E; pe flancul extern stratele sunt mult mai ridicate, iar în vecinătatea masivului de sare dispuse chiar vertical, pe când direcția lor este cea normală cunoscută la nord de Râmnic adică N 15°—20 E.

Se observă astfel că în cutarea stratelor dela sud de Râmnic se întâlnesc două direcțiuni: una N 15°—20° E care reprezintă linia masivelor de sare ce apar în lungul fracturii pericarpatice încă din Putna spre sud; ea aparține direcțiunii de cutare a Carpaților Orientali; și a doua direcțiune NE—SV. care este influențată de cutările postpliocene din Subcarpații Munteniei de răsărit, unde cutele au direcția E 25°—35° N.

Institutul Geologic al României

Lama Sinclinală dela Fundul Pâr. Cotinei.

Pe flancul sudic al sinclinalului de Sarmațian din D. Șindilei-Podul Mândru, pe D. Cotinei, se află o lamă de Meoțian formată din conglomerate cu cuarțite negricioase, gresii cuarțitice și calcare cu Congerii de tipul *C. novorossica*, prinse și strivite între Sarmațianul cu calcare oolitice și cu *Mactra* de o parte și tuful dacitide altă parte.

Grosimea stratelor ajunge aici 15—20 m.

Sinclinalul dela Lopătăreasca-Podul Coita· (Fig. 8 și 26).

Limita cea mai internă, până unde pătrunde Meoțianul trangresiv peste zona pericarpatică, este în Pâr. Lopătăreasca și Podul Coita, unde formează două petice sinclinale în continuarea sinclinalului de Sarmațian din Recea, Vf. Bisoca ambele separate printr'o lamă anticlinală îngustă de Mediteran cu marne gipsoase.

In sinclinalul cel mai nordic din Pâr. Lopătăreasca, apar în partea lui vestică, gresii calcaroase cu *Congeria novorossica* sprijinite pe Mediteranul gipsos; cărora se adaugă spre est marne și gresii nisipoase cu urme de frunze, rezemate direct pe calcarul sarmațian din Vf. Bisoca. Stratele acestea sunt dirijate N 30° V înclinarea 35° VSV.

In sinclinalul sudic din Podul Coita Meoțianul începe prin marne, nisipuri, gresii grosiere calcaroase cu *Congeria novorossica*, Neritine și apoi calcare cu *Dosinia* sprijinite direct pe Mediteran și departe de calcarul Sarmațian cu *Mactra* cu cel puțin 800 m.

Prezența acestor petice până aproape de marginea Flișului, arată că Meoțianul a transgresat dincolo de limita cea mai internă a Sarmațianului.

Pe de altă parte prezența calcarelor cu *Dosinia* din sinclinalul așezat peste Mediteran, dovedește că au o desvoltare independentă de un fundament format din calcare cu Mactre, pe care d-l Ionescu Argetoaia îl credeà necesar desvoltării bancurilor cu Dosinii. [41, pag. 297].

* * *

Sinclinalele de Meoțian din lungul fracturei pericarpatice de la nord de V. Râmnicului.

Sinclinalul din D. Făgețelul apare ca o lamă de dimensiuni reduse în partea internă a fâșiei sarmațiene. El este alcătuit din conglomerate cu cuarțite și cu Congerii de tipul *Cong. novorossica*, dispuse în bancuri, ce se repetă cu marne și gresii pe o grosime de 50—60 m.

Direcția stratelor este N 22° E înclinarea 55° E.

El se întinde din Pâr. Șipoțelu (Titila) la nord până în Pâr. Făgețelu la sud, unde este format mai mult din nisipuri și pietrișuri produse prin dezagregarea conglomeratelor meoțiane. Totul se razimă pe marne vinete, ce se aseamănă foarte mult cu marnele, pe care le-am atribuit Buglowianului; iar la partea superioară sunt acoperite anormal de gresii și calcare sarmațiene,

Institutul Geologic al României

care formează sinclinalul deja amintit între D. Făgețelu și Groapa Lacului. (Fig. 31).

Sinclinalul din Pâr. Sării-Papaluga. (Andreiașu de sus). Tot sub acest facies nisipos conglomeratic se prezintă și lama de Meoțian dela Andreiașu de sus ce se întinde între Pâr. Sării (confluența cu Pâr. Hotarului) peste Pâr. Papaluga și până în D. Lingurii, la Saivanul Suțu. (Fig. 32, 14, 16).

Acest sinclinal este prins între Mediteranul laminat de masivul de sare în vest și fâșia de Sarmațian în est, numai capătul său sudic, foarte îngust pătrunde între marnele buglowiene.

In spre interior de linia pericarpatica și la nord de valea Râmnicului nu cunosc Meoțianul nici în districtul Râmnic, iar din literatură nici în districtul Putna.

Limitarea Meoțianului din aceste părți la falia pericarpatică, ne arată că zona miocenică pericarpatică constituià și în timpul depunerii acestui etaj o zonă înaltă, în care apele meoțiene nu ajungeau decât pe margini în mici golfuri, păstrate azi ca sinclinale strivite în lungul fracturii pericarpatice.

In acelaș timp se constată că invasiunea apelor meoțiene în aceste golfuri nu s'a făcut dela începutul etajului când Dosiniile erau bine desvoltate și apele salmastre, ci mai târziu când apele erau mai îndulcite, iar ca forme erau numai Congeriile.

Către această concluziune suntem conduși, deoarece la Lopătăreasca și Podul Coita, unde Meoțianul a transgresat până la marginea Flișului a depus calcare cu Dosinii direct pe marnele Mediteranului. Deaceea cred că lipsa Dosiniilor din cele două sinclinale strivite din basenul Milcovului nu pare influențată de anumite condițiuni de viață bentonică, pe care le-ar fi preferat Dosiniile, ci mai de grabă se datorește îndulcirii apelor în timpul depunerii acelor strate.

* * *

Considerațiuni asupra diviziunii și faciesurilor depozitelor meoțiane

Descrierea de mai sus ne conduce la o primă constatare și anume că depozitele meoțiane se prezintă cu aceleiași caractere în toată regiunea de curbură. Aceasta ne va permite să urmărim variațiunile pe verticală într'o regiune destul de întinsă din zonele carpatice și să scoatem unele concluziuni care ar puteà interesà și alte regiuni vecine.

După datele ce avem, se deduce că stratele meoțiane au luat naștere într'un lac întins cu ape salmastre însă mai îndulcite decât apele sarmațiene, ce mai păstrase caractere de ape marine.

Trecerea dela faciesul salmastru al mării sarmațiene, la faciesul lacustru sălciu al Meoțianului s'a făcut pe încetul. Astfel la partea inferioară a Meoțianului se constată prezența unei faune de ape salmastre, ai cărei strămoși pot fi găsiți în Sarmațian și numai către partea mijlocie apele se îndulcesc tot

Institutul Geologic al României

mai mult, până când la partea superioară ajung să formeze un lac complet îndulcit, cu forme numai de apă dulce.

Cu toate acestea separarea Meoţianului ca etaj aparte de Sarmaţian şi trecerea lui în capul nouei serii a Pliocenului, marcând începutul unei faze de formaţiuni lacustre, se dovedeşte complet îndreptăţită, atât prin caracterele sale stratigrafice şi tectonice, cât şi prin caracterele bionomice.

Astfel se constată că începutul Meoţianului se pune în evidenţă printr'o însemnată schimbare a condiţiilor bathimetrice, marcată prin conglomerate de ţârm, ce denotă nu numai o transgresiune netă, dar şi un aport mai mare de pe continentul ce câştigase mai mult teren, şi de unde torenţii remaniau materialul carpatic [1]).

Pe de altă parte viiturile de pe continent au avut de efect şi o îndulcire tot mai mare a apelor meoţiane, ceeace a făcut ca fauna să se adapteze la nouile condiţiuni de salinitate, diferite de acelea din Sarmaţian.

Urmărind procesul de evoluţie al faunei ce merge mână în mână cu procesul de îndulcire al apelor, ajungem să deosebim în Meoţianul dela curbură două orizonturi şi anume:

2. Un orizont superior, depus în ape dulci şi

1. Un orizont inferior, depus în ape salmastre,

constatare care pentru regiunea de care ne ocupăm am făcut-o încă din 1916 [52] în acelaş timp, când d-l O. PROTESCU făceà aceiaşi constatare pentru Buzău [86].

Orizontul inferior în grosime de 300—500 m. se caracterizează din punct de vedere petrografic prin conglomerate, marne vinete şi vişinii, gresii uneori cu cenuşe andesitică, calcare cochilifere ori oolitice; iar ca faună cuprinde:

Dosinia exoleta	*Congeria Neumayri*
Ervilia minuta	*Cerithium (Potamides) Constantiae* SABBA = *C.*
Congeria novorossica	*Istritzense* TEISS. = *Potamides disjunctoides.*

ce denotă un facies salmastru şi care derivă din fauna sarmaţiană, pe care am găsit-o în regiune, sau este imigrată [2]).

Acestei faune urmează, sau chiar se asociază o faună adaptată mediului de lac îndulcit, între care citãm:

[1]) Transgresiunea Meoţianului se face cunoscută nu numai prin conglomeratele de bază, care în zona Subcarpaţilor propriu zişi sunt concordante cu stratele sarmaţiene superioare, ci şi prin transgresiunea apelor dincolo de limitele depozitelor sarmaţiene — la Lopătăreasca şi la Andreiaşul de sus. Ele sunt consecinţa unor miscări epirogenetice destul de importante, căci în Bacău Meoţianul a putut pătrunde până în interiorul Flişului (la Comăneşti) şi în consecinţă justifică suficient separarea, ce s'a făcut de mult între etajul Meoţian şi Sarmaţian.

[2]) *Dosinia* apare ca formă străină în Subcarpaţi, după cum străină apare şi în sudul Rusiei (N. ANDRUSOW).

Institutul Geologic al României

Unio subrecurvus
» *subatavus*
» sp. forme aproape simetrice, mari, pe care le-a găsit și d-l PROTESCU în Buzău.
Congeria Neumayri
Dreissensia polymorpha
Hydrobia vitrella
Neritina rumana
Lithoglyphus rumanum
Vivipara Neumayri, etc.

O astfel de asociațiune de faună de apă salmastră cu faună de apă dulce, ne dovedește pe de o parte înrudirea faunei meoțiene cu fauna sarmațiană, dar pe de altă parte și deosebirea de aceasta într'atât, încât să ne permită separarea Meoțianului dela primele lui depozite, de Sarmațian și atașarea lui la Seria Pliocenă.

Orizontul superior este alcătuit dintr'o succesiune de gresii și marne cenușii-verzui, analoage celor din orizontul inferior, care trec în partea cea mai superioară la gresii moi și nisipuri. Tot aici se mai desvoltă și faciesul cărbunos, reprezentat prin stratele de lignit intercalate în V. Neagră, V. Râmna, V. Tabăcărița, și în Valea Milcovului.

Grosimea acestui orizont variază între 200—300 m.

Fauna lui fosilă este alcătuită din:

Unio subrecurvus
» *subatavus*
Anodonta sp. forme mari și forme mici
Dreissensia polymorpha
Congeria Neumayri
Vivipara Neumayri — Fuchsii
Neritina rumana
Neritna sp.
Lithoglyphus rumanus
Hydrobia sp.
Lymnaeus sp.
Helix sp.

și impresiuni de frunze păstrate pe gresiile nisipoase de pe Valea Lopătăreasca.

Toate aceste forme împreună cu ligniții intercalați stratelor acestui orizont denotă o îndulcire completă a apelor orizontului superior, iar prezența lor și în orizontul inferior arată necesitatea grupării acestor două orizonturi într'un singur etaj — etajul Meoțian.

* * *

Separarea în două orizonturi a depozitelor Meoțiene am constatat, că se poate face și mai spre nord de Valea Putna, în D. Gălimia; La Părosul și până la Vizantea Mânăstirească [53] deși cu desvoltări inegale, anume orizontul inferior cu *Dosinia* mai redus decât orizontul superior cu Unii, *Helix* și *Limnaeus*, care ocupă grosimea cea mai mare a stratelor.

* * *

Deasemeni în nordul județului Putna Prof. S. ATHANASIU a făcut cunoscut din 1908 că în Valea Șușitei, la Câmpuri, Meoțianul se prezintă alcătuit la

Institutul Geologic al României

partea inferioară din marne cu Dosinii, iar la partea superioară din gresie andesitică marne și gresii cu *Helix*, *Planorbis*, *Hydrobia* [13, pag. XXXVIII — XL].

Valoarea stratigrafică a orizonturilor separate în seria stratelor Meoțiane dela Curbură.

Constatările de mai sus ne permit, cred, să considerăm ca un rezultat definitiv câștigat separația Meoțianului dela curbură în două orizonturi deosebite prin fauna și faciesul lor.

O diviziune a Meoțianului a fost dată pentru prima oară la noi de d-l SAVA ATHANASIU [9], cuprinzând Meoțianul din întreaga Românie; dar acestei păreri s'a opus studiul d-lui W. TEISSEYRE [109], care s'a exprimat în contra posibilității de a divide Meoțianul în orizonturi. Argumentul său principal este că «o zonă meotică superioară ar trebui să cuprindă alte mutații de Dosinii, de Congerii, sau poate alte specii de apă dulce decât zona inferioară» [109, pag. 338], ceeace desigur nu se cunoaște.

In 1916 d-l PROTESCU ajunge pentru districtul Buzău la concluziuni conforme cu părerea d-lui S. ATHANASIU și distinge un facies salmastru la bază și un facies fluviolacustru la partea superioară [86, pag. 248], în care se păstrează specii de Congerii de tipul celor pontice, nu de tipul *Cong. novorossica* pe care d-l S. ATHANASIU o considerase și în orizontul superior.

In acelaș timp pentru regiunea de curbură am exprimat și eu părerea, că faciesul salmastru este mai frequent la partea inferioară, iar faciesul de apă dulce mai frequent la partea superioară a Meoțianului [52]; pe când d-l IONESCU-ARGETOAIA pentru Oltenia ajunge la concluzia exprimată de Dr. TEISSEYRE pentru Buzău—Prahova, că în Meoțian nu se poate face o diviziune paleontologică [41, pag. 297].

Cercetările recente ale d-lui M. DAVID [31, pag. 178—187] au pus în evidență și pentru Podișul Moldovei, că Meoțianul poate fi divizat în două orizonturi distincte: unul inferior de ape salmastre, în care predomină Mactre mici de tipul celor dela Aktschagyl (Caspica) și Ceriți, însă lipsesc *Dosiniile*, *Congeria novorossica* și *Ervilia minuta*, ce caracterizau Meoțianul inferior din Subcarpați, și un alt orizont superior de ape dulci în care se găsesc Neritine, Hydrobii, Planorbis, Helix, dar e lipsit de *Unio subrecurvus*, *Unio subatavus* și *Vivipara Neumayri*, forme care la rândul lor abundă în Meoțianul din Subcarpați, și care împreună cu celelalte forme de apă dulce dau caracterul paleontologic orizontului superior [1]).

[1]) D-sa propune denumirea de: Aktschagylian pentru orizontul inferior de facies caspic și Moldavian pentru orizontul superior de facies dacic de apă dulce.

Cred însă că denumirea de Moldavian nu întrunește caracterele esențiale ale orizontului deoarece în Moldova Meoțianul superior nu se prezintă cu formele caracteristice orizontului său cunoscute în toți Subcarpații și care constau din *Unio subecurvus*, *U.*

Institutul Geologic al României

Cum vedem mai toată partea estică a basenului dacic se prezintă cu Meoțianul format din două orizonturi de facies diferit.

Pentru restul basenului se va recunoaște însă, că amestecul celor două faciesuri caspic și dacic se observă în Meoțianul din Prahova și din Oltenia până la baza Ponțianului, unde găsim marne sau gresii cu *Congeria novorossica* la contactul și sub marnele cu *Cardium Lenzi*, *Congeria rhomboidea*, *Valenciennesia annulata* etc. din Ponțianul inferior (ca de ex.: în Valea Drăgănesii, Prahova, unde am constatat personal).

Cum se acordă deci imixtiunile de facies din aceste regiuni cu diviziunea, ce se poate urmări în tot Podișul Moldovei și în zona de curbură a Carpaților până în Istrița ? [1])

Pentru a stabilì acest acord și a scoate în evidență valabilitatea diviziunii Meoțianului în orizonturi, pentru tot basenul dacic, să ne reamintim condițiunile în care s'a format Meoțianul în diferite părți ale acestui basen.

Astfel în regiunea de curbură, studiată aici, Meoțianul s'a depus într'un geosinclinal în scufundare — geosinclinalul subcarpatic sarmato-pliocen —în grosimi cuprinse între 600—800 m., pe când în cea mai mare parte a Munteniei, în Oltenia și în Podișul Moldovei depunerea sa a avut loc mai mult în zone epicontinentale, sau în zone în care mișcările epirogenice s'au făcut foarte deseori simțite, iar grosimea sa, după evaluările geologilor cari l-au studiat, ajunge la 300—400 m.

In aceste condițiuni este ușor de înțeles cum Meoțianul din vest are un aspect deosebit de cel din estul basenului dacic.

Foarte probabil că în vest Meoțianul este reprezentat numai prin orizontul său inferior, în care se observă alternanța de facies caspic și facies dacic, iar orizontul superior lipsește, fie din cauză că regiunea a fost exondată [2]) fie că erosiunea însăș l-a ridicat din unele părți, unde s'ar fi format [3]); ceeace ar

---

subatavus, *Vivipara Neumayri*, ci cuprinde numai formele de facies reprezentate prin Neritine, Hydrobii, Planorbis, Helix, fără valoare stratigrafică. Cât privește denumirea de Aktschagyhian, cunoaștem din studiile lui ANDDRUSOV [4] că în Meoțianul din răsăritul Caspicei lipsesc Dosiniile ce se regăsesc aproape în tot sudul Rusiei și în toți Subcarpații, ca fosile caracteristice.

[1]) Foarte probabil că și în regiunea Trotușului stratele meoțiene cu *Mactra cfr. subcaspica* descrise de PREDA [83 p. 49—54] aparțin tot orizontului inferior, pe când stratele din basenul Comănești aparțin orizontului superior, pentrucă conține Congerii înrudite cu formele ponțiane, nu de tipul *Congeria novorossica* din Meoțianul inferior. A se vedeà [10] și [82].

[2]) In Oltenia nu este exclus ca mișcările epirogenice să fi avut ca efect retragerea apelor în timpul Meoțianului superior, deoarece după IONESCU-ARGETOAIA marginele Ponțianului sunt uneori în transgresiune peste formațiunile mai vechi [41, pag. 301].

[3]) Petece din orizontul superior de apă dulce este posibil să se găsească ici-colo și în partea vestică a basenului dacic. Astfel înclin să cred că nisipurile cu pietrișuri și cu trovanți, separate prin șuvițe de marne din D. Stejerișului la Gura Drăgănesii (Valea Proviței, Prahova) în care am găsit *Unio subrecurvus*, *Vivipara Neumayri*, *Neritine*, *Hydrobii*, succedate

Institutul Geologic al României

explică imposibilitatea de a-l mai divide în orizonturi, remarcată de d-nii TEISSEYRE și IONESCU ARGETOAIA.

In rezumat, pe baza considerentelor de mai sus vom admite că Meoțianul poate fi divizat în două orizonturi:

Un orizont inferior în care faciesul caspic (salmastru) cu Dosinii, Ervilii, Mactre, *Congeria novorossica* și Ceriți alternează cu un facies dacic (de apă dulce) cu *Unio subrecurvus*, *Unio subatavus*, *Vivipara Neumayri*, etc.; se găsește desvoltat în tot basenul dacic; și

Un orizont superior caracterizat prin dispariția faciesului caspic și înlocuirea lui complectă prin faciesul dacic (de apă dulce) cu Unionizi, Vivipare și alte forme de apă dulce, se găsește desvoltat numai în partea estică a basenului dacic (Podișul Moldovei și regiunea de curbură), pe când în vest este numai presupus.

Această concluziune stă în acord și cu rezultatele din sudul Rusiei, unde după cercetările lui ANDRUSOW [4, pag. 146] și [3] Meoțianul se prezintă cu caractere analoage celui din partea estică a basenului dacic, și se poate separà și acolo un orizont inferior cu facies caspic și un orizont superior cu facies de apă dulce.

Astfel se pare că aspectul, sub care se prezintă Meoțianul în estul basenului dacic și în sudul Rusiei, ar aveà caracterul de generalitate pentru întreg basenul Ponto-Caspic; pe când aspectul sub care se prezintă în vestul basenului dacic ar aveà caracterul local, bine motivat de condițiunile care au domnit în această parte.

2. ETAJUL PONȚIAN

Deasupra stratelor meoțiane am putut separà o serie de strate alcătuite la bază din marne și la partea superioară din gresii și marne gresoase ori nisipoase, în care, prin fauna ce o conține, putem identificà etajul Pontian sensul strict, așà cum a fost limitat de d-nii TEISSEYRE și I. IONESCU-ARGETOAIA.

Prezența sa am recunoscut-o numai în zona geosinclinalului subcarpatic propriu zis (în afara fracturei pericarpatice), unde se întinde ca o fâșie în partea externă a celei meoțiene din Valea Călnăului până în V. Vălcăneasa, având o lărgime mai mare în V. Râmnicului și Valea Neagră, unde are și desvoltarea cea mai completă și deci poate fi mai bine studiat, și una mai mică în V. Motnăului și între V. Râmna și V. Vălcăneasa, unde foarte probabil este acoperit în cea mai mare parte, dacă nu chiar complet, de Dacianul transgresiv. In Valea Milcovului și la nord de Milcov nu l-am mai întâlnit, probabil că lipsește complet.

---

de marnele Pontianului inferior de pe Valea Drăgănesii, ca și nisipurile analoage dela est de D. Piatra (pe drumul Piatra--Poiana--Câmpina, Prahova) în care împreună cu d-l VOITEȘTI am găsit *Helix*, aparțin orizontului superior de apă dulce al **Meoțianului.**

Institutul Geologic al României

In zona pericarpatică dela vest de Sările, unde Sarmațianul și Meoțianul sunt transgresive peste Mediteran, Ponțianul nu a fost identificat în sinclinalul D. Sării—D. Gorunișului, iar cercetările d-lui PROTESCU [88] l-au făcut cunoscut abia la sud de Slănic.

Petrograficește el este alcătuit din marne cenușii, marne nisipoase și gresii ori nisipuri, cu foarte rare intercalațiuni de lumachele. Succesiunea pe verticală a acestor strate urmează cu mai multă regularitate decât la stratele Meoțianului, deaceea aici putem distinge două orizonturi petrografice, ușor de separat.

2. Un orizont superior cu gresii și marne nisipoase cenușii-gălbui.

1. Un orizont inferior cu marne cenușii. Grosimea totală a stratelor sale poate fi admisă la 300—350 m., deci cu mult mai redusă decât în Subcarpații din Prahova, unde după unele aprecieri atinge 600—700 m.

Secțiunile naturale cele mai instructive pentru cunoașterea Ponțianului ni-le oferă Valea Râmnicului și Valea Neagră cu afluenții săi, deaceea în cele ce urmează voiu da descrierea lor.

Ponțianul din Valea Râmnicului. (Fig. 34).

In Valea Râmnicului-Sărat, Ponțianul ocupă o fâșie largă de aproximativ 1200 m, limitată între «Piatra Jidovului» spre vest și gura Pâr. Săritoarea spre est, ambele pe teritoriul satului Jitia-mică. In profilul deschis în Valea Râmnicului se observă următoarea succesiune de strate dela vest la est.

a) La contactul cu bancurile de gresii, separate prin marne subțiri ale Meoțianului superior dela gura Pâr. Tociloasa și deasupra acestora, urmează o serie de 25—30 m. de gresii cu urme de valuri alternând cu puține marne, a căror continuare spre nord și sud se face subțiindu-se până dispare destul de repede. Direcțiunea lor este N 25° E înclinarea 80° ESE și cuprind o cantitate foarte mare de fosile, ce aparțin la:

Stylodacna Sturi
» *Stenopleura*
Pontalmyra Constantiae

După aceste forme stratele dela Piatra-Jidovului aparțin la partea cea mai inferioară a Dacianului sau sunt strate de tranziție dela Ponțianul superior la Dacian.

b) Deasupra acestor gresii urmează în poziție anormală dar în falsă concordanță, o serie de marne cenușii groase de 120—150 m. și dirijate N 20° E, înclinarea 70° ESE, din care am cules următoarele fosile din malul stâng al Râmnicului, sub Podul-Trestiei:

Cardium Lenzi
» *Abichi*
Congerii mici
Dreissensia carniculata
Vivipara Neumayri-Fuchsi
Valenciennessia annulata

Institutul Geologic al României

iar din malul drept sub D. Duiului am mai găsit:

Phyllocardium planum
Congeria rhomboidea fragment
Dreissensii, etc.

Aceste strate constitue orizontul marnos al Pontianului, iar prin poziția lor reprezintă orizontul inferior al Pontianului.

c) Peste marnele inferioare și concordant cu ele urmează o serie de gresii cenușii-verzui, îngălbenite când sunt alterate, dispuse în bancuri groase, ce alternează cu marne nisipoase. Totul are o grosime cam de 200—250 m.

In gresiile de pe Pâr. Medrei am găsit numeroase tipare de fosile, cochilia lor fiind spălată. Printre formele recunoscute amintesc:

Cardium semisulcatum
» *cfr ochetophorum*, formă mică cu 7—8 coaste ascuțite,
Pontalmyra Constantiae
Congerii mici, *Dreissensii*,

care denotă o faună pontiană, iar prin poziția și natura petrografică a stratelor, reprezintă orizontul superior al Pontianului.

d) Acestui orizont urmează la Râpa-Dolani din malul drept al Râmnicului, sub Dealul la Feligă, ca și în malul stâng al văii un banc cu argile cărbunoase și cu ligniți foioși în grosime de 4—6 m., apoi marne nisipoase cenușii totul în grosime de 150 m., care pe teren formează o lamă lată de 200 m., ce se continuă spre nord și spre sud subțiindu-se la capete, întocmai ca și lama dela Piatra-Jidovului, mult mai redusă.

In argilele cărbunoase am găsit: *Anodonta* sp. *Melanopsis* sp.
iar din marnele nisipoase ce le urmează am determinat:

Phyllocardium planum
Pontalmyra Constantiae
Stylodacna Sturi
» *Stenopleura*
Dreissensii, mai multe specii, *Melanopsis* sp., etc.,

ceeace arată o trecere a faunei pontiene de ape mai salmastre, către fauna Dacianului inferior de ape mai îndulcite unde și faciesul cărbunos apare destul de des.

Ele prezintă deci multă analogie faunistică cu stratele dela Piatra-Jidovului și pentru că aici sunt așezate imediat deasupra Pontianului superior, avem un argument mai mult de a le considerà ca aparținând Dacianului inferior, sau ca strate de tranziție dela Pontianul superior la Dacianul inferior.

e) Peste marnele nisipoase dela Râpa-Dolani reapare Pontianul așezat în falșă concordanță, după o linie de falie. El este format la partea inferioară

Institutul Geologic al României

din marne cenușii dirijate N 20° E și înclinate cu 65° ESE, având concrețiuni calcaro-feruginoase în care am găsit următoarele fosile:

Cardium Lenzi
Congeria aff. rhomboidea fragmente
» sp. formă alungită
» *aff. rumana* fragmente,

iar la partea superioară sunt marne nisipoase, ce se urmăresc până la gura Pâr. Săritoarea și care conțin:

Phyldocardium planum
Stylodacna Sturi
Pontalmyra Constantiae
Dreissensiomya aperta
Dreissensia sp.
Vivipara achatinoides
Valenciennessia sp.

Grosimea stratelor din această nouă fâșie de Ponțian atinge 200—250 m. și imediat deasupra lor urmează nisipurile argiloase dela baza Dacianului.

Din descrierea acestui profil, cu succesiunea lui petrografică și mai ales faunistică, rezultă că, fășia de Ponțian din Valea Râmnicului se prezintă în realitate cu o structură mai complicată decât s'ar păreà la prima vedere, anume în lungul ei se intercalează două sinclinale laminate de Dacian inferior, sau de strate de tranziție dela Ponțianul superior la Dacianul inferior. Prima lamă se razimă pe Meoțian și i-se suprapune anormal Ponțianul întreg; a doua lamă urmează concordant Ponțianului superior, dar din nou Ponțianul i-se suprapune anormal.

Structura acestei fășii ponțiane se observă și spre sud de Valea Râmnicului, spre izvoarele Văii Călnăului. Astfel lama sinclinală de Dacian dela Piatra-Jidovului se poate recunoaște în V. Secăturei, unde e reprezentată prin gresii moi, marne nisipoase și conglomerate slab desvoltate, dar suficiente spre a arătà faciesul de coastă. In ele am găsit, mai rar, indivizi din speciile de *Stylodacna Sturi* și *Stylodacna Stenopleura*. In susul pârâului urmează și aici în poziție anormală, dar în falsă concordanță marnele vinete cu foarte rare Cardiacee ale Ponțianului inferior.

Deasemeni lama cu argile cărbunoase dela Râpa-Dolani se urmărește spre sud până în spre vârful dealului Duiului, de deasupra izvoarelor văii Călnăului.

Spre nord de Râmnic fâșia ponțiană se îngustează treptat ajungând în V. Motnăului la o lărgime numai de 200—300 m., iar limita sa cu Dacianul trece la vre-o 400 m. în sus de gura Pâr. Vulturului. Aici Ponțianul e reprezentat prin marne cu rare resturi de Cardiacee, de forma *Cardium Lenzi*, urmate de gresii vinete murdare, toate verticale, pe când Meoțianul peste care se razemă, are stratele înclinate spre vest cu 80°—82°. Aceasta ne permite să presupunem o falie între Meoțian și Ponțian, falie care nu este exclus să

Institutul Geologic al României

fie continuarea spre nord a celei admise la est de Piatra-Jidovului între lama internă de Dacian şi Ponţian. Tot prin marne şi gresii, uneori şi calcare cu lumachele, se face cunoscut Ponţianul în V. Raşca şi în pâraele ce i-se scurg din D. Carpenului şi D. Lung, unde calcarele cu lumachele le-am întâlnit rostogolite în pârâu, fără să le aflu în situ, din cauza alunecărilor şi a împăduririi întregii regiuni, care acoperă totul vederii.

Ponţianul din basenul Văii Negre. (Fig. 31, Pl. I fig. *f. g.*).

Cu o desvoltare mai interesantă, analoagă celei din Valea Râmnicului, se prezintă Ponţianul în Valea Neagră, unde formează o fâşie largă cam tot de 1200 m.

Limita sa cu Meoţianul se face după o linie, ce trece în sus de gura Pâr. Păcurei în V. Neagră, şi în sus de gura Pâr. Dohinului în Pâr. Groapa-Lacului. Limita cu fâşia dacianâ trece pe la gura Pâr. Groapa-Lacului în V. Neagră, aproape de satul Târâtul.

După cum am arătat mai sus, stratele Meoţianului sunt verticale în V. Neagră, la mina de lignit; iar în pâraiele dela nord se înclină spre vest cu 75°—80°. Lor le urmează în discordanţă unghiulară, destul de evidentă, fâşia ponţiană cu stratele verticale şi cu următoarea succesiune stratigrafică şi tectonică:

a) La contactul cu Meoţianul sunt marne nisipoase sau marne cărbunoase deschise în Pâr. Păcurei şi în Pâr. Groapa-Lacului. In această ultimă vale ele alternează cu puternice bancuri de gresii.

In marnele nisipoase de pe Pâr. Groapa-Lacului am întâlnit următoarele fosile: *Unio* sp. fragmente, *Valvata* sp., *Lithoglyphus* sp., iar în gresii numeroase *Stylodacne.*

In pârâu am găsit blocuri de gresii cu fosile între care:

Stylodacna Sturi	*Prosodacna rumana*
» *Stenopleura*	*Pontalmyra placida*
Prosodacna Cobalcescui	*Bythinia* sp.

ceeace înseamnă că toate aceste strate aparţin Dacianului inferior sau stratelor de tranziţie, cunoscute şi în valea Râmnicului, şi formează un sinclinal isoclinal în lungul fâşiei ponţiane, la contactul ei cu Meoţianul.

b) In Pâr. Păcurei stratele acestea se razemă, în afară, pe flancul intern al unui anticlinal de Ponţian, alcătuit mai întâiu din gresii vinete-verzui murdare, în care am găsit:

Cardium ochetophorum	*Dreissensii* mici
» *semisulcatum*	*Lithoglyphus* sp.,
Congerii mici sau	*Melanopsis* sp.

şi alte Gasteropode mici de apă dulce, care la un loc determină orizontul superior al Ponţianului, foarte asemenea celui din V. Râmnicului.

Institutul Geologic al României

Acestea sunt urmate de marne nisipoase cenușii-verzui, în care am găsit: *Cardium Lenzi*, *Cardium Abichi*, *Congerii mici*, care determină Pontianul inferior. Ele sunt dirijate N 15° E verticale.

Spre nord anticlinalul de Pontian dispare sub învelișul de Dacian dela contactul cu Meoțianul din Pâr. Groapa-Lacului.

c) Peste flancul extern al anticlinalului de Pontian se așează un sinclinal de Dacian inferior, deschis la gura Pâr. Olăriei, unde sunt marne și gresii moi cenușii dirijate N 10°—20° E, înclinate cu 56° ESE în susul confluenții și cu 70°—82° VNV în josul confluenții Pâr. Olăriei. Ele cuprind:

Stylodacna Sturi	*Unio* sp.
» *Stenopleura*	*Melanopsis* sp.
Dreissensia sp.	*Neritina* sp.

adică formele întâlnite în stratele Dacianului inferior (stratele de tranziție) din V. Râmnicului.

Acest sinclinal se poate urmări spre nord în Păr. Blajului și mai ales în Pâr. Groapa-Lacului, unde ia o desvoltare mare în sus de gura Pâr. Blănăriei. Aici se desvoltă o serie de strate, care încep prin marne cărbunoase urmate de bancuri de gresii moi cu Stylodacne și Gasteropode mici (*Melanopsis*, *Neritine*), care ajung până la groapa lui Matei, unde se întâlnesc cu cele amintite la limita cu Meoțianul, formând astfel un sinclinal mai larg, dedublat prin creasta internă de Pontian rămasă în profunzime.

d) In partea exterioară a sinclinalului de Dacian din Pâr. Olăriei — Pâr. Blănăriei se desvoltă al doilea anticlinal de Pontian cu stratele înclinate la început 80°—82° spre vest, iar la gura Pâr. Lacului cu stratele verticale.

Fosile se pot observà în Pâr. Blajului (nu Pâr. Blajinului cum eronat e trecut pe hartă), unde în marnele cu rare intercalațiuni de materii cărbunoase, dela confluența sa în V. Neagră, dirijate N 10°— 12° E, înclinate 80° V, am găsit:

Cardium Lenzi	*Dressensia corniculata*
» *Abichii*	*Valenciennessia annulata*

ce denotă Pontianul inferior, care poartă pe flancul intern și orizontul superior reprezentat în partea superioară a Pâr. Blajului prin marne nisipoase și gresii, din care provin niște calcare cu lumachele, pe care le-am găsit în pârâu și în care am aflat fosilele următoare:

Stylodacna Sturi	*Vivipara achatinoides*
Pontalmyra Constantiae	*Melanopsis* sp.
Congerii	*Neritina* sp.

Ele ne arată un facies mai îndulcit al Pontianului superior, deosebit însă de Dacianul inferior de deasupra (gura Păr. Olăriei) prin prezența Congeriilor alungite, ce lipsesc Dacianului.

Institutul Geologic al României

Spre nord anticlinalul de Ponțian este deschis în Pâr. Blănăriilor, mic afluent al Pâr. Groapa-Lacului, unde în marnele tari, ce alternează cu gresii marnoase, dirijate N 20° E verticale, am găsit:

Cardium sp.	*Pontalmyra Constantiae*
Prosodacna aff. schirvanica	*Dreissensiomya aperta*
Phyllocardium planum	*Vivipara achatinoides*

După aceste forme deducem că avem a face numai cu partea superioară a Ponțianului.

Peste flancul extern al anticlinalului de Ponțian dela Pâr. Blajului-Pâr. Blănăriei urmează fâșia de Dacian dela Târâtu, cu stratele înclinate cu 75° spre est.

Mai departe spre nord, în basenul superior al Râmnei și al Pâr. Vălcăneasca Ponțianul nu poate fi determinat cu preciziune, deoarece în marnele și gresiile deschise într'o fâșie îngustă în Pâr. Râpei și în Poiana Secăturei, din Pâr. Grozoiului, nu am găsit decât blocuri mari rostogolite de calcare cu lumachele formate din scoici de *Stylodacne*, *Pontalmyra* și Gasteropode mici de apă dulce, ce caracterizează la un loc stratele de tranziție dela Ponțianul superior la Dacianul inferior. Tot așà în Valea Milcovului și la nord de această vale nu mai avem nici un indiciu despre existența Ponțianului, ceeace înseamnă lipsa lui din seria stratigrafică, prin retragerea apelor sale la sud de linia Milcovului.

Privire generală asupra Pontianului. Diviziune și faciesuri

Un prim rezultat ce se degajează din descrierea de mai sus este că în regiunea de curbură Ponțianul se separă la partea superioară a Meoțianului ca un etaj caracterizat printr'un facies salmastru puternic regresiv față de Meoțian.

In grosimea stratelor sale de 300—350 m. se poate separà următoarele orizonturi, caracterizate petrograficește și paleontologicește, în modul următor:

1. Un orizont inferior alcătuit din marne cenușii, cuprinzând următoarele forme:

Cardium Lenzi R. HOERNES	*Congeria aff. rumana* SABBA
» *Abichi* R. HOERNES	» sp.
» *Steindachneri* BRUS	*Dreissensia cornicalata* SABBA
Phyllocardium planum DESH	*Vivipara Neumayri - Fuchsi*
Congeria rhomboidea M. HOERN	*Valenciennessia annulata* ROUSS.

2. Un orizont superior alcătuit din gresii moi vinete verzui, când sunt proaspete și gălbui când sunt alterate, apoi din marne nisipoase și calcare cu lumachele intercalate lor, cu următoarele specii fosile:

Institutul Geologic al României

Cardium (Limnocardium) cfr. *ochetophorum* BRUS.
Cardium semisulcatum
Phyllocardium planum DESH.
Stylodacna Sturi COBÂL.
Stylodocna stenopleura SABBA
Prosodacna aff. schirvanica ANDR.
Pontalmyra Constantinae SABBA
Pontalmyra placida SABBA
Dreissensia sp.
Dreissensiomya aperta DESH.
Vivipara achatinoides DESH.
Melanopsis sp.
Neritina sp.
Litoglyphus sp.
Valenciennessia annulata ROUS.

Considerând toate aceste rezultate împreună și cu variația faciesurilor în suprafață și pe verticală, se constată că în generalitatea lor ele concordă și în parte completează cunoștințele anterioare, ce avem asupra Pontianului din regiune și din basenul dacic în general.

Astfel voiu amintì în primul rând rezultatele d-lui Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU, care a studiat cel dintâiu Pliocenul din Râmnicul Sărat [99, pag. 143—146] și care divide Pontianul [1]) din România în următoarele trei orizonturi:

3. Orizontul superior cu nisipuri și marne cu Prosodacne, etc.
2. Orizontul mediu cu marne nisipoase cu *Congeria rhomboidea*, *Stylodacna Sturi*, *Phyllocardium planum*, etc.
1. Orizontul inferior cu marne cu *Valenciennessia*, *Pontalmyra*.

Dacă din aceste trei orizonturi lăsăm la o parte orizontul superior, denumit mai târziu etajul Dacian, Pontianul rămâne alcătuit din două orizonturi, care după majoritatea lucrărilor existente, pot fi urmărite în tot basenul dacic.

Deasemeni se mai constată că în lista de fosile dată de d-sa pentru orizontul mediu se cuprind și specii, ce se găsesc numai în etajul Dacian (*Dreissensia Rimestiensis*, *Stylodacna Heberti*, *Vivipara Woodwardi* etc.) și care lipsesc complet din etajul Pontian sensu strictu.

Totuș caracterizările petrografice și paleontologice pe care le face d-sa pentru etajul Pontian, privit în sensul lui de azi cu succesiunea lor pe verticală, în două orizonturi constitue prima și cea mai importantă clasificație, dela care au pornit studiile posterioare ale Pontianului a cărui diviziune a fost contestată de unii până în timpurile recente (ANDRUSOV, TEISSEYRE), dar pe care au găsit-o cu totul naturală d-nii S. ATHANASIU, ANDRUSOW, mai târziu în 1909, IONESCU ARGETOAIA și alții.

Tot în trei orizonturi împarte Pontianul și d-l Prof. SAVA ATHANASIU [9] — considerându-l însă ca al doilea etaj al Pliocenului. D-sa trece în orizontul superior — devenit curând după aceea etajul Dacian — toate fosilele de apă mai îndulcită, caracteristice Dacianului, pe care Prof. S. ȘTEFĂNESCU le păstrase în orizontul mediu.

[1]) Trebuie remarcat că d-sa consideră Pontianul ca un etaj superior al Miocenului, pe când Pliocenul îl consideră format numai din etajul Levantin.

Institutul Geologic al României

Astfel și după Prof. S. ATHANASIU Ponțianul sensu strictu se poate separă în două orizonturi, petrografice și faunistice deosebite.

D-l W. TEISSEYRE, care a separat cel dintâiu orizontul dela partea superioară a Ponțianului ca un etaj aparte, căruia i-a dat numele de etajul Dacian [109], neagă posibilitatea unei diviziuni în orizonturi a Ponțianului, după cum negase și pentru Meoțian. D-sa consideră că sunt faciesuri ce alternează pe verticală fără regularitate și deci nu poate admite părerea la care se atașase în ultimul timp N. ANDRUSOW [1]), după care Ponțianul se poate divide în două orizonturi.

In schimb cercetările d-lui Dr. IONESCU ARGETOAIA asupra Pliocenului din Oltenia i-au permis să separe în mod definitiv în Ponțianul de acolo două orizonturi analoage din punct de vedere petrografic cu cele două orizonturi separate la bază de D-l SABBA ȘTEFĂNESCU, dar cu o faună ponțiană propriu zisă, lipsită de formele de apă mai îndulcită ale Dacianului.

Prin aceasta se confirmă vederile Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU, în ce privește diviziunea Ponțianului sensu strictu.

Dacă comparăm lista fosilelor, pe care le-am găsit în Ponțianul dela curbură cu listele date de d-nii SABBA ȘTEFĂNESCU [99] și [101], SAVA ATHANASIU [9] W. TEISSEYRE [109] și [107] și I. IONESCU ARGETOAIA [41] pentru etajul Ponțian, constatăm că repartiția faunei ponțiene din regiunea de curbură se prezintă la fel cu cea aflată de d-l IONESCU ARGETOAIA în Oltenia. Diferă însă de aceasta prin prezența speciei de *Vivipara Neumayri-Fuchsi*, pe care eu am găsit-o în acelaș cuib fosilifer cu *Valenciennessia* și *Cardium Lenzi*, pe care d-sa nu a constatat-o în Ponțianul din Oltenia, dar pe care d-l TEISSEYRE o face cunoscut din Prahova, unde am găsit-o și eu la Vf. Drăgăneasa în marnele cu Cardiacee, *Congeria rhomboidea* și *Valenciennessia*.

De altă parte nu cunosc până acum *Congeria rhomboidea* în orizontul superior din regiunea de curbură, pe când în Prahova (gura Drăgănesii) am găsit-o în nisipurile superioare la un loc cu *Dreissensiomya* și *Phylocardium*.

In privința repartiției pe verticală a genurilor *Phyllocardium*, *Stylodacna*, *Prosodacna* și *Pontalmyra* avem de făcut următoarea constatare:

Ele apar ca forme bine desvoltate încă din Ponțianul superior — *Phylocardium* chiar din Ponțianul inferior — unde împreună cu celelalte forme dau caracterul faunisitic al etajului Ponțian. Ele trec însă și în Dacian, unde în afară de *Phylocardium* — care dispare dela baza Dacianului — celelalte genuri se găsesc răspândite aproape în toată seria de strate daciene, asociate cu formele caracteristice acestui etaj.

Se deduce astfel că genurile de *Phyllocardium*, *Stylodacna*, *Pontalmyra* și chiar *Prosodacna* nefiind cantonate numai într'un singur etaj ele sunt

[1]) N. ANDRUSOW: Kritische Bemerkungen über das russische Neogen. Zeitschr. der Gesellschaft der Naturforscher Kiew., 1909, Bd. XXI, citat de Teisseyre.

Institutul Geologic al României

fosile de facies, reprezentând faciesul aralocaspic din Pliocenul mediu (Pontian-Dacian).

Exista un timp la sfârșitul Pontianului superior, când apele s'au mai îndulcit, iar Cardiaceele împreună cu Congeriile pontiane au dispărut; atunci nu rămân decât singure *Phyllocardium*, *Stylodacna Pontalmyra* asociate cu Gasteropode mici; *Melanopsis*, *Neritina*, *Lithogliphus*, faună ce ține tot așà de bine de Pontian prin prezența acestor trei Cardiacee, cât și de Dacian prin adăogarea Garteropodelor de apă îndulcită și poate și a Anodontelor și prin lipsa Congeriilor mari.

Stratele formate în acest scurt timp cu așezare netă deasupra Pontianului superior se prezintă sub formă transgresivă, înaintând până la Meotian, unde le găsim sub formă de sinclinale laminate la Piatra Jidovului și în basenul Văii Negre, între fășia meotiană și cea pontiană.

Prin fauna ce o conțin și prin așezarea lor față de celelalte strate constituie un orizont de tranziție între Pontianul superior și Dacian iar prin caracterul lor transgresiv și faciesul cărbunos, ce se întâlnește în V. Râmnicului și mai puțin în Valea Neagră, denotă începutul etajului Dacian. Pentru aceste motive, pe hartă le-am trecut ca sinclinale daciane transgresive.

După fauna fosilă conținută în stratele pontiane se deduce că apele marelui lac pontian aveau la început o salinitate mai mare decât a ceea a apelor Meotianului superior, ceeace a permis desvoltarea unei faune de origină aralocaspică, constând mai ales din Cardiacee și Congerii, imigrată din răsărit, după cum a remarcat Prof. S. ȘTEFĂNESCU.

Salinitatea lor nu puteà întrece salinitatea apelor din Meotianul inferior, ci trebuie să fi fost mai mică, pentrucă alături de fauna aralo-caspică continuă să trăească formele de apă dulce din Meotian, cum este *Vivipara Neumayri-Fuchsi* ce se desvoltă alături de pulmonatul *Valenciennessia* și de Congeriile mici și Dreissensii, acestea din urmă fiind forme descendente din formele Meotianului superior.

In acelaș timp apele Pontianului erau adânci și liniștite, ceeace a permis depunerea unui mâl fin, care a dat naștere marnelor cenușii, ce caracterizează partea inferioară a Pontianului.

In partea superioară a Pontianului fundul apelor sale încearcă mișcări de ridicare, ceeace atrage după sine depunerea unui nisip mâlos, care a dat naștere gresiilor și marnelor nisipoase superioare, iar apele încep a se îndulci și mai mult, astfel că deși se păstrează formele aralo-caspice ele sunt evoluate și mai ales amestecate în cantitate mai mare cu forme de apă mai îndulcită, ca *Dreissensii*, *Vivipare*, *Neritine*, *Melanopsis*, etc. Indulcirea merge progresând astfel că la partea cu totul superioară se stabilește faciesul Dacianului inferior cu *Pontalmyra*, *Stylodacna* și Gasteropode mici și chiar faciesul cărbunos cu *Anodonta*, în care însă nu au apărut încă formele de *Prosodacne* caracteristice Dacianului.

Institutul Geologic al României

Prin urmare salinitatea descreşte în timpul Ponţianului dela partea inferioară spre partea superioară; din această cauză orizontul său inferior, fiind de un facies cu o salinitate mai mare, se poate separà net de Meoţianul superior, de ape îndulcite, pe când orizontul lui superior, prin îndulcirile progresive, trece pe nesimţite la Dacianul inferior şi îngreuiază delimitarea lui spre Dacian. Deaceea am fost silit să separ stratele de tranziţie între Ponţian şi Dacian, cu caractere comune ambelor etaje, dar care prin natura lor transgresivă şi lipsa unor forme ponţiane (Congeriile) denotă începutul Dacianului. Dar salinitatea variază în timpul Ponţianului şi în suprafaţă.

Cât priveşte orizontul inferior fauna se păstrează în toată regiunea de curbură cu faciesul său aralo-caspic destul de pregnant, fără nici o variaţiune mai de seamă, însă în orizontul superior, când mişcările epirogenice produc schimbarea de facies petrografic şi un început de aport mai mare de ape dulci de pe continent, se constată că fauna aralo-caspică evoluată dar nu amestecată cu forme de apă dulce, populează singură apele acestui orizont numai în partea sudică — în Valea Râmnicului — pe când în partea nordică a regiunii — în basenul Văii Negre — formele de apă dulce se amestecă mult mai de vreme şi atât de multe, încât fără prezenţa formelor de Cardiacee şi Congerii ponţiane,amestecul acesta ar prezentà aspectul stratelor de tranziţie de deasupra lor.

Indulcirea apelor Ponţianului superior în partea nordică mai de vreme decât în partea sudică, cred că stă în legătură cu desvoltarea continentului în regiunea Moldovei, de unde Ponţianul lipseşte complet prin retragerea apelor sale la sud de linia Zăbala-Milcov-Galaţi (?), şi de unde apele dulci puteau să se adune mai multe în partea nordică a regiunii de curbură.

Un amestec de forme de ape dulci printre formele aralo-caspice remarcă şi TEISSEYRE în Ponţianul superior, [109, tabela II-a], considerându-l ca un facies intercalat stratelor ponţiane, pe când în zona de curbură el ocupă o poziţie definită la partea superioară a gresiilor ponţiane şi sub stratele de tranziţie ale Dacianului inferior.

In rezumat studiul Ponţianului din regiunea de curbură ne permite să-l separăm ca un etaj cu o desvoltare mai restrânsă pe verticală, aşà cum l-au definit pentru România studiile lui ANDRUSOW şi TEISSEYRE, adică cuprins între stratele superioare ale Meoţianului şi stratele inferioare ale Dacianului.

Din punct de vedere petrografic şi faunistic stratele sale se pot divide destul de precis în două orizonturi aşà cum le-a definit în Oltenia d-l IONESCU ARGETOAIA, astfel încât este de aşteptat, ca şi în restul Munteniei să se poată face această diviziune, pe care Prof. SABBA ŞTEFĂNESCU a remarcat-o cel dintâiu, pentru toată România [99].

In ce priveşte conţinutul faunistic, caracterul său îl dă fauna aralo-caspică, imigrată în basenul dacic, reprezentată prin Cardiacee şi Congerii, din care

Institutul Geologic al României

lipsește desvoltarea mare a genului *Psilodon* cu variațiile sale numeroase, caracteristice Dacianului, deși primele forme din acest gen apar din Pontian.

3. ETAJUL DACIAN.

Intre stratele etajului Pontian dela bază și cele ale etajului Levantin de deasupra se separă și în regiunea de curbură o serie de strate, caracterisate mai ales prin Psilodonți (*Prosodacna* + *Stylodacna*) și Bifarcinate, care constitue etajul Dacian, separat pentru prima dată în România de W. Teisseyre în 1907.

El este alcătuit mai ales din roce moi și anume: marne nisipoase, argile, nisipuri, argile cu ligniți și numai în al doilea rând vin gresiile moi și gresiile feruginoase.

La bază se găsește și un strat subțire de conglomerate, ce apare în câteva locuri.

Coloarea care domină la aceste roce este cenușie și cenușie-gălbue, rar sunt nisipuri albicioase; spre nord sunt gresii și marne nisipoase cenușii verzui. Coloarea neagră a argilelor cărbunoase și cea ruginie a concrețiunilor feruginoase sunt subordonate.

Răspândirea sa am putut-o observà numai în zona geosinclinalului subcarpatic propriu zis, unde se întinde ca o fășie largă de peste 2 km. în partea externă a fășiei pontiane.

In general depozitele daciane, mai ales cele inferioare, se prezintă cu un caracter transgresiv față de cele pontiane, de aceea le vom găsì în multe locuri înaintând până la limita fășiei meotiane [1]).

Cu toate acestea depozitele daciane rămân cantonate numai la estul fracturii pericarpatice, în toată regiunea dela nord de Valea Râmnicului și numai la sudul acestei văii ele înaintează spre vest de fractură în sinclinalul a cărui axă trece prin Dealul Sării, D. Goruniș, D. Ungureanului-Vest de Vintilă Vodă-Coca Seacă, unde a fost întâlnit și studiat de d-l O. Protescu [88] în districtul Buzău, ce iese din cadrul acestei lucrări.

Grosimea stratelor sale atinge valori foarte mari și admițând că succesiunea lor este normală în Valea Râmnicului — fapt ce nu l-am găsit contrazis de nici o observațiune pe teren — cred că ea poate să fie socotită la 800—1000 m. Este o grosime necunoscută pentru Dacianul din celelalte părți ale Subcarpaților, explicabilă numai prin depunerea continuă și intensă, ce a avut loc într'un geonsiclinal în scufundare, deasupra căruia s'au așezat și sedimentele levantine, care le-au păstrat de orice eroziune.

---

[1]) A se vedeà profilele Pontianului din Valea Râmnicului și Valea Neagră. (Fig. 31, 34.)

Institutul Geologic al României

Deschideri instructive găsim în mai toate văile, care traversează fâșia dacianǎ, ceeace permite să-i studiem variațiunile sale în suprafață și pe verticală destul de bine.

Totuș vom constată că în afară de orizontul inferior de tranziție dela Pontian la Dacian, pe care l-am separat cu ocazia studiului Ponțianului, în restul enormei steve de strate daciane nu mai putem separà cu succes un alt orizont petrografic sau faunistic, cu o importanță valabilă pentru întreagă zona de curbură. In schimb vom constata variațiuni locale, în legătură cu repartiția faciesurilor, pe care le vom amintì în descrierea regiunii.

Dacianul din Valea Râmnicului.

In afară de sinclinalele strivite de Dacian inferior dela Piatra-Jidovului și Râpa-Dolani, pe care le-am descris la etajul Ponțian, fâșia Daciană din Valea Râmnicului cuprinsă între Păr. Săritoarea și Pâr. Turburea se prezintă alcătuită în modul următor:

a) Peste marnele nisipoase, cu *Phyllocardium*, *Dreissensionya aperta*, *Vivipara achatinoides*, etc, dela gura Pâr. Săritoarea ce aparțin Ponțianului superior, apar în malul estic al acestui pârâu niște gresii moi nisipoase cenușii-gălbui în care se găsesc *Stylodacna Sturi*, *Stylodacna Stenopleura*, *Neritine*, *Lithoglyphus*, *Melanopsis* etc. care reprezintă orizontul cel mai inferior al Dacianului, acelaș pe care l-am găsit transgresiv până la Piatra-Jidovului și care în Pâr. Săritoarea se razemă concordant peste Ponțianul superior. Grosimea lor aproximativ 30—50 m.

b) Peste ele se așterne concordant o serie de strate cu nisipuri argiloase, tot cenușii-gălbui în care se găsesc:

Dreissensia Rimestiensis în cantitate foarte mare.
Stylodacna Heberti
» *orientalis*, etc,

faună care arată continuarea celei din Ponțian, dar cu specii evoluate, pe care nu le-am întâlnit în acel etaj. Grosimea lor este de vre-o 100 m.

c) Peste nisipurile cu *Dreissensia Rimestiensis* urmează marne nisipoase cu puține intercalațiuni de gresii moi, în care se găsesc răspândite:

Stylodacna Sturi,
» *Stenopleura*
Prosodacna rumana
» *Cobalcescui*
» *Serena*.

în general forme mici de Prosodacne cărora se adaogă și

Pontalmyra placida
» *Constantiae*

Institutul Geologic al României

Dreissensia sp.
Vivipara aff. Popescui

Grosimea acestora atinge 50 m.

d) Deasupra lor la râpa lui Pepeneață și râpa de sub Podul-Vacei — ambele în satul Luncile — apare o serie de gresii cu concrețiuni feruginoase, ce se aseamănă cu faciesul gresiilor cu concrețiuni feruginoase, descrise dela Kamyschburun de ANDRUSOW, și care alternează cu argile nisipoase. Pe suprafața gresiilor se observă frumoase urme de valuri.

Stratele sunt dirijate N 20° E înclinarea 65° ESE, iar grosimea totală a lor este 100 m.

In ele se găsește o faună bogată din care am putut determină:

Psilodon Brateani COBĂLC.
Prosodacna serena SABBA
» *rumana* FONT
» *Cobalcescui* FONT
» *Haueri* COB.
» *Munieri* SABBA
Stylodacna Sturi COB.
» *Stenopleura* SABBA
» *Heberti* COB.
» *Orientalis* SABBA
Portalmyra Constantiae SABBA
» *placida* SABBA
Dreissensia rumana SABBA
» *polymorpha* PALLAS
» *simplex ?*
Limnium rumanum COBÂLC.
Unio sp.
Vivipara rumana TOURN.
Lithoglyphus sp.
Neritina sp.
Melanopsis sp.
Hydrobia sp.

e) Peste gresiile fosilifere cu limonit, urmează o alternanță de nisipuri cu argile și gresii moi, printre care se intercalează și argile cu ligniți foioși, sfărâmicioși, cu alauni și cristale de gips, din care ies chiar mici izvoare sulfuroase. Izvoarele sulfuroase provin foarte probabil din reducerea sulfaților în prezența substanțelor organice.

Succesiunea acestor strate se observă pe o grosime de vre-o 500 m. în tot lungul terasei medii dela Luncile, numită Podul-Vacei.

Deși fosilele ce conțin stratele acestea nu se prezintă în cuiburi, ca în gresiile cu limonit, ci răspândite ici-colo, totuș sunt suficiente pentru a ne da compt de variațiunile, ce le-a încearcat vieața în aceste părți.

In argilele nisipoase, gresiile și nisipurile de aici predomină fosilele următoare:

Psilodon (Prosodacna) Haueri COB.
Prosodacna Munieri SABBA
» *rumana* FONT
» *Cobâlcescui* FONT
Psilodon (Prosodacna) Berti COB.
Psilodon (Prosod.) Euphrosinae COB.
Dreissensia polymorpha PALLAS
» *rumana* SABBA
Vivipara bifarcinata BIELZ

care ne arată în general o faună de apă salmastră mult îndulcită.

Institutul Geologic al României

In argilele cărbunoase se găsesc formele:

Unio sp.
Anodonta sp.
Dreissensia polymorpha PALLAS
Lithoglyphus sp.
Valvata sp.
Bythinia sp.
Vivipara bifarcinata
Neritina sp.
Hydrobia sp.

care ne arată un facies de lac complet îndulcit.

Ultimul punct unde am găsit Dacianul cu Psilodonți în Valea Râmnicului este la Râpa-Pipăită — între Luncile și satul Turburea. Acolo apar argile nisipoase cu nisipuri, în care sunt *Psilodon (Prosodacna) Berti*, *Psilodon (Prosodacna) Euphrosinae* alături de formele găsite între stratele imediat inferioare.

f) Seria stratelor daciane este încheiată de o alternanță de argile nisipoase, nisipuri argiloase, argile cărbunoase și bancuri de gresie moale gălbue, totul în grosime de 200 m. și deschise bine în Păr. Turburea ca și în V. Râmnicului la contactul cu Levantinul. In argilele cărbunoase se găsesc fosile de apă dulce de felul celor amintite și mai sus, iar în gresiile moi din D. Corbului, dela estul văii Turburea, am găsit impresiuni de frunze, analoage celor dela copacii pădurilor de azi.

Acestea fiind stratele superioare ale Dacianului, limita sa cu Levantinul o consider trecând prin satul Turburea la 50 m. în sus de confluența Pâr. Turburea în Râmnic.

La sud de Valea Râmnicului am întâlnit partea superioară a Dacianului la fundul Pâr. Cătăuți (în Pâr. Fundăturei) reprezentată prin argile cărbunoase în alternanță cu gresii moi și argile nisipoase. Mai spre interior pe Plaiul Marghiloman apar ici-colo și Prosodacne, deschiderile însă lipsesc și regiunea este complet împădurită.

In basenul Câlnăului la Modreni d-l Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU a găsit Prosodacne și alte forme caracteristice Dacianului [101].

Spre nord de Râmnic până în Valea Motnăului Dacianul prezintă foarte puține deschideri, așà că avem numai indicațiuni asupra existenței sale.

In special limita sa superioară este dată de argile nisipoase, ce cuprind Prosodacne, printre care cele de tipul *Psilodon Berti* apar mai des, anume la Mohârțari și spre Pâr. Viforâta, afluentul Motnăului.

Dacianul din Valea Motnăului.

In Valea Motnăului limita internă a fâșiei daciane trece în sus de Pâr. Vulturului sub Poiana-lui-Chioară, unde începe prin marne nisipoase și gresii moi verzui-cenușii, dirijate N 25° — 30° E, verticale. Ele conțin aceleași fosile ca pe Pâr. Săritoarea anume:

Institutul Geologic al României

Stylodacna Sturi	*Lithoglyphus* sp.
» *Stenopleura*	*Neritina* sp.
Anodonta sp.	*Melanopsis* sp.

ceeace denotă orizontul cel mai inferior al Dacianului, care aici vine în contact spre interior cu marne și gresii verticale nefosilifere, pe care le atribui Pontianului, căci mai în sus pe Motnău între stratele acestei serii se găsesc unele Cardiacee pontiane.

Dela gura Pâr. Vulturului în jos stratele daciane se înclină puțin spre est. E chiar posibil ca pe pâr. Vulturului să facă o cută anticlinală, stratele fiind prea aproape de verticală, ușoarele devieri spre vest sau spre est de pe cele două versante ale pârâului nu ne pot da siguranța acestei cutări, mai ales că variațiuni în faună nu găsim.

Faciesul nisipos argilos, cu rare fosile (*Prosodacna Haueri, Prosodacna Cobalcescui*, etc.) și cu intercalațiuni de gresii moi, cu concrețiuni sferoidale, uneori feruginoase, se continuă în jos de confluența Pâr. Vulturului; iar în dreptul pârâiașului ce vine dela poiana Miclari, deoparte și alta a lui se găsesc fosile mai multe. Astfel în sus de pârâiaș stratele acestea cuprind:

Prosodacna Haueri Cob.	*Dreissensia Rimestiensis*
» *Porumbarui* Cob.	*Dreissensia* sp.
» *Munieri* Sabba.	

iar în jos de părâiaș nisipurile conțin:

Prosodacna Haueri	*Unio* sp.
Stylodacna Heberti	*Dreissensia* sp.
» *orientalis*	

urmate imediat de un strat de cărbuni argiloși foioși.

Rare fosile se mai găsesc în gresiile moi ce alternează cu argile verticale dela gura Pâr. Viforâta.

Limita cu Levantinul trece la vre-o 300 m. în jos de gura pârâului Viforâta.

In general Dacianul din V. Motnăului se prezintă foarte asemănător celui din V. Râmnicului, atât în ce privește succesiunea rocelor cât și a faunei, însă fosilele sunt mai rare decât în V. Râmnicului. Deasemeni nu am observat formele mari de *Psilodon Brateani* din orizontul gresiilor feruginoase de pe Râmnic și nici formele de *Psilodon Berti*, cu coastele ascuțite și mari, care pe Râmnic și între Râmnic și Motnău apar la partea superioară a Dacianului.

Dacianul la nord de Valea Motnăului. Inspre nord de Valea Motnăului fâsia daciană se continuă cu aceeiaș lărgime peste D. Carpenului, peste pârâul Peleticu, dela fundul lui până în jos la poiana Oii, peste partea superioară a Văii Rașca și Dealul Lung; peste tot Dealul Turnișorul până în Valea Neagră la Târâtu.

Institutul Geologic al României

Rocele sunt aproape aceleași: gresii moi vinete-verzui, marne nisipoase, nisipuri, argile cărbunoase; fosilele se găsesc însă tot mai rar.

Numai în stratele de bază mai apar ici-colo Stylodacne mici cu Neritine denotând orizontul inferior al Dacianului; iar argilele cărbunoase cu Anodonta, Unio și Gasteropode mici ne arată un facies îndulcit, pe care îl atribuim Dacianului numai prin analogie cu succesiunea regulată de pe Râmnic între stratele cărbunoase și stratele cu Psilodonți.

Stratele se prezintă și aici foarte mult ridicate, aproape verticale.

Așà în V. Rașca sub D. Botu-Calului marnele nisipoase superioare au direcțiunea N 20° E înclinarea 85° ESE; iar în V. Peleticului în sus de păr. Bârzoaica direcția este aproape N—S înclinarea 65°—75° E.

In Valea Neagră (Fig. 31) în afară de sinclinalele transgresive strivite în fâșia ponțiană, Dacianul se dispune într'o fâșie largă cuprinsă între Pâr. Groapa-Lacului și V. Hotarului (spre Petreanu). In această fâșie el începe prin gresii moi și nisipuri cu *Stylodacna Sturi*, *Dreissensia Rimestiensis*, apoi gresii conglomeratice cu scoici numeroase de tipul Stylodacnelor mici, *Pontalmyra*, Prosodacne mici, deschise în Pâr. Bordeiul Pelpii dela vest de satul Târâtu. Direcția lor este N 30° E, înclinarea 75° ESE. Mai spre est în Pâr. Rotăria se desvoltă gresii moi feruginoase dirijate N 40° E și înclinate 82° SE, având la partea superioară argile nisipoase cu intercalații gresoase. Devierile puternice ale direcțiunii dela N—S spre N 40° E trebuiesc puse pe contul alunecărilor dese în această vale; în adevăr sus pe creasta Dealului Tătaru gresiile moi în alternanță cu marne nisipoase sunt dirijate N—S verticale deasupra Pâr. Blănăriei și tot astfel la locul zis «la Ion Domn».

Și în Valea Râmnei, Dacianul se prezintă cu aceleași caractere și aceaș sărăcie de fosile. Partea lui inferioară începe în sus de Pâr. Hozunarului la Râpa Dracului prin gresii și conglomerate subțiri, conținând Stylodacna și Dreissensii mici turtite de forma *Dr. Rimestiensis*.

Direcția lor este N 10° E verticale. Peste ele urmează gresii moi vinete-verzui în alternanță cu marne nisipoase, apoi nisipuri, gresii moi gălbui, iar la partea superioară domină argilele și nisipurile. Intercalații cărbunoase se întâlnesc și aici două-trei, limita cu Levantinul trece în sus de Pâr. Bârcului.

Spre nord de Râmna (Fig. 32) fâșia daciană trece peste D. Găinoaia, peste pârâele Ciocănelele mari și mici, peste toată Valea Vâlcăneasa și ajunge la Milcov la gura Păr. Vălcăneasa.

La partea inferioară a Dacianului se observă și aici în mod constant orizontul cu gresii vinete-verzui, alternând cu marne nisipoase în care găsim:

Stylodacna Sturi	*Neritina* sp.
» *Stenopleura*	*Lithoglyphus* sp.

Institutul Geologic al României

Dreissensia polymorpha *Bythinia* sp.
Unio sp. *Helix* sp.

Ele sunt deschise în Pâr. Râpei sub D. Grozoiului, sub D. Rupturei și sub D. Chiciurei, unde direcția este aproape N—S, iar înclinarea aproape verticală, sau puțin deviată spre est.

Acestor strate urmează nisipuri și marne nisipoase, care la Balhui — lângă Pâr. Rupturei — cuprind *Lymnaeus* sp. *Anodonta* sp.; iar mai în jos urmează marne nisipoase cu *Unio* sp. *Helix* sp., *Neritina* sp.,

Peste ele se așează gresii moi cu un conglomerat mărunt în care se găsesc *Vivipara*, *Melanopsis*, *Neritina*, *Unio*, apoi marne cu *Anodonta*, ce se succedează până la Ciufu-mare unde apar argile cărbunoase foioase cu izvor sulfuros.

De aici până în satul Vălcăneasa se urmărește alternanța de marne nisipoase, argile cărbunoase și nisipuri cu rare bancuri de gresii moi, în care *Anodonta* și *Helix* sunt singurile fosile. Stratele se păstrează aproape tot timpul N—S verticale sau prea puțin deviate spre est.

In Pâr. Ciocănelele-mari și Pâr. Ciocănelele-mici, Dacianul apare numai prin partea lui superioară, cu marne nisipoase gresii moi și nisipuri și rare argile cărbunoase, care conțin:

Anoaonta sp., *Neritina* sp. *Melanopsis* sp.,

La locul de întâlnire al celor două pâraie Ciocănelele stratele daciane par a formă un anticlinal, deoarece în Păr. Ciocănelele mari — la casa pădurei — marnele nisipoase au direcția N 7°—8° E și înclinarea 57° V; iar mai în jos cu 200 m. argilele cărbunoase sunt verticale, pe când la confluența lor marnele nisipoase cu direcția aproape N-S se înclina 80° spre E. Dacă avem a face cu o cută reală sau cu devieri în vecinătatea văii, aceasta nu mi-a fost posibil să urmăresc mai deaproape din cauza împăduririi și a lipsei de deschideri instructive.

In Valea Milcovului (Fig. 33).Dacianul se întinde între Pâr. Poenița unde se pune în contact cu Meoțianul și până la gura Pâr. Milcovelului și este reprezentat prin gresii foarte desvoltate, alternând cu marne nisipoase, nisipuri și cu intercalațiuni de argile cărbunoase. Fosilele mult mai rare, decât pe Pâr. Vălcăneasa, sunt reprezentate prin *Unio*, *Anodonta*, *Helix* ca cele mai comune.

Intercalațiile cărbunoase sunt și aici însoțite de izvoare sulfuroase, cum se observă la Șindilarii-de-Jos, aproape de linia de contact cu Meoțianul.

Orizontul inferior cu Stylodacne nu l-am mai întâlnit în Valea Milcovului, datorit foarte probabil, cutărilor și laminarilor căci mai la nord în Valea Putna, el a fost semnalat de Gh. Botez [21] la Colacu și Rugetu, aproape în aceeaș asociație de faună cu cea găsită de mine la sud de Milcov.

Institutul Geologic al României

CONSIDERAȚIUNI GENERALE ASUPRA ETAJULUI DACIAN

Din descrierea de mai sus și ținând compt de rezultatele obținute prin studiile lui COBÂLCESCU, SABBA ȘTEFĂNESCU, ANDRUSOW, SAVA ATHANASIU W. TEISSEYRE, IONESCU-ARGETOAIA, etc., se deduce că etajul Dacian se poate separà în regiunea de curbură ca un etaj aparte, cuprins între Pontian și Levantin. El este carcterizat din punct de vedere petrografic prin roce moi, marne nisipoase, gresii moi, având dese ori stratificația diagonală[1]) uneori gresii feruginoase și argile cărbunoase cu ligniți, iar din punct de vedere paleontologic prin desvoltarea formelor de Cardiacee din genul *Psilodon* COB. cu subgenurile *P rosodacna* TOURNOUER și *Stylodacna* SABBA, precum și prin forme de apă dulce ca *Neritina*, *Melanopsis*, *Lithoglyphus*, dar mai ales *Unio* și *Vivipara*.

Delimitări.

După cum am avut ocaziunea să arăt la Pontian, limita superioară a etajului Pontian este dată de marnele nisipoase cu *Phylocardium planum Dreissensiomya aperta*, *Vivipara achatinoides*, etc., pe când stratele de deasupra lor, alcătuite din gresii moi vinete-verzui, marne nisipoase și uneori un strat subțire de conglomerate mărunte (în Valea Secăturei la sud de Râmnic; în Valea Neagră; în Valea Râmna și în V. Vălcăneasa) sau și argile cărbunoase, în care se găsesc: *Stylodacna Sturi*, *Stylodacna Stenopleura*, *Neritina* sp. *Lithoglyphus* sp., etc., deși conțin forme aralo-caspice din Pontian, totuș prin caracterul lor transgresiv peste marginele Pontianului până la Meotian și prin prezența de forme adaptate la o apă mai îndulcită determină începuturile Dacianului, constituind orizontul inferior al acestuia.

Mai departe în seria stratelor daciane, fauna de cardiacee aralo-caspice a Pontianului evoluiază foarte mult din cauza îndulcirei pe încetul a apelor și dă naștere la grupa Psilodonților a căror origină am văzut că este în Pontian.

Observațiunea făcută deja de d-l W. TEISSEYRE [109, pag. 343] că Pontianul trebuie restrâns spre partea superioară la stratele cu *Congeria rhomboidea*, cred că trebuie complectată, cel puțin pentru regiunea de curbură — și după cum am avut ocaziunea să mă conving și pentru unele părți din Prahova, Valea Drăgănesii, — în sensul că Pontianul cuprinde în acelaș timp toate formele de Cardiacee mai puțin evoluate, ca fiind adaptate unui mediu

[1]) Stratificația diagonală a února din gresiile și nisipurile daciene, ca și amestecul în acelaș strat al formelor de Psilodonți și Pontalmire, de apă salmastră, cu formele de Unii și Vivipare, de apă dulce, ne conduce la concluzia că, formarea acelor roce a avut loc într'un mediu deltaic analog celui dela gurile Dunării, unde (la Sulina de ex.), în nisipurile depuse la confluența fluviului în mare, se găsesc la olaltă resturi din formele Mării Negre (Cardium, Mytilus, Balanus etc.) și din cele ale Dunării (Unio, Dreissensia, Vivipara, Limnaeus, etc.). Deasemenea structura torențială a acestui material este în totul comparabilă cu cea amintită în Dacian.

Institutul Geologic al României

mai sărat, pe când Dacianul cuprinde formele evoluate de Cardiacee adaptate mediului mult mai îndulcit, anume Psilodonții și Pontalmyrele.

Deaceea, stratele cu «Psilodonți» separate pentru prima dată de Gr. Cobâlcescu [27] reprezintă o parte importantă din etajul Dacian, iar în unele locuri ele pot reprezentà întreg etajul Dacian. Insă în foarte multe locuri din basenul dacic la partea superioară a etajului Dacian se desvoltă o serie de strate lipsite complet de Psilodonți, ceeace denotă o îndulcire așa de mare a apelor, încât faciesul salmastru cu Psilodonți a fost și el înlocuit cu un facies complet îndulcit, analog celui din Levantin. Astfel se prezintă în o parte a Podișului Moldovei [31] și tot așà în regiunea de curbură; pe Râmnic grosimea acestei serii este mai redusă, la nord de Motnău grosimea ei este mai mare.

Constatarea aceasta sub o formă deosebită a fost făcută și de Prof. Sava Athanasiu, care în clasificarea ce a dat-o pentru Pliocen [9] pusese cu multă dreptate în orizontul superior al Ponțianului vechi — devenit etajul Dacian de azi — stratele cu Bifarcinate, alături de stratele cu Psilodonți.

D i v i z i u n e. In grosimea foarte mare a stratelor daciane dela curbură nu putem separà cu succes orizonturi stratigrafice de valoarea celor din Meoțian și Ponțian, ci cel mult putem indicà succesiunea faunistică, care pentru Psilodonți și poate și pentru Vivipare se poate observà destul de precis, ca o consecință a evoluției continui a acestor forme, sub influența îndulcirei apelor.

Numai la p a r t e a inferioară a Dacianului se poate constatà o serie de strate gresoase marnoase ce se urmărește din V. Câlnăului până în V. Putnei, în grosime de 30—100 m. Ele constitue o r i z o n t u l i n f e r i o r t r a n s g r e s i v a l D a c i a n u l u i, cu care ajunge până peste stratele Meoțianului. Ca fosile cuprind:

Stylodacna Sturi
» *Stenopleura*
Pontalmyra Constantiae
» *placida*
Phyllocardium planum
Anodonta sp.
Dreissensia sp.
Neritina sp.
Lithoglyphus sp.
Melanopsis sp.
Bythinia sp.
Helix sp.

Formele de Cardiacee din acest orizont cunoscute încă din timpul Ponțianului sunt lipsite de Cardiaceele caracteristice etajului Ponțian — singur *Phyllocardium planum* ca un descendent întârziat dispare și el la sfârșitul acestui orizont subțire — după cum sunt lipsite și de formele de Psilodonți evoluați, cu care le regăsim alături în stratele daciane de deasupra.

Aceste caractere ca și caracterul transgresiv al acestor strate peste Ponțian până la Meoțian justifică separarea lor ca orizont la baza Dacianului.

Institutul Geologic al României

Restul stratelor daciane reprezintă la un loc orizontul superior cu o variațiune mai complexă pe verticală și în suprafață și cu o valoare cu totul exagerată față de aceea a orizontului inferior.

Fosilele întâlnite în acest orizont superior sunt:

Dreissensia Rimestiensis FONT.
» *rumana* SABBA
» *polymorpha* PALLAS
Stylodacna Sturi COBÂLCESCU
» *Stenopleura* SABBA
Pontalmyra Constantiae SABBA
» *placida* SABBA
Psilodon (Prosodacna) Haueri COBÂL.
» » *Porumbarui* COB.
Prosodacna Munieri SABBA
» *Serena* SABBA
» *Cobâlcescui* BONT.
» *rumana* FONT.
Psilodon (Stylodacna) Heberti COBÂL.
» » *orientalis* SABBA
Psilodon Brateani COBÂL.
Psilodon (Prosodacna) Berti COBÂL.
» » *Euphrosinae* COBÂLCESCU
Unio (Limnium) rumanum COBÂL.
Unio sp.
Anodonta sp.
Vivipara rumana TOURN.
» *bifarcinata* BIELTZ
» *aff. Popescui* COBÂL.
Hydrobia spicula
Neritina sp.
Melanopsis sp.
Lithoglyphus sp.
Bythinia sp.
Helix sp.

După fosilele mai sus amintite se constată o mare asemănare între Dacianul din regiunea de curbură și Dacianul din Oltenia, așà cum l-a caracterizat Dr. IONESCU ARGETOAIA din punct de vedere faunistic.

Persistența unor forme de Cardiacee pontiane (*Cardium pseudocatillus* și *C. Cazacae*), pe care TEISSEYRE le trece în Dacian [109, tab. II], nu este confirmată nici în Oltenia nici în regiunea de curbură. In schimb forme ca: *Vivipara Craiovensis*, *Vivipara Woodwardi*, *Dreissensia Rimestiensis*, *Stylodacna Heberti*, pe care Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU le trece la orizontul mediu al Pontianului vechiu sau în orizontul superior al Pontianului de azi, se află numai în Dacian atât în Oltenia, cât și în regiunea de curbură.

Pe baza acestor considerațiuni putem da succesiunea faunei daciane dela partea inferioară până la limita superioară, așà cum se află în regiunea de curbură.

La partea inferioară în gresii și marne nisipoase se mențin formele de *Stylodacna*, *Phyllocardium* și *Pontalmyra*, apărute încă din Pontian, aici însă lipsite de alte Cardiacee dar și de Psilodonți și asociate cu Gastropode mici de ape îndulcite.

Lor le urmează în nisipuri și marne nisipoase *Dreissensia Rimestiensis* asociată cu *Stylodacna Heberti*, *Stylodacna orientalis*; urmate imediat de Prosodacnele mici de forma: *Pr. rumana*, *serena*, *Cobâlcescui*.

Mai sus, în faciesul gresiei feruginoase reapar: *Stylodacna Sturi*, *Stylodacna Stenopleura*, *Stylodacna Heberti*, *Stylodacna orientalis* și *Pontalmyra*

Institutul Geologic al României

Constantiae, *Pontalmyra placida* asociate cu *Psilodon Brateani* — formă descrisă de COBÂLCESCU din Buzău, și care nu se mai întâlnește la nord de Râmnic — *Prosodacna Haueri*, *Vivipara rumana* și *Vivipara bifarcinata*.

Acestora urmează marne nisipoase cu *Prosodacna Haueri*, *Munieri* și *Porumbarui*, iar la partea superioară în argile și argile nisipoase se desvoltă *Psilodon Berti*, care arată forma ultimă și cea mai evoluată dintre Psilodonți, derivată foarte probabil din *Prosodacna Haueri*.

Incheerea etajului Dacian o face o serie de strate fără Psilodonți, în care se desvoltă bine argile cărbunoase cu Gasteropode mici de apă dulce și *Vivipara bifarcinata* alături de *Unio sp.* și *Anodonta*, forme care se regăsesc în mai toate argilele cărbunoase intercalate în etajul Dacian. Aceasta este succesiunea în V. Râmnicului și în V. Motnăului, cu observația că în această din urmă vale lipsesc din succesiune *Psilodon Brateani* și *Psilodon Berti*.

In regiunea dela nord de V. Motnăului succesiunea faunei este deosebită.

Numai la partea inferioară se păstrează asociația faunei din orizontul inferior (*Stylodacna Sturi*, *Stenopleura*, *Pontalmyra Constantiae*, *placida*, asociate cu Gasteropodele mici și cu *Anodonta* și *Helix*); deasupra acestora stratele daciane cuprind numai forme de apă dulce: *Unio* sp. *Anodonta* sp. *Dreissensia polymorpha*, Gasteropode mici și Helix, un facies analog Levantinului inferior, din care lipsesc numai Unionizii sculptați.

In rezumat, în seria Pliocenă din regiunea de curbură se poate separă etaju Dacian ca un etaj de tranziție dela etajul Pontian la etajul Levantin. Separarea lui se face pe aceleiaș considerente, pe baza cărora l-au separat d-nii TEISSEYRE și IONESCU-ARGEVTOAIA în restul țării. Pentru regiunea de curbură ele sunt:

1. Transgresiunea stratelor inferioare ale Dacianului până la fășia meoțiană, care urmează regresiunei accentuate a apelor Pontianului.

2. Dispariția Cardiaceelor adaptate faciesului salmastru aralo-caspic, ca și al Congeriilor, ce li se asociau (*Cong. rhomb.*).

3. Desvoltarea Psilodonților și al Pontalmyrelor, care sunt Cardiacee de origină aralo-caspică apărute încă din Pontian, dar adaptate și evoluate într'un mediu lacustru cu apele mult îndulcite.

4. Desvoltarea unui facies cărbunos des intercalat în stratele daciane, fenomen necunoscut decât în limite extrem de reduse în partea cea mai superioară a Pontianului din Valea Neagră.

4. ETAJUL LEVANTIN

Seria Pliocenă este încheiată la partea superioară prin stratele etajului Levantin, caracterizat prin depozite de apă dulce, ce se pot divizà destul de net în două părți:

Una inferioară cu depozite lacustre argile nisipoase și alta superioară cu nisipuri și prundișuri torențial lacustre, cunoscute și sub numele de «Stratele de Cândești» [60, pag. 235 în notă].

Institutul Geologic al României

Ele formează fășia cea mai externă și cea mai largă din depozitele pliocene, fășie ce se urmărește dinspre nord, dela Culmea Trotușului, unde subțiată se alătură la Culmea Petricica [83] până în Valea Slănicului (Buzău) spre sud, unde ajunge la o lărgime de peste 13 km. Limita sa internă cu fășia daciană trece pe la Cărăcnău, Valea Salciei, vest de Cătăuți, Turburea, vest de Petreanu, Vălcăneasa, vest de Vidra; spre exterior stratele se înclină sub depozitele cuaternare ale Podișului Râmnicului, având o limită neregulată.

Spre interior și la bază stratele levantine sunt deranjate puternic și ridicate până la verticală, pe când spre exterior și partea superioară sunt mai puțin deranjate și înclinate abiă cu 15°—17° spre Est. Aceasta le dă o dispoziție în culise din cele mai caracteristice care ne îngreuiază stabilirea cu precizie a grosimei lor. Insă ținând seamă de înclinările descrescânde ale stratelor și de întinderea în suprafață a fășiei, putem admite cu aproximație că partea inferioară a Levantinului are o grosime de aproape 800 m. iar partea superioară una cuprinsă între 250—400—700; astfel că întreg Levantinul are o grosime cuprinsă între 1000—1500 m.

Fosilele sunt foarte rare și cantonate numai în stratele inferioare argilo-nisipoase, unde Unionizii sculptați și bifarcinatele joacă rolul important; pe când partea superioară cu nisipuri și prundișuri nu conține nici un rest fosilifer determinat până azi.

Din punct de vedere morfologic fășia levantină prezintă o importanță deosebită prin faptul că în lungul său se găsesc două forme de relief principale: basenul de eroziune al Râmnei, tăiat mai ales în argilele nisipoase ale Levantinului inferior și Culmea colinelor periferice sau externe produsă prin punerea în relief a prundișurilor de Cândești la marginea externă a zonei colinare.

Structura și variațiunile pe verticală și în suprafață ale etajului Levantin ne sunt date de următoarele profile:

Levantinul din basenul Râmnicului. (Fig. 34 Pl. I fig. *m*, *n*).

In succesiunea stratelor Levantinului din Valea Râmnicului se întâlnesc cele două orizonturi ale sale cu o desvoltare foarte mare și instructivă.

Orizontul inferior începe la Turburea prin argile vinete, argile nisipoase și nisipuri în strate groase dela 10—30 cm., ce se succedează în alternanță imediat deasupra gresiilor moi și argilelor cărbunoase ale Dacianului superior. Direcțiunea acestor strate este N 25° E, înclinarea 50° ESE atât în Păr. Turburea cât și în Pâr. Lojnița, la vărsarea lor în Râmnic.

Ca fosile cuprind: *Unio* sp. din cei netezi, *Dreissensia polymorpha*, *Melanopsis* sp., *Hydrobii*.

Printre strate sunt și intercalațiuni de argile cărbunoase, cu o cantitate mai mică de materie cărbunoasă decât în cele daciane.

Succesiunea acestor strate se urmărește până în Valea Mușei (la Rotăria), unde chiar la gura părâului între argilele cărbunoase se intercalează un strat

Institutul Geologic al României

de 15 cm. de o marnă gălbue întărită fosiliferă, dirijat N 35° E înclinarea 45° SE.

Din ea am putut să identific următoarele forme:

Dreissensia polymorpha — *Hydrobia* sp.
Lithoglyphus sp. — *Melanopsis* sp.

iar din argilele cărbunoase alăturate am găsit:

Unio sp. sculptați — *Hydrobia* sp.
Vivipara bifarcinata BIELTZ — *Bythinia* sp.
Neritina sp. — *Melanopsis* sp.
Lithoglyphus sp. — *Helix* sp.
Anodonta sp.

Deasupra acestor strate urmează nisipuri torențiale în bancuri puternice de 2—4—6 m. grosime, în care se găsesc intercalate concrețiuni gresoase și trunchiuri silicifiate, în parte carbonificate, de arbori, de dimensiuni foarte mari. Astfel de trunchiuri se găsesc și pe Pâr. Mușei, dar mai ales pe Pâr. Talpa din satul Chiojdeni, unde sunt în cantitate mai mare. Tot aici se mai află și unele fosile ca Unii, Melanopsis, însă rare. Direcțiunea lor N 35° E înclinarea 44° SE.

Deasupra acestor strate urmează argile nisipoase deschise în malul drept al Râmnicului în jos de gura P. Talpa, ca și în fața primăriei din Chiojdeni, în care se află *Unio*, *Anodonta*, *Melanopsis*, *Helix*. Ele se înclină abiă cu 28° spre ESE

Tot cu aceste caractere și înclinare găsim stratele levantine și sub terasa dela Dumitrești (Podul Dumitrești).

Pe teritoriul satului Dumitreștii de Jos nisipurile încep a se desvoltă tot mai mult, formând strate foarte groase în alternanță cu argile vinete. Inclinarea lor scade până la 20° ESE, cum se află pe Motnău, la Blidari și la Râpa Ciupită sub D. Gorunului; iar pe Păr. Oleandra stratele au direcția N 35° E înclinarea 22° E.

In argilele intercalate nu am găsit decât fragmente de Unii și Helix.

Această succesiune o găsim până în jos de Com. Buda aproape de Dedulești unde stratele se dirijează N 12°—15° E iar înclinarea 15° spre E.

Mai departe argilele și argilele nisipoase se urmăresc în patul văii Râmnicului și în patul unora din văile confluente până la izvorul Pietrelor dela Dedulești și la satul Băbeni. Suprafața acestor argile este erodată și discordant peste ea se așternstratele orizontului superior.

* * *

La sud vest de Râmnic. Levantinul inferior se urmărește la Cătăuți cu aceleiaș caractere adică: la bază argile vinete uneori cărbunoase în alternanță cu nisipuri, deschise în Pâr. Fundătura și urmate de nisipuri cu concrețiuni gresoase.

Institutul Geologic al României

In argile se găsesc și aici: *Unio* sp. *Vivipara bifarcinata*, *Melanopsis* și cristale de gips în argilele cărbunoase. Direcțiunea lor este N 27° E înclinarea 20° ESE.

Deasupra lor de o parte și alta a Văii Cătăuți atât în D. Ferului cât și în D. Gorunului și D. Lupoaia nisipurile iau desvoltare mai mare, iar argilele sunt numai ca intercalații. Fosilele sunt reprezentate prin resturi rare de *Anodonta* și *Helix*.

Cu această succesiune Levantinul inferior se întâlnește și mai spre sud la Mucești și Buda în Valea Râmnicului la baza dealurilor, pe când crestele sunt alcătuite din nisipurile orizontului superior.

In Valea Călnăului și la Câmpulungeanca. Tot prin argile nisipoase și nisipuri este reprezentat orizontul inferior al Levantinului și pe dealurile dela nord de satele Cărătnău, în Muchea la Pietricea și în D. Cojocea (nordvest de Cărătnăul de Sus). Aici în argilele nisipoase dela baza dealului am găsit *Vivipara bifarcinata*, Unii sculptați, *Melanopsis* sp. precum și stratul de marnă gălbue întărită, care conține: *Dreissensia polymorpha*, *Neritina*, *Lithoglyphus*, analog stratului găsit în Valea Mușei la Chiojdeni. Direcția stratelor aici este N 12° E înclinarea 20° E.

Ele formează o boltă anticlinală largă în Podul Scoarței cu flancurile înclinate abiă cu 20° spre E și cu 35° spre Vest.

In axul anticlinalului și la bază sunt deschise argile cărbunoase cu *Anodonta*, care arată partea de bază a Levantinului inferior sau poate chiar partea superioară a Dacianului, iar pe flancuri apar izvoare sărate și sărături importante atât în Pâr. Cărătnăul cât și în Pâr. Câmpulungeanca.

Spre nord am urmărit acest anticlinal până la Valea Stânei, unde stratele sunt mai ridicate și cred că se poate urmări și mai departe în Valea Călnăului, iar spre sud l-am urmărit peste D. Frasinul spre Valea Slănicului (est de Merei).

Cu toate că studiul acestui anticlinal a fost făcut pe o lungime restrânsă de 4—5 km. totuș direcția lui N 10°—15° E spre S 10°—15° V ne arată că este paralel și exterior fracturei pericarpatice, care la sud de Sările trece într'un antil clinal faliat cu direcția spre Fundul Papei-Vintilă Vodă (pe Valea Slănicului).

La nord și nord est de Valea Râmnicului, Levantinu. inferior constitue D. Talpa, ce separă apele Râmnicului de ale Motnăului, iar la nord de Dumitrești el constitue partea de bază a dealurilor Pietroiul (512m), D. Blănarului (490 m.), și D. Turculeț (504 m.), unde se găsesc argile nisipoase cu *Helix* și nisipurile argiloase. Creasta acestor dealuri este formată din pietrișuri și nisipuri torențiale ale orizontului superior, pe o grosime restrânsă.

In Valea Motnăului Levantinul inferior începe la 300 m. în jos de gura Pâr. Viforâta prin argile nisipoase cu intercalații de gresii moi, iar mai departe se intercalează și argile cărbunoase fosilifere. In dreptul Pâr. Trestia printre argile și argile cărbunoase se găsește și stratul de marnă gălbue fosiliferă dirijat N 30° E înclinat cu 40° ESE. Și aici fosilele sunt: *Unio* sp.,

Institutul Geologic al României

Anodonta sp., *Dreissensia* sp., *Hydrobia* sp., *Lithoglyphus* sp., *Melanopsis* sp., *Neritina* sp. și *Vivipara bifarcinata*.

Aceleași strate se continuă mai departe spre nord formând D. Lupan, ce separă V. Motnăului de V. Tinoasa din basenul Râmnei.

Orizontul superior ia parte la formarea a două dealuri importante: Dealul Baba cu vârful la Posada (640 m.) situat la sud vest de Râmnic și Dealul Căpățâna Gurguiată (595 m.) situat la nord est de Râmnic.

Dealul Baba cuprins între V. Calnăului, V. Râmnicului și Câmpia Română constitue unul din vârfurile înalte cele mai sudice din Culmea Colinelor externe. El este brăzdat mai adânc pe versantul estic și vestic, unde se poate studià bine, mai puțin pe versantul nordic, iar pe cel sudic suprafața sa se înclină pe încetul spre Câmpie sub forma unui glacis.

Spre baza D. Baba este alcătuit din nisipuri gălbui, separate prin intercalațiuni subțiri de argile și lame gresoase limonitizate și prin pietrișuri grosiere, totul având o structură torențială tipică. Stratele acestea se razimă discordant peste argila vânătă de bază, a cărei suprafață neregulată arată o eroziune continentală neîndoioasă.

Raporturile între cele două orizonturi ale Levantinului se pot observà la Dedulești în Izvorul Pietrelor și Pâr. Babei, ca și în V. Călnăului.

Grosimea totală a acestor nisipuri este aproximativ de 150 m.

Spre partea superioară a dealului se desvoltă prundișuri torențiale, în care se găsesc blocuri de mărimea nucii până la marimea capului, formate din: filite, micașiste, gneise, granite, cuarț filonian, calcare jurasico-cretacice, dar mai ales roce din Fliș (gresii calcaroase, cuarțitice, menilite), apoi tuf dacitic calcare sarmatice, gresii moi ce reamintesc gresiile meoțiane ori chiar daciane din Pliocen. Ele se urmăresc pe o grosime de vreo 250 m. până la vârful cel mai înalt al Dealului Baba (640 m.), unde deasupra lor se așterne solul brun de pădure, iar pe clina, ce se lasă spre Câmpie se așează și nisipurile și pietrișurile remaniate acoperite de lut roșu sau și de loess.

Nisipurile și prundișurile levantine din Izvorul Pietrelor au direcția N 10^0—12^0 E și înclinarea 7^0 spre E.

Astfel orizontul superior formează aici o stevă de strate groasă de aproximativ 400 m. cu înclinări foarte slabe spre est. Sub formă de strate nisipoase cu intercalațiuni subțiri de pietrișuri, orizontul superior se găsește pe creasta dealurilor în spre interior, până spre nord la D. Plopilor (560 m.) aproape de satul Costomir. Ele nu au grosimi mai mari de 20—40 m.

Deasemeni la Câmpulungeanca nisipurile cu pietrișuri torențiale se găsesc pe creasta dealului la Pietricea, la Râpa Bleandă (578 m.) și Râpa Hudubașă, unde direcția stratelor este N 32^0 E înclinarea 10^0 ESE.

Deplasându-ne spre sud dela aceste dealuri spre Mărgărițești ori spre D. Baba, prundișurile la început subțiri, câștigă tot mai mult în desvoltare, până ce ele singure rămân să formeze dealurile în partea lor superioară.

Institutul Geologic al României

Dealul Căpăţâna Gurgùiată (594,9 m.) este aşezat între Valea Râmnicului şi V. Slimnicului şi este alcătuit din aceeaş succesiune de nisipuri şi prundişuri torenţiale pe o grosime de peste 350 m., din care numai prundişurile pot aveà peste 200 m.

Prundişurile sunt uneori cimentate şi transformate parţial în conglomerate, ceeace le dă o rezistenţă mai mare la eroziune.

Raporturile cu argila vânătă de bază se observă în Valea Râmnicului pe Pâr. Mocanca şi Pâr. Căprăria, unde nisipurile torenţiale se aştern discordant pe suprafaţa roasă a argilei inferioare; apoi în Pâr. Coţatcu şi Pâr. Slimnicului unde argila este tăiată de văi pe o adâncime de 5—20 m.

Nisipurile torenţiale se întind în partea internă bine desvoltate până în D. Strigi (fundul Pâr. Slimnicul), însă petece de petrişuri şi nisipuri torenţiale se întâlnesc şi mai depare cum am amintit în D. Pietroiului şi dealurile dela nord de Dumitreşti, unde formează coronamentul crestei.

Limita nordică a acestor nisipuri torenţiale se întoarce pe versantul sudic al Văii Caliţii până în Valea Râmna, din cauza erosiunii fluviatile, care a împins spre sud şi est limita acestui orizont.

Pietrişurile sunt retrase chiar şi mai la sudest, în Dealul Căpăţâna Gurgaiată, alcătuit în întregime de pietrişuri, ca şi Dealul Piscul Părului şi Piscul Lutul roşu, a căror suprafaţă slab înclinată spre Câmpie este acoperită de aceleaşi depozite de remaniere cu lutul roşu deasupra ca şi în Dealul Baba.

Intre Slimnic şi Râmna orizontul superior se întâlneşte în terasa Bordeştilor — o suprafaţă de eroziune cuaternară, datorită vechiului curs al Râmnei. Aici argila de bază este deschisă în Valea Slimnicului şi Valea Râmnei, apoi în Pâr. Petroasa şi mai ales în Pâr. Recea cu afluentul ei Pâr. Lupoaia. Peste suprafaţa ei roasă se aştern nisipurile torenţiale ce constituesc singure dealurile de pe versantul sudic al Văii Caliţii.

Peste nisipuri se aşează pietrişurile din Piscul Pietroasa şi Culmea Stegarului, unde sunt adesea transformate în conglomerate; apoi la Bordeşti şi Recea unde prundişurile sunt roase şi reduse la o grosime numai de 15—20 m., trasformate în conglomerate în cea mai mare parte.

Deasupra lor se aşează o pătură de roce de remaniere groasă de 30—40 m. şi alcătuită din nisipuri, pietrişuri şi lut roşu, acoperite cu loes, aparţinând Cuaternarului.

Aceleaşi depozite de remaniere acoperă şi dealurile de mai la sud — Cândeşti şi Tâmboeşti — împiedecând vederii stratele levantine de sub ele; vâlcelele ce brăzdează regiunea taie acest înveliş cuaternar şi ajung să ne facă cunoscut şi prundişurile de Cândeşti, care se pleacă pe încetul sub mantaua depozitelor cuaternare ale Podişului Râmnicului, până nu se mai văd la zi.

Dispariţia depozitelor levantine din patul văilor secundare se observă aproximativ în jurul curbei de nivel de 200 m.

Institutul Geologic al României

Levantinul din basenul Văii Râmna.(Fig. 35, Pl. I fig, *m*).

Orizontul inferior, format din aceleași roce cunoscute se întinde peste văile Tinoasa, Peleticu, Rașca, V. Neagră și V. Râmna până la D. Deleanului și D. Gainoaia, ce separă apele Râmnei de apele Milcovului. Spre est limita lui trece în lungul Râmnei pe la nordest de satul Mahriu, pe la Odobasca sub Vf. Măgura și Gura Caliții, unde face un mare ieșind în josul Râmnei, pentru ca apoi să se ridice pe malul ei drept în lungul Păr. Caliții.

Stratele se păstrează și aici puternic înclinate spre limita cu Dacianul, unde au înclinări cuprinse între 62° ESE în V. Peleticului, sub Poiana Oii, 35° ESE la confluența Pâr. Tinoasa cu V. Peleticu și 20° ESE la Șotârcari pe Râmna.

In argilele cărbunoase dela Poiana Oii (Pâr. Peleticu) am găsit următoarele fosile: *Unio*, *Anodonta*, *Melanopsis*, *Neritina*, *Lithoglyphus* etc.; iar mai departe la gura Pâr. Tinoasa, apare și stratul de marnă gălbue cu *Melanopsis*, *Bythinia*, *Vivipara bifarcinata* etc. ce se urmărește dela Cărătnău până aici.

In Valea Rașca sub Piscul Carpenului se află argile cenușii-gălbui dirijate N 30° E înclinate 50° ESE conținând: *Unio* sp. *Scalenaria Bielzi*, *Anodonta* sp. *Vivipara bifarcinata*, *Melanopsis* sp. ce caracterizează Levantinul inferior cu Unii sculptați.

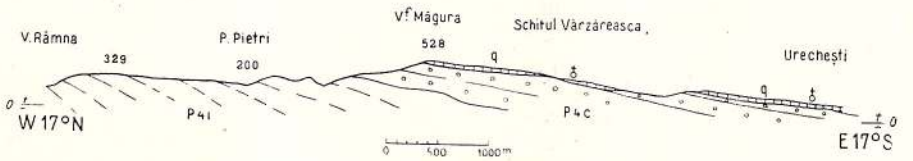


Fig. 35. Structura Dealului Măgura pe Râmna

q = Cuaternarul inf. al glacisului colinelor externe
P_4c = Levantinul sup. (Strate de Cândești)
P_4i = Levantinul inf.

Cu resturi de *Unio* și *Anodonta* se găsesc argile nisipoase și la Rudari și la fosta «Fabrică de potasă» în Valea Rașca, unde se scoteà potasa din cenușa lemnelor din pădure.

In Valea Neagră și V. Râmna argilele și nisipurile Levantinului inferior se ridică tot mai aproape de verticală, având în D. Târâtu înclinarea 75° spre E; iar ca fosile: fragmente de *Unio*, *Anodonta*, *Helix* fără alte forme caracteristice. In stratele dela partea superioară a acestui orizont am găsit numai fragmente de *Anodonta* și *Helix* sp.

Interesant este că în lungul fâșiei de argile nisipoase ale Levantinului inferior din basenul Râmnei se găsesc cele mai numeroase, mai interesante prin variația lor și mai catastrofale prin urmările lor dintre alunecările, curgerile de nămol, etc. din toată regiunea de curbură.

Studiul lor făcut în 1915 de Dr G. Macovei și Gh. Botez [50] a fost reluat în acelaș an de mine pentru toată regiunea de curbură, ceeace mi-a permis

Institutul Geologic al României

să adaug unele observațiuni noui. Rezultatele obținute le voiu comunică într'o altă lucrare.

Orizontul superior este cantonat numai în partea estică a Văii Râmna și ia parte la formarea Dealului Măgura, pe Râmna, și a D. Deleanu.

Dealul Măgura (528 m.) este alcătuit din următoarea succesiune de strate urmărită pe versantul vestic.

Peste argilele orizontului inferior înclinate cu 20° ESE urmează discordant, în Pâr. Pietri la Râpa Șoimului, nisipuri gălbui torențiale străbătute de suvițe de argilă vânătă, totul în grosime de 40—50 m. Peste ele urmează pietrișuri într'un banc de 2 m. Elementele rulate de pietriș sunt formate între altele din tuf dacitic, calcar cu Mactre și roce pliocene. Deasupra acestora urmează iar nisipuri și apoi prundișuri, care sub Vf. Piatra (490 m.) sunt parțial transformate în conglomerate. Direcția lor aici pare a fi NE—SV, înclinarea este de 10° SE.

Alternanța de nisipuri în strate subțiri și prundișuri în bancuri mai groase se urmărește până la cota 528 m. în Vf. Măgurei. Astfel grosimea totală a stratelor orizontului superior atinge aici abia 250—270 m.

Aceeași succesiune de strate se poate observà și pe versantul râpos dinspre V. Râmnei la locul zis «la Rușii», la «Stânca» și în Pâr. MușteI. In acest pârâu se poate observà destul de bine suprafața erodată a argilei bazale, peste care se razemă discordant nisipurile apoi prundișurile torențiale, transformate în parte în conglomerate. In conglomeratele de aici am găsit și o *Vivipara bifarcinata* rulată, ceeace arată că și stratele inferioare ale Levantinului au fost remaniate în timpul formării stratelor de Cândești.

Pe versantul dinspre Câmpie, înclinat sub formă de glacis, stratele de Cândești din Vf. Măgura sunt acoperite la rândul lor discordant de depozitele Cuaternare, formate din nisipuri, pietrișuri, lut roșu, loess.

Intre D. Măgura și D. Deleanului colinele sunt formate din aceleiași nisipuri torențiale la bază și prundișuri la partea superioară. La Colinele din jurul satului Odobasca nisipurile sunt în predominare, pe când pietrișurile sunt foarte subțiri sau pot lipsì. In D. Cornetu, D. Pietros și dealurile mai din est brăzdate de Pâr. Dâlgovul și Pâr. Oreavul succesiunea este complectă dela argila bazală, pe suprafața căreia se fixează lacuri (Lacul Simiceag în Valea Dâlgovului) prin nisipurile torențiale și până la prundișurile superioare, acoperite de depozitele cuaternare.

Inainte de a urmărì structura geologică a Dealului Deleanu voiu descrie:

Levantinul inferior din basenul Milcovului. (Fig. 32, 33).

In această parte stratele Levantinului inferior sunt și mai puternic deranjate și ridicate aproape vertical; chiar și stratele orizontului superior ajung a fi ridicate până la 45° spre E, ceeace arată că intensitatea forțelor oro-

Institutul Geologic al României

genice a fost aici cu mult mai mare decât în celelalte părți ale regiunii de curbură. Dealtfel aici se găsește și măgura Odobeștilor (1001 m.) adevărat munte format din prundișuri de Cândești la marginea Câmpiei.

Intre Râmna și Milcov orizontul inferior este deschis mai ales în lungul văii Larga dela est de Vâlcăneasa. El este reprezentat prin argile nisipuri, uneori gresii moi cuprinzând rar de tot resturi de Unio, Anodonta, aproape de confluența celor două pâraie Ciocănelele, unde stratele se înclină cu 80° E. Mai spre est în lungul Pâr. Larga între argilele nisipoase se intercalează și pietrișuri mărunte în strate subțiri, ca în Pâr. Tălpii pe Râmnic.

In Pâr. Grozei sunt tot argile nisipoase și argile cărbunoase dirijate N-S sau N 4° E, iar înclinarea 75° E, mai departe 65° E și apoi 57° E, deci scăzând cu cât ne deplasăm spre exterior.

In Valea Milcovului orizontul inferior este deschis în malul stâng al văii sub Podul Livadea și Podul Mănăstirei dela Mera, unde este reprezentat prin argile cărbunoase și argile nisipoase dirijate N-S și înclinate cu 80° E la Livadea, cu 75° E la Mera. Mai departe spre Est orizontul inferior formează Dealul Groapa Morii (458 m.) și D. Priveghiului lângă satul Valea Rea, pe malul drept al Milcovului. Aici el este reprezentat prin nisipuri și argile nisipoase, cu care se continuă și pe malul opus la Roșioara și de acolo spre nord de Milcov. Dela est de Roșoiara încep a se intercală bancuri groase de prundișuri înclinate cu 50° E, ceeace denotă începutul orizontului superior al Levantinului, care pe versantul sudic începe prin intercalațiuni mai slabe de pietrișuri.

In total grosimea orizontului inferior din V. Milcovului poate fi socotită la cel puțin 800 m. și până acum nu am găsit în el, nici bifarcinate nici Unii sculptați.

In lungul lui se repetă fenomenele de alunecări de strate, prăbușiri și curgeri de nămol pe o scară mai redusă decât în basenul Râmnei.

Orizontul superior din basenul Milcovului se poate urmări foarte bine în D. Deleanu și colinele ce se lasă spre Milcov din acest deal. (Fig. 36, Pl. I fig. *d*, *e*, *f*, *g*).

Dealul Deleanului (698,9 m.). Așezat între V. Milcovului-V. Râmnei și Câmpia Română D. Deleanului este cel mai înalt vârf din Culmea Colinelor externe dela sud de Milcov. Fiind brăzdat de pâraie, ce se scurg spre Milcov, Râmna și Câmpie poate fi studiat de jur împrejur. Nicăiri însă vâlcelele nu au ajuns cu eroziunea până la argila de bază a Levantinului inferior, în afară de Milcov; ele taie în prundișuri cel mult în nisipurile torențiale dela baza lor.

Din această cauză nenumăratele deschideri sub formă de râpe cu pereți de peste 100 m. înălțime, ne arată numai structura stratelor superioare nu și raportul cu stratele inferioare. Cu toate acestea spre interior, în basenul Râmnei, avem ocaziunea să urmărim și aceste raporturi.

In general orizontul superior — și în special prundișurile — au o răspândire în suprafață și în grosime cu mult mai mare decât în dealurile dela sud.

Institutul Geologic al României

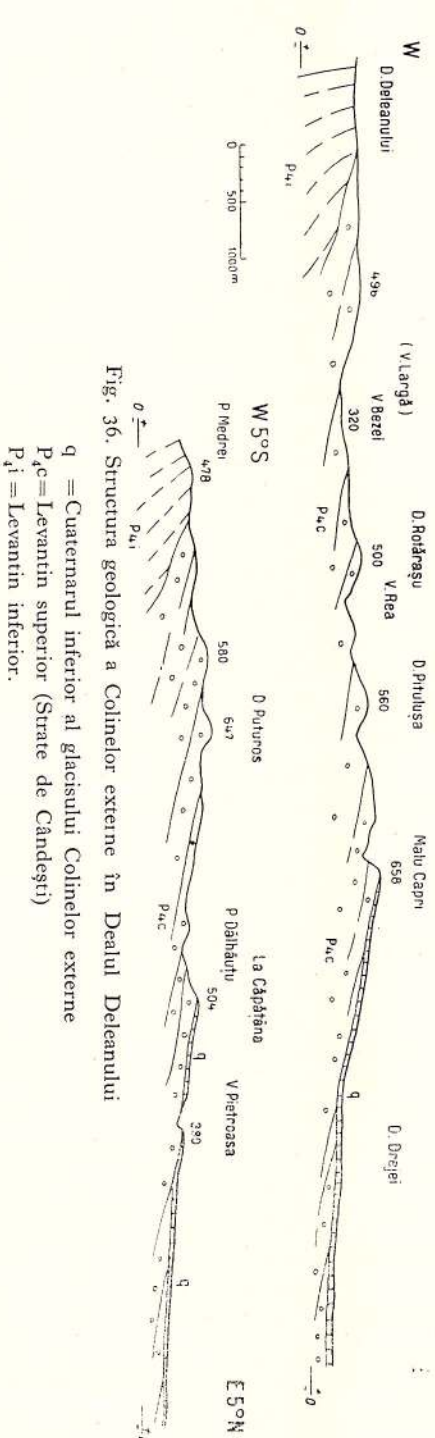


Fig. 36. Structura geologică a Colinelor externe în Dealul Deleanului

q = Cuaternarul inferior al glacisului Colinelor externe
P_4c = Levantin superior (Strate de Cândești)
P_4i = Levantin inferior.

Astfel prundișurile se întind spre vest până în D. Caucului, unde se înclină cu 15° E; pe când argilele nisipoase dela bază (orizontul inferior) se înclină în Pâr. Medrei cu 55° E. Se regăsesc apoi și mai spre vest în D. Părului și Poiana Caba deci cu mai mult de 3 km. mai spre vest decât marginea obișnuită internă a acestui orizont în partea dela sud și nord.

Pe Milcov limita sa internă trece pe la vest de gura P. Văii Rele și est de Roșioara.

Deschideri nenumărate ni se oferă în P. Dălhăuțul, P. Pietroasa, V. Rea, Pituluşa și mai ales în râpele: Râpa Calului, Râpa Robescu, Malul Caprei, Râpa Blenzii. Ele ne arată la partea superioară prundișurile, sub ele nisipuri torențiale cu intercalațiuni de suvițe de argile cenușii. Totul arată o grosime de vreo 500 m. ce se razimă cum am văzut discordant peste argila inferioară.

Pe versantul sudic și estic al dealului nisipurile și prundișurile arată o înclinare cuprinsă între 15°—10° E iar pe versantul nordic în V. Rea nisipurile torențiale dela bază se înclină cu 38° E sub D. Perișorului; și cu 35° E la gura Văii Rele; iar în V. Pituluşa aceleași nisipuri se înclină cu 20° E.

Pe glacisul dinspre câmpie al Deleanului se așternd depozitele cuaternare cu nisipuri, pietrișuri, lut roșu, loess — o căror grosime sus la Malul Caprei (655—634 m.) abiă ajunge la 1 m. sub formă de sol de pădure, mai jos ea crește până la 30 m. și mai mult.

Din cauza lor și a văilor mai rare, versantul vestic al Deleanului nu poate fi studiat așà de bine ca celelalte.

Institutul Geologic al României

Levantinul dintre Milcov și Putna.

Aici orizontul inferior este desvoltat în lungul Văii Milcovului, iar orizontul superior formează Măgura Odobeștilor. Orizontul inferior este alcătuit din aceleași argile, argile nisipoase și argile cărbunoase cu rare fragmente de Unio, Anodonta, și Helix, cunoscute dejà, având direcția N-S și înclinarea cuprinsă între 80°—70° E în partea cea mai inferioară și apoi descrescând puțin așà că la Roșioara atinge 55° E.

Cele mai frumoase deschideri sunt în V. Milcovelului cu pâraele lui confluente, în lungul căruia dau loc la fenomene de alunecări de strate foarte întinse, analoage celor de pe Râmna.

In Valea Putna argilele inferioare încep dela Vidra unde sunt aproape verticale și țin până la Tichirișu și Căliman, unde stratele se înclină cu 30° E.

Măgura Odobeștilor (1000,9 m.) cuprinsă între V. Putnei, V. Milcovului, Păr. Milcovelul și Câmpie constitue cel mai înalt vârf al Culmei colinelor externe. Inălțimea sa întrece vârfurile cele mai înalte ale Culmei pericarpatice, și nu se regăsește decât în zona marginală a Flișului Carpatic.

Așezarea ei la marginea Câmpiei în zona cea mai scufundată a acesteia o pune într'un contrast și mai izbitor și ne permite să întrevedem la origina ei forțe și deranjeri tectonice foarte importante.

Studiul său se poate face bine pe clina sudică dinspre Milcov și pe clina vestică dinspre Pâr. Arva. (Fig. 33, Pl. I. fig. *a*, *b*, *c*).

In malul stâng al Milcovului orizontul superior cu bancuri de prundișuri apare încă dela est de Roșioara, la 300 m. în sus de confluența Pâr. Arva, astfel că Pâr. Arva curge în întregime numai în orizontul superior, pe care îl taie diagonal. Pe traiectul lui spre confluență găsim argile nisipoase în alternanță cu pietrișuri dirijate N—S înclinate 35° E.

Mai în sus pe Arva Seacă se intercalează argile vinete verzui alternând cu argile cărbunoase, nisipuri și prundișuri cu elemente foarte felurite: șisturi cristaline, Fliș (gresia de Kliwa în cantități mari) și Sarmațian.

O deschidere frumoasă este la Râpa Ghionoaicei înaltă de peste 200 m. cu stratele dirijate N 4°—6° E, și înclinate 42° E.

Prundișurile sunt transformate pe alocuri în conglomerate, ce se întâlnesc și mai în sus la gura Păr. Ursoaia.

Mai în sus pe vale malul stâng (estic) se prezintă abrupt cu tăieturi râpoase înalte de 150—200 m. unde se poate vedeà structura bazei Măgurei Odobeștilor, care e formată din alternanță de nisipuri cu bancuri de prundișuri și șuvițe de argile vinete, totul înclinat cu 40°—45° E.

In prundișuri blocurile de gresie de Kliwa joacă un rol însemnat, azi pe vale ele sunt rostogolite în cantitate mare.

Aceeaș succesiune se urmărește și în D. Unterei, D. Mărgărita (750 m.) și în Vf. Măgura-Odobești, unde înclinarea scade pe încetul până la 20°—15° E. Aceasta ne permite să evaluăm grosimea orizontului superior din Măgura

Institutul Geologic al României

Odobeștilor la cel puțin 700 m., ceeace reprezintă o acumulare dintre cele mai intense ce se cunosc în Levantinul din regiunile carpatice.

Pe versantul sudic, în V. Milcovului, structura Măgurei Odobeștilor se poate observà în câteva pâraie cum sunt: Pâr. Puturos, P. Pietrosul-mare, P. Cerbului; iar dela Căpătanu spre est deadreptul în V. Milcovului. Peste tot se observă alternanță de prundișuri în grosime mare cu nisipuri și rare argile vinete, totul dirijat în Pâr. Cerbului N—S și înclinate 20° E; iar la Odobești se înclină cu 15° E.

Versantul estic se înclină pe încetul spre Câmpie, fiind retezat de eroziunea cuaternară care taie stratele de Cândești, și care a lăsat aceleași roce, cunoscute pe glacisul Deleanului și mai la sud.

In vecinătatea Odobeștilor eroziunea aceasta formează Podișul Râmnicului, cu aspect de terasă înaltă în D. Șarba, între D. Căpătanu și Odobești.

CONSIDERAȚIUNI GENERALE ASUPRA ETAJULUI LEVANTIN DIN REGIUNEA DE CURBURĂ

Descrierea de mai sus ne permite să separăm la partea superioară a Pliocenului din regiunea de curbură o serie foarte groasă de strate (1200—1500 m.) cu caractere deosebite de ale stratelor daciane, constituind etajul superior al Levantinului.

Separarea lui este justificată prin lipsa complectă a Psilodonților și a ori cărei forme de ape salmastre, care au dispărut cu sfârșitul Dacianului, și prin prezența formelor adaptate numai faciesului de lac îndulcit, reprezentat mai ales prin Unionizi sculptați, cunoscuți numai în etajul Levantin, după cum a observat de mult d-l Prof. S. ȘTEFĂNESCU [99 și 101].

In al doilea rând, ea este justificată prin prezența prundișurilor torențiale transgresive peste stratele inferioare și deranjate și ele prin mișcările tectonice dela sfârșitul Pliocenului — începutul Cuaternarului, prundișuri cari altă dată au fost considerate singure ca reprezentând etajul Levantin în Muntenia de răsărit sub numele de Prundișurile de Cândești.

Cu toate acestea o delimitare netă între Dacian și Levantin este greu de făcut și uneori aproape imposibil, deoarece Dacianul se termină la partea superioară printr'o succesiune de argile nisipoase, argile cărbunoase și gresii moi, ce sunt foarte analoage stratelor inferioare ale Levantinului. La aceasta se mai adaogă și faciesul paleontologic identic, Gasteropode și Lamelibranchiate de apă dulce, ce determină faciesul, nu vârsta depozitelor în care se găsesc cuprinse. Numai ceva mai sus în seria stratelor levantine — cam la 150—200 m. pe verticală — își fac apariția Unionizii sculptați, pe care i-am găsit la diferite nivele pe porțiunea cuprinsă între V. Câlnăului și V. Rașca. Prezența lor ne determină precis vârsta levantină a stratelor, dar apariția lor așa de sus pe verticală nu ne permite să stabilim limita inferioară a acestui etaj, decât cu foarte mare aproximație.

Institutul Geologic al României

Cât privește regiunea dela nord de Valea Rașca, unde nu am mai găsit Unionizi sculptați, delimitarea părții inferioare a Levantinului pe bază paleontologică este cu totul problematică și nu se poate facedecât utilizând criteriul petrografic. Cu ajutorul lui constatăm că în Levantinul inferior lipsesc gresiile, ce se mai găseau în Dacian până către partea lui superioară, și se desvoltă numai argilele, argilele nisipoase și nisipurile; deasemeni cărbunii foioși bine desvoltați în Dacian sunt înlocuiți numai prin argile cărbunoase. Astfel acest criteriu ar fi singurul ajutor, în încercările noastre, de a trasà limita între Dacian și Levantin.

Limita superioară a Levantinului se poate urmări cu exactitate, din cauză că stratele nedislocate ale Cuaternarului se așează în discordanță peste stratele deranjate ale Levantinului superior. Unele greutăți, care mai existau încă în delimitarea lor spre partea superioară, sper că vor fi înlăturate prin cercetările de față.

Diviziunea. In succesiunea stratelor levantine gruparea rocelor și a faunei fosile se face astfel încât permite să se deosebească două orizonturi principale:

1. Orizontul inferior format din argile vinete, argile nisipoase vinete gălbui, uneori cu concrețiuni gresoase, arată o analogie foarte mare cu depozitele Dacianului superior.

In acelaș timp aici se cuprind toate resturile de fosile, pe care le-am găsit în Levantinul dela curbură și care constau din următoarele forme:

Unio sp. forme netede
Unio sp. forme sculptate
Scalenaria Bielzi CZEKELIUS
Anodonta sp.
Dreissensia polymorpha PALLAS
Vivipara bifarcinata BIELZ
Melanopsis sp.
Tylopoma sp.
Bythinia sp.
Lithoglyphus sp.
Hydrobia sp.
Neritina sp.
Helix sp.

2. Orizontul superior sau al Stratelor de Cândești — denumire dată de Prof. MRAZEC [60] — este format din nisipuri gălbui și prundișuri torențiale transformate uneori în conglomerate. In ele nu am găsit nici un rest de fosil, care să aparțină acestor strate, ci numai un exemplar de Vivipara bifarcinata remaniat din orizontul inferior în prundișurile întărite de pe Valea Mușteí (Râmna).

Referindu-ne la rezultatele anterioare obținute din studiul Levantinului în România, voiu remarcà în primul rând cercetările Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU [99, pag. 146 și urm.], care a descris depozitele levantine din Oltenia unde au o răspândire foarte mare în suprafață și sunt foarte bogate în fosile de apă dulce, între care Unionizii sculptați și *Vivipara bifarcinata* joacă rolul de

Institutul Geologic al României

fosile caracteristice. D-sa a repartizat aceste strate la trei orizonturi petrografice și anume:

Orizontul cu marne și argile superioare
» cu nisipuri
» cu marne și argile inferioare.

în care cele mai multe dintre fosile se găsesc răspândite în mod uniform de jos până sus.

Tot cu argile și nisipuri l-a întâlnit și în V. Slănicului la Beceni (Buzău) și la Barboși (Covurlui) de unde fusese descris mai dinainte de GR. COBÂLCESCU [27, pag. 10—12 și pag. 22—23].

In 1901 Prof. MRAZEC face cunoscut existența stratelor de Cândești, ca strate fluviatile care încheie seria Pliocenă din Muntenia; astfel încât coroborând rezultatele obținute de d-sa cu cele ale Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU se ajunge la concluzia că, Levantinul din Muntenia este alcătuit la bază din argile nisipoase cu Unii sculptați și la partea superioară din strate fluviatile fără fosile.

Cercetările ulterioare confirmă tot mai mult această concluziune, prin aducerea de dovezi tot mai numeroase și mai precise.

Astfel GH. BOTEZ, în cercetările sale din Prahova [26, pag. 167, 168] și [22.] găsește Levantinul format din două orizonturii, unul inferior argilonisipos cu Unii sculptați, bine desvoltat la nord de șantierul Bana-Moreni și la Filipeștii-de-Pădure; și altul superior cu prundișuri torențiale sau cu marne verzui și calcare de apă dulce cu Gasteropode terestre.

In Oltenia Dr. I. IONESCU-ARGETOAIA [41, pag. 322—330] confirmă diviziunea dată de Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU, dar găsește la partea superioară a Levantinului din Vâlcea o serie de prundișuri torențiale, groase de peste 100 m., pe care cu dreptate le paralelizează cu stratele de Cândești din Muntenia.

In Buzău însă (culmea Istriței) Dr. O. PROTESCU [86, pag. 256—259] separă trei orizonturi în etajul Levantin și anume:

Orizontul inferior cu Unii sculptați și Vivipare
» mijlociu cu nisipuri și argile analoage celor cu Helix (?)
» superior sau stratele de Cândești cu nisipuri și pietrișuri fluviatile fără fosile.

Tot în trei orizonturi înclină să împartă și Levantinul din Valea Slănicului Buzău) [88, pag. 95—97], unde distinge la Sărulești (la bază) orizontul argilonisipos cu *Vivipara bifarcinata* BIELZ. și *Unio prominulus* SABBA etc.; la Coca Seacă-Cândești (la mijloc) orizontul cu nisipuri torențiale cu Unii sculptați și alte fosile, ca la Moreni și Filipești, și la Cândești-Grăjdeana-Pleșcoi (la partea superioară) orizontul stratelor de Cândești, în care a găsit rulate Helix sp. și *Cyclostoma cyclostomopsis* BRUSINA.

Institutul Geologic al României

Țiu să reamintesc că nisipuri torențiale fosilifere se găsesc și în Râmnicul-Sărat, intercalate între stratele orizontului inferior argilo-nisipos, în V. Talpa (Chiojdeni) și alte părți, unde cuprind trunchiuri de lemn silicifiat și alte fosile de apă dulce. Prin raporturile lor stratigrafice și prin conținutul fosilifer ele fac corp comun cu orizontul inferior argilo-nisipos, la care am văzut că se adaogă și argile vinete cu nisipuri, conținând Helix — la Buda, etc., și pe care d-l PROTESCU le separă într'un orizont mijlociu în regiunea Istriței.

Separarea în Levantinul din regiunea de curbură a unui orizont mijlociu, alcătuit din nisipuri torențiale fosilifere sau argile vinete cu Helix, nu se poate justifică. In adevăr, ele constituie o succesiune continuă de strate, împreună cu argilele cărbunoase și nisipurile cu Unii sculptați și *Vivipara bifarcinata*, cu care formează orizontul inferior, separat de nisipurile și prundișurile torențiale (stratele de Cândești) ale orizontului superior printr'o suprafață de eroziune, general observată în regiunea de curbură.

Dealtfel suprafața de eroziune dintre cele două orizonturi ale Levantinului a fost remarcată și mai spre nord în Valea Trotușului, unde Prof. SAVA ATHANASIU [19] și [12, pag. 392] a găsit că ea separă argila de bază cu Helix ce apare în patul Văilor, de prundișurile torențiale cu *Mastodon arvernensis* și Unii, care formează dela bază până aproape de creastă D. Boga și D. Țoanca dela Copăcești.

Urmează deci, că singură suprafața de eroziune este suficientă să justifice separarea depozitelor levantine dela curbură și din restul Subcarpaților în două orizonturi principale în interiorul cărora se pot separă suborizonturi [1]).

De altă parte orizonturile astfel separate au și valori stratigrafice egale, pentrucă reprezintă depozite de grosimi aproape egale, pe când orizonturile separate de d-l PROTESCU, au valori cu totul inegale.

Stratele de Cândești prin caracterul lor torențial transgresează nu numai peste stratele Levantinului inferior, după cum am avut ocaziunea să arăt, ci pot transgresă și peste formațiuni mai vechi, cum se cunoaște în regiunea Buzău, Prahova, Câmpulung și la fundul Pâr. Pralea între Șușița și Trotuș.

Fenomenul acesta a făcut pe W. TEISSEYRE să creadă [107, tab. II și pag. 357] că stratele de Cândești ar constitui un facies — faciesul Thracic — care

[1]) Prin observațiuni personale nu cunosc cum se prezintă lucrurile în Oltenia, însă după cercetările d-lor SABBA ȘTEFĂNESCU și I. IONESCU-ARGETOAIA înclin să cred, că orizontul inferior argilo-nisipos din regiunea de curbură ar puteà să corespundă singur celor trei orizonturi, pe care le-a separat d-l S. ȘTEFĂNESCU în Levantinul din jurul Craiovei și restul Olteniei; mai ales că ele cuprind forme de Unii, Unii sculptați și Vivipare, pe care BOTEZ, PROTESCU și noi le-am găsit în partea inferioară a Levantinului din Subcarpații Munteniei.

Institutul Geologic al României

deşi tipic desvoltat în Levantin, s'ar scoborî totuş până la stratele cu Congerii dacice şi chiar până în epoca ponţiană.

Prezenţa suprafeţei de eroziune dintre cele două orizonturi ale Levantinului dela curbură şi posibilitatea ca ea să se regăsească şi în alte părţi ale Subcarpaţilor ca şi transgresiunea prundişurilor superioare peste formaţiuni mai vechi, ne demonstrează până la evidenţă că stratele de Cândeşti nu reprezintă un facies thracic, pe care să-l găsim în anumite condiţiuni în tot Pliocenul superior — dela Ponţianul superior până la Levantinul superior inclusiv — ci ele reprezintă o unitate stratigrafică precisă, echivalentă cu orizontul superior al Levantinului.

Condiţiunile fizice şi bionomice din timpul formării Levantinului stau în concordanţă cu diviziunea acestui etaj în două orizonturi.

In timpul depunerii stratelor orizontului inferior, regiunea subcarpatică dela curbură erà ocupată de un lac îndulcit din care dispăruse toate formele salmastre, caracteristice etajului Dacian, în special Psilodonţii.

In apele sale trăiau numai formele de apă dulce, apărute toate încă din Dacian; singure Unionidele sculptate apar ca forme noui în Levantinul din regiunea de curbură, după cum ca forme noui apar şi în Levantinul din restul basenului dacic [1]).

Sedimentele s'au adunat în cantităţi enorme — ceeace stă în acord cu caracterul de geosinclinal în scufundare, pe care îl prezintă Subcarpaţii de la curbură — şi sunt reprezentate în afară de argile şi argile nisipoase şi prin depozite argiloase de turbării cărora se intercalează şi nisipuri torenţiale.

După aceste roce rezultă că, orizontul inferior a fost dominat de un facies lacustru cu treceri spre mlaştini cu turbării şi cu intercalaţiuni şi a unui facies deltaic.

In orizontul superior faciesul lacustru tipic este înlocuit complet printr'un facies fluviatil sau torenţial lacustru cu aspect deltaic, în care domină nisipurile şi prundişurile cu structura torenţială şi cu grosimi foarte mari [2]).

Schimbarea de facies dela orizontul inferior la orizontul superior se datoreşte unor mişcări destul de importante ale scoarţei, care au făcut ca încă din timpul Levantinului inferior apele lacului să se retragă în partea exterioară a geosinclinalului Subcarpatic, iar la sfârşitul acelui orizont regiunile subcarpatice au suferit o ridicare mai importantă şi poate un început de cutare,

[1]) Constatările acestea au fost făcute pentru prima dată de Prof. S. ŞTEFĂNESCU [99] şi [101] şi ele se verifică tot mai mult ca fapte precise şi generale.

[2]) Comparând stratele de Cândeşti cu depozitele deltaice ce se formează azi la gura Ronului în lacul Geneva în grosimi de 200—300 m. (E. KAISER: Lehrbuch der Geologie I, pag. 433, anul 1918) şi unde stratificaţia torenţială este tipic desvoltată, rezultă că depozitele orizontului superior al Levantinului dela noi reprezintă un regim deltaic sau torenţial lacustru, repetat în tot lungul marginii Carpaţilor.

Institutul Geologic al României

care au condus la transformarea în zonă continentală a regiunilor altădată ocupate de lacurile pliocene.

Consecința a fost că lacul levantin și-a retras apele spre Câmpia Română, iar eroziunea continentală și-a accentuat acțiunea asupra întregului lanț al Flișului, ca și asupra zonei mio-pliocene abia exondată. Materialul cărat de torenți a fost depus în grosimi mari pe suprafața de eroziune dela marginea lacului levantin, unde s'au format prundișurile de Cândești alcătuite din rocele zonelor Carpatice, ale Miocenului și chiar ale Pliocenului celui mai superior.

Viiturile mari de material au împiedecat desvoltarea și conservarea resturilor de vieață, de acì sărăcia enormă în fosile, ce caracterizează aceste strate. In unele locuri însă — Valea Trotușului și Oltenia — d-nii S. ATHANASIU și I. IONESCU ARGETOAIA au găsit resturi de *Mastodon arvernensis* și fragmente de Unii remaniate, ceeace determină vârsta lor levantină.

In rezumat etajul Levantin se poate individualizà în regiunea de curbură ca un etaj, care încheie seria depozitelor pliocene și se poate divide în două orizonturi principale:

Orizontul inferior de facies lacustru cuprinzând roce argilo-nisipoase, iar ca fosile caracteristice: *Vivipara bifarcinata* și Unionizi sculptați

Orizontul superior de facies torențial lacustru cu aspect deltaic, cuprinzând nisipuri și prundișuri torențiale — Stratele de Cândești.

Ele sunt separate printr'o suprafață de eroziune, mărturie evidentă a mișcărilor tectonice ce au avut loc chiar în timpul Levantinului (la sfârșitul Levantinului inferior) și care au provocat discordanța între cele două orizonturi, cutate mai târziu împreună prin mișcările postpliocene.

In timpul formării orizontului superior regiunile ocupate de Flișul Carpatic au fost nivelate de cea mai importantă eroziune continentală, care constitue primul ciclu de eroziune din acele părți, privit în sensul lui H. W. DAVIS.

CUATERNARUL

Cele mai noui dintre depozitele ce se cunosc în regiune, aparțin Cuaternarului și se prezintă cu un facies franc continental.

Rocele, ce le raportăm acestei serii sunt: nisipurile și prundișurile de culoare gălbue ori roșcată de origină fluvio-torențială; lutul roșcat (Berglehm) uneori loessoid alte ori nisipos și cu intercalațiuni subțiri de nisipuri și pietrișuri de râu; loessul galben de origină eolică — toate formând o manta, ce ecoperă glacisul dinspre Câmpie al stratelor de Cândești; apoi depozitele de terasă și aluviunile moderne; tuful calcaros depus din izvoare calcaroase și solurile, ce se găsesc transgresiv până în interiorul zonei Muntoase.

N i s i p u r i l e ș i p r u n d i ș u r i l e au structura torențială caracteristică depozitelor de apă curgătoare și la suprafață sunt dese ori colorate în

Institutul Geologic al României

roșcat din cauza solului brun de pădure de stejar, mai ales când sunt lipsite de pătura de loess de deasupra lor. Tot în acest caz se mai poate observà o dungă sau două roșcate — în care argila pare a fi mai abundentă decât pietrișurile — groase de 0.50 m. — 1.20 m. așezate sub dunga roșcată dela suprafață la nivele de 1—3 m. Așà se observă sub Râpa Cetățuia în malul stâng al Milcovului la Odobești, în malul stâng al Râmnicului sub Via Fleva la Jideni, și în malul Râmnei la Plăinești.

Lutul roșcat este alcătuit din elemente argiloase sau și nisipuri fine, uneori cu intercalațiuni subțiri de nisipuri și pietrișuri de râu, cele mai deseori cu o structură poroasă loessoidă. Materialul său este în parte adus de ape — torenți ori ape sălbatice—în parte este spulberat de vânt ca și loessul. După bogăția în argilolite feruginoase și în firișoare de nisip, pare a fi în bună parte un sol remaniat de apele sălbatice, căruia s'au adăugat nisipuri și pietrișuri.

Loessul este o rocă poroasă gălbue cu firul fin fără stratificație, uneori face trecere spre partea inferioară la lutul roșcat amintit, sau este înlocuit complet prin acesta. El este o rocă eolică și formarea lui este legată de vânturile, ce au bântuit regiunea de Câmpie unde aluviunile fine se îngrămădesc în cantitate mare.

In grosimea loessului se observă 1—3 dungi brune roșcate, ca la pietrișuri și cu aceleiași grosimi, dar care se deosebesc de lutul brun roșcat dela bază. Sub fiecare din dungile brune roșcate apar concrețiuni calcaroase, analoage concrețiunilor de acelaș fel din orizontul inferior al solului actual (așà zisele păpuși ale loessului). Depărtarea dela suprafață și între bandele brune variază între 2 și 8 m.

După poziția și grosimea lor, după prezența concrețiunilor calcaroase la baza fiecăreia și după proprietățile ce le prezintă: coloratie, structură, compoziție chimică — mineralogică (argilolite feruginoase cu puțin humus) ele reprezintă bande de soluri fosile, formate în condițiuni analoage solurilor de pădure, ce iau naștere astăzi la suprafața loessului din aceiaș regiune și care au fost apoi îngropate de noui depozite eoliene ale loessului.

Părerea aceasta, exprimată la noi pentru prima dată de G. M. MURGOCI [67, pag. 236] [1]), este verificată prin faptul că bandele de sol fosil apar deopotrivă în loess ca și în pietrișuri, ceeace este natural, deoarece solurile de pădure puteau luà naștere și în trecut ca și azi tot așà de bine pe loess ca și pe alte roce. Astăzi chiar, solul brun, bine desvoltat pe loessul dela Mănăstirea Dălhăuții, se găsește și pe prundișurile levantine puse la zi în Malul Caprei la cota 655 m., unde se întinde pădurea de stejar din Dealul Deleanului pe prundișurile cuaternare de pe glacis, remaniate din prundișurile de Cândești.

[1]) Solul fosil sub formă de bande roșcate intercalate în loessul din Câmpie a fost urmărit și cercetat mai de aproape de d-l EM. PROTOPOPESCU-PAKE în lucrarea sa: Cercetări agrogeologice în Câmpia Română. Dări de seamă ale ședințelor Instit. Geologic al României. Vol. I, 1907, București, 1923, la pag. 90—96.

Institutul Geologic al României

Depozitele de terasă și aluviunile moderne sunt alcătuite din prundișuri cu elementele mari, pietrișuri și nisipuri, acoperite pe terase de un lut nisipos sau chiar de loess.

Tuful calcaros sau travertinul se găsește depus de izvoarele, ce se încarcă cu calcar fie din marnele paleogene, fie din gresiile calcaroase mediterane. Il cunosc numai în două puncte mai bine desvoltat: La Necule sub Stejicul mare unde travertinul se depune dintr'un izvor, ce iese dintre marnele Oligocenului inferior (sub Menilite) și la Andreiașu de Sus (Vlădaia) unde tuful calcaros este depus dintr'un izvor, ce spală gresiile calcaroase din orizontul cu tuf dacitic.

In ambele locuri travertinul cuprinde frunze, ramuri și Gasteropode terestre actuale (*Clausilia*, *Pupa*) încrustate cu CO^3 Ca. La Vlădaia, deși puțin, a fost exploatat pentru prepararea varului.

Solurile. Deși nu am intenția să mă ocup cu tratarea acestei chestiuni, voiu amintì numai unele observațiuni, care ar puteà interesà cartografia solurilor.

Pe Podișul Râmnicului se desvoltă în general cernoziomul cu varietățile lui după condițiunile locale, așà cum au fost studiate și precizate de Secțiunea agrogeologică a Institutului Geologic din București.

Pe glacisul colinelor externe până la creasta lor se desvoltă numai solul brun de pădure. Un proces de podsolire nu am observat în această parte.

Dela creastă spre interior solul brun face loc podsolului (pământul șiu) la început printr'o ușoară schimbare a coloraționii părții superioare, mai în interior prin desvoltarea tipică a orizontului cenușiu spre suprafață. Podsolul ocupă toată zona colinară și muntoasă cu grosimi și variațiuni, în caracterele sale, ce depind de împrejurările locale.

Pe terasele medii ale Râmnicului și ale Milcovului se desvoltă solul brun ușor podsolit.

Pe marnele paleogene dela Vintileasca-Recea, etc. se desvoltă rendzina de culoare negricioasă, foarte unsuroasă la pipăit și cu un profil gros numai de 30—40 c.m.

Turbării am întâlnit numai la Lacul Limpede (Recea) —altitudinea aproape 1000 m. — pe marnele Oligocenului inferior — Eocenul superior.

Grosimea totală a stratelor cuaternare este foarte redusă: ea se prezintă uneori de 3—4 m. și poate crește atingând maximum de 30—40 m. în Podișul Râmnicului, unde numai loessul poate ocupà o grosime de aproape 20 m.

Depozitele cuaternare iau parte la formarea unor aspecte morfologice ușor de remarcat în regiune și anume:

terasele din lungul văilor actuale;

terasele văilor vechi din Cuaternarul inferior și

Podișul Râmnicului de unde se ridică în sus și pe glacisul ce-l prezintă colinele externe spre Câmpie.

Institutul Geologic al României

Cuaternarul de pe glacisul dinspre Câmpie al Colinelor externe. (Fig. I—V).

Pe acest glacis Cuaternarul se ridică până la înălțimi destul de mari și este reprezentat prin pietrișuri și nisipuri, remaniate pe socoteala celor din stratele de Cândești, cărora se adaogă foarte deseori un lut brun-roșcat loessoid, ori chiar loessul tipic, ce acoperă ca o manta depozitele de remaniere.

Ca profile caracteristice voiu cità:

Profilul din D. Pietros (la sud de Dealul Deleanului). (Fig. 36).

La fundul Pâr. Dălgaului, pe versantul stâng, la cota 604 m., se poate observà următoarea succesiune de roce de sus în jos.

Sol brun de pădure de stejar . .	1.50	— 1.80	m.
loess galben poros	2	— 4	m.
constitue roca mumă a solului de deasupra:			
nisipuri și pietrișuri	2	— 3	m.
lut brun loessoid	6	— 8	m.
grosime totală	12	—15	m.

Toate aceste depozite aparțin Cuaternarului, pentrucă sunt așezate într'o ușoare discordață față de pietrișurile și nisipurile torențiale ale Levantinului, ce se succedează până la curba de nivel de 430 m. Dela această altitudine în jos urmează argila bazală, ce se urmărește în patul văii până aproape de Câmpie.

Profilul dela Schitul Tarnița (la est de Vf. Măgura-Odobești). (Fig. I—I). Pe glacisul Măgurei Odobeștilor — depozitele Cuaternare se ridică până aproape de linia hipsometrică de 800 m. Profilul arată:

solul brun de pădure.	2	— 2½	m.
lut loessoid brun-roșcat	6	— 8	m.
nisipuri și pietrișuri brune-gălbui . . .	1½	— 2	m.
	10	—12	m.

Lutul loessoid are firul mai mare decât loessul și are și intercalațiuni nisipoase subțiri. El constitue roca mumă a solului de deasupra; iar nisipurile și pietrișurile de desupt sunt vizibile numai prin partea lor superioară.

Pe glacisul ce-l formează Piscul Părului și Piscul Lutul-Roșu (cota 406 m.) ce se lasă dinspre Căpățâna-Gurguiată spre orașul Râmnic profilul prezintă sub solul de pădure același lut roșu ca la Tarnița, iar sub el pietrișuri înroșite.

Scoborând spre Câmpie lutul loessoid roșu trece pe încetul, spre suprafață, la loess tipic a cărui grosime crește tot mai mult spre exterior, astfel încât dela linia hipsometrică de 250—300 m. în spre Câmpie atât loessul cât și depozitele Cuaternare de sub el alcătuiesc relieful Podișului Râmnicului.

Structura geologică a Podișului Râmnicului.

Stratele de Cândești ridicate sub formă de continent au fost roase de apele sălbatice nu numai în partea cea mai înaltă a Colinelor, ci și în părțile

Institutul Geologic al României

mai joase, până acolo unde în relieful acela vechiu se întâlnea o ruptură de pantă, marcată foarte probabil prin marginea unui lac, ce a mai persistat în Câmpie și la începutul Cuaternarului.

Rezultatul acestei eroziune a fost formarea unei suprafețe de eroziune, care nu este decât glacisul amintit, ce taie discordant capetele stratelor deranjate ale Levantinului superior și peste care se păstrează sedimentele cuaternare studiate.

La ruptura de pantă a glacisului materialul remaniat s'a depus în cantitate mai mare, pentru a nivelà suprafața, iar din îngrămădirea lui a rezultat una din formele sub care se manifestà Podișul Râmnicului și prin care se face cunoscut în mare parte din lungul său.

Dar desvoltarea sa cea mai caracteristică o găsim în lungul unor văi vechi, care curgând din interiorul zonelor carpatice au tăiat suprafața colinelor periferice printr'o suprafață de eroziune, echivalentă cu o adevărată terasă înaltă.

La trecerea în Câmpie a acestor văi vechi, materialul cărat a fost colmatat, formând enorme conuri de dejecțiune, ce se observă astăzi în dreptul confluenții Călnăului cu Buzăul; la Bordești și Plăinești, formând terasa Bordeștilor și între Putna și Șușița, formând Podișul Panciului.

Suprafața lor se leagă prin colmatările dela piciorul glacisului și împreună dau naștere Podișului Râmnicului, ce domină Câmpia Română și văile ce-l brăzdează cu înălțimi cuprinse între 200—40 m. [1]).

Astfel privită chestiunea Podișul Râmnicului are o întindere puțin deosebită față de aceea pe care a fixat-o d-l G. VÀLSAN [111, Planșa I, pag. 49].

In lungime l-am observat între Buzău și Panciu, iar după cercetările d-lui S. ATHANASIU [13] și [19] cred că se poate demonstrà întinderea lui până la Trotuș. Este chiar posibil să se întindă și mai la nord, în lungul Culmei Trotușului, până la confluența Bistriței.

Oricum prezența sa este constantă la marginea estică a colinelor externe, formate din prundișuri de Cândești, fie la limita lor spre Câmpie, fie la limita lor spre Podișul Moldovenesc.

In lărgime Podișul se întinde spre interior până la înalțimea de 250 m. ori 300 m., după condițiunile locale, iar limita cu Câmpia coincide pe teren cu zona de deviere bruscă a tuturor râurilor, cari ies din Subcarpați în

[1]) D-l G. VÂLSAN, care a observat cel dintâiu mai de aproape aspectele morfologice ale acestei suprafețe și a denumit-o, socotește că evoluția Văii Râmnicului ar puteà explicà evoluția însăș a Podișului Râmnicului [111, pag. 49]. După observațiunile mele, amintite în cele de mai sus, se vede că Valea Râmnicului nu a contribuit și nici nu a influențat cu nimic formarea Podișului Râmnicului, ea fiind o vale cu mult mai tânără decât Podișul. Deaceea evoluția văii nu desvălue nimic din evoluția Podișului.

Cu toate acestea am păstrat denumirea dată de d-sa, pentrucă în regiunea Podișului se află situat orășelul Râmnicul-Sărat, ca cea mai importantă așezare omenească și este traversat de Valea Râmnicului.

Institutul Geologic al României

Câmpie, pe distanța cuprinsă între Buzău și Putna și care este dată aproximativ de linia de nivel de 100 m.;

Studiul Podișului, în regiunea unuia din enormele conuri de dejecțiune ale văilor vechi, ne poate da instrucțiuni frumoase despre constituția Cuaternarului în zona de curbură. In acest scop dau rezultatele ce le-am obținut în regiunea terasei superioare dela Bordești (Fig. 37). Intre Dealul Căpățâna-Gurguiată la SV. și D. Măgura la NE colinele externe sunt retezate după o suprafață de nivelare așezată cu 200—250 m. sub nivelul crestei dealurilor și cu 150—200 m. deasupra talvegului Râmnei. Ea este

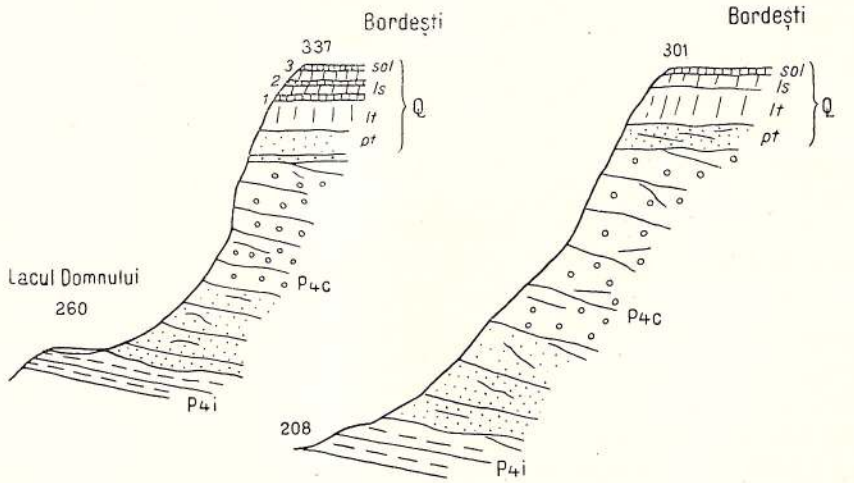


Fig. 37. Constituția Cuaternarului în terasa Bordești (Podișul Râmnicului) și raporturile sale cu Levantinul

Q = Cuaternar { 1. 2. 3. sol = bandele de sol fosil și actual; ls = loes; lt = lut loessoid; pt = pietrișuri

P_4c = Levantin superior (strate la Cândești

P_4i = Levantin inferior.

individualizată mai bine pe domeniul comunei Bordești, iar suprafața sa se lasă pe încetul spre Câmpie sub forma unui enorm con de dejecțiuni, ce se urmărește la Tâmboești și Plainești. (Fig. IV și Pl. I. fig. *m*).

Structura sa geologică se poate studiă în deschiderile din V. Slimnicului, V. Pietroasa și Pâr. Recea cu afluenții ei mici.

In V. Pietroasă (la nord de Bordești) malul drept prezintă următoarea succesiune a stratelor de sus în jos:

Sol brun de pădure	1.20—1.50	m.
loess	2.50—3	m.
lut loessoid	10	m.
nisipuri torențiale	7	m.

Institutul Geologic al României

Spre Valea Slimnicului cota 337 m. profilul este (Fig. 37 stânga):

	Sol vegetal brun	0.70— 1.20 m.	
loess	loess	2 — m.	5—5 ½ m.
	primul strat de sol fosil brun . . .	0.50— 0.70 m.	
	loess	2 m.	
	al doilea strat de sol fosil	0.50 — 0.70 m.	
	lut nisipos cu structură loessoidă .	8 — 10 m.	
	pietrișuri	6 — 8 m.	
	lut nisipos compact	1 m.	
	Total	21 — 25 m.	

Mai spre sud la cota 318 m. tot în malul râpos al Slimnicului găsim următoarea succesiune:

Solul brun	1 m.
loess	6 m.
sol fosil	0,70 m.
loess	10 m.
nisipuri și pietrișuri	3 m.
lut loessoid	10—12 m.
total	31—33 m.

Sub aceste strate, la altitudinea de 285 m. apar pietrișurile de Cândești în grosime de 25 m. aparținând Levantinului superior; iar la 260 m. înălțime apare argila vânătă bazală a Levantinului inferior. Mai spre exterior la Cândești succesiunea depozitelor cuaternare este la fel, grosimea lor se reduce însă la 22—24 m. și se razemă pe prundișurile levantine transformate pe alocuri în conglomerate, în grosime de 6—10—15 m.

Pe Pâr. Lupoaia (sud-est de Bordești) loessul cu solul de deasupra au o grosime de vre-o 20 m. pietrișurile lipsesc, iar lutul nisipos urmează imediat rezemat pe prundișurile de Cândești, transformate și aici în conglomerate și reduse mult în grosime.

Spre Câmpie la Tâmboești și la Plăinești depozitele cuaternare aproape cu aceeaș succesiune ating grosimi mai mari, ce trec peste 40 m., iar văile actuale nu ne mai pun în evidență prin eroziune depozitele levantine dela bază.

Mai departe la Gugești — în plină Câmpie — G. VÂLSAN menționează un profil din malul Râmnei alcătuit numai din loes străbătut de o dungă nisipoasă groasă de 2—6 m. [111, pag. 49].

Descrierea acestor profite ne permite să facem câteva constatări:

Mai întâiu prundișurile torențiale ale Levantinului sunt reduse în această terasă abia la câțiva metri grosime (maximum 25 m. în malul Slimnicului),

Toate sunt așezate discordant peste stratele de Cândești cu prundișuri transformate ici-colo în conglomerate. (Fig. 37 dreapta).

Institutul Geologic al României

ceeace contrastează izbitor față de grosimea de sute de metri din dealurile învecinate.

In al doilea rând, se constată că ele au fost subțiate printr'o eroziune fluviatilă, deoarece peste suprafața lor roasă se așterne discordant seria de strate cuaternare, care încep prin depozite fluviatile (prundișuri, lut, nisip) și se termină prin depozite eoliene (loes) formând o suprafață nivelată — terasa Bordeștilor. Ea se continuă printr'un enorm con de dejecție, ce se urmărește până departe spre Câmpie.

Existența unui vechiu curs de apă, ce a produs fenomenul de eroziune este astfel dovedită. El nu este altul decât ceeace am numit basenul intracolinar al Râmnei.

Pe de altă parte depozitele cuaternare din această parte trec lateral către cele din lungul marginei externe a dealurilor atât spre nord cât și spre sud de terasa Bordeștilor, ceeace ne dovedește că, fenomenul de colmatare la piciorul pantei dealurilor și terasa Bordești au luat naștere în acelaș timp, au deci aceeaș vârstă și contribue laolaltă la formarea Podișului Râmnicului.

Terasele superioare (t. 1).

In lungul vechiului curs al Râmnei. **(Planșa I)**. Dela terasa Bordeștilor spre interior cursul vechiu al Râmnei se poate urmări, deși cu oarecare greutate, peste culmea Stegarului (351 m.) apoi peste dealurile dela vest de Constandoiul și satul Dealul-Lung mai departe peste D. Lung și peste marginea din afară a Dealului Târâtu, iar de acolo peste capătul intern al Dealului Deleanu (pe la Poiana Caba) trece în basenul Milcovului peste regiunea ocupată azi de Pâr. Groapa-Mare. Urme precise ale acestui curs longitudinal vechiu se află pe D. Lung, pe a cărui creastă se observă un lut brun-roșcat gros de 4—8 m., analog lutului loessoid dela baza loessului dela Bordești [1]).

Pe D. Deleanului (partea lui internă) lutul poate lipsì, dar marginea internă a prundișului de Cândești ca și argilele levantine inferioare sunt tăiate pe creasta ce separă apele Râmnei de ale Milcovului, de o vale largă de 1 ½—2 km. care a lăsat urmele unei terase în rocă fără aluviuni, terasă ce nu se poate confundà cu o șea.

Lipsa prundișurilor din partea superioară a vechiului curs al Râmnei, cred că se datorește faptului că regiunea erodată este alcătuită numai din roce moi, care nu puteau da alte produse decât mâlurile sau luturile. Astăzi

[1]) Astfel de luturi am observat și în basenul vechiu al Șușiței, la Secătura (Părosu), unde lutul brun gros de 10—15 m. se așează discordant peste capetele stratelor verticale ale Meoțianului [53], apoi la Purcei, Vizantea și Câmpuri deasupra terasei superioare a aceluiaș curs vechiu al Șușiței, a cărei poziție longitudinală intracolinară, este foarte asemănătoare vechiului curs al Râmnei.

Institutul Geologic al României

Râmna, Milcovelul și toți afluenții lor nu poartă în aluviuni decât mâluri nisipoase.

In dreptul Bordeștilor, unde vechea vale a traversat culmea formată din prundișurile de Cândești, acestea au putut fi remaniate și depuse în mică parte pe loc, iar în cea mai mare parte au format conul de dejecție dela trecerea văii în Câmpie.

In afară de aceasta este posibil ca puterea de transport a apelor acelei văi să fi fost cu totul redusă în părțile ei superioare și mijlocii, panta văii fiind dealtfel scăzută.

Terasa superioară Dealul Podul (Necule). (Fig. III).

La marginea Flișului, între Pâr. Palanca la nord și est și Pâr. de sub Stejicul spre sud, se află o terasă puțin întinsă, ce retează capetele stratelor mediterane dela Necule.

Suprafața sa este cuprinsă între 768—800 m. altitudine și se ridică cu 150 200 m. deasupra patului Pâr. Palanca (612 m.) și cu 120—160 m. deasupra patului Pâr. de sub Stejicul. Față de Râmnic, de care este depărtată cu aproape 5 km. se ridică cu 200—250 m.

La bază este alcătuită din prundiș, cu elemente mari din marginea Flișului, în care domină gresia de Kliwa, menilite, gresii cu ieroglife și conglomerate verzi, ca și din rocele Mediteranului; iar la partea superioară e formată din pietriș cu mult nisip și chiar mâl nisipos, totul în grosime de 4—8 m.

Deși suprafața terasei este cu totul redusă, totuși poziția ei chiar, în depresiunea Jitiei, pendinte de depresiunea Vrancea, și la o altitudine necunoscută în regiune pentru terasele văilor actuale, ne permite să o interpretăm ca o terasă înaltă a unui vechiu curs longitudinal, care a nivelat depresiunea Jitia, scurgându-se spre depresiunea Vrancei.

In acel timp, în depresiunea Vrancei, activitatea unui astfel de curs longitudinal a produs, după cum a arătat Prof. De Martonne [64], terasele înalte din D. Dumii, D. Râpa Roșie, așezate deasemeni cu 200—250 m. deasupra văilor Zăbala și Putna.

Nici o îndoială nu mai poate fi că, terasa înaltă dela Necule și terasele înalte din Vrancea sunt sincronice.

Din aceste conjecturi se degajează o concluziune, a cărei importanță e necesară să o remarc:

Intre depresiunea Jitia și depresiunea Vrancea sensu strictu a existat pe lângă o legătură tectonică și una hidrografică. Urmarea a fost, că întreagă depresiunea pericarpatică dela curbură a fost nivelată printr'un curs longitudinal imediat după formarea ei, dând naștere la terasele înalte dela Necule și din Vrancea. Prin aceasta se verifică încă odată pe teren adevărul, remarcat pentru prima dată de Prof. De Martonne că depresiunea subcarpatică a fost nivelată de cursuri longitudinale imediat după formarea ei.

Institutul Geologic al României

Terasele văilor actuale — terasa medie (t_2) și terasa inferioară. (t_3).

Pe trajectul văilor Râmnicul și Milcovul se poate observà două terase de importanță variabilă și anume: o terasă medie (t_2) care are desvoltarea cea mai mare dintre toate terasele regiunii și o terasă inferioară (t_3) cu o întindere mult mai redusă. Uneori se adaugă și o terasă inferioară acesteia (t_4) ce reprezintă mai mult depunerile fazei actuale de eroziune.

In lungul văii Râmna și a celorlalte vâlcele nu se distinge decât terasa inferioară.

Terasele din lungul Râmnicului. Terasa medie (t_2) fiind cea mai desvoltată este aproape singura, ce a atras atenția diferiților cercetători (De Martonne, Vălsan) și de aceea e mai bine cunoscută.

Apariția ei se face abià dela Podul Lung, adică exact după ce valea trece de fractura pericarpatică în zona propriu zisă a Subcarpaților sarmato-plioceni.

Desvoltarea terasei pe un mal sau pe altul al Râmnicului se face după anumite preferințe: astfel pe porțiunea cuprinsă între Jitia mică, și Biceștii de sus (Dumitrești) terasa medie se găsește bine desvoltată pe malul stâng; iar dela Bicești până la ieșirea în Câmpie ea se desvoltă mai bine pe malul drept.

In ambele cazuri ea se prezintă sub aspectul de «Poduri» caracteristice prin condițiunile favorabile ce le oferă așezărilor omenești și culturilor, într'o regiune unde domnia prea aspră a naturii nu e îmblânzită de om. Ele se întâlnesc în partea superioară a văii la: Podul Lung așezat cu 90—120 m. deasupra talvegului, la Podul Trestiei (Jitia mică) și Podul Vacii (Luncile) cu aceeași înălțime, la Podul Dumitrești cu 80—100 m. și la Biceștii de sus cu 66—90 m. înălțime.

In jos de Bicești găsim: Podul Mucești așezat cu 60—80 m. deasupra patului apei, Podul Buda tot cu 60—80 m. și Băbeni cu 43—65 m.

Spre exterior terasa se apropie tot mai mult de patul văii, așà că la ieșirea din coline abià se ridică cu 20 m. deasupra apei Râmnicului.

In acelaș timp ea nu mai are desvoltarea din interior a podurilor cunoscute.

Deasemenea pe malul opus se găsesc petece din această terasă, dar cu totul restrânse.

După înălțimea la care se găsește terasa în lungul Râmnicului se constată că între Podul Dumitrești și Biceștii de sus terasa medie prezintă o ruptură de pantă — observată și de d-l De Martonne — dela care terasa se deplasează pe malul drept. O a doua ruptură de pantă se observă la ieșirea Râmnicului în Câmpie.

E foarte probabil că denivelările din lungul terasei medii, să fie datorite alunecărilor tectonice în lungul stratelor așezate în culise, în urma ridicărilor destul de recente ale regiunii din susul văii.

Institutul Geologic al României

In ce privește constituția geologică, se constată că terasa medie este tăiată în roca vie, iar deasupra are o alternanță de pietrișuri cu nisip și lut brun loessoid, ce se succedează pe o grosime de 10—12 m. la Podurile din partea internă și pe o grosime de 4—6 m. la cele din partea exterioară. La suprafață se desvoltă solul brun podsolit mai peste toate podurile și numai la Băbeni el rămâne cu caracterul de sol brun nealterat, întocmai ca și pe dealurile dimprejur.

Terasa inferioară (t_3) se găsește în lungul văii încă din zona muntoasă, însă desvoltarea ei caracteristică nu o întâlnim decât dela Jitia (Intre Râmnice) în jos și mai ales dela Jitia mică până aproape de Turburea.

Mai în jos se întâlnește și la Dumitreștii de Jos, la Mucești, între Buda și Dedulești, la Băbeni, Vlăducești și Tăbăcari.

Desvoltarea ei pe un mal sau pe altul urmează aceeaș normă ca și terasa medie. Astfel în partea superioară până la Dumitrești ea este mai bine desvoltată pe malul stâng, unde prin întinderea și apropierea ei de apă se permite desvoltarea satelor Luncile, Turburea, Chiojdenii și Dumitrești de jos; pe când podurile terasei medii sunt numai locuri de cultură, cu excepția Podului Dumitrești care este în parte ocupat de sat (proprietatea mică) în parte ocupat de culturi (proprietatea mare) [1]).

Dela Dumitrești în jos terasa inferioară se desvoltă mai mult pe malul drept, apărând ca petice mai puțin importante și pe malul stâng.

In tot lungul Râmnicului terasa inferioară se ridică cu 15—30 m. deasupra talvegului în partea superioară cuprinsă între Jitia-Luncile și se apropie pe încetul de vale, așà că la Buda-Dedulești se ridică numai cu 6—10 m.

Și terasa inferioară este tăiată în roca vie, iar deasupra acoperită cu prundișuri, nisipuri și solul în grosimi ce variază între 1—3 m., dar care poate ajunge și la 5—6 metri.

Sub terasa inferioară se întâlnește o a treia terasă, ridicată abià cu 1 ½—3 m. deasupra talvegului. O astfel de terasă este la Dumitrești de jos, în partea de jos a satului, dar mai bine desvoltată este deoparte și alta a Râmnicului începând dela Dedulești în jos. Pe suprafața ei sunt așezări omenești la Căprăria, Tăbăcarii.

Pe margini deseori ea trece deadreptul la aluviunile moderne, deaceea ea trebuie privită ca făcând parte din faza de eroziune actuală, împreună cu aluviunile, iar individualizarea ei pe alocuri concordă tocmai cu starea de desechilibru în care se găsește profilul râului azi.

---

[1]) In afară de condițiunile geografice desvoltarea satelor pe terasele inferioare a mai fost influențată și de condițiunile de proprietate. Din acest punct de vedere, Podul Dumitrești ne oferă un exemplu foarte instructiv, prin faptul că întrunește ambele feluri de proprietate, pe când podurile din sus de Dumitrești sunt ale proprietății mari (cu culturi), iar cele din jos de Dumitrești sunt ale proprietății mici (cu sate). Problema iese însă din cadrul subiectului nostru.

Institutul Geologic al României

Terasele Milcovului sunt aceleași ca cele de pe valea Râmnicului, însă desvoltarea lor este mult mai redusă decât la Râmnic.

Terasa medie este bine desvoltată la Mera, unde formează Podul Mănăstirei cu o întindere și importanță analoagă podurilor de pe Râmnic. Ea e așezată cu 50—80 m. deasupra văii Milcovului peste argilele negricioase și nisipoase ale Levantinului inferior, deci în aceeași zonă și cu aceleeaș raporturi ca și Podul Dumitrești, dar cu 20—30 m. mai jos decât acesta.

Ea este alcătuită din prundișuri, nisip și lut loessoid, în grosime de 6—8 m. așezate peste capetele stratelor în picioare. Lutul se ridică în sus și pe D. Plopului și D. Căprăria până la curbele de nivel de 320 m., respectiv 340 m.

Petece înguste din această terasă se găsesc pe malul stâng: la Arva, acoperită cu vii din P. Arva până la Căpâtanu și sub D. Șarba, așezate tot cu 50—70 m. deasupra văii. Pe malul drept se găsește între Pitulușa și Broșteni, formând Podul Surdului aproape de Odobești.

In sus de Mera petece din această terasă se găsesc: la Șindilarii de jos (Poinița), la Scruntar (Podul Jariștei) și la Andreiașu de sus la conacul lui Orleanu, cu aceeași înălțime deasupra văii.

Petece mici dintr'o terasă probabil mai înaltă am găsit la Saivanul Șuțu, din fața masivului de sare dela D. Spumei (Andreiașu), cuprinsă între 110—140 m., apoi în D. Căprăria și D. Plopului, la Mera cuprinsă între 90—120 m. și deasupra terasei dela Podul Surdului, tot la 90—120 m. deasupra văii.

Aceste resturi cred că provin dela două văi diferite: una superioară care se scurgeà spre Vrancea poate pe la Reghiu, și alta inferioară cu Milcovelul care se scurgeà spre Câmpie într'o perioadă posterioară vechiului curs al Râmnei, dar anterioară Milcovului actual. In cazul acesta Milcovul ar fi rezultat din captarea părții superioare de către cea inferioară la Scruntar.

Terasa inferioară apare ca petece restrânse din părțile cele mai superioare ale Milcovului. Mai bine desvoltată este la Andreiașu de jos—unde se desvoltă o parte a satului, la gura Reghiului, unde sunt câteva case; la Poinița și la Mera cu Roșioara; la Arva și Căpâtanu, apoi la Pitulușa și Broșteni.

Ea se află cu 4—12 m. deasupra talvegului și uneori trece deadreptul înspre aluviunile moderne, ridicate numai cu 1—2 m. deasupra patului văii.

Și aici terasa inferioară taie în stânca vie și are deasupra depozite aluviale de prundișuri și nisip în grosime totală de 1—3 m.

In lungul celorlalte văi se cunoaște o terasă inferioară așezată la 8—15 m. înălțime și unele petece restrânse așezate între 2—6 m. deasupra apei.

Mai importante se găsesc la Râmna: la satul Dealul Lung și Gura Caliței; pe Motnău: la satul Motnău și la confluența cu Motnăul mic.

Aluviunile moderne. Viiturile mari din timpul primăverii aduc mari cantități de material alcătuit din bolovani, pietriș și nisip, pe care amestecat îl găsim depus în lungul văilor până aproape de ieșirea lor în Câmpie.

Institutul Geologic al României

In acelaș timp apa își face drum printre depozite, rozând uneori până la stânca vie, pe care o desgolește din loc în loc, mai accentuat la Milcov și Râmna, mai puțin la Râmnic.

Astfel cele mai desvoltate aluviuni moderne le găsim la Râmnic mai puțin la Milcov, iar la Râmna ele se formează abiă din momentul ce intră în fâșia depozitelor de Cândești.

Aceasta înseamnă că văile nordice (Milcov, Râmna) sunt în faza de adâncire a văii, pe când Râmnicul pare a fi într'o fază de liniște, poate de scurtă durată, cum de altfel a mai avut el în cursul evoluției sale.

Considerațiuni generale asupra Cuaternarului.

Descrierea de mai sus a depozitelor cuaternare, ne pune în evidență și pentru regiunea de curbură că, ele sunt depozitele cele mai noui așezate la partea cea mai superioară a stratelor terțiare, față de care au o desvoltare transgresivă — deși cu o grosime redusă.

Succesiunea în timp a acestor depozite ca și a fenomene'or geologice, ce au contribuit la formarea lor, nu o putem determină cu ajutorul fosilelor, pentru că ne lipsesc.

In schimb pentru că ele formează terase, etajate la diferite înălțimi, putem determină succesiunea lor în timp, dacă pornim dela un nivel bine cunoscut In acest scop vom utilizà comparațiunea, paralelizarea și sincronizarea depozitelor cuaternare din această regiune, cu acelaș fel de depozite din regiunile vecine ori mai depărtate, a căror vârstă a fost determinată pe baze paleontologice, și vom căutà să precizăm pe cât ne-ar fi posibil, vârsta unui astfel de nivel.

Dela început vom recunoaște în succesiunea fenomenelor de terasare două faze importante:

In prima fază de eroziune cuaternară se cuprind terasele superioare, depozitele de remaniere de pe glacisul dinspre Câmpie al colinelor externe și Podișul Râmnicului, toate așezate la înălțimi cuprinsel în general între 150—250 m. deasupra nivelului de bază de azi (depozitele glacisului pot fi la înălțimi mai mari).

In a doua fază de eroziune cuaternară se cuprind terasele medii și inferioare, apoi aluviunile moderne și solurile. Aici vom deosebi două, trei nivele sau trepte ale eroziunii.

Vârsta depozitelor din prima fază de eroziune cuaternară. In rândul acestor depozite vom socotì terasa superioară dela Bordești și depozitele Podișului Râmnicului, care după cum am arătat sunt sincronice, pentru că lateral, trec unele în altele.

Tot aici vom considerà și terasele superioare din lungul depresiunii Vrancei, ca și terasele superioare din lungul Șușiței vechi (cuprinse între Culmea Răchitașu și colinele externe), pe care cu altă ocaziune le-am socotit sincronice

Institutul Geologic al României

cu Podișul din D. Clipicești-D. Vitănești și dela Panciu [53]. Acest podiș nu este altceva decât suprafața de eroziune, pe care vechea vale a Vrancei a retezat-o în culmea colinelor externe, pentru a ieși spre Câmpie, unde se înfățișează ca un enorm con de dejecțiune, ce ia parte integrantă la formarea Podișului Râmnicului la nord de Putna.

Tot la Podișul Râmnicului vom mai considerà și suprafețele nivelate și cu aspecte de terase înalte dintre Panciu și Trotuș și în special terasele din D. Boga și D. Țoanca dela Copăcești, așezate la piciorul glacisului, care a retezat colinele dela fundul V. Pralea, alcătuite după Prof. S. ATHANASIU din prundișuri torențiale levantine (stratele de Cândești) [13, pag. XLI].

Oobservațiune pe care o putem face la terasele superioare este că ele au o așezare longitudinală față de direcțiunea generală a lanțului Carpatic după cum longitudinală este și așezarea vechiului sistem hidrografic care le a produs. Cauza trebuie căutată în tectonica regiunii, care de curând fixase caracterul longitudinal și prin aceasta determinase și traiectul sistemului hidrografic, ce a urmat imediat.

Regiunea, care ne oferă cele mai bune condițiuni pentru a urmări vârsta acestor depozite, este regiunea dela sud de valea Trotușului și în D. Țoanca dela Copăcești, unde d-l Prof. S. ATHANASIU a ajuns la rezultate instructive [19].

Profilul din acest deal pe care D-sa ni-l face cunoscut este alcătuit, de sus în jos, în modul următor:

4. Sol arabil	1—2 m.	
3. Loes grosime variabilă		Cuaternar mediu
Suprafață de eroziune		Cuaternar inferior
2. Pietrișuri și nisipuri fluviatile cu *Mastodon arvernensis* și *Unio*	80 m.	Levantin superior
Suprafață de eroziune		Levantin inferior
1. Argilă vânătă cu Helix		Levantin inf. ori Dacian.

Pentru întregirea profilului mai trebuie amintit prezența unor prundișuri roșcate și lut roșcat, răspândite neregulat peste prundișurile fluviatile ale Levantinului superior (stratele de Cândești), de care le separă aceeaș suprafață de eroziune, ce separă loessul de stratele de Cândești. Din aceste prundișuri roșcate d-sa a mai determinat o falcă de *Mastodon arvernensis* [19, pag. 11].

Din descrierea acestui profil rezultă în mod clar că în terasa dela Copăcești (Trotuș) se găsește aceeaș succesiune de strate, pe care am găsit-o în profilele din terasa Bordeștilor și pe glacisul colinelor dela sud de Valea Putna, unde am observat aceleași suprafețe de eroziune: o suprafață de eroziune între argila Levantinului inferior și prundișurile de Cândești, a căror vârstă levantină se determină la Copăcești și prin forma de *Mastodon arvernensis*

Institutul Geologic al României

ce o conțin; a doua suprafață de erosiune este între prundișurile de Cândești și prundișurile roșcate cu luturile roșcate și loessul de deasupra.

In consecință prundișurile roșcate cu luturile roșcate dela Copăcești, așezate discordant peste prundișurile de Cândești, sunt echivalente cu cele din Podișul Râmnicului, iar terasa Copăcești aparține deadreptul acestui Podiș.

Odată aceste paralelizări făcute, să trecem la vârsta prundișurilor roșii ale Podișului.

Prin faptul că ele sunt separate de stratele de Cândești, deranjate, printr'o suprafață de eroziune, este evident că ele sunt mai noui decât orice depozit pliocenic; deci stratigraficește ele nu pot aparține decât la Cuaternar.

Pe de altă parte prezența lui *Mastodon arvernensis* CROIZ. et JOB. în prundișurile roșcate dela Copăcești rezolvă definitiv și din punct de vedere paleontologic vârsta acestor strate.

In adevăr după cercetările d-lui S. ATHANASIU [12] *Mastodon arvernensis* este răspândit în Pliocenul superior (Dacian + Levantin), iar asociat cu *Elephas meridionalis* NESTI se găsește și în Cuaternarul inferior [14, pag. 410] în accepțiunea propusă de Prof. E. HAUG dela Paris.

In această asociație l-a găsit la Tulucești (Covurlui) în nisipurile unde a mai găsit și *Cervus issiodorensis* CROIZ. D-sa admite că aceste nisipuri aparțin la partea cea mai superioară a Levantinului, sau chiar la partea cea mai inferioară a Cuaternarului (în sensul lui HAUG).

Tot din regiunea de sud a Covurluiului ALB. GAUDRY [1]) a determinat din niște pietrișuri feruginoase: *Mastodon arvernensis*, *Elephas meridionalis*, *Bisson priscus*, *Equus* și *Cervus*; apoi d-l S. ATHANASIU a determinat o măsea de *Elephas* cf. *meridionalis* [2]), la nord de Galați [9, pag. 4]; iar R. SEVASTOS a găsit la Vameșu *Equus stenonis* (?). [90, pag. 325].

Din descrierile lui R. SEVASTOS [90, pag. 322—329] se vede că prundișurile roșcate, ce apar pe malul Prutului la nord de Galați, la Vameșu, la Slobozia Conachi și în partea de apus a districtului Covurlui, se razemă uneori discordant peste nisipurile ori gresiile Levantinului superior [90 fig. 5, pag. 326].

Pe baza fosilelor ce conțin și a discordanței lor față de Levantinul superior, consider că pietrișurile roșcate din Covurlui aparțin Cuaternarului inferior.

Deaici reiese că, din seria de strate dela Copăcești numai pietrișurile roșcate superioare cu *Mastodon arvernensis* sunt sincronice cu cele din Covurlui

[1]) Citat de S. ATHANASIU, [14, pag. 410].

[2]) In timpul din urmă această măsea a fost determinată ca *El. planifrons*, aparținând la Levantin, (An. I. G., Vol. XI, 1925).

Institutul Geologic al României

și în sensul acesta, cred că trebuie privit profilul dat de d-l SAVA ATHANASIU ca și sincronizarea, pe care d-sa a făcut-o cu pietrișurile dela Tulucești.

Acestea spuse urmează dela sine că, Podișul Râmniculuĭ, în care noi am cuprins și terasa înaltă dela Copăcești, s'a format în Cuaternarul inferior iar ca o consecință imediată: terasele superioare dela Bordești, din D. Podului (Necule), din Vrancea și dela Câmpuri-Vizantea-Părosu—sincronice cu Podișul Râmniculuĭ—sunt tot de vârsta Cuaternarului inferior.

Această concluziune, ce se referă la întreaga regiune dela Curbură, stă în acord cu succesiunea naturală a fenomenelor de eroziune continentală din zonele Carpatice și cu generalitatea lor. In adevăr eroziunea continentală din Cuaternarul inferior a urmat imediat după cutarea și ridicarea în bloc a regiunilor Carpatice, care a avut loc la sfârșitul Pliocenului; de aceea și întinderea fenomenelor de eroziune este tot așà de generală, ca și a fenomenului tectonic, a cărui urmare imediată a fost.

Până acum am putut să arăt care este întinderea fenomenului de eroziune din Cuaternarul inferior în regiunea de curbură, atât în depresiunea pericarpatică cât și la estul ei. In cele ce urmează sper să pot pune în evidență existența acestui fenomen și în afara regiunei de curbură.

Astfel după cercetările lui D. PREDA [83, pag. 55—57] și H. GROZESCU [37, pag. 34—36, 73—74] eroziunea din Cuaternarul inferior se manifestă și în disctritul Bacăului, prin prezența teraselor superioare din lungul văilor Tazlăul, Tazlăul-sărat și dela confluența Bistriței, așezate la 150—200 m. deasupra patului văilor actuale.

In ce privește terasele superioare din lungul văilor Tazlăului și Tazlăului Sărat, cred că ele nu pot fi atribuite acestor cursuri secundare, cum admit d-nii PREDA și GROZESCU pentru motivul că, astfel de terase lipsesc din lungul. Trotușului, care este valea principală. De fapt e și natural ca terasele superioare să fie independente de rețeaua hidrografică actuală. Ele fiind așezate în lungul depresiunii pericarpatice din Bacău și la aceleași înălțimi ca și terasele din Vrancea, nu mai încape îndoeală, că fac parte din fenomenele de eroziune continentală din Cuaternarul inferior, când un curs longitudinal a nivelat depresiunea cuprinsă între marginea Flișului și Culmea Petricica.

Prin faptul că lărgimea acestei văi vechi crește dela nord spre sud, unde în apropiere de Trotuș, ajunge la aproape 10 km., iar terasele lăsate de ea se înclină tot dela nord spre sud, reiese că valea se scurgeà spre sud și este posibil ca ieșirea ei din Subcarpați să se fi produs pe la Copăcești.

In Muntenia și Oltenia astfel de văi longitudinale, care au nivelat depresiunea subcarpatică în Cuaternarul inferior, au fost semnalate și descrise pentru prima dată de Prof. MRAZEC în depresiunea dela Câmpulung (Muscel);

Institutul Geologic al României

apoi de Prof. DE MARTONNE în depresiunea dela Târgu-Jiu; precum și terasele superioare din regiunea Prahovei și Teleajenului.

Acestea din urmă denotă văi cu direcția mult intortochiată, ca o consecință a complicațiilor tectonice, care au îmbucătățit depresiunea subcarpatică în mai multe Cuvete sau depresiuni secundare.

In afară de acestea, fenomene de eroziune comparabile cu glacisul colinelor externe și cu Podișul Râmnicului sunt deasemenea cunoscute. Astfel în regiunea Moreni Prof. MRAZEC a făcut cunoscut pentru prima dată existența unui glacis cu prundișuri și luturi roșii, pe versantul sudic al colinelor alcătuite din prundișuri de Cândești.

Față de generalitatea fenomenului de eroziune nu este exclus ca, forme de teren, analoage celor descrise în regiunea de curbură, să se găsească și în partea nord vestică a Câmpiei Române și în Oltenia.

Mă gândesc în special la Câmpiile înalte Gâvanul și Burdea, descrise de d-l GH. VĂLSAN [111, pag. 32—36] la sud de Pitești și la glacisul colinelor din Oltenia, ce se lasă până aproape de Câmpia Dunării.

In orice caz este de văzut în viitor, până unde se întinde spre vest de curbură fenomenul de nivelare dela limita dintre Coline și Câmpie.

Vârsta depositelor din a doua fază de eroziune cuaternară

Aici am considerat terasele regimului actual hidrografic, adică terasa medie, terasa inferioară și aluviunile moderne.

In opoziție cu direcțiunea longitudinală a văilor vechi din Cuaternarul inferior rețeaua hidrografică actuală are în general aspectul transversal.

Explicațiunea stă în faptul că eroziunea din Cuaternarul inferior a fost așà de puternică, încât regimul hidrografic ce i-a urmat și-a putut croì un drum transversal direct spre Câmpie, a cărei scufundare se accentuà, fără a mai fi influențat adânc de aspectele morfologice de origină tectonică ale regiunii, care acum erau mult atenuate de vechea eroziune.

Diferența de altitudine între terasa medie și terasa superioară variază între 100—180 m., ceeace reprezintă o diferență de nivel foarte mare între cele două faze de eroziune ale Cuaternarului.

Origina acestei diferențe stă în schimbarea nivelului de bază, sau în ridicarea în bloc a massei continentale din zona carpatică și subcarpatică, sau se datorește amândorora deodată?

Cunoștințele, ce avem azi asupra constituției fundamentului Câmpiei Române [1]) ne permit să credem că, o mișcare de scoborîre a acestui depresiuni

[1]) Pentru toate râurile ce se scoboară din regiunile carpatice în Câmpie, nivelul lor de bază este dat de Câmpia Română, care prin zona ei de divagație este un adevărat colector al apelor carpatice. De acì apoi ele sunt canalizate spre Dunăre, fie direct cum se întâmplă

Institutul Geologic al României

a avut loc incontestabil în timpul Cuaternarului de oarece stratele cuaternare s'au întâlnit în sondaje sub nivelul mării la câteva zeci de metri. (La Mărculești).

De altă parte prezența în zona colinară a teraselor, ca suprafețe de nivelare desvoltate pe întinderi mari și până la înălțimi de peste 200 m. deasupra patului văilor actuale, ne dovedește că și zona colinară a suferit o mișcare de ridicare, probabil de o amplitudine mai mare decât mișcarea de scufundare a Câmpiei.

Astfel dar diferența de nivel între cele două terase principale se poate cu drept cuvânt atribui ambelor cauze: unei scufundari a Câmpiei Române concomitentă cu o ridicare mai însemnată a zonei colinare și muntoase, ambele petrecute în Cuaternar, după prima fază de eroziune din Cuaternaru inferior.

V â r s t a t e r a s e i m e d i i. Date paleontologice pentru determinarea precisă a vârstei teraselor din regiunea de curbură ne lipsesc. MURGOCI a făcut cunoscut prezența unor resturi de mamifere (cerb) din jurul Râmnicului, fără vre o indicație mai precisă. [Dări de seamă. Vol. VII, 1916, pag. 10].

Deaceea ne vom raporta la rezultatele obținute în regiunile vecine.

Astfel la Jevreni, pe valea Trotușului, în terasa mijlocie așezată aici la 30—40 m. deasupra văii, s'a găsit în lutul de deasupra o măsea, pe care Prof. S. ATHANASIU a determinat-o ca aparținând la *Elephas primigenius* BLUMB. Pe baza acestui fosil d-sa și d-l PREDA [83, pag. 57] consideră că terasa medie aparține la partea superioară a Cuaternarului mediu sau chiar la partea inferioară a Cuaternarului superior.

Pentru că terasa medie dela Jevreni se găsește la aceeași înălțime deasupra văii ca și terasa medie a Milcovului dela Broșteni, și mai ales cu terasa medie a Râmnicului dela Băbeni ea este echivalentă cu terasa medie din lungul acestor râuri. In consecință putem admite și pentru Milcov și Râmnic că vârsta terasei medii trebuie pusă între Cuaternarul mediu și Cuaternarul superior.

V â r s t a l o e s u l u i. Este interesant de observat că terasa dela Jevreni (Trotuș) este acoperită la suprafață cu lut galben în care s'a găsit *Elephas primigenius*, pe când la Milcov și Râmnic terasa medie este acoperită chiar cu loes. Cred că loesul de aici se poate considerà sincronic cu lutul dela Jevreni și deci de vârsta lui *Elephas primigenius*.

Această concluziune stă în acord și cu cercetările mai vechi ale lui GR. ȘTEFĂNESCU [95, pag. 6], și cu concluziunile lui G. MURGOCI [68, pag. 156—157] asupra vârstei loesului.

---

cu văile din centrul și vestul Câmpiei, fie prin marele canal al Siretului, care adună toate apele Câmpiei de răsărit, ca fiind pe axul de maximă scufundare.

Institutul Geologic al României

TABLOU SINOPTIC

AL FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE ȘI AL FACIESURILOR LOR CARACTERISTICE DIN DISTRICTUL RÂMNICUL-SĂRAT ȘI PARTEA DE SUD A DISTRICTULUI PUTNA

Sistem	Seria	Etaj	Subetaj sau Orizont	ROCE	FOSILE	FACIES DOMINANT
SISTEMUL NEOGEN — SERIA MIOCENĂ	Cuaternară	Holocen	Superior	Aluviuni moderne tuf calcaros, soluri, prundișurile terasei inferioare, loes, soluri fosile (îngropate).		Continental: fluvial, eolian
		Pleistocen	Mediu	Prundișurile terasei medii, loesul de pe glacisul colinelor externe.	*Elephas primigenius* (pe Trotuș).	
			Inferior	Prundișurile terasei superioare și ale Podișului Râmnicului, lutul roșu de pe glacisul colinelor externe.	*Elephas meridionalis* + *Mastodon arvernensis* (pe Trotuș și în Covurluiu).	
		DISCORDANȚĂ STRATIGRAFICĂ				
	Seria Mediteraneană	Levantin	Superior	Nisipuri și prundișuri cu stratificația torențială. (Stratele de Cândești, Mrazec).	*Mastodon arvernensis* (în basenul Trotușului și în Oltenia).	Facies deltaic fluvio-lacustru transgresiv.
		DISCORDANȚĂ STRATIGRAFICĂ				
		Dacian	Inferior	Argilă vânătă, argilă nisipoasă, nisipuri cu rare intercalațiuni de prundișuri torențiale și concrețiuni gresoase; argile cărbunoase.	*Vivipara bifarcinata*. Unii sculptați (*Scalenaria Bielzi*), *Dreissensia polymorpha*, Gasteropode mici de apă dulce, Helix, Trunchiuri silicifiate.	Facies lacustru de apă dulce, cu intercalațiuni cărbunoase și depozite torențiale.
			Superior	Argile, argile nisipoase gresii moi, lignit, gresii feruginoase.	*Vivipara bifarcinata, V. rumana, Prosodacna Euphrosinae, Pr. Berti, Pr. Haueri, Pr. Munieri, Pr. Cobâlcescui, Pr. Brateani, Dreissensia Rimestiensis, Stylodocna Heberti, Styl. orientalis, Limnium rumanum, Pontalmyra Constantiae, Pont. placida, Stylodacna Sturi, Styl. Stenopleura.* Gasteropode mici.	Facies lacustru indulcit cu intercalațiuni de cărbuni
			Inferior	Argile cu cărbuni, gresii moi, argile nisipoase. Uneori conglomerate la bază.	*Pontalmyra Constantiae, Pont. placida, Stylodacna Sturi, St. Stenopleura, Phyllocardium planum, Dreissensia corniculata*, Gasteropode mici, etc.	Facies lacustru subsalmastru transgresiv.
		Pontian	Superior	Gresii vinete-verzui, gresii gălbui, argile nisipoase Rare intercalațiuni cărbunoase (în V. Neagră)	*Cardium ochetophorum, C. semisulcatum, C. sulcatum, Prosodacna Schirvanica, Pontolmyra Constantiae, Phyllocardium planum, Dreissensiomya aperta, Vivipara achatinoides, Valenciennessia sp. Limnocardium nobile.*	Facies lacustru salmastru de adâncime mică.
			Inferior	Marne vinete compacte cu rare concrețiuni feruginoase.	*Cardium Lenzi, C. Abichi, C. Abichiformis, C. Steindachneri, Phyllocardium planum, Congeria rhomboidea, Cong. sp. Dreissensia corniculata, Vivipara Fuchsi-Neumayri, Valenciennessia annulata.*	Facies lacustru de apă dulce cu intercalațiuni de cărbuni *(Facies dacic)*.
		Meoțian	Superior	Gresii, gresii nisipoase, marne și marne nisipoase cu cărbuni sticloși (lignit).	*Unio subrecurvus, U. subatavus, U. sp. Anodonta sp. Dreissensia polimorpha, Vivipara Neumayri*, Gasteropode mici, Helix. Impresiuni de frunze.	
			Inferior	Gresii, marne, calcare cochilifere. Conglomerate la bază.	*Dosinia exoleta, Ervilia minuta Congeria novorossica, Cerithium Constantiae, Unio subrecurvus U. subatavus, Vivipara Neumayri. Hydrobia vitrella, Neritina rumana. Melanopsis sp. Limnaeus* sp.	Facies lacustru salmastru cu intercalațiuni de facies de apă dulce (*Facies euxinic*).
	Seria Miocenă	Sarmațian	Chersonian	Gresii, calcare organogene cu Mactre, rare marne nisipoase.	*Mactra truncata* / » *cumulata*	Facies euxinic: Facies marin salmastru de adâncime mică
			Basarabian	Gresii, calcare organogene cu Mactre și cu Ceriți, nisipuri, marne vișinii, conglomerate la bază	*Mactra ponderosa, M. variabilis var. Fabreana, Ervilia podolica, Donax lucida, Syndesmya reflexa, Cerithium disjunctum.*	
			Volhynian	Gresii, rare calcare cu Mactre, marne nisipoase.	*Mactra podolica* formă groasă, *M. ponderosa, Ervilia podolica, Tapes gregaria, Solen subfragilis, Cerithium disjunctum, Hydrobia ventrosa, H. Frauenfeldi.*	
		Mediteraneanul II	Buglowian	Marne vinete compacte în plachete separate prin plăci de calcită și plăci de gresii.	*Mactra podolica* = *M. variabilis var. fragilis* (formă cu scoica subțire). *Modiola volhynica.*	Facies marin salmastru de ape liniștite.
		DISCORDANȚĂ STRATIGRAFICĂ				
			Tortonian superior	LACUNA		Facies marin tipic fosilifer în Prahova, Buzău, Bacău.
			Helvețian + Tortonian inferior — Orizontul cu tuf dacitic	Tuf dacitic verde, gresii, marne, rar gipsuri, nisipuri.	Foraminifere	Facies lagunar de concentrațiune în legătură temporară cu marea. Regresiv.
			Helvețian + Tortonian inferior — Orizontul cu gipsuri	Marne și gresii cenușii cu gipsuri, gresii calcaroase, primele strate de tuf dacitic (cenușiu). Marne și gresii conglomeratice roșii, vișinii, verzi, gipsuri, sapropelite.		
			Helvețian + Tortonian inferior — Orizontul marnelor și gresiilor cenușii-verzui	Marne și gresii cenușii-verzui cu urme de valuri. Șisturi negre; rare intercalațiuni de gipsuri.	Fără fosile	Facies marin de coastă. Transgresiv.
		Mediteraneanul I	Burdigalian — Orizontul conglomeratelor	Conglomerate poligene cu șisturi verzi, cuarț, și cement calcaro-feruginos.		
			Aquitanian	LACUNĂ?		
		DISCORDANȚĂ STRATIGRAFICĂ				
SISTEMUL PALEOGEN	Seria Oligocenă	Chattian	Orizontul gresiei de Kliwa	Gresia de Kliwa cu intercalațiuni de conglomerate verzi și șisturi marnoase silicioase (menilite).	Fără fosile	Facies marin de plaje, cu treceri la dune de coastă, nisipos.
		Rupelian	Orizontul cu menilite	Șisturi marnoase silicioase, menilițe șisturi disodilice, conglomerate verzi.	Solzi de pești — *Meletta crenata* și alți pești.	Facies marin neritic de ape liniștite, vasos.
		Lattorfian	Orizontul inframenilitic	Marne nisipoase, gresii mica cu ieroglife, gresii cuarțitice silicifiate. Conglomerate verzi. Brecia conglomeratică verde la bază.	*Lithothamnium*, Numuliți mici. Foraminifere.	Facies marin neritic, vasos-nisipos.
	Seria Eocenă	Ludian + Bartonian super.	Orizontul superior al gresiilor cu ieroglife (Obere Hieroglyphen Sandstein)	Marne cenușii, marne vărgate superioare, gresii cu ieroglife, conglomerate verzi.	*Lithothamnium*, Numuliți mici. Foraminifere.	Facies marin neritic, vasos-nisipos.
		Bartonian infer. + Auversian + Lutețian	Orizontul mediu	Marne vinete cu Fucoide, marne calcaroase, calcare litografice, rare gresii cu ieroglife, gresia de Fusaru = gresia de Tarcău = gresia de Cieczkowicze. Conglomerate verzi.	*Fucoide. Lithothamnium*, Numuliți mici și alte Foraminifere. Dinți de Squali.	Facies marin neritic, vasos, uneori calcaros ori gresos.
	Seria Paleocenă ?	Londinian ?	Orizontul inferior	Marne vărgate inferioare, rare gresii cu ieroglife.	Rare Fucoide.	Facies marin neritic de ape liniștite.

MASIVELE DE SARE DE VÂRSTĂ NEDETERMINATĂ IN CONTACT ANORMAL CU STRATELE INCONJURĂTOARE

Faciesul Flișului carpatic.

Institutul Geologic al României

Dar loessul se găsește așternut și peste prundișurile și luturile roșcate loesoide de pe glacisul colinelor externe și de pe Podișul Râmnicului, pentru care am admis vârsta Cuaternarului inferior.

Uneori se observă chiar o trecere gradată dela lutul roșcat nisipos către loessul tipic.

De altă parte în loessul din Câmpie s'a putut observà local la Gugești, pe Râmna (G. VÂLSAN) o intercalație de nisipuri și argile.

Toate acestea ne arată că depunerea loessului este posibil să fi început într'o perioadă anterioară formării terasei medii, iar depunerea lui a suferit întreruperi cel puțin locale. Aceasta a făcut și pe R. SEVASTOS să admită că loessul s'a format în două perioade deosebite, ambele însă posterioare lui Elephas meridionalis și deci începând foarte probabil cu Cuaternarul mediu. (A se vedeà [90, pag. 330].)

Vârsta terasei inferioare. Din depozitele terasei inferioare nu s'a făcut cunoscut până acum nici un fel de fosil conducător în România, în special nu se cunoaște nici *Elephas* nici *Rhinoceros*. Vârsta ei în cazul acesta trebuie pusă în Cuaternarul superior, ceeace concordă cu clasificația dată de Prof. HAUG.

In rezumat Cuaternarul din regiunea de curbură este alcătuit din depozite continentale, ce se așează transgresiv peste toate depozitele terțiațre deranjate.

Ele aparțin ultimului ciclu de eroziune continentală din ținuturile carpatice.

In interiorul acestui ultim ciclu de eroziune se pot distinge două faze principale:

Prima fază de eroziune aparține Cuaternarului inferior și e datorită unor cursuri vechi longitudinale, ce au nivelat depresiunile tectonice longitudinale de curând formate, sau regiunile cu roce moi intercalate celor cu roce rezistente. (Basenul Râmnei, basenul Șușiței).

Tot în această fază au fost erodate și colinele externe formându-se glacisul dinspre Câmpie al lor, iar materialul rezultat din această variată eroziune a fost depus la marginea externă a Colinelor, la contactul lor cu Câmpia, formând Podișul Râmnicului.

Fenomenul de eroziune din timpul acestei prime faze cuaternare ocupă în regiunea de curbură cea mai mare întindere, iar după datele bibliografice ce posedăm, ca și după aspectele morfologice cunoscute întinderea sa pare a fi generală în lanțul carpatic. Rămâne ca studiile viitoare să o deosebească bine atât de eroziunea din a doua fază cuaternară, cât și de eroziunea din ciclul anterior încheiat cu Levantinul.

A doua fază de eroziune începe din Cuaternarul mediu și ține până azi. In timpul ei a luat naștere rețeaua hidrografică actuală, caracterizată prin cursuri dirijate transversal cutelor carpatice.

Institutul Geologic al României

In acest timp s'au format terasa medie și inferioară, al căror profil longitudinal prezintă una sau chiar două rupturi de pantă (la Dumitrești și în sus de orașul Râmnic).

Tot în timpul acestei faze a luat naștere loessul, ca depozit remaniat de vânturi pe socoteala materialului aluvial, adus în cantitate mare de eroziunea din prima fază cuaternară.

In timpul formării loessului clima arată variațiuni importante, puse în evidență prin bandele de sol brun de pădure (sol fosil), îngropate la diferite nivele în loessul tipic.

CAPITOLUL III

TECTONICA

Profilele generale I—VI și schița tectonică

Evoluția geologică și tectonică a regiunii.

Din studiile morfologice și geologice ce preced, s'a văzut că, regiunea studiată aici reprezintă sectorul dela curbura sud-estică a lanțului Flișului carpatic, cuprinzând partea cea mai externă a zonei marginale a Flișului și zonele ce i-se adaogă spre exterior până la Câmpia Română.

In consecință formațiunile geologice descrise aici aparțin geosinclinalului Flișului Carpatic, a cărui existență o cunoaștem încă din Cretacicul inferior și la care s'au adăogat spre exterior geosinclinale noui, în care sedimentația a urmat cu mici lacune până în Cuaternar.

Ingrămădirea mare a sedimentelor s'a făcut grație mișcărilor de scufundare repetată a fundului geosinclinalului.

După cum rezultă din descrierea geologică făcută, în regiunea studiată nu cunoaștem depozitele cretacice, care în zona marginală a Flișului din Bacău au fost descrise de Gh. Botez [23]; astfel sedimentele cele mai vechi încep prin marnele vărgate, ce cuprind și rare intercalațiuni de marne vinete cu Fucoide. Ele se găsesc la baza stratelor eocene, raportate la Lutețian și reprezintă depozite marine, remaniate de pe continentul din jurul insulei cristaline, unde luau naștere soluri lateritice, întocmai cum în colțul nord-vestic al Transilvaniei se adunau în depresiunile lagunar-lacustre dela Huedin și de la Zălau, depozite ce proveneau din remanierea solurilor lateritice de pe continentul cristalin dela Călățele. [54].

Deaceea vârsta stratelor vărgate inferioare, dedusă și după analogia fenomenelor și după poziția lor la baza Luteți anului, cred că poate fi atribuită Paleocenului.

In timpul Eocenului sedimentația marină se continuă cu multă activitate și fără întrerupere până la partea superioară. De atunci cunoaștem primele

Institutul Geologic al României

strate de conglomerate mărunte cu elemente verzi, care denotă prezența unui țărm dobrogean Kimeric [59] și [94] remaniat în rocele Flișului Carpatic.

Oligocenul arată și el la început o sedimentație marină. El începe printr'un banc de conglomerate breciforme verzi, ce denotă oscilațiuni a fundului mării premergătoare producerii regimului lagunar ori chiar continental, care se stabilește spre partea superioară a Oligocenului din regiunile Carpatice, atât în Transilvania (stratele de Cetățuia-Felegvár), cât și în zona Flișului (gresia de Kliwa).

In timpul Oligocenului remanierea continentului Kimeric s'a făcut pe o scară mult mai întinsă, atât în timpul formării orizontului inferior inframenilitic, cât și în timpul formării menilitelor și a gresiei de Kliwa, deoarece conglomeratele breciforme verzi (pe Pâr. Coita, Pâr. Sclifi, Piatra Necule, etc.) se găsesc deseori intercalate printre rocele celor trei orizonturi ale Oligocenului.

Astfel pare destul de verosimil că Vorlandul Kimeric se continuă pe sub zonele Carpatice, unde prin scufundări repetate a constituit fundamentul acestor zone, iar rocele lui prin remanieri succesive au contribuit la formarea conglomeratelor verzi și a materialului mai fin de culoare cenușie-verzue, foarte răspândite în regiunea de curbură a Carpaților.

Oricum, după părerea d-lui Prof. MRAZEC rocele verzi sunt exotice, ele nu aparțin zonelor carpatice.

La finele Oligocenului mișcările se intensifică, iar sedimentele din geosinclinalul Flișului au fost cutate în cute largi, poate chiar recutate [60, pag. 237]. Atunci s'a separat la marginea Flișului geosinclinalul miocenic pericarpatic, pe când în părțile interne crestele anticlinale erau separate prin sinclinale înguste și alungite, ce pătrundeau în interiorul și în lungul Flișului unele mai adânc, altele mai puțin adânc, dând naștere la cuvetele Drajnei și a Slănicului [1]). In aceste diferite sinclinale s'au depus sedimentele miocene, fie începând chiar cu Aquitanianul ca un facies regresiv al mării oligocene, cum crede Prof. MRAZEC, fie începând cu partea superioară a Burdigalianului, care are la bază conglomerate, cum crede Prof. S. ȘTEFĂNESCU și Prof. VOITEȘTI și cum am admis și eu în această lucrare; deci după o lacună stratigrafică.

Oricum marea Mediteraniană cu faciesul ei marin și lagunar se pare că nu a ocupat decât zonele sinclinale, pe când crestele anticlinale au rămas exondate.

Un caracter esențial al acestor creste anticlinale ale Flișului — pus în evidență de Prof. MRAZEC și TEISSEYRE [60] [61] — este că spre capătul lor ter-

[1]) In continuarea ei spre nord cuveta Drajna ajunge să separe zona marginală de zona internă, după cum atestă cercetările d-lor MRAZEC și VOITEȘTI [63].

Institutul Geologic al României

minal sud-vestic se subțiază în sens invers sinclinalelor,ce le separă, se resfiră ca degetele unei mâini și se scufundă tot mai mult sub pătura de sedimente miopliocene, în mijlocul cărora mai apar după linii de dislocații importante sub formă de Klippe izolate, până dispar complect înainte sau la linia Dâmbovița.

Din punct de vedere tectonic separarea digitiformă a crestelor anticlinale, în partea terminală a lanțului Flișului, constitue un fenomen de v i r g a ț i u n e, datorit scufundării capetelor terminale a crestelor de Fliș sub învelișul miocenic și intercalării sinclinalelor de Miocen.

Fenomenul se repetă cu o desvoltare mai mare în zonele exterioare zonei Flișului, după cum vom vedeà.

In geosinclinalul miocenic pericarpatic s'au sedimentat depozitele marine Mediteraniene, ca și cele lagunare de concentrație — gipsul, iar după majoritatea geologilor noștri și străini și masivele de sare — în care rocele verzi exotice se găsesc triturate, poate în a doua remaniere, amestecate deseori cu rocele roșcate. Coloratia roșie s'a căutat a se interpretà ca o mărturie a climei uscate de deșert sau de stepă, ce domneà în timpul formării lor; în regiunea de curbură eu o cred însă datorită remanierii argilelor și marnelor roșii mai vechi.

Lipsa unor conglomerate verzi, în càtimea în care se găsesc în Mediteranianul din Bacău și chiar la Bârșești în Putna, poate fi un indiciu despre depărtarea țărmului Kimeric de regiunea de Râmnic.

In schimb materialul verde a fost remaniat numai pe socoteala zonelor Flișului, care și astfel se dovedește că se prezentà cu creste anticlinale exondate.

O altă rocă, ce s'a depus în acest timp, este tuful dacitic a cărui prezență constitue un criteriu stratigrafic despre vârsta Mediteranului al II-lea a seriei de strate în care e cuprins.

In partea superioară a Mediteranului al II-lea și înainte de depunerea Tortonianului fosilifer din Prahova—Buzău—Bacău, regiunea de curbură cuprinsă între V. Slănicului și V. Trotușului a fost exondată prin puternice mișcări tectonice, care au produs cutarea stratelor miocenice precum și recutarea, încălecarea și chiar șariajul zonei marginale peste zona miocenică pericarpatică. Este perioada de cea mai intensă frământare a zonelor carpatice propriu zise, din lanțul Flișului, care a fost urmată de o nouă lacună stratigrafică în zonele Flișului.

Ca o consecință directă a mișcărilor tectonice anterioare Tortonianului fosilifer a urmat separarea unui nou geosinclinal în afara zonei miocenice în care sedimentația după cât cunosc a început abià cu Buglowianul și a durat neîntrerupt până la finele Pliocenului.

Este geosinclinalul cel mai exterior din zonele carpatice, care se întindeà și peste regiunea ocupată azi de Câmpia Română.

Institutul Geologic al României

Apele lui nu se întindeau peste zona pericarpatică cuprinsă între V. Trotușului și Valea Râmnicului, care a rămas exondată, fiind separată de regiunile dela nord și sud prin facturi transversale. Dincolo de aceste fracturi transversale atât zona pericarpatică cât și zonele Flișului (Comănești—Bacău și Ogretin— Prahova) au rămas submerse sau au fost invadate treptat—prin scufundări succesive — de apele buglowian-sarmatice și apoi și de cele pliocene.

Din această cauză mai ales la sud și vest de Valea Râmnicului geosinclinalul subcarpatic se suprapune peste geosinclinalul miocenic pericarpatic, ale cărui depozite sunt separate printr'o discordanță stratigrafică general observată, care corespunde tocmai lacunei stratigrafice din timpul Tortonianului fosilifer.

In timpul formării depozitelor Sarmato-pliocene remanierea zonelor Flișului s'a produs pe o scară foarte mare, astfel încât, în conglomeratele sarmațiene, pe care le consider ca începutul sub etajului Basarabian, dela Bisoca și alte părți, se găsesc remaniate până și menilitele oligocene. Dar remanierea a mers și mai departe, căci în aceleași conglomerate se găsesc rostogolite și bucăți de tuf dacitic. Aceasta denotă: întâi caracterul lor transgresiv, în al doilea rând că zona pericarpatică, peste care ele au transgresat, fusese mai înainte cutată.

De fapt trangresiunea Basarabianului este cea mai importantă transgresiune, ce se observă în timpul posterior Mediteranului II, iar ceeace în alte părți se cunoaște ca Sarmațian transgresiv, nu este exclus să aparțină Basarabianului.

Astfel eroziunea continentală a zonelor Flișului și în parte și a zonei pericarpatice începe cu Sarmațianul mijlociu destul de evident. Ea se continuă cu mai multă intensitate în timpul Pliocenului, când zonele carpatice rămân ocupate de lacuri, pe cale de îndulcire, ceeace denotă un mare aport de ape torențiale de pe continent.

In special în Meoțian, atât în conglomeratele lui bazale cât și în toată seria de gresii, se remarcă prezența rocelor din Fliș și în special a conglomeratelor verzi din Fliș, remaniate pe o scară foarte întinsă, astfel, încât răspândite în massa rocelor meoțiene alături de tuful andesitic, le dau coloratiunea cenușie — verzue închisă.

Fenomenul de remaniere a Flișului și a rocelor verzi a fost urmărit pentru prima dată de Prof. MRAZEC [59], care a schițat răspândirea rocelor verzi în regiunile carpatice în legătură cu fenomenele tectonice [1]).

[1]) Pe baza răspândirii conglomeratelor în regiunile carpatice W. TEISSEYRE consideră [109, pag. 357—363] că în Carpații Flișului ar fi existat trei cicluri de remaniere. Primul începe cu Cretacicul și ține până la formațiunea Saliferă inferioară (Mediteranul I) inclusiv; al doilea cuprinde formațiunea Saliferă superioară (Mediteranul II) până la Meoțian inclusiv; iar al treilea cuprinde restul etajelor pliocene. Dacă ne raportăm la caracterizările făcute de Prof. HAUG [38] ciclurilor evolutive, atunci împărțirea dată de W. TEISSEYRE este greu de susținut, pentrucă nu toate ciclurile deosebite de d-sa au urmat marelor perioade

Institutul Geologic al României

După regresiunea apelor ponțiane de facies Aralo-Caspic și transgresiunea ușoară a apelor daciane de facies Aralo-caspic mult îndulcit, în care au evoluat Psilodonții — ceeace denotă importante oscilațiuni pe verticală ale scoarței, — în Dacianul superior și mai ales în Levantinul inferior se stabilește un regim lacustru cu apele complet îndulcite, cu faună de Bifarcinate și Unii sculptați, în care depozitelor lacustre propriu zise se intercalează și prundișuri fluviatile.

In Levantinul superior faciesul lacustru normal se retrage mult spre exterior, pe când în zonele carpatice este reprezentat printr'un facies fluvio-lacustru. Atunci se produce cea mai puternică remaniere a zonelor Flișului și a zonelor atașate lor, când la marginea Carpaților a luat naștere o fâșie întinsă cu grosimi de mai multe sute de metri de strate, formate numai din nisipuri și prundișuri torențiale. Sunt stratele de Cândești depuse de fluvii și torenți la marginea lacului levantin cele mai deseori sub formă de delte fluvio-lacustre.

In compoziția prundișurilor de Cândești intră elementele șisturilor cristaline remaniate din zonele interne ale Flișului, apoi rocele zonei marginale (conglomerate verzi din Eocen-Oligocen, menilite și gresia de Kliwa); rocele zonei miocenice pericarpatice (tuf dacitic verde și rocele din zona subcarpatică sarmato-pliocenă (calcare sarmatice, gresii moi pliocene și chiar forme de *Vivipara bifarcinata*, remaniate din Levantinul inferior).

Ele ne arată pe deoparte că, zonele carpatice pe care le cunoaștem azi erau schițate în timpul formării acestor prundișuri, prin mișcări generale care ridicase, poate începuse să cuteze chiar și stratele sarmato-pliocene.

De altă parte eroziunea continentală a fost așà de intensă, încât toate aceste zone au fost roase și nivelate.

Judecând după variația materialului din prundișuri, după grosimea și așezarea lor discordantă față de Levantinul inferior și comparându-le cu celelalte serii de conglomerate din Carpații Flișului, ajungem la concluzia că în timpul formării prundișurilor de Cândești a avut loc cea mai puternică remaniere și nivelare a zonelor Flișului. Ei se datorește suprafața de eroziune Mușa-Monteoru-Frumoasele, cu aspecte de adevărată peneplenă, care reprezintă forma de relief ajunsă la maturitate în eroziunea continentală a zonelor Flișului, tot așà cum peneplena Fărcașa-Călățele din Munții Bihorului reprezintă suprafața ajunsă la

diastrofice, ci unele din ele se prezintă numai ca faze ale acestor mari cicluri de remaniere; în special ciclul II și III, a căror delimitare în timp nu corespunde fenomenelor observate în regiunea de curbură. In schimb acordul pe care l-a stabilit Prof. MRAZEC între perioadele de remaniere și fenomenele tectonice este cu totul natural și ne ferește de multe erori de interpretare. Se cere însă ca remanierea să fie urmărită până în amănunțimi, pentru a se face o sinteză cât mai conformă cu fenomenele naturale.

Institutul Geologic al României

maturitate prin eroziunea continentală a zonei Cristaline în timpul Danian-Paleocenului.

Posterior formării prundișurilor de Cândești și înainte de depunerea primelor strate ale Cuaternarului inferior, regiunile Carpatice au fost teatrul ultimelor mișcări tectonice, care au accentuat supracutarea zonelor Flișului și încălecarea lor peste zona pericarpatică; recutarea și încălecarea zonei pericarpatice peste zona subcarpatică sarmato-pliocenă; deci, au cutat toate depozitele sarmato-pliocene, cuprinzând până și stratele de Cândești, așezate primitiv discordant peste Levantinul inferior.

Pe scurt, în cursul acestor ultime mișcări tectonice a avut loc cutarea, recutarea și încălecările ultime, precum și ridicarea în bloc a tuturor zonelor carpatice.

In acelaș timp, din regiunile carpatice s'au retras definitiv apele lacurilor pliocene, iar în partea exterioară a Subcarpaților s'a separat depresiunea tectonică a Câmpiei Române, consecutiv acestor ultime mișcări tectonice.

Ea este limitată deoparte prin dislocația marginală a Subcarpaților, de altă parte prin falia Dunării ce o separă de Catenele Kimerice și platforma dobrogeană.

Cu începutul Cuaternarului inferior regiunile de curând ridicate au fost supuse unei noui eroziuni continentale, mult mai puțin intensă ca cea din Levantinul superior, iar sedimentele rezultate din remaniere au fost așezate discordant peste toate formațiunile mai vechi, inclusiv peste stratele de Cândești.

Prin diferite faze eroziunea continentală din Cuaternar se continuă și azi pe suprafața continentului, care a câștigat o întindere cu mult mai mare decât o aveà în Pliocen.

ZONELE TECTONICE

Din observațiunile pe care le-am făcut cu alte ocaziuni [52] [53], precum și din cercetările expuse în această lucrare, se ajunge la concluzia că, mișcările tectonice repetate în diferite perioade au avut ca efect să separe în regiunea de curbură sud-estică a Carpaților următoarele zone tectonice:

I. Grupa zonelor marginale cuprinzând:
   1. Zona marginală propriu zisă a Flișului.
   2. Zona pericarpatică (a subcarpaților interni,

II. Grupa zonelor periferice(?) cuprinzând:
   3. Zona subcarpatică propriu zisă.
   4. Depresiunea Câmpiei Române.

1. Zona marginală a Flișului (Fig. 1—13) se află în prelungirea zonei marginale, separată în Moldova de Prof. S. ATHANASIU și pe care Prof.

Institutul Geologic al României

MRAZEC a denumit-o pânza marginală. In regiunea de care ne ocupăm ea constitue un eșind, care coincide pe teren cu eșindul ce-l face zona muntoasă între V. Zăbala și Șelăriile.

Din această cauză zona marginală dela curbură este separată de zona pericarpatică pe deoparte prin fractura marginală dirijată N 10°—20° E, pe de altă parte prin două dislocații transversale: falia Zăbalei la nord și falia Șelăriilor la sud; acestea fac parte din sistemul de falii radiare transversale a curburei Flișului.

In lungul acestor dislocații zona marginală încalecă peste zona pericarpatică, încălecarea transformându-se uneori în adevărat șariaj pe o suprafață largă de peste 2 km., iar zona marginală ia aspectul de pânză de șariaj.

In legătură cu acest șariaj la marginea frontală a pânzei, găsim Klippa fără rădăcină din D. Pietrele-Fetii dela Necule, placată peste Mediteranean.

In constituția sa iau parte depozitele Flișului paleogen începând cu stratele vărgate inferioare, pe care le-am atribuit Paleocenului, apoi întreg Eocenul și Oligocenul, cu facies marin detritic, între care numai gresia de Kliwa prin partea ei superioară ar reprezentà dune de coastă.

Cutele zonei marginale. In cuprinsul zonei marginale stratele sunt încrețite în cute isoclinale, rar cu aspecte diapire care încalecă dinspre interior spre exterior după linii de falii, producând o structură în solzi (imbricată) caracteristică. Direcțiunea lor variază între N 12°—25° E spre Zăbala și N 35°—40° E spre Buzău și sunt grupate în două fâșii anticlinale și două sinclinale dispuse în amfiteatru dinspre interior spre exterior: fâșia anticlinala interna cu fâșia sinclinala internă și fâșia anticlinală externă cu fâșia sinclinală externă.

Fâșia anticlinală internă alcătuită din strate eocene începe din V. Zăbala unde are capătul retezat de falia transversală a Zăbalei, și se continuă spre SSV până la Vf. Curcubăta Mare, unde se continuă cu cutele Flișului din Buzău.

In lărgimea sa între Vf. Monteoru și Vf. Stejicul am putut constată existența a patru cute secundare isoclinale, strivite spre partea inferioară și mai largi spre suprafață. Ele sunt revărsate și scufundate dinspre interior spre exterior, încălecând peste fâșia sinclinală internă de Oligocen.

In lungul faliei transversale a Zăbalei capătul său nordic este scufundat; din această cauză în constituția sa se păstrează Eocenul superior cu Oligocenul inferior, cărora se adaugă și menilitele Oligocenului mediu în sinclinalul din D. Negru. Cu aceste strate deranjate în lungul faliei Zăbala aproape până la direcțiunea E-V, Flișul încalecă peste Mediteraneanul din Vrancea cu marne gipsoase și cu tuf dacitic.

Tot în lungul acestei dislocații apar masivele de sare dela Ruptura Monteorului.

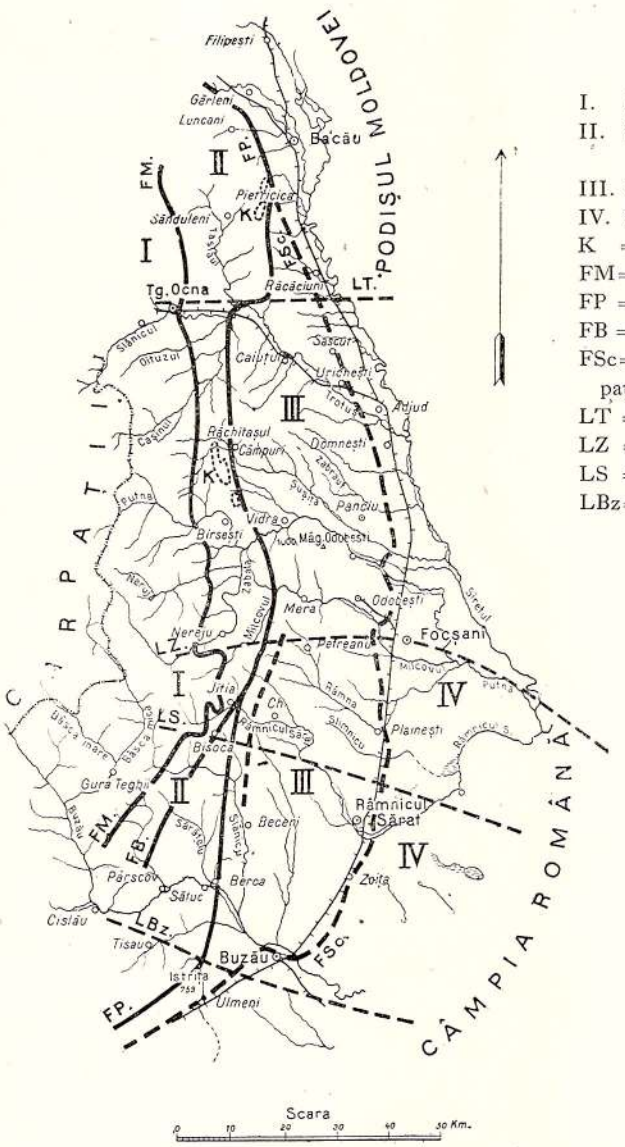
Institutul Geologic al României

SCHIȚĂ TECTONICĂ

A ZONELOR CARPATICE ȘI SUBCARPATICE DIN REGIUNEA DE CURBURĂ CUPRINSĂ INTRE VALEA TROTUȘULUI ȘI VALEA BUZĂULUI

de

Dr. ST. I. MATEESCU



LEGENDA:

I. Zona marginală a Flișului
II. Zona pericarpatică (a Subcarpaților interni)
III. Zona Subcarpaților externi
IV. Câmpia Română
K = Klippe paleogene
FM = Falia marginală a Flișului
FP = Falia pericarpatică
FB = Falia Bâltăgari
FSc = Linia marginală a Subcarpaților
LT = Falia Trotușului
LZ = Falia Zăbalei
LS = Falia Șelăriile
LBz = Falia Buzăului

Institutul Geologic al României

Fâșia sinclinală internă alcătuită din Oligocen începe din Vf. Stejicul mic, unde capătul său nordestic este retezat de fractura marginală și încălecat peste zona miocenă a depresiunii Jitia. Ea se continuă spre SV în D. Piatra Necule, Vf. Carâmbu până la Curcubăta mare, unde ia contact cu cutele din Buzău.

Flancul său extern alcătuit din cele trei orizonturi ale Oligocenului se reazămă normal pe fâșia anticlinală externă dela Vintileasca, iar flancul intern, redus prin laminare, este încălecat de fâșia anticlinală internă după o falie de solz, în lungul căreia Eocenul superior încalecă peste gresia de Kliwa.

Numai în Vf. Purcelul și Vf. Carâmbul se mai păstrează în lungul acestei falii o lamă îngustă de menilite, scăpate dela reducerea prin laminare.

Aceste raporturi ne dovedesc că sinclinalul de oligocen a fost mult scufundat în timpul cutării și fracturii Flișului față de fâșia anticlinală internă.

Fâșia anticlinală externă alcătuită din Eocen este separată transversal de Valea Sărățelul în două părți deosebite:

Partea ei dela Vintileasca prezintă spre interior un anticlinal, care în P. Purcelul este faliat și cu un sâmbure de străpungere format din marnele vărgate paleocene. Ele suportă spre interior menilitele sinclinalului din Vf. Purcelul, așezate anormal din cauza diapirismului. Mai spre nord-est el trece în anticlinalul din P. Vulturului, iar spre exterior este urmat de sinclinalul din D. Urzicăria, succedat și el de placa slab ondulată de Eocen dela Vintileasca, șariată pe o lărgime de peste 2 km. peste Miocenul depresiunii Jitia.

Prin suprafața de șariaj se pune în contact anormal cu masivul de sare de pe Pâr. Sărățelul (Sarea Roșie, Sarea dela Purcelul) care prinde între crestele sale depozitele mediterane, începând dela conglomeratele burdigaliene, până la tufuul dacitic.

In consecință șariajul s'a făcut posterior stratelor mediterane cu tuf dacitic, care aici e reprezentat prin stratul cel mai inferior de tuf dacitic albicios, nu prin bancurile verzui dela partea superioară.

Partea dela sud-vest de V. Sărățelul prezintă o complicație mai mare, prin faptul că regiunea fiind scufundată și acoperită cu mantaua groasă a stratelor oligocene, Eocenul străpunge acoperișul prin creste înguste strivite prin laminare și faliate, uneori alungite în formă de lentilă.

In lărgimea ei se disting trei creste mai importante, separate prin sinclinale de Oligocen și revărsate dinspre interior spre exterior: creasta anticlinală dela Fața cu Vârste-Corduna, cuprinsă între sinclinalul din Vf. Carâmbu și cel din D. Masa lui Bucur, se întinde din V. Sărățelul spre SV până la Curcubăta (Lacul lui Dobrin).

In dreptul Vf. Carâmbul în mijlocul ei se păstrează o lamă sinclinală de menilite, care o dublează.

Institutul Geologic al României

A doua creastă anticlinală este cuprinsă între sinclinalul Vf. Malcavățul și Masa lui Bucur spre interior și sinclinalul din Vf. Sclifi spre exterior.

Ea începe dela Pâr. Sărățelul și se continuă până în V. Râmnicului, fiind dublată cel puțin în partea estică printr'o lamă de menilite, ce apar sub Vf. Malcavățul la Pleși.

A treia creastă este reprezentată prin petece laminate, ce apar înconjurând masivul de sare dela Pleși-Valea Râmnicului care s'a ridicat cu ele în spinare.

Fâșia sinclinală externă este alcătuită din Oligocenul, ce separă crestele anticlinale de Eocen mai sus amintite și care se dispune sub formă de trei lame sinclinale principale.

Sinclinalul Vf. Malcavățul-Piatra Peni-Vf. Dosului Rău începe la Pleși cu Menilitele, cărora se adaugă apoi și gresia de Kliwa din Piatra Peni până la Coita.

Sinclinalul Vf. Sclifi de formă eliptică cu gresie de Kliwa, iar pe flancul extern și cu menilite se termină în V. Râmnicului la masivul de sare.

Sinclinalul Recea Șelăriile desvoltat în partea cea mai externă este străpuns de creste anticlinale de Eocen ori de menilite la Lacul limpede și mai la vest. Ea este alcătuită din gresia de Kliwa în grosimi foarte mari, iar la bază menilitele nu apar decât numai ca petece laminate la marginea sinclinalului, sau care străpung gresia prin creste înguste.

Numai spre Șelăriile și Coita menilitele iau o desvoltare mai mare, analoagă celor din Vf. Piatra Necule.

Cele trei lame sinclinale ale Oligocenului fâșiei externe bine desvoltate în partea nord-estică, spre sud-vest de Coita, se contopesc într'o singură fâșie sinclinală, care trece spre Mănăstirea Găvanul, spre a se pune în contact cu cutele din Buzău.

Spre nord-est de Pâr. Sărățelul sinclinalul extern este reprezentat prin Klippa tectonică din D. Pietrele Feti dela Necule, care se prezintă ca un sinclinal de menilite și gresie de Kliwa șariat peste Mediteran și păstrat în continuarea sinclinalului din D. Urzicăria.

Raporturile tectonice între zona marginală și zona pericarpatică. Contactul între aceste zone este peste tot anormal, anume zona marginală încalecă peste zona pericarpatică, ca o consecință a caracterului cutelor sale revărsate dela interior spre exterior.

Incălecarea trece în unele părți la un adevărat șariaj, cum se observă la Vintileasca unde fâșia eocenă externă este placată peste Mediteran pe o suprafață largă de cel puțin 2 km. Tot astfel la Recea-Lacul limpede sinclinalul de Oligocen este șariat peste Miocenul din sud și est, pus în evidență departe sub Fliș prin erosiune pe Pâr. Puturos la Șelăriile.

Institutul Geologic al României

Dar fenomenul de șariaj, cu o desvoltare din cele mai evidente la Vintileasca, este însoțit de o serie întreagă de fenomene în strânsă legătură cu șariajul.

In primul rând voiu amintì K l i p p a fără rădăcină din D. Pietrele Feti, placată ca un sinclinal peste Mediteran la o depărtare de 200 m. de marginea Fiișului (lărgimea ei este de 800 m.).

Sunt apoi l a m i n ă r i l e stratelor inferioare ale zonei marginale, care prin sub împingere, geluire, efilare și laminaj au fost reduse la petece lenticulare, ce apar în lungul acestei margini șariate. Fenomenul este cu deosebire desvoltat acolo unde apar și masivele de sare: la Pleși-Râmnic; la Recea-Stâneica și la Lacul limpede-Recea.

Insăși fâșiile de menilite dela Șelăriile-Coita efilate în unghiul ce-l face Flișul în susul Pâr. Puturos, nu sunt altceva, decât enorme lentile de laminaj.

Deasemenea b r e c i i l e t e c t o n i c e iau desvoltare foarte mare la fruntea pânzei de șariaj. Astfel găsim brecia tectonică dela Pâr. Adăpătorilor, formată din gresie de Kliwa, menilite și conglomerate verzi ale Flișului frământate cu marnele Mediterane.

Ea se întinde pe o lărgime de aproape 200 m. și e străpunsă de crestele masivului de sare dela Șelăriile, ceeace complică și mai mult raporturile.

In colțul nord-estic al sinclinalului oligocen dela Recea, brecia tectonică alcătuită din gresia de Kliwa, menilite și stratele Oligocenului inferior —Eocenului superior, deseori în dimensiuni foarte mari sunt frământate într'o enormă brecie pe o lărgime de peste 150 m.

In sfârșit pe Pâr. Sărățelul stratele mediterane așezate în picioare suportă placa șariată de Eocen dela Vintileasca, cu stratele slab ondulate. Succesiunea stratelor Mediterane este însă cu totul neregulată din cauză că sunt străpunse de numeroase creste ale masivului de sare dela Purcelul, ceeace îi dă caracterul unei enorme brecii provenită numai din îngrămădirea și frământarea autochtonului. Astfel fenomenul de șariaj este în general complicat prin apariția masivelor de sare în lungul dislocației marginale, care uneori apar și după faliile cutelor solzi ale Flișului, cum se observă la sarea dela Râmnic-Pleși.

Să fie acesta un indiciu că autochtonul pânzei marginale se întinde până la ultimele creste ale masivului de sare de sub Fliș, cum cred d-nii Mrazec, Macovei și în parte S. Athanasiu, sau ele sunt un indiciu că apariția masivelor de sare este independentă de cutele mici ale regiunii, pentru că străină este ea și de formațiunile pe care le străpunge, cum crede d-l Voitești?

In sfârșit o ultimă mărturie a fenomenelor intense de geluire și laminare din timpul șariajului marginei Flișului sunt o g l i n z i l e d e a l u n e c a r e — o g l i n z i t e c t o n i c e — frequente în zonele de brecie, dar și pe toată zona de contact cu Mediteranul. Astfel se cunosc pe Pâr. Bisericei la

Institutul Geologic al României

Vintileasca bine desvoltate în jurul masivului de sare reprezentat prin sărături și brecii cu elementele Flișului; deasemenea sub Vf. Piatra Necule și Vf. Stejicul apar deopotrivă și pe rocele Flișului și pe cele mai dure ale Mediteranului.

Vârsta șariajului. Oricare va fi adevărul în ce privește poziția stratigrafică a masivelor de sare, un fapt esențial va trebui remarcat anume: Flișul de pe Pâr. Sărățelul încalecă atât peste conglomerate, cât și peste marnele roșcate ori cenușii cu gipsuri (sarea roșie) și chiar peste stratele cu tuf dacitic ale Mediteranului zonei pericarpatice. Mai mult, șariajul de aici nu se poate demonstrà în nici un fel, că s'ar fi produs peste «un salifer inferior cu masive de sare», deoarece între stratele autochtonului sunt și stratele cu tuf dacitic din Helvețian-Tortonian. De altă parte prezența acestor strate în partea cea mai internă a lamei șariate înlătură orice bănuială că tuful dacitic ar fi fost încălecat prin mișcările postume.

Dar și în ce privește Flișul se constată că el nu încalecă peste Mediteran întotdeauna cu acelaș orizont ci poate încălecà cu diferite orizonturi.

Astfel pe Pâr. Sărățelu el încalecă prin orizontul marnelor calcaroase și al gresiilor calcaroase raportate la Lutețian; în Vf. Stejicul și D. Negru încalecă prin marnele și gresiile cu ieroglife ale Eocenului superior și cele ale Oligocenului inferior; la Șelăriile-Coita el încalecă prin menilitele Oligocenului mediu; iar la Recea încalecă uneori prin gresia de Kliwa.

In consecință putem scoate concluzia generală pentru regiunea de curbură că: în fenomenul de încălecare al Flișului și de șariaj al marginii sale peste zona pericarpatică orice orizont al formațiunilor din Fliș poate să se găsească în contact anormal peste orice orizont al Mediteranului zonei pericarpatice.

Astfel se determină cred cu destulă precizie că fenomenul de șariaj al marginei Flișului a avut loc posterior depunerii stratelor mediteraneene din zona pericarpatică dela curbură.

Cât privește limita superioară a acestui fenomen se constată că stratele pe care le-am raportat Buglowianului rămân cantonate în afara fracturei pericarpatice la nord de Râmnic, sau în afara ramurei sale interne (falia Băltăgari la sud de Râmnic). Ele sunt exterioare aproape întregei zone pericarpatice dela curbură și întregii margini a Flișului, de care sunt separate prin o mare distanță.

Faptele acestea ne dovedesc că la începutul depunerii stratelor buglowiene șariajul marginei Flișului erà desăvârșit, iar geosinclinalul subcarpatic în care se depunea Buglowianul a fost produs consecutiv fenomenului de încălecare și de șariaj a Flișului peste zona pericarpatică.

Institutul Geologic al României

Așadar limita superioară a șariajului ne-o dă începutul Buglowianului.

Ea este însă o limită cam îndepărtată. In adevăr lipsa Tortonianului fosilifer din regiune ne arată o emergență a întregei zone pericarpatice dela curbură în timpul formării lui. Nu tot așà s'au petrecut lucrurile în alte părți.

Așà în Prahova Prof. VOITEȘTI [75] a găsit la Ogretin-Mierla că Tortonianului fosilifer s'a depus transgresiv în acelaș timp peste marginea șariată a Flișului și peste Mediteranul cuvetei Drajna prins sub Fliș.

Prin urmare fenomenul de șariaj se terminase înainte de depunerea Tortonianului fosilifer din Prahova, ceeace înseamnă că în regiunea de curbură lipsa acestor strate, datorită emergenței zonei pericarpatice, este consecutivă fenomenului de șariaj.

Astfel se ajunge să fixăm două limite foarte apropiate în determinarea timpului încălecării și șariajului Flișului peste zona pericarpatică: limita inferioară o dau stratele cu tuf dacitic inferior Helvețian-Tortonian (?); iar limita superioară o dau stratele fosilifere ale Tortonianului superior.

Deci șariajul a avut loc în timpul Tortonianului în partea lui inferioară.

Aceste rezultate concordă cu ideea exprimată de Prof. S. ATHANASIU [13] [11], [10], [18], [16] etc. după care marginea Flișului din Moldova poate încălecà deasemenea peste orice fel de strate ale Mediteranului, deci și peste cele din Helvețian-Tortonian și diferă de rezultatele d-lor MRAZEC [56], [58], [63], VOITEȘTI [75], MACOVEI [48], PREDA [83] și GROZESCU [37] după care Flișul marginal ar încălecà numai peste saliferul inferior cu masive de sare, pe când saliferul superior (Helvețian-Tortonian) ar fi transgresiv peste marginea șariată a Flișului.

O chestiune în legătură cu tectonica zonei marginale este vârsta cutării stratelor sale.

Prin faptul că șariajul zonei marginale peste zona pericarpatică se stabilește în Tortonianul inferior, cutarea Flișului poate fi anterioară, concomitentă sau posterioară fenomenului de șariaj.

O constatare importantă este că depozitele Mediterane nu iau parte la cutele zonei marginale a Flișului, cu toate că structura în solzi este foarte frecuentă la aceste cute.

Depozitele mediterane nu se găsesc decât în lungul sinclinalelor interne de Miocen — Drajna, Slănic — și numai acolo sunt cutate împreună cu Flișul, după cum au observat încă de mult d-nii MRAZEC și TEISSEYRE [61].

Fără îndoeală lipsa aceasta este un indiciu puternic, că zona Flișului a fost cutată și exondată după creste anticlinale, încă dela sfârșitul Oligocenului; iar Mediteranul s'a depus într'o mare ce se întindeà numai în marele zone sinclinale ale Flișului [1]).

[1]) A se vedeà și MRAZEC și TEISSEYRE [60, pag. 237].

Institutul Geologic al României

Recutarea, accentuarea vechilor cute s'a putut face atât în timpul șariajului, cât și mai târziu prin mișcările postpliocene [1]).

Zona pericarpatică [2]) (L. MRAZEC, ST. MATEESCU).

Este zona ce urmează în partea imediat externă zonei marginale a Flișului, în continuarea zonei miocene din Moldova, unde Prof. SAVA ATHANASIU o cuprinde sub numele de Subcarpați sau zona Subcarpatică [10], [13] împreună cu zona sarmatopliocenă.

După Prof. L. MRAZEC, care a caracterizat-o cel dintâiu [58] și i-a dat numele de p â n z ă n ă s c â n d ă p e r i c a r p a t i c ă, ea se întinde din regiunea de curbură până în V. Bistriței (Bacău), cu o întindere probabilă până în Galiția orientală la Nadworna [63, pag. 548].

Caracterele sale sunt următoarele:

Din punct de vedere stratigrafie ea cuprinde la bază formațiunea Flișului paleogen, pusă în evidență la marginea externă prin Klippele paleogene din culmea Pietricica (Bacău) [60] și prin Klippele paleogene din culmea Răchitașu (Putna) [3]) [53]; iar la partea superioară cuprinde seria Mediteraneană.

Discordant peste Mediteran se așează Sarmațianul în regiunea dela nord de Trotuș, iar la sud de Râmnic se adaugă toate depozitele geosinclinalului

---

[1]) In timpul din urmă d-l D. M. PREDA [84, pag. 50] discutând tectonica părții de răsărit a Jud. Prahova ajunge la concluzia că «Pintinul de Văleni nu mai trebuie considerat ca o peninsulă în Marea Mediterană și Cuveta de Slănic ca un golf al acestei mări, ci ca accidente tectonice de vârstă pliocen-cuaternare».

[2]) Profesorul MRAZEC încă din timpul primelor sale cercetări în Carpații Flișului împreună cu TEISSEYRE, au deosebit în zona subcarpatică din Moldova și în regiunea de curbură două zone: una internă — zona miocenă și alta externă — zona sarmato-pliocenă. [60, pag. 235]. Separarea lor se face după o linie de dislocație longitudinală, în lungul căreia în Bacău au putut pune în evidență pentru prima dată prezența unei Klippe paleogene în Culmea Pietricica. Mai târziu ideea aceasta constitue un fir conducător în toate lucrările sale, ori de câte cri se ocupă de structura geologică a regiunii dela curbură.

Pentru prima dată în 1910 d-sa se pronunță categoric pentru separarea zonei miocenice ca o zonă tectonică aparte, cu aceeaș valoare ca și zona marginală. Cutele sale sunt revărsate și încălecate peste zona sarmato-pliocenă din est după fractura longitudinală, în lungul căreia găsise Klippa dela Pietricica [58].

Pentru caracterul cutelor sale revărsate spre est, d-sa o numește *pânză născânda pericarpatică*.

Incepând din Bacău dela V. Bistriței întinderea pânzei pericarpatice a fost urmărită până la Sările (Bisoca), unde tectonica păreà mai confuză.

In 1911 împreună cu I. P. VOITEȘTI o pune alături de pânza marginală propriu zisă, formând laolaltă grupa pânzelor marginale pe considerația exprimată de VOITEȘTI că, linia de dislocație exterioară lor ar corespunde marginei actuale a regiunii frontale scufundată și acoperită a Vorlandului Carpaților orientali [63, pag. 548].

In acelaș timp admit întinderea ei probabilă până în Galiția orientală.

[3]) VOITEȘTI și MATEESCU: Notă preliminară asupra Klippelor paleogene din culmea Răchitașu-Putna-Șușița, comunicată în ședința dela 22 Maiu 1924 a Institutului Geologic al României.

Institutul Geologic al României

subcarpatic sarmato-pliocen. Astfel între Trotuș și Râmnic în zona pericarpatică este o lacună stratigrafică ce începe cu Tortonianul superior și ține până în Cuaternarul inferior. Numai în lungul marginei sale externe se păstrează sinclinale de Sarmațian în D. Pchinului și de Meoțian la Andreiașu de sus și D. Făgețelul, prinse în lungul fracturei pericarpatice.

Din punct de vedere tectonic zona pericarpatică este mărginită între două fracturi longitudinale: în partea internă falia marginală în lungul căreia marginea Flișului este încălecată și șariată peste zona pericarpatică, în partea externă falia pericarpatică în lungul căreia zona pericarpatică încalecă la rândul ei peste zona subcarpatică.

Ca întindere falia pericarpatică se poate urmări și mai departe spre S, SV de Sările, până unde fusese cunoscută de Prof. MRAZEC. Ea trece însă într'un anticlinal faliat ce se urmărește prin Fundul Papei-Vintilă Vodă-Beciu-Berca. Axul său suferă o scufundare (affaissement) între Fundul Papei și V. Slănicului, unde Dacianul se așează peste Meoțian ca într'un sinclinal, și o altă scufundare mult mai mare în dreptul Văii Buzăului, unde se adaugă și Levantinul cu stratele de Cândești.

Mai departe se pune în legătură cu zona cutată din Istrița străbătută de o falie longitudinală, pusă în evidență de Dr. O. PROTESCU [86].

Se pare deci destul de probabil că falia Istriței este echivalentă cu falia pericarpatică dela nord de Sările; direcțiunea sa este frântă (E 20° N-V 20°S) cu siguranță din cauza unui mare accident tectonic (Falia Buzăului).

In legătură cu falia pericarpatică stă desvoltarea Klippelor paleogene din Pietricica și din Răchitașul, ce străpung invelișul de Mediteran după cute anticlinale, ca o dovadă evidentă că fundamentul zonei pericarpatice este format din Flișul paleogen.

In lungul ei apare a doua zonă importantă de masive de sare, care prin izvoare sărate, sărături sau masive de sare deschise la zi și înconjurate de brecia lor se urmărește din culmea Pietricica până la Sările, iar mai departe în Istrița.

Tot în lungul acestei fracturi sunt prinse și lamele sinclinale de Meoțian și Sarmațian amintite.

Ca o consecință a fenomenelor de încălecare și de laminare stau și oglinzile tectonice și breciile tectonice, observate la Scropuș (Fundul Negri), la Andreiașu de sus, în Klippa dela Răchitașu (Pâr. Șoimului) și în Klippa din Pietricica.

Ținând compt de toate aceste caractere stratigrafice și tectonice se deduce că, zona pericarpatică îndeplinește rolul unui sinclinal enorm — poate cel mai mare ca lungime și lărgime — care s'a fixat în partea cea mai externă a Flișului, separând la marginea lui o creastă de Paleogen, pusă în evidență prin șirul de Klippe din Pietricica-Răchitașul.

Institutul Geologic al României

Se înțelege că între fenomenul de virgațiune a Flișului, observat la pintenul de Văleni și pintenul de Homoriciu (de Zamura), și între fenomenul acesta există perfectă analogie.

Deosebirea este numai că ramura virgată în partea cea mai exterioară, din cauza însăș a poziției ei, nu se mai prezintă completă și continuă ca virgațiunile interne amintite, ci este scufundată și mărginită printr'o falie ce probabil separă marginea Flișului de partea frontală a Vorlandului scufundat. In cazul acesta creasta paleogenă externă se reduce numai la câteva Klippe jalonate în lungul fracturii pericarpatice, în lungul căreia încalecă împreună cu restul cutelor zonei pericarpatice peste cutele zonei subcarpatice propriu zise, ori chiar peste Podișul Moldovei.

In consecință vom admite că zona pericarpatică este cuprinsă între zona marginală a Flișului — continuată spre sud-vest prin pintenul de Văleni și zona de Klippe ce-i aparțin — și între falia pericarpatică a cărei desvoltare începe dela marginea Flișului din Galiția și se continuă prin Bucovina pe la Solca și est de Păltineasa, prin Moldova pe la est de Culmea Pleșului și de Piatra Neamțului, apoi pe la Pietricica și Răchitașul, pe la curbură până la Buzău, iar de acolo prin frângerea direcției prin Istrița spre vest.

Prin aceasta se confirmă ca perfect îndreptățită gruparea zonei (pânzei) marginale împreună cu zona (pânza născândă) pericarpatică într'o singură grupă a zonelor sau pânzelor marginale, ca aparținând aceleași mari unități tectonice a Flișului.

Cutele zonei pericarpatice (Profilele I—VI și Fig. 19, 20—30).

In regiunea dela nord de Râmnic zona pericarpatică are cutele strânse și revărsate din spre interior spre exterior;, alungite și efilate astfel încât unele dispar și altele apar, unele cum sunt sinclinalele cu tuf dacitic dispunându-se în eșelon dela interior spre exterior. Această dispoziție se datorește încleștării puternice ce a suferit-o zona pericarpatică între massa Flișului cutată anterior și massa Vorlandelor scufundate. Complicația este mărită apoi prin apariția masivelor de sare după cele două direcțiuni principale, date de fracturile marginale ale zonei pericarpatice, care prin modul lor de a apăreà strivesc cutele miocenice, uneori interceptându-le. Toate cutele sunt dirijate în acelaș sens, cu direcția trecând dela nord spre sud prin N 10° V; N-S și N 20° E.

La sud de Râmnic, unde geosinclinalul subcarpatic și-a întins apele peste cea mai mare parte a zonei pericarpatice, sedimentele sarmato-pliocene prin grosimea și natura lor transgresivă au constituit un balast mai puțin plastic în timpul cutărilor generale. Deaceea crestele anticlinale formate din miocenul mediteranean spintecă diapir sinclinalele cu Sarmațian și Meoțian, ale căror strate spre bază sunt strivite puternic, iar spre suprafață sunt dispuse în cuvete largi.

Institutul Geologic al României

Deasemenea în direcția cutelor găsim anomalii: unele — cutele vechi din Miocen (Tortonian) — sunt dirijate în continuarea celor dela nord de Râmnic, aproximativ N 10^0—20^0 E; lor se suprapune o altă serie de cute — cutele noui din Post-Pliocen — care întretaie pe cele dintâi, având direcția N 30^0—40^0—50^0 E și chiar E 25^0 N la Șelăriile.

Astfel se prezintă începutul dispoziției cutelor în losange, a căror desvoltare tipică Prof. VOITEȘTI o găsește în Buzău și mai ales în Prahova.

Ele sunt ecoul procesului de terminațiune a cutelor Flișului sub învelișul depozitelor mio-pliocene, strivite între Carpații meridionali și Vorlandul podișului prebalcanic scufundat.

Una din cutele cele mai importante din regiune este:

Sinclinalul D. Șindilei-Piatra Mâței-Vf. Gurbănesii, desvoltat între Bisocuța și Vf. Gurbăneasa. El este alcătuit din orizontul marnelor cenușii cu gipsuri, orizontul cu tuf dacitic, așezat în bancuri verticale în tot lungul sinclinalului din Vf. Gurbăneasa până la Bisocuța, apoi din Sarmațian, care poartă pe flancul extern în D. Cotinei o lamă îngustă de Meoțian. E sinclinalul ce ne oferă cel mai bun punct de reper în urmărirea cutelor zonei pericarpatice.

Spre interior de acest sinclinal se disting:

Anticlinalul Șindila-Pâr. Palanca constituit din Mediteran, se urmărește din spre Buzău dela Jgheabul în lungul Pâr. Bisocuța, pe la Bisoca-Pâr. Șindila până la Pâr. Arinilor unde este laminat. Spre nord reapare în Păr. Bisericii și Păr. Palanca și se continuă lărgindu-se spre nord până în Valea Milcovului.

Sinclinalul Vf. Bisoca se întinde dela Podul Coita prin Vf. Bisoca-Plaiul Șindilei, până la Pâr. Arinilor, unde dispare prin efilare. In axul său apar dela nord spre sud, Mediteranul, Sarmațianul și Meoțianul dela Lopătăreasca, acesta dispus sub formă de două petece separate printr'o mică lamă anticlinală de Mediteran.

Anticlinalul Recea alcătuit numai din Mediteran se întinde dela Șelăriile până la Pâr. Arinilor unde se efilează pe flancul extern al masivului de sare. Flancul lui intern este strivit de masivele de sare, ce apar pe linia Toporaș-Pâr. Arinilor-Pâr. Moldovanului-Recea-Șelăriile-Jgheabul, care retează cutele zonei pericarpatice. Deși linia aceasta de masive de sare se ține de marginea Flișului, la Pâr. Moldoveanului și la Jgheabul ea trece prin zona Mediterană separând spre interior:

Sinclinalul Coita-Pleși constituit din Mediteran care corespunde lamei placate de Eocen dela Vintileasca și celei de Oligocen dela Lacul limpede-Recea.

Dela Vintileasca spre nord se desvoltă:

Institutul Geologic al României

Sinclinalul D. Pietrile-Feti constituit din Mediteran deasupra căruia se găsește placată prin șariaj Klippa de Oligocen din D. Pietrile Feti. Spre nord se continuă peste Pâr. Palanca îngustându-se până la Milcov și flancând spre interior anticlinalul din Pâr. Bisericii-Pâr. Palanca. In zona lui este și terasa superioară dela D. Podului.

Spre interior până la marginea Flișului se mai găsește o creastă îngustă anticlinală, pusă în evidență mai ales între Klippa din D. Pietrile Feti și marginea Flișului din Piatra Necule. Flancul său intern este resfrânt și încălecat de marginea Flișului.

Spre exterior de sinclinalul median Piatra Mâței se disting:

Anticlinalul Băltăgari-Jitia-V. Milcovului flanchează sinclinalul median în partea lui externă, întinzându-se atât la nord cât și la sud de Râmnic.

La sud de Râmnic este dedublat prin apariția unei creste cu masive de sare în lungul faliei D. Sării-Băltăgari, care îl limitează spre exterior în această parte.

La nord de Râmnc lui îi urmează în afară un sinclinal ce începe dela Jitia și se lărgește spre nord peste V. Râmnicelul, pe la vest de Motnăul Puturos și prin D. Limba Vecinii spre Milcov.

Sinclinalului îi urmează apoi un anticlinal marcat prin sărătura cu brecia sării dela Motnăul Puturos și Poiana Pucioasă și

Sinclinalul din Măgura cu Făgetul roșu caracterizat prin bancurile sale de tuf dacitic, ce se urmăresc dela fundul Motnăului Puturos, peste cele două Motnae, pe la est de Vf. Gârbova, prin D. Scropușului până în D. Făgețelul, de unde după o întrerupere mică apare la Andreiașu de sus în D. Titilei. In Pàr. Sării dispare, interceptat de masivul de sare din acel loc, care împreună cu masivul dela Titila apar în creasta anticlinală cea mai externă încălecată peste zona subcarpatică. (Fig. 18—21).

Spre nord de Andreiașul de sus, masivele de sare din D. Spumei, Fărcașa (Reghioru) D. Finișului, Pàr. Sărat și V. Sării (Putna) marchează o creastă anticlinală în partea cea mai exterioară.

Pe flancul intern al ei se desvoltă sinclinalul D. Șerpilor, D. Spumei și din Vf. Răiuțu, unde reapar bancurile de tuf dacitic încă dela sarea de pe Reghioru.

Sinclinalul Dealul Sării-D. Goruniș este cuprins în unghiul ce-l formează cele două fracturi: fractura pericarpatică și falia Băltăgari, care se unesc la D. Sării. El este format la capătul nordic din Mediteran, peste care se adaugă Buglowianul-Sarmațianul și Meoțianul, iar în Buzău i-se adaugă și restul Pliocenului, până la Levantin inclusiv, formând primul sinclinal mare, de tipul sinclinalelor cuvete, ce, caracterizează zona pericarpatică dela sud de Râmnic.

Institutul Geologic al României

In afara lui apare Anticlinalul Dealul Sării-Sările în axul căruia apare Mediteranul numai în jurul masivelor de sare dela cele două capete, pe când între ele axul său este scufundat și deaceea apare Sarmațianul în Pâr. Văii Rele.

In acelaș timp axul său este faliat de fractura pericarpatică a cărei existență se recunoaște mai ales în jurul masivelor de sare dela extremități.

Raporturile tectonice între zona pericarpatică și zona subcarpatică. Contactul între aceste două zone se face după fractura pericarpatică în lungul căreia cutele zonei pericarpatice încalecă peste cutele zonei subcarpatice, uneori direct, alteori prin mijlocirea masivelor de sare, care prin apariția lor complică și mai mult raporturile.

In adevăr masivele de sare din lungul acestei fracturi laminează cutele în mijlocul cărora apar (sinclinalele de Meoțian din D. Făgețelu și dela Andreiașu de sus), interceptează pe altele (sinclinalul din D. Sării, dela Făgetul roșu și dela Titila) și provoacă fracturi și cute secundare interpunându-se fie între stratele Mediterane fie pe linia de contact a celor două zone.

Incălecarea zonei pericarpatice peste zona subcarpatică este resimțită până la fâșia de strate meoțiene, cum se observă pe V. Motnăului, V. Neagră și V. Milcovului, unde Buglowianul și Sarmațianul fiind prinse sub marnele cu gipsuri, se desvoltă în zona subcarpatică cute faliate și laminate, care prind sub ele și stratele meoțiene.

In afară de aceste fenomene în lungul contactului celor două zone apar oglinzile de fricțiune și breciile tectonice dejà amintite.

Vârsta încălecării. Admițând ipoteza Prof. Voitești după care falia pericarpatică ar fi linia de separare a Flișului de Vorlandul scufundat, atunci producerea faliei pericarpatice trebuie dusă până în cele mai vechi timpuri, când a luat naștere însăș geosinclinalul Flișului.

Sub formă de zonă pericarpatică, cu caracterile stratigrafice amintite ea s'a separat de zona marginală prin mișcările dela sfârșitul Oligocenului, iar de zona subcarpatică prin cele din timpul Tortonianului inferior, când în afara ei a luat naștere geosinclinalul subcarpatic.

In favoarea acestei interpretări stă lipsa Tortonianului fosilifer din zona pericarpatică cuprinsă între V. Trotușului și V. Slănicului, lipsă care nu se datorește eroziunii, ci unei lacune stratigrafice provenită din exondarea întregei regiuni amintite, în timpul când la nord și sud-vest de ea se depuneà transgresiv Tortonianul fosilifer.

Mai mult, se constată că începutul Buglowianului o găsește separată de subcarpați, deoarece depozitele buglowiane sunt exterioare fracturii pericarpatice sau ramificației sale dela sud de Râmnic-falia Băltăgari.

Tot în timpul mișcărilor tectonice din Tortonianul inferior au avut loc primele începuturi de cutare a stratelor sale; însă cutarea intensă a zonei pericarpatice și încălecarea ei peste subcarpați s'a făcut numai după ce

Institutul Geologic al României

geosinclinalul subcarpatic a fost complect sedimentat, deci în timpul mișcărilor tectonice din post Pliocen.

Ca dovadă ne stau stratele meoțiane prinse și laminate în sinclinale înguste pe linia de încălecare, sau luând parte la un complex de cute faliate, care le face să se încline sub stratele buglowian-sarmatiane și să-și păstreze totuș cele mai deseori raporturile lor normale cu stratele de deasupra ale Pliocenului întreg, cu care împreună au fost cutate în postpliocen.

3. Zona subcarpatică propriu zisă[1]) (ST. MATEESCU).

Se găsește desvoltată în regiunea de curbură cuprinsă între V. Trotușului și V. Buzăului în afara zonei pericarpatice și face parte împreună depresiunea Câmpiei Române din grupa zonelor periferice (?), adică a zonelor ce s'au individualizat din geosinclinalul cel mai exterior zonelor Carpatice.

Din punct de vedere stratigrafic zona subcarpatică propriu zisă cuprinde numai depozite ce încep cu Buglowianul și se termină cu depozitele actuale.

La început ele aparțin unui facies marin cu apele salmastre mai adânci și liniștite; mai în urmă sunt succedate de depozite de ape tot mai îndulcite, care păstrează caracterul marin salmastru în Sarmațian, unde depozitele neritic-litorale sunt bine desvoltate; pe când în Pliocen apele prezintă mai mult caracterul unor lacuri întinse, legate cu marea, în care fenomenul de desărare

[1]) După cum atestă W. TEISSEYRE [109, pag. 364], majoritatea geologilor întrebuințează denumirea de Subcarpați sau zonă subcarpatică, pentru a designà zona formațiunii salifere miocenice, sau ca o denumire geografică, spre a arătà regiunea anterioară marginii munților, cu înălțimi inferioare acestora. Prof. MRAZEC ajunsese încă de mult împreună cu TEISSEYRE [60] să distingă în această zonă dela curbură, o parte internă, pe care a numit-o mai târziu pânză născândă pericarpatică și alta externă sarmato-pliocenă.

Părerea aceasta nu a fost cu succes aplicată în Buzău și Prahova deoarece W. TEISSEYRE separă acolo o zonă a subcarpaților interni în partea interioară pintenului de Văleni; cuprinzând golful de Slănic (împreună cu golful Drajna) și o zonă marginală pliocenă a subcarpaților, desvoltată în afara pintenului de Văleni; ceeace nu erà în acord cu concepție tectonică inițială a Prof. MRAZEC. De altfel Prof. MRAZEC revine asupra acestei chestiuni [59, pag. 4] considerând zona sarmato-pliocenă dela curbură ca «o provincie petrografică și poate și faunistică, ce se distinge din multe puncte de vedere, de tot ce este la nord și vest de dânsa». Prin separarea pânzei născânde pericarpatice, pe care a făcut-o pe baze tectonice [58], erà necesar ca și zona sarmato-pliocenă să fie separată la rândul ei ca zonă aparte.

In acelaș timp se observă că, zona pericarpatică fiind considerată chiar de creatorul ei ca făcând parte din grupa zonelor sau pânzelor marginale, părere în deajuns justificată și prin cercetările expuse în această lucrare, urmează că singură zona sarmato-pliocenă reprezintă Subcarpații sau zona subcarpatică.

Deaceea, ținând seamă de toate aceste considerațiuni, mi-am permis încă din 1923 [53] să separ sub numele de *zonă subcarpatică propriu zisă sau Subcarpații propriu ziși* această zonă cu caractere stratigrafice și tectonice cu totul distincte.

Institutul Geologic al României

a urmat constant și progresiv din Meoțian până în Levantinul inferior, când apele ajunsese complet îndulcite. Lor se adaugă la partea cea mai superioară stratele de Cândești, discordante peste stratele inferioare, reprezentând un facies fluvio-lacustru cu aspect deltaic.

Ca ultime depozite se așează pătura subțire a stratelor Cuaternare de facies continental, a căror desvoltare mai mare o găsim în Podișul Râmnicului.

Astfel această zonă este lipsită din punct de vedere stratigrafic și de depozitele mediterane ale zonei pericarpatice și de cele ale Flișului, care nu se cunosc sub nici o formă în zona subcarpatică.

Din punct de vedere tectonic zona subcarpatică este limitată spre interior de falia pericarpatică în lungul căreia este încălecată de zona pericarpatică; iar spre exterior se pune în contact cu depresiunea Câmpiei Române, ale cărei depozite cuaternare sunt scufundate sub nivelul mării.

Contactul cu Câmpia Română este dat de zona de deviare bruscă a cursului văilor la ieșirea lor din subcarpați, ceeace coincide pe teren aproximativ cu curba de nivel de 100 m. sau cu marginea externă a Podișului Râmnicului.

In adevăr toate râurile, ce scoboară din Subcarpați, își taie văi adânci în Podișul Râmnicului, iar de îndată ce ajung în zona isohipsei de 100 m. cursul lor deviază brusc cu unghiuri ce variază între 45°—120°; în acelaș timp valea cu maluri scunde își duce apele într'o zonă de scufundare cu numeroase divagații a cursului și cu formare de lacuri.

Schimbarea aceasta în traseul și aspectul văilor are fără îndoeală o origină mai profundă, care ne arată că aici este contactul între Subcarpați și Câmpie.

In consecință ținând seamă de faptul că toate râurile din Subcarpații dela curbură se dirijează radiar spre Câmpie, iar de aici își deviază brusc cursul spre depresiunea dela Focșani-Galați unde se adună după direcțiun convergente, precum și de faptul că depozitele cuaternare din Câmpie sunt mult scufundate față de cele pliocene dela marginea colinelor, contactul între Subcarpați și Câmpie este de presupus că se face printr'o flexură ori chiar cută faliată, în lungul căreia Câmpia Română a putut oscilà independent de Subcarpați, influențând astfel traseul văilor numai din zona de Câmpie.

Independența mișcărilor celor două zone vecine este o dovadă că contactul lor se face după o dislocație tectonică. Ea este linia marginală a Subcarpaților.

Spre nord, unde Câmpia Română încetează, Subcarpații se pun în contact spre exterior cu Podișul Moldovei în lungul Siretului, până la culmea Pietricica, unde se reduc prin subțiere.

Institutul Geologic al României

Linia marginală a Subcarpaților se apropie de falia pericarpatică până se contopește cu ea la nord de Culmea Trotușului.

Cutele zonei subcarpatice. Profilele I—VI și fig. 27, 30—36. Sedimentele geosinclinalului subcarpatic au fost cutate prin mișcările tectonice, generale pentru regiunile carpatice, dela sfârșitul Pliocenului. Oscilațiuni ale fundului său au avut loc în tot timpul depunerii stratelor sale și dovadă ne stau variațiunile pe verticală dela orizont la orizont, atât în ce privește salinitatea cât și adâncimea apelor în care s'au depus.

Mișcările tectonice pregătitoare s'au făcut resimțite abià la sfârșitul Levantinului inferior, iar maximul lor de intensitate a fost după formarea stratelor de Cândești și înainte de depunerea Cuaternarului.

Acestea sunt mișcările care au cutat Subcarpații, dar au recutat și zonele interne încălecându-le unele peste altele, și ridicând apoi în bloc întreg lanțul Carpatic cu înălțimi, care în Măgura Odobeștilor echivalează cu cel puțin 1000 m.

Tot ele au separat Câmpia Română ca o depresiune-geosinclinal exterioară Subcarpaților.

Cutările au fost mai intense în partea internă a Subcarpaților, pe când spre exterior stratele se înclină din ce în ce mai puțin spre E.

Din cauza încălecării zonei pericarpatice peste zona subcarpatică stratele zonei subcarpatice sunt prinse deseori pe linia de contact sub cele ale zonei pericarpatice, iar în vecinătatea fracturii iau naștere cute faliate, a căror întindere se poate urmări pe mari distanțe.

Printre acestea se recunosc:

Sinclinalul faliat de Sarmațian, ce se urmărește de pe Râmnic în Pâr. Cășăriei și Piatra Budacii, pe versantul intern al Dealului Roșu, peste Motnău peste Dealul Botul scurt, D. Stâna lui Chiolpan și D. Chetroiului. La sud de Râmnic un sinclinal analog se observă în D. Coman (Sările) unde este alcătuit din Sarmațian și Meoțian.

In fâșia ponțiană se observă două creste anticlinale de Ponțian, faliate în V. Râmnicului și puternic strivite în V. Neagră. Ele sunt separate prin două sinclinale de Dacian inferior, interpuse unul între anticlinalele de Ponțian și altul între Ponțian și Meoțian, arătând prin aceasta transgresiunea Dacianului.

In partea sudică la Cărătnău se desvoltă un anticlinal în Levantinul inferior, care se găsește în imediata apropiere de linia pericarpatică ce trece prin anticlinalul faliat Berca-Beciu.

Alte cute în afară de acestea nu am mai putut stabilì cu preciziune; în schimb stratele sunt ridicate până la verticală, chiar și cele ale Levantinului inferior — ex. pe. V. Milcov, pe când spre exterior dispoziția stratelor este în culise, cu tendința de a se revărsà peste Câmpia Română în lungul liniei marginale a Subcarpaților.

Institutul Geologic al României

DEPRESIUNEA CÂMPIEI ROMÂNE

In afara Subcarpaților propriu ziși se găsește cea mai mare depresiune, ce înconjoară azi zonele carpatice, cu suprafața așezată în general sub nivelul de 100 m. și înclinată în regiunea de curbură spre NNE, adică spre Siretul inferior. Ea este limitată spre interior prin flexura sau cuta faliată dela marginea externă a Subcarpaților — linia marginală a Subcarpaților —; iar spre exterior prin falia Dunării, a cărei denivelare morfologică se observă în cele mai multe părți.

Acolo unde depozitele pliocene transgresează peste țărmul drept al Dunării, falia este mascată în profunziune, ea fiind de vârstă mult mai veche (COBÂLCESCU, ATHANASIU, MRAZEC și VOITEȘTI).

Din cercetările geologilor noștri și din observațiunile mele proprii reese că: Câmpia Română are aspectul unui sinclinal enorm — poate recutat — al cărui ax, în dreptul regiunii de curbură, coincide cu zona de divagație și a lacurilor din apropierea contactului cu Subcarpații, acolo unde râurile curg prin văi cu malurile joase.

Axul său se dirijează NNE scufundându-se și el odată cu Câmpia spre zona de maximă scufundare dela Siret.

Deaceea unele văi — Râmna, în parte și Râmnicul — își dirijează cursul inferior în lungul axului geosinclinalului Câmpiei Române.

Prin faptul că în Câmpie s'au găsit prin sondaje sedimente care încep cu Sarmațianul (ori Mediteranul superior?) și se succedează până la Cuaternar, suntem înderptățiți să conchidem că, Câmpia Română face parte din acelaș geosinclinal cu Subcarpații, unde sedimentația a început la fel din Buglowian-Sarmațian și s'a continuat până în Cuaternar.

Din acest geosinclinal depresiunea Câmpiei Române s'a separat ca zonă aparte consecutiv mișcărilor tectonice din postpliocen.

* * *

Studiind zonele tectonice din regiunea de curbură se constată că, ele prezintă caractere de adevărate geosinclinale — de dimensiuni uneori mai restrânse — în care după ce s'a sedimentat o serie de depozite în deajuns de groasă, mișcările tectonice luau naștere și separau: spre interior o zonă cutată iar spre exterior o zonă scufundată, un nou geosinclinal.

Dar chiar în cazul când fenomenele tectonice nu depășeau limitele primitive ale geosinclinalului — cum este cazul cu geosinclinalul Flișului marginal, considerat în accepțiunea D-lor MRAZEC și VOITEȘTI; precum și geosinclinalul periferic (?) considerat între falia pericarpatică și falia Dunării— mișcările tectonice repetate și scufundarea treptată a Vorlandului aveau ca urmare separarea unei zone interne cutate, iar geosinclinalul își deplasă axul spre exterior.

Institutul Geologic al României

Aceasta constitue o verificare prețioasă a legii tectonice a lui MRAZEC, după care axul geosinclinalului Flișului carpatic și al geosinclinalului periferic (?) s'a deplasat în continuu spre Vorlande, prin mișcări tectonice repetate.

Din acest punct de vedere în regiunea dela curbură, zonele tectonice complect separate una de alta, se prezintă cu caractere distincte atât stratigrafice cât și tectonice, cum nu cunosc o altă regiune cu un mai clar aspect tectonic în tot lanțul carpatic.

LINIILE TECTONICE

Indiferent dacă zonele tectonice amintite sunt considerate ca pânze-solzi, ori pânze născânde, sau numai ca zone geosinclinale individualizate stratigrafic și tectonic, separarea lor se face întotdeauna după linii de dislocație longitudinale, care au luat naștere în partea externă a geosinclinalului cutat, concomitent cu mișcările tectonice.

In afară de linii de dislocație longitudinale se disting linii de dislocație transversale, provocate de jocul tectonic între diferitele blocuri crustale ale fundamentului și ale Vorlandelor Flișului Carpatic.

Liniile de dislocație longitudinale.

După d-nii MRAZEC și VOITEȘTI se disting două linii de dislocație longitudinală: linia marginală a Flișului și linia marginală a Subcarpaților. Ținând seamă de rezultatele expuse în această lucrare, cred că sunt îndreptățit să completez datele de mai sus, precizând rolul ultimei linii de dislocație și adăugând o a treia linie de dislocație longitudinală: linia pericarpatică, cu o poziție intermediară celorlalte două.

Linia marginală a Flișului separă zona marginală de zona pericarpatică și se prezintă ca o linie de încălecare, transformată în regiunea de curbură pe o bună distanță într'o suprafață de șariaj a zonei marginale peste zona pericarpatică. Traseul său obișnuit din Moldova și din Buzău suferă aici o deplasare importantă la marginea externă a eșindului, ce a lunecat în afară în lungul fracturilor transversale dela Zăbala și dela Șelăriile.

Primele semne ale existenții faliei marginale le avem la sfârșitul Oligocenului, când zona marginală s'a separat ca o creastă anticlinală recutată, iar zona pericarpatică ca o depresiune geosinclinală.

In timpul mișcărilor miocenice din Tortonianul inferior ea s'a transformat în linie de încălecare și de șariaj în lungul căreia au mai fost mișcări și în post Pliocen.

Linia pericarpatică separă zona pericarpatică de zona subcarpatică propriu zisă, prezentându-se fie ca o linie de contact anormal — deci ca o fractură — fie chiar ca o linie de încălecare, atunci când cutele zonei pericarpatice încălecă peste cutele Subcarpaților.

Institutul Geologic al României

Ea a fost observată pentru prima dată de MRAZEC și TEISSEYRE, apoi de S. ATHANASIU. D-nii MRAZEC și VOITEȘTI [63] au constatat-o pe distanța Sările-Cașin-V. Trotușului-Pietricica-V. Bistriței, cu o întindere probabilă până în Galiția la Nadworna.

La sud de Sările ea se urmărește prin anticlinalul faliat Sările-Fundul Papei-Vintilă Vodă-Beciu-Berca, iar de acolo printr'o frângere trece probabil în falia din lungul Istriței.

La nord de Trotuș ea separă zona pericarpatică de Podișul Moldo-basarabean și de Podișul Podolic; la sud de Trotuș — începând chiar din Culmea Trotușului — ea separă zona pericarpatică de Subcarpații propriu ziși. D-nii MRAZEC și VOITEȘTI [63], care înțelegeau prin Subcarpați întreagă zona dela marginea muntoasă a Flișului până în Câmpie și Podișul Moldovei, au denumit-o linia marginală a Subcarpaților.

Ea separă, după acești autori, Subcarpații de Câmpia Română (în Muntenia) de platoul sarmatic (în Moldova și Bucovina), și de horstul Podolic (în Galiția).

Dacă la nord de Trotuș ea este echivalentă cu însăș falia pericarpatică, la sud de Trotuș, vom observà că, ea se ramifică — după un proces de virgațiune din cele mai caracteristice — în două ramuri: Ramura internă, deplasată mult spre interior, în susul Trotușului până la Cașin [1]) se continuă spre sud pe la est de Răchitașu, pe la Sările — Beciu — Istrița.

Ea este adevărata dislocație pericarpatică, cu aceeași valoare tectonică spre sud, ca și linia pericarpatică dela nord de Trotuș. In regiunea cuprinsă între Trotuș-Buzău, ea este dislocația care separă zona pericarpatică de Subcarpații propriu ziși.

Ramura externă constitue dislocația marginală a Subcarpaților, despre care vom vorbì îndată.

Existența faliei pericarpatice se precisează în zona de curbură abià prin mișcările tectonice miocenice (Tortonian inferior), când în partea internă s'a izolat zona pericarpatică, iar în partea externă a luat naștere geosinclinalul periferic.

Ca linie de încălecare ea se prezintă abià din timpul mișcărilor post-pliocene.

Spre nord de Trotuș, e posibil ca, vârsta ei să fie mult mai veche, probabil din timpul formării geosinclinalului Flișului Carpatic, dacă ținem seamă de părerea lui VOITEȘTI, că ea corespunde cu marginea Vorlandelor scufundate.

F a l i a B a l t ă g a r i. Incepând dela D. Sării spre sud, din falia pericarpatică se desface o altă ramură, de data aceasta spre interior, ca o falie secundară cu direcția spre Bălțăgari-Vf. Ținta- Vf.Bombaru, urmărită de O. PROTESCU în Buzău.

---

[1]) A se vedeà și harta geologică a părții de sud a Jud. Bacău ridicată de D. M. PREDA [88].

Institutul Geologic al României

In lungul ei apar masivele de sare din Pâr. Dogăriilor, dela Băltăgari şi din Pâr. Mereului (Bisoca), iar d-l O. PROTESCU a găsit în Buzău că stratele mediterane încalecă peste cele sarmaţiane.

Prin poziţia ei şi prin fenomenele ce o însoţesc, ea constitue o ramură internă a faliei pericarpatice, dar nu însăş falia pericarpatică.

Ea arată limita internă până unde s'a întins marea buglowiană peste zona pericarpatică dela sud de Râmnic şi prin aceasta vârsta ei o admitem în timpul mişcărilor din Tortonianul inferior.

Linia marginală a subcarpaţilor propriu zişi separă Subcarpaţii — consideraţi în accepţiunea propusă în această lucrare — de Câmpia Română şi în parte şi de Podişul Moldovei. După cum am văzut această dislocaţie se prezintă mai mult ca o flexură (cută în genunchi), ori ca o cută faliată, în lungul căreia Subcarpaţii au fost ridicaţi în masă, iar Câmpia Română a fost scufundată.

Astăzi Subcarpaţii au tendinţa de a se revărsà peste Câmpia Română, ceeace înseamnă că dislocaţia marginală a Subcarpaţilor este de apariţie cu totul recentă, născută abià în timpul mişcărilor post-pliocene, dar că în lungul ei se prepară mişcări tectonice mult mai intense.

Pentru prima dată ea a fost întrevăzută de d-l Inginer M. DRĂGHICEANU [34], care i-a recunoscut un rol seismic de prim ordin printre dislocaţiile longitudinale din Câmpie, ca şi un rol hidrologic. In trasarea direcţiunii ei d-sa a fost însă prea mult înfluenţat de axul de alungire al geosinclinalului Câmpiei Române, care în dreptul curburei trece prin zona lacurilor cu direcţia aproape NNE spre Siret. Ea corespunde liniei marginale a Subcarpaţilor, descrisă de d-nii MRAZEC şi VOITEŞTI, însă cu o desvoltare puţin diferită de aceea atribuită de aceşti doui geologi.

In adevăr, ea mărginind spre exterior zona subcarpatică propriu zisă, întinderea ei este condiţionată de limita externă a Subcarpaţilor. Ori noi am arătat că zona subcarpatică propriu zisă nu depăşeşte linia Trotuşului decât în lungul culmei Trotuşului, formată din depozite de Cândeşti, unde se subţiază interpunându-se ca un sinclinal cutat între zona pericarpatică şi Podişul Moldovei.

Prin aceasta dislocaţia marginală a Subcarpaţilor, care trece dela contactul acestora cu Câmpia, la contactul lor cu Podişul Moldovenesc (probabil în lungul Siretului), se apropie de falia pericarpatică din Culmea Pietricica, până se contopeşte. In felul acesta se continuă ramura externă despre care am amintit mai sus, că se detaşează din falia pericarpatică, în regiunea dela sud de Trotuş.

Astfel linia pericarpatică ne apare ca o dislocaţie de prim ordin în aceste părţi, în lungul căreia vin să se însumeze — sau dela care pornesc rafimicându-se prin virgaţiune — alte linii de dislocaţii şi anume: în spre exterior, linia marginală a Subcarpaţilor, iar spre interior falia Băltăgari, cuprinzând între ele zone sinclinale uneori cutate (Subcarpaţii).

Institutul Geologic al României

Liniile de dislocație transversale.

In regiunea de curbură se disting următoarele falii transversale:

Falia Zăbalei de direcțiune aproape E-V separă spre nord eșindul marginii Flișului dela curbură. In lungul ei capetele stratelor Flișului sunt retezate, în parte orientate aproape E-V și încălecate peste Mediteranul dela nord.

Este posibil ca ea să fie continuarea spre vest a liniei Focșani-Galați-Tulcea [1]). Continuarea ei între Focșani și marginea Flișului s'ar pune în evidență prin lipsa Pontianului la nord de Milcov.

Falia Șelăriile-V. Râmnicului (D. Sării) cu direcțiunea aproximativ VSV—ENE mărginește spre sud eșindul Flișului, iar stratele din lungul ei sunt dislocate și deranjate în modul cel mai evident paralel fracturii.

Ea este posibil să fie continuarea spre vest a liniei Picineaga-Bașpunar-Camena, sau o derivație a acestei fracturi. Oricum însă prelungirea ei spre est până în Dealul Sării se prezintă ca o linie tectonică ce a influențat și zona pericarpatică, deoarece numai la sudul liniei Șelăriile-V. Râmnicului geosinclinalul subcarpatic sarmato-pliocen s'a suprapus în parte celui pericarpatic.

* * *

Studiul tectonic al regiunii ne conduce la concluziunea că, mișcările tectonice, care au produs cutările precum și fracturile longitudinale și transversale, au separat în partea de sud a Carpaților orientali o regiune, care având toate caracterele generale ale Carpaților Flișului din Moldova, prezintă unele aspecte proprii, ce o diferențiază, și o individualizează ca regiune de curbură.

Rolul cel mai important în separarea ei îl joacă fără îndoeală liniile transversale, care după cum au observat d-nii TEISSEYRE, MRAZEC și VOITEȘTI, interesând deopotrivă zonele carpatice și Vorlandele, determină condițiuni noui stratigrafice și tectonice în ambele regiuni.

Din punct de vedere stratigrafic se constată că, zona pericarpatică cuprinsă între falia Trotușului și falia Șelăriile-V. Râmnicului este lipsită de depozitele Tortonianului superior și de cele sarmato-pliocene, care se găsesc la nord și la sud-vest de această regiune. Exondarea ei după cele două fracturi transversale este evidentă.

Tot dela falia Trotușului spre sud se desvoltă geosinclinalul Subcarpaților propriu zișI în afara faliei pericarpatice.

Din punct de vedere tectonic între falia transversală Zăbala, continuată probabil cu falia Focșani-Galați-Tulcea și falia Șelăriile-V. Râmnicului, continuată sub un fel oarecare cu falia Picineaga-Bașpunar-

[1]) D-nii MRAZEC și TEISSEYRE cred că linia Focșani-Galați-Tulcea s'ar continuă spre vest în parte prin linia Penteleu-Râmnic-Galați [62].

Institutul Geologic al României

Camena, marginea Flișului este ruptă, deplasată și șariată spre est, separând astfel la nordul ei o regiune cu cutele dirijate aproape N—S, iar la sudul ei una cu direcția cutelor aproximativ NE—SV.

Astfel curbura sudestică a Carpaților orientali nu se face prin racordări treptate a cutelor, ci prin frângerea lor în dreptul fracturilor transversale. Tot astfel e de presupus că frângerea fracturii pericarpatice în culmea Istriței se face în dreptul unei fracturi transversale — Falia Buzăului.

De altă parte intersecția fracturilor transversale cu fractura longitudinală pericarpatică constitue centre, de unde pornesc și alte fracturi secundare, ca o virgațiune a fracturii pericarpatice.

Astfel la intersecția liniei Trotușului cu linia pericarpatică se ramifică spre exterior dislocația marginală a Subcarpaților, închizând între aceste două linii longitudinale geosinclinalul subcarpatic sarmato-pliocen; iar dela intersecția faliei Șelăriile-V. Râmnicului cu falia pericarpatică se desprinde spre interior falia Băltăgari, închizând între ele sinclinalul Dealul Stânei-Coca Seacă, cu o desvoltare foarte mare în Buzău. Pe cât cunosc în Râmnicul Sărat falia Băltăgari coincide cu limita internă a mării buglowiene.

Ramificațiile (virgațiunea) faliei pericarpatice sunt până la un punct efectul mecanic al frângerii direcției cutelor în dreptul fracturilor transversale.

La rândul ei frângerea direcțiunii e produsă de scufundarea treptată și independentă a Vorlandelor prin marginile lor frontale, scufundare care a provocat în acelaș timp revărsarea cutelor carpatice, strivirea, încălecarea și falierea lor cu atât mai accentuată, cu cât Vorlandele erau mai scufundate.

CAPITOLUL IV

GEOLOGIA ECONOMICĂ

Deși regiunea studiată aici prezintă bogății în subsolul său, ce ar fi făcut din ea una din regiunile prospere ale țării, totuș până acum ele nu au făcut obiectul unor exploatări sistematice, care să ne atragă atenția asupra lor. Oarecare mici exploatări rudimentare sunt prea puțin importante spre a ne da indicațiuni asupra valorii produselor ce se pot extrage.

Deaceea dacă în acest capitol ne-am mărginì numai la ceeace se exploatează din subsolul regiunii atunci subiectul nostru ar fi ca și terminat.

In lipsa unor exploatări sistematice și active în trecut sau astăzi, în acest capitol îmi propun să fac cunoscut bogățiile economice ale regiunii, atrăgând atenția cercurilor interesate — exploatatori și experți — asupra celor mai importante dintre ele.

Institutul Geologic al României

Produsele subsolului din această regiune se prezintă sub următoarele forme:

1. Material de cariere;
2. Cărbuni de pământ;
3. Sarea;
4. Petrolul și gazul natural;
5. Sulful și piritele;
6. Izvoarele minerale.

Material de cariere.

Aici se cuprind pietrele de construcție: gresii, conglomerate, marne de ciment, gipsul, calcarul; apoi argilele pentru ceramică și pietrișurile și nisipurile în parte pentru construcție în parte pentru șoseluit.

Pietrele de construcție sunt foarte răspândite în regiune în diferite formațiuni geologice.

In Eocen sunt foarte răspândite gresiile, gresiile calcaroase, calcarele marnoase și conglomeratele verzi, dispuse în plachete sau bancuri groase și compacte, foarte bune pentru construcții.

Tot aici se cunosc cele mai bune marne calcaroase pentru ciment, intercalate însă printre rocele gresoase și conglomeratice, totuș în cantitate suficientă unor exploatări probabile.

In Oligocen gresia de Kliwa formează bancuri foarte groase și este fără îndoeală cea mai răspândită și cea mai bună piatră de construcție din toată zona Flișului.

Menilitele pot oferi un foarte bun material pentru șoseluit, iar prezența acestor două feluri de roce la marginea Flișului le face ușor exploatabile.

In Miocen tuful dacitic și gresiile, ce i se intercalează în bancuri groase, sunt bune pietre de construcții în lucrări mai mici.

Gipsul însă are o desvoltare și importanță cu mult mai mare din punct de vedere al utilității lui. Locuitorii îi spun sigă și îl întrebuințează în nevoile casnice fie în blocuri, fie transformat în ipsos. Intinderea lui este foarte mare în toată zona pericarpatică, astfel încât ar puteà permite înflorirea unei frumoase industrii a ipsosului, sau exploatări în vederea altor întrebuințări.

Ca mai importante regiuni în vederea exploatării se recomandă Jitia (Intre Râmnice) și Andreiașu.

In Sarmațian sunt desvoltate bancurile de gresii și calcare cu Mactre, care se prezintă deseori ca foarte bune pietre de construcție. Uneori calcarele cu Mactre sunt întrebuințate ca pietre de moară, în special calcarele gresoase din regiunea Mt. Ulmușorul.

In Meoțian se remarcă gresiile compacte cu Unii, gresiile cu oolite calcaroase mai ales din regiunea Bisoca, și bancurile de calcare marnoase cu Dosinia, cu Ervilii, cu Congeria novorossica, a căror desvoltare e mult

Institutul Geologic al României

mai redusă decât a gresiilor. Conglomeratele mărunte silicioase din D. Făgețelul sunt întrebuințate ca pietre de moară.

Argilele pentru ceramică și țiglărie. Aici avem lutul pentru olărie exploatat azi în cantitate mică la Băbeni pe Râmnic, din argila vânătă dela partea superioară a Levantinului inferior (argila dela baza stratelor de Cândești). In acest scop s'ar puteà întrebuința și argila vânătă a Levantinului inferior din partea interioară, unde are o răspândire foarte mare. Ea ar puteà servì în acelaș timp ca un important material pentru țiglărie.

Deasemenea loessul de pe podișul Râmnicului este un bun material pentru țiglărie.

Cât privește lutul teraselor, este bine ca el să fie cruțat, pentru că suportă solul cel mai bun din lungul văilor; în acelaș timp ridicarea lui ar atrage după sine distrugerea «podurilor» singurile suprafețe întinse, nesupuse alunecărilor și prin aceasta proprii pentru desvoltarea și a culturilor și a așezărilor omenești.

Pietrele de var sunt date numai de calcarul de izvoare (travertinul) dela Stejicul în foarte mică cantitate, și cel dela Vlădaia, dejà exploatat.

Nisipurile și pietrișurile sunt desvoltate în Dacian dar mai ales în Levantin unde formează grosimi foarte mari în seria Srtatelor de Cândești. In special pietrișurile stratelor de Cândești, formate din șisturi cristaline și menilite, alcătuesc un bun material de șoseluit, foarte prețios pentru regiunea dela marginea externă a colinelor, unde sunt îngrămădite satele și orașele din podgorie.

2. Cărbunii de pământ.

Zăcămintele de cărbuni de pământ aparțin la două etaje pliocene: Meoțianului și Dacianului.

Cărbunii meoțiani, sunt negri, sticloși destul de compacți și dau o căldură mare. Ei sunt de aceiași vârstă și calitate cu cărbunele brun dela Comănești din Bacău.

In regiune sunt intercalați ca strate uneori foarte subțiri, alteori mai groase, de formă lenticulară puțin întinsă, după cât cunoaștem. Ei apar la zi în V. Neagră, unde s'au făcut lucrări, pentru explorarea lor pe moșia Dealul lung fără a se fi obținut un bun rezultat economic; apoi în V. Râmna; în Pâr. Tăbăcărița (Vălcăneasa) și în V. Milcovului la Reghiu-Poinița, unde s'a exploatat toată cantitatea de cărbuni întâlnit într'o galerie nu prea adâncă. Cantitatea lui a fost relativ restrânsă.

Cărbunii dacieni sunt bruni, foioși, amestecați uneori cu mari cantități de argilă, apoi cu pirită, oxizi de fier, cristale de gips, alauni.

In legătură cu piritele și sulfații stau și izvoarele sulfuroase, ce ies din cărbunii aceștia. Uneori sunt mai compacți și atunci prezintă un interes mai mare din punct de vedere economic.

Institutul Geologic al României

. In general stratele lor ating grosimi de 2—4 m. și se repetă de 2—3 ori, ceeace le mărește valoarea față de cei meoțiani.

Sunt mai bine desvoltați în V. Râmnicului și spre sud. La Luncile au fost utilizați în parte de locuitori. Lucrări de explorare a stratelor de cărbuni dacieni nu cunosc. Ele sunt însă necesare atât pentru cărbunii dacieni, cât și pentru cei meoțiani.

3. Sarea.

Una din bogățiile cele mai mari ale acestei regiuni o formează fără îndoială masivele de sare, în număr de 23, astfel încât județul întreg și-a meritat numele de Râmnicul-Sărat.

Ele sunt dispuse după cele 2 linii de dislocații longitudinale, care mărginesc zona pericarpatică, iar raportul lor cu regiunile învecinate l-am studiat la capitolul special despre masivele de sare.

Exploatarea nu se face azi decât în masivele din Pâr. Sărat și de sub D. Finișului, ambele în județul Putna, de către populația Vrânceană, care are drepturi prin hrisoave.

Celelalte masive de sare, deschise la zi sunt spălate de apele curgătoare și de cele meteorice și în foarte mică parte exploatate prin contrabandă de localnici, pentru nevoile lor economice [1]).

4. Petrolul și gazul natural.

Al doilea produs important al subsolului regiunii acesteia este petrolul și gazul natural, pus în evidență prin izvoare, puțuri și emanațiuni naturale străvechi, care nu ne mai lasă nici un fel de îndoeală asupra posibilității găsirii lor.

După cât cunosc petrolul a fost exploatat printr'un singur puț, așezat în gresia sarmațiană dela Muchea înaltă din Dealul Sării în vecinătatea fracturilor, ce înconjoară masivul de sare din acel loc.

Puțuri pentru explorare s'au săpat: la Sările, în Valea Rea, în Poiana Păcurii (sub Dealul Roșu), la Secătura lui Dumitru (proprietatea Chiojdeni) la Poiana Păcuri (fundul Negri), în Dealul Scropuș (proprietatea Andreiașu de sus).

Cum vedem toate puțurile au fost săpate în lungul liniei de dislocație pericarpatică pe buza internă, mai rar pe buza externă a fracturii.

---

[1]) Exploatările de contrabandă pentru nevoile casnice sunt de altfel ușor de explicat într'o regiune unde numărul masivelor de sare deschise la zi este așà de mare, iar comunicațiile cu locurile de desfacere a sării de monopol sunt extrem de anevoioase și lungi. Deaceea o schimbare a regimului de exploatare a sării se impune atât în interesul desvoltării unei industrii prospere a sării și derivatelor ei, cât și în interesul unei educații morale a societății.

Institutul Geologic al României

Pentru fixarea lor s'a utilizat ivirile de petrol, care se dispun numai în lungul faliei pericarpatice și în lungul ramificației sale interne, falia Băltăgari [1]).

In lungul crestelor anticlinale ale zonei pericarpatice ca și în lungul marginei Flișului, ori în interiorul zonei marginale nu se cunosc iviri de petrol.

Astfel dar, ca linii petrolifere vom socotì falia pericarpatică și falia Dealul Sării-Băltăgari; a treia linie petroliferă este falia secundară din lungul Sarmațianului, ce începe din V. Râmnicului spre nord până în Dealul Chetroiul. Ea se trădează prin ivirea de petrol din D. Roșu.

In afară de acest izvor din D. Roșu nu se cunoaște nici o altă ivire de petrol în zona subcarpatică propriu zisă; totuș anticlinalul dela Cărătnău, resfrânt la marginea externă a faliei pericarpatice, având în axul său însemnate manifestațiuni saline, pare indicat, ca o zonă probabilă petroliferă, care se continuă spre nord prin zona cutată a fâșiei ponțiene dela Jitia și dela V. Neagră.

In lucrările de explorare necesare în această regiune se vor aveà în vedere următoarele condițiuni:

a) Zăcămintele de petrol, ce aparțin liniei pericarpatice și liniei Băltăgari, par a se găsì îngrămădite de preferință în gresiile poroase ale Flișului paleogen rămas în profunzime, după cum dovedesc zăcămintele în parte spălate din gresia paleogenă de pe Pâr. Alb, dela Vizantea, din Klippa paleogenă

---

[1]) Ivirile de petrol și de gaz natural cunoscute în regiune sunt următoarele în lungul faliei pericarpatice.

La Andreiașu de jos pe malul stâng al Milcovului apar două izvoare mici, unul lângă Pâr. Porcului, altul în sus de P. Arșiții. Ele ies dintre marnele și gresiile verzui dela baza gipsurilor. In malul drept sub D. Lingurii apare al treilea izvor de petrol.

La Vlădaia se cunosc emanațiunile de gaz natural, cunoscute sub numele de «la focul viu» aproape de masivul de sare. Pe Pâr. Sărat apar două mici izvoare de petrol la confluența cu Pâr. Torcei, unul din marnele și gresiile verzui, altul din Tuful dacitic.

In Poiana Păcurii (V. Neagră) petrolul iese dintre bancurile de tuf dacitic, ce alternează cu gresii albicioase.

In D. Scropușului puțurile s'au săpat pe flancul extern al sinclinalului de tuf dacitic. Unul dintre puțuri a produs puțin petrol, toate au fost inundate de ape sărate sulfuroase, cu emanațiuni de gaz natural.

In V. Neagră, în vecinătatea liniei de fractură, apare un mic izvor de petrol dintre gresiile cu tuf dacitic.

Pe Pâr. Motnăul mic apar două izvoare de petrol, unul la gura Pâr. Păcurii și altul între Pâr. Bordeelor și Pâr. Bolovanu, dintre aceleași strate cu gresii și tuf dacitic.

In Poiana Păcurii (Vest de D. Roșu) atât izvoarele cât și puțurile sunt între gresiile și marnele cenușii ale orizontului cu gipsuri. Sus pe creasta Dealului Roșu un izvor iese dintre gresiile și calcarele cu Mactre, pe falia secundară din Sarmațian.

La Dealul Sării este cunoscut puțul exploatat dela Muchea Inaltă, iar la Sările sunt iviri pe flancul extern al sării, sub D. Coman, ca și pe flancul intern, pe Izvorul sărat, unde apare dintre bancurile de gresie meoțiană.

In afară de acestea sunt cunoscute ivirile de petrol din lungul faliei Băltăgari și anume: pe Pâr. Sărat, lângă Pâr. Dogăriilor, apoi cele dela Băltăgari și cele de pe Pâr. Mereului la Bisoca.

Institutul Geologic al României

Răchitașu. Deaceea în regiunea de curbură explorările vor trebui făcute mai adânc și înspre interior de falia pericarpatică și de falia Bâltăgari.

b) Zăcămintele probabile de petrol din lungul zonei Cărătnău — Jitia mică — V. Neagră s'ar puteà găsì în gresiile meoțiene și sarmațiene, în mod analog zăcămintelor din zona Beciu-Berca.

O importanță deosebită prezintă pentru regiune emanațiunile de gaz natural dela Focul viu și dela Puțurile de petrol din D. Scropușului. Punerea în valoare a acestui energetic independent de petrol necesită deasemeni lucrări de explorare.

5. Sulful și piritele.

Pe linia de dislocație pericarpatică apar unele roce împregnate cu cristale de sulf. Astfel pe Pâr. Sărat, la Andreiașu de sus cunoaștem sulful în calcarul de apă dulce mediteran în cantitate redusă după deschiderea la zi, apoi în Poiana Pucioasele între marnele mediterane din Pâr. Pucioasele.

Origina lui cred că poate fi atribuită reducerilor gipsului mediteran în prezența emanațiunilor bituminoase și transformarea lui treptată în H_2 S și apoi în S. Dar și reducerea emanațiunilor de H_2 S de origină internă, care ar fi venit ca izvoare minerale, pe fractura pericarpatică în timpul diferitelor mișcări tectonice, nu sunt excluse.

P i r i t e în cantitate mai mare se găsesc îngrămădite în marnele și gresiile verzui de pe Pâr. Sărat (Andreiașu de sus) la contactul cu masivul de sare. In cantitate mai mică se găsesc pe Pâr. Palanca, Pâr. Bisericei, la Sarea Roșie (Purcelul), la sarea dela Jgheabul.

Ele apar ca minerale singuratice în marnele și gresiile ce le cuprind, ceeace dovedește că fundul mării ori lagunii, în care aceste roce s'au depus, erà neaerat, iar reacțiunile biochimice dădeau naștere la cantități însemnate de H_2S transformat apoi în pirită.

Ingrămădirile mai mari de pe Pâr. Sărat nu e exclus să stea în legătură și cu izvoare mineralizate.

In Fliș se cunosc pirite la izvorul sulfuros de pe Pâr. Furului, în marnele gresoase de ale Eocenului superior, pe linia de încălecare a acestora peste Oligocenul din Vf. Purcelul, unde după informația d-lui ZAMFIRESCU din Dumitrești s'a găsit și o bucată de galenă.

6. Isvoarele minerale.

Apele minerale din regiune aparțin izvoarelor sărate sulfuroase, calcaroase ferunginoase și selenitoase.

I z v o a r e l e s ă r a t e stau în strânsă legătură cu masivele de sare și chiar când sunt departe de un masiv descoperit, ele apar după aceleași dislocații principale, după care apar și masivele de sare, sau stau într'o dependență oarecare cu un masiv de sare spălat de apele subterane.

Institutul Geologic al României

Cele mai însemnate izvoare sărate au fost amintite la studiul masivelor de sare, unde am văzut că sunt adesea însoțite de sărătură puternică și brecia sării. Dintre acestea izvorul sărat de pe Pâr. de sub Stejicul apare singur fără brecia sării, pe dislocația marginală a Flișului.

Cele care apar pe linia de dislocație pericarpatică sunt dependente de masivele de sare vizibile. Astfel sunt izvoarele dela Pâr. Sărățelu, Titila în legătură cu masivul de sare dela Titila; cele dela fundul Motnăului puturos, din Poiana Pucioasele și Pâr. Păcuri sunt în legătură cu masive trădate prin brecii sărate.

Izvoarele dela Dealul Sării spre Râmnic și spre Pâr. Sărat (Dogăriile); cele dela Băltăgari și Bisoca, cele dela Vărzăria sunt legate de masive, marcate prin sărătura cu brecia sării.

In Motnăul mic apare un izvor sărat fără alte manifestații saline pe linia de dislocație pericarpatică; tot așà apele sărate, care au inundat puțurile de petrol din D. Scropus, amestecate și cu ape sulfuroase sunt departe de masivele de sare deschise la zi.

In afară de liniile cu masive de sare, izvoarele sărate mai apar: în zona anticlinalului Cărătnău, atât pe flancul intern, cât și pe flancul extern producând însemnate sărături în Pâr. Cărătnău și în Pâr. Câmpulungeanca; apoi la Saivanul Șuțu pe Milcov, din Sarmațian.

Izvoarele sulfuroase stau în legătură cu gipsurile zonei pericarpatice, cu piritele răspândite în marnele și gresiile zonei marginale și pericarpatice, sau cu piritele din cărbunii plioceni.

Uneori ele apar în contact imediat cu aceste roce și minerale, alteori apar pe fracturi secundare între roce lipsite de orice substanță, care ar da vreo indicație asupra originii sale. Desigur în acest caz ele stau în legătură cu izvoarele de falie, sau în general cu apele de circulație subterană, care aduc H_2S din alte locuri.

In zona Flișului marginal se cunosc:

Izvorul de pe Pâr. Furul, în lungul faliei de încălecare a fâșiei eocene interne peste sinclinalul oligocen din Vf. Purcelul; izvorul dela gura Pâr. Sclifii dintre menilite; izvorul dela Șelăriile din brecia marginală, pe lângă multe alte izvoare foarte reduse, ce ies destul de des dintre menilite și șisturile disodilice.

In zona pericarpatică se cunosc:

La Jitia (Intre Râmnice) este cel mai important izvor sulfuros, întrebuințat pentru băi, nu este însă captat.

Sunt apoi două izvoare la Schitul Poiana Mărului și unul la Vărzărie lângă drumul Jitia-Bisoca; izvorul din Pâr. Sărat (Dogăriile) și izvoarele sulfuroase dela Sările, ce apar pe versantul estic sub Podul lui Coman, și pe versantul sudic al masivului în Izvorul Sărat.

Spre nord de Râmnic sunt: un izvor la Pucioasele, altul la fundul Pâr. Motnăului puturos, izvoare mici pe Motnăul mic, izvorul dela fundul Văii Negre; izvoarele sulfuroase, care au inundat puțurile de petrol dela Scropușul;

Institutul Geologic al României

la gropile de păcuri din Poiana păcuri (Neagra), izvoarele dela Titila și Păr. Sării la Andreiașu de sus; în Valea Milcovului, apoi în regiunea Andreiașu de jos; în sfârșit izvoare mici sulfuroase pe V. Reghioru.

Tot aici voiu trece izvorul sulfuros de pe Pâr. Necoarei (Bălțăgari) ce apare din gresiile sarmațiene cu un debit mare dar diluat și izvorul din D. Făgețelul, ce apare dintre gresiile și conglomeratele meoțiene prinse pe linia pericarpatică. Ambele sunt datorite circulațiunii apelor subterane, care se încarcă cu H_2S.

In zona subcarpatică se cunosc:

Izvoarele sulfuroase de pe Pâr. Preda și Pâr. Râșcanu din Valea Milcovului, ce apar dintre gresiile Sarmațiene; apoi sunt izvoarele sulfuroase ce apar în legătură cu cărbunii plioceni: la Reghiu pe Milcov și în Pâr. Tăbăcarița (Vălcăneasa) dintre cărbunii meoțieni; la Jitia mică (în V. Râmnicului) și la Turburea dintre cărbunii dacieni.

Cele mai multe din aceste izvoare au un debit redus, totuș prin captări unele din ele ar puteà să prezinte o valoare mai mare din punct de vedere economic.

Izvoare calcaroase cunosc numai două, dintre care unul la marginea Flișului sub Stejicul mare. El spală calcarul marnelor menilitizate în parte și al marnelor oligocene inferioare. Un altul este la Vlădaia, lângă «focul viu» care spală calcarul gresiilor miocene din complexul cu tuf dacitic. Ambele depun travertin în cantități mici.

Izvoarele feruginoase apar foarte diluate spălând fierul rocelor pliocene și ale Flișului (menilite). Unul mai important este în fața satului Deduleșți pe Râmnic, ce apare de sub prundișurile de Cândești, deasupra argilei inferioare de pe Pâr. Mocanca. Cele din menilite sunt încărcate și cu alauni, tot așa și cele ce ies dintre cărbunii plioceni.

Izvoarele selenitoase se cunosc mai ales în regiunea gipsurilor zonei pericarpatice (Jitia-Bisoca) și în puțurile săpate pentru ape potabile în nisipurile de deasupra argilei de bază a stratelor de Cândești, cum sunt unele puțuri din D. Măgura (pe Râmna), în Pâr. Oreavul, etc.

CAPITOLUL V.

CONCLUSIUNI

Rezultatele obținute din studiul geologic al regiunii dela curbura sudestică a Carpaților Români sunt cuprinse în următoarele concluziuni:

I. Din punct de vedere morfologic.

Regiunea este alcătuită din trei zone principale:

Zona muntoasă, zona colinară și Câmpia Română.

Institutul Geologic al României

1. Zona muntoasă apare în partea cea mai internă ca o regiune înaltă (peste 1000 m. altitudine), masivă și cu suprafața nivelată dispusă în trei trepte principale. Este suprafața de erosiune continentală Mușa-Monteoru-Frumoasele ajunsă la maturitate în timpul Levantinului superior.

Contactul între zona muntoasă și zona colinară se face printr'o denivelare, ce variază între 200—450 m.

2. Zona colinară așezată imediat în afara celei muntoase se prezintă cu înălțimi mari cuprinse între 500—1001 m. puțin cunoscute în această zonă, în restul lanțului carpatic.

Condițiunile tectonice și petrografice, precum și eroziunea din Cuaternarul inferior au individualizat în zona colinară următoarele aspecte morfologice:

a) Culmea colinelor interne cu înălțimile cele mai mari (700—974 m) au un aspect mult asemănător zonei muntoase;

b) Culmea colinelor externe cu înălțimi cuprinse între 525—1001 m., se prezintă mai mult ca un șir de vârfuri înalte, separate prin văi adânc tăiate;

c) Depresiunea pericarpatică Jitia (Vrancea) cuprinsă între marginea munților și culmea colinelor interne, aparține formei de teren pe care Prof. MRAZEC a numit-o mai înainte «Depresiunea Subcarpatică» de natură tectonică, produsă în Cuaternarul inferior;

d) Basenul de eroziune intracolinar al Râmnei, cu întindere dela sud de V. Putna până la Bordești și Plăinești.

Ultimile două aspecte morfologice au fost nivelate prin eroziunea unor văi longitudinale în timpul Cuaternarului inferior;

e) Podișul Râmnicului produs tot în Cuaternarul inferior ca o suprafață de colmatare la piciorul pantei colinelor externe a materialului cărat de torenții și văile longitudinale, ce erodau zona colinară. El face trecerea între Coline și Câmpia Română, iar marginea sa arată o denivelare însemnată față de Câmpie.

3. Câmpia Română constitue o depresiune tectonică, cu suprafața slab ondulată și scoborîtă sub nivelul de 100 m.

4. Rețeaua hidrografică actuală are aspectul transversal cu o dispoziție radiară divergentă în partea muntoasă și colinară și cu una radiară convergentă în zona de Câmpie spre Siretul inferior.

5. Deși rețeaua hidrografică actuală moștenește o rețea de văi vechi longitudinale din Cuaternarul inferior, și deși în lungul văilor mai mari se observă terase aluviale, regimul hidrografic actual este în faza erosivă de tinerețe, cu multe și interesante fenomene de captare, petrecute în perioada de trecere dela rețeaua longitudinală la cea transversală, cât și mai târziu.

II. Din punct de vedere stratigrafic:

6. Se constată prezența tuturor formațiunilor geologice aparținând Paleogenului, Neogenului, și Cuaternarului cu o continuitate evidentă, dar unde

Institutul Geologic al României

lacunile stratigrafice nu lipsesc, ele fiind o consecință și un criteriu, după care se recunosc mișcările tectonice.

7. Paleogenul se prezintă sub faciesul marin neritic al Flișului și în succesiunea stratelor sale am putut separà: Paleocenul, Eocenul și Oligocenul.

8. Paleocenul e reprezentat prin marne vărgate roșii-verzi, cu intercalațiuni de marne vinete cu Fucoide și gresii cu ieroglife. Vârsta paleocenă am dedus-o prin poziția lor la baza Eocenului și prin analogia cu marnele roșii din nordul Moldovei și Bucovina, a stratelor vărgate din Galiția și din nordvestul Transilvaniei, care fiind așezate la baza stratelor Eocene au fost atribuite — cele din Transilvania numai prin partea lor superioară — la Paleocen. Ele sunt echivalente cu Eocenul inferior din nomenclatura veche.

9. Eocenul este reprezentat printr'o serie concordantă de strate, alcătuite din marne și marne calcaroase cu Fucoide, calcare litografice, gresii și intercalațiuni de conglomerate verzi. Ca resturi fosile în afară de Fucoide conțin Foraminifere, în special Numuliți, apoi Lithothamnium.

Stratele eocene se grupează destul de net în două subdiviziuni: o parte inferioară corespunzătoare Lutețianului, Auversianului și Bartonianului inferior, în care domină marnele cu Fucoide, conglomeratele verzi și gresia grosieră micacee de Tarcău-Fuzaru. Ea este echivalentă cu Eocenul mediu din clasificația mai veche; și o parte superioară corespunzătoare Bartonianului superior — Ludianului cu marne gresoase, uneori vărgate și cu gresii cu ieroglife; ea este echivalentă Eocenului superior din clasificația veche.

Sedimentația în timpul Eocenului a fost continuă, ceeace se traduce prin concordanța stratelor sale și trecerilor gradate pe verticală.

10. Oligocenul, concordant cu Eocenul, cuprinde mai ales marne nisipoase marne silicioase transformate în menilite, șisturi disodilice, și gresia silicioasă uneori conglomeratică, de Kliwa. Stratele sale se grupează în trei orizonturi petrografice, care corespund în mod destul de general la cele trei etaje cunoscute:

Oligocenul inferior (Lattorfian?) sau seria inframenilitică, cu marne nisipoase, gresii cu ieroglife și conglomerate verzi, asemănătoare cu cele din Eocenul superior, începe printr'un banc gros de conglomerate breciforme cu elemente verzi, conține Numuliți mici și Lithothamnium. Către partea superioară face trecere spre Oligocenul mediu.

Oligocenul mediu (Rupelian superior?) sau seria menilitică cu marne silicioase, menilite, șisturi disodilice bituminoase cu Pești (Meletta sp.) și cu intercalațiuni de bancuri de conglomerate verzi și gresie silicioasă spre partea superioară. Este echivalent stratelor dela Mayence și dela Ileanda mare (V Someșului).

Oligocenul superior (Chattian) sau seria gresiei de Kliwa, alcătuit din gresie silicioasă albă, mai rar cenușie verzue deschis, cu intercalațiuni de marne

Institutul Geologic al României

ori conglomerate verzi. Este singurul etaj din Fliș care se consideră a reprezentà un facies de dune de coastă, cel puțin acolo unde sunt desvoltate bancurile compacte de gresie (MRAZEC, ATHANASIU).

11. Prezența faciesului continental în Oligocenul superior dovedește existența unor mișcări tectonice în acel timp, care au produs primele cutări ale zonelor Flișului paleogen și au dat naștere la basenele miocenice, dispuse ca sinclinale longitudinale în massa Flișului.

Cu mișcările acestea s'a încheiat seria sedimentației Flișului carpatic și lui îi urmează sau o fază continentală, în care timp avem o lacună stratigrafică, ce a durat până în Burdigalianul superior; sau îi urmează o fază de regresiune și de concentrațiune marină, în care timp au luat naștere masivele de sare (MRAZEC).

12. In Neogen se găsesc bine reprezentate ambele serii: Miocenul și Pliocenul.

13. Miocenul, cuprinzând strate ce se pot repartizà la Mediteraneanul I, Mediteraneanul II, și la Sarmațian, începe prin conglomerate puțin desvoltate ale Burdigalianului superior, după care urmează strate formate într'un facies lagunar cu gips, între care se intercalează și unele strate marine, aparținând etajului Helvețian și poate și Tortonianului inferior; lor le urmează o lacună stratigrafică în timpul formării Tortonianului fosilifer din Prahova, Buzău și Bacău.

Sedimentația reîncepe cu Buglowianul și se continuă cu Sarmațianul, cu un facies marin salmastru din ce în ce mai îndulcit.

14. Mediteraneanul I este reprezentat prin conglomerate poligene în bancuri de 4—8 m., cu raporturi stratigrafice cu totul imprecise în jurul crestelor de sare dela Sarea Roșie (Purcelul). Unul dintre bancuri se pare a suportà stratele roșcate ale Helvețianului și deaceea prin analogie cu conglomeratele cuvetei de Slănic dela baza seriei miocenice din zonele Carpatice, le consider la Burdigalian.

15. Mediteraneanul II este reprezentat prin Helvețian, poate și prin Tortonianul inferior, și prin Buglowian.

16. Helvețianul și poate și Tortonianul inferior sunt alcătuite din trei orizonturi petrografice importante.

Un orizont inferior, în care se desvoltă marne și gresii verzui cu urme de valuri și cu rare intercalațiuni de gipsuri și de șisturi negre sapropelice;

Un orizont mediu cu gipsuri și cu facies vărgat la bază și facies cenușiu la partea superioară, unde întâlnim și primele strate de tuf dacitic albicios;

Un orizont superior cu tuf dacitic dispus în bancuri groase repetate, de coloare verde, alternând cu bancuri de gresii dure; la acestea se mai adaugă marne cenușii du gipsuri, nisipuri.

Institutul Geologic al României

In timpul Tortonianului superior este o lacună stratigrafică.

17. Buglowianul cuprinde marne vinete compacte cu Mactre subțiri și rare intercalațiuni de gresii în plachete; depuse într'o mare de facies euxinic cu ape mai adânci sau foarte liniștite. Ele sunt separate de întreagă seria miocenică inferioară lor printr'o discordanță stratigrafică.

Deși din multe puncte de vedere ele se consideră ca încheind seria Mediteraneanului al II-lea, totuș din punct de vedere stratigrafic, tectonic, precum și al faciesului petrografic și paleontologic stratele buglowiene de aici se alătură mai mult la seria stratelor sarmațiene.

18. Sarmațianul cuprinde marne cenușii, mai rar marne vișinii, gresii marnoase, calcare cu Mactre și cu Ceriți și conglomerate. Ele se pot raportà la cele trei subetaje cunoscute: Volhynianul, Basarabianul și Chersonianul.

Volhynianul arată treceri petrografice spre Buglowian și este răspândit în limitele mării buglowiene, pe când Basarabianul și Chersonianul sunt transgresive și prezintă caractere neritice și de coastă, unde se desvoltă conglomeratele de bază ale Basarabianului și calcarele cu Mactra truncata și M. cummulata în bancuri puternice ale Chersonianului.

19. Pliocenul formează o succesiune de strate în grosime de aproximativ 3000 m. în concordanță cu stratele Sarmațiene. Depozitele sale s'au format în lacuri salmastre întinse, cu multe și largi legături cu marea, și în care veneau de pe continent însemnate cantități de ape fluviatile ce îndulceau apa lacurilor progresiv, până s'au transformat în lacuri îndulcite.

La început ele au moștenit apele și întinderea mării Sarmațiene, ale cărei limite numai în Meoțian au fost ușor întrecute, pe când mai târziu au fost în continuă regresiune, până s'au retras complet din zonele carpatice.

In grosimea enormă a stratelor pliocene se pot distinge toate patru etajele pliocene, cu caractere petrografice și faunistice, care ne demonstrează că, depunerea lor s'a făcut într'un geosinclinal, unde evoluția vieții s'a făcut deseori mult mai complet decât în alte părți.

20. Meoțianul, transgresiv în unele locuri dincolo de limitele Sarmațianului, este alcătuit din conglomerate de bază, gresii, nisipuri și marne, mai rar calcare organogene și gresii calcaroase oolitice, apoi cărbuni de pământ, totul repartizându-se la două orizonturi:

Orizontul inferior de facies euxinic, în care domină fauna salmastră formată din Dosinia exoleta, Congeria novorossica, Ervilia minuta, Cerithium Constantiae, alternând cu strate cu Unio subrecurvus, U. subatavus, etc.; și

Orizontul superior de facies dacic, de apă dulce cu Unio subrecurvus, U. subatavus, Vivipara Neumayri, Gasteropode mici și cărbuni de pământ.

21. Pontianul mult regresiv față de Meoțian este alcătuit din marne vinete și gresii verzui-cenușii ori marne nisipoase dispuse în două orizonturi:

Orizontul inferior marnos cu Congeria rhomboidea, Cardium Lenzi, C. Abichi, Valencienessia sp. Vivipara Neumayri,-Fuchsi, etc.; și

Institutul Geologic al României

Orizontul superior gresos nisipos cu Cardium aff. ochetophorum, C. semisulcatum, Prosodacna aff. schirvanica, Phyllocardium planum, Pontalmyra Constantiae, Dreissensiomya aperta, Vivipara achatinoides etc.

Ele arată invaziunea unei faune aralo-caspice de Cardiacee și Congerii, necunoscută în Meoțian.

22. Dacianul, transgresiv față de Pontian, cuprinde gresii, nisipuri, argile nisipoase și argile cărbunoase cu cărbuni. In timpul său apele îndulcindu-se mai mult, fauna aralo-caspică din Pontian a evoluat, dând naștere la forme adaptate faciesului mai îndulcit, reprezentate prin Psilodonți, cu forma extremă de Psilodon Berti = Psilodon Euphrosinae = Prosodacna Stefanescui.

In succesiunea stratelor sale se poate separà două orizonturi cu totul inegale:

Un orizont inferior cu o grosime mică (30—150 m.) cuprinde conglomerate marne gresoase, gresii, nisipuri și argile cărbunoase, iar ca faună fosilă cuprinzând numai genurile: Phyllocardium, Pontalmyra și Stylodacna Sturi cu St. Stenopleura; și un orizont superior foarte gros cu argile nisipoase, rare gresii (unele feruginoase) și argile cărbunoase cu cărbuni și cu Stylodacna Heberti, St. orientalis, Prosodacna rumana, Pr. Cobâlcescui, Pros. Haueri, Pr. Munieri și Psilodon Berti; apoi Dreissensia Rimestiensis, Dr. polymorpha, Pontalmyra Constantiae, Vivipara rumana, Viv. bifarcinata, etc. La partea superioară se termină printr'un facies de apă complet îndulcită, unde turbăriile au o desvoltare mai mare.

23. Levantinul în continuă regresiune față de stratele formate anterior, este format tot din două orizonturi:

Un orizont inferior, în care se desvoltă faciesul lacustru de apă dulce, ca o continuare a celui dela sfârșitul Dacianului.

Ca fosile în afară de Bifarcinatele, Anodontele și Polymorphele ce se păstrează din Dacian, și în afară de faunula de Gasteropode mici de lacuri îndulcite, pe care o întâlnim presărată în tot Pliocenul și chiar și în Sarmațian, ca forme noui nu apar decât Unionizi sculptați (Scalenaria Bielzi, etc.) și Tylopomele, acestea remarcate pentru prima dată de Prof. S. ȘTEFĂNESCU în Buzău și la Craiova.

Ele arată încetarea definitivă a legăturilor între lacurile regiunii dacice și lacurile regiunii aralo-caspice.

Ca roce se desvoltă argilele cărbunoase fără cărbuni, și nisipurile, printre care se intercalează pietrișuri torențiale în cantitate mică.

Orizontul superior, așezat discordant peste orizontul inferior, se prezintă cu un facies deltaic fluvio-lacustru alcătuit din nisipuri și prundișuri torențiale cu grosimi enorme și fără fosile. E orizontul stratelor de Cândești, cum le-a numit Prof. MRAZEC, al căror aspect transgresiv peste formațiuni mai vechi, observat de MRAZEC și TEISSEYRE, arată caracterul lor de depozite continentale (fluvio-lacustre).

Institutul Geologic al României

24. Cuaternarul aşezat deasemenea în discordanţă faţă de stratele de Cândeşti şi de tot restul depozitelor, este reprezentat în regiune numai prin depozite continentale de terase şi depozite de remaniere a glacisului colinelor externe. In succesiunea lor se poate separà destul de precis depozitele Cuaternarului inferior, care formează Podişul Râmnicului, terasele superioare din lungul văilor vechi longitudinale dela D. Podului (Necule) şi din Vrancea precum şi luturile roşcate din lungul basenului vechiu al Râmnei şi al Şuşiţei.

La Cuaternarul mediu şi superior se repartizează terasele medii şi inferioare împreună cu loessul, solurile îngropate şi actuale, depozitele de travertin şi aluviunile moderne.

III. **Din punct de vedere al distribuţiei geografice a formaţiunilor se constată:**

25. Flişul paleogen se găseşte la zi în partea cea mai internă a regiunii constituind zona marginală propriu zisă, unde Eocenul şi Oligocenul sunt dispuse în fâşii alternante, ca anticlinale şi sinclinale longitudinale.

Depunerea lui s'a făcut într'un geosinclinal mai larg, care se întindeà până la falia pericarpatică.

Partea cuprinsă între marginea actuală a Flişului şi falia pericarpatică a fost însă scufundată şi acoperită de sedimentele miocene.

Existenţa Flişului în fundamentul zonei scufundate se face cunoscută prin Klippele paleogene, ce apar în lungul faliei la Pietricica (Bacău), la Răchitaşu (Putna).

In regiunea studiată aceste apariţiuni paleogene nu se cunosc.

26. Sedimentaţia depozitelor miocenice urmează foarte probabil unei lacune stratigrafice, după ce Flişul paleogen fusese cutat în anticlinale şi sinclinale largi; de aceea ele nu se găsesc răspândite decât în zonele sinclinale ale Flişului.

Desvoltarea cea mai mare a acestor basene este în spre marginea Flişului, unde s'a format geosinclinalul miocenic mediteranean, în parte suprapus marginii Flişului, în parte exterior ei şi în legătură cu basenele miocenice din Vorlande.

In regiunea de curbură geosinclinalul mediteranean este suprapus marginii Flişului, formând geosinclinalul pericarpatic cu strate cuprinse între Burdigalianul superior şi Tortonianul inferior inclusiv.

27. Din cauza cutărilor din timpul Tortonianului, sedimentaţia a fost întreruptă în timpul Tortonianului superior, iar stratele buglowiene şi sarmaţiene s'au separat complet stratigrafic şi tectonic de cele mediterane şi s'au depus într'un geosinclinal şi mai exterior — geosinclinalul subcarpatic propriu zis, în care s'au depus concordant şi sedimentele întregei serii pliocene.

Limita internă a acestui geosinclinal coincide la nord de V. Râmnicului cu falia pericarpatică, până unde se întind, fără să o depăşească, sedimentele

Institutul Geologic al României

buglowian sarmatice și cele pliocene. La sud de V. Râmnicului geosinclinalul subcarpatic s'a suprapus zonei pericarpatice, iar apele au înaintat în timpul Buglowianului și Volhynianului până la falia Bălțăgari.

Abià în timpul Basarabianului și Chersonianului și mai târziu în timpul Meoțianului apele lor depășesc falia Bălțăgari, ajungând până aproape de marginea Flișului dispunându-se în sinclinale alungite, ce se termină spre nord la falia Șelăriile-V. Râmnicului.

28. In zona subcarpatică propriu zisă stratele buglowian-sarmațiene și cele pliocene sunt dispuse în fășii alungite, cele mai vechi mai spre interior, cele mai noui spre exterior. Numai Meoțianul și Dacianul se găsesc și mai spre interior de limitele fâșiilor lor sub formă de sinclinale înguste strivite.

29. Cuaternarul este transgresiv peste rocele mai vechi, însă apare fragmentar sub formă de terase sau de material de remaniere a zonelor mai vechi.

In Câmpia Română și în Podișul Râmnicului stratele cuaternare se așează peste Pliocenul superior, ca o manta acoperitoare și continuă.

IV. Din punct de vedere tectonic

30. Regiunea de curbură se dovedește ca singura regiune din lanțul carpatic, unde individualizarea și separarea completă a zonelor tectonice exterioare se poate face cu succes. Aceasta ne-a permis să distingem în zona cunoscută sub numele vechiu de Subcarpați existența de fapt a două zone, a căror individualitate întrevăzută de mult de Prof. L. Mrazec este azi demonstrată. Astfel ajungem să distingem patru zone tectonice, separate prin dislocații longitudinale de prim ordin și grupate după cum urmează dela interior spre exterior.

Grupa zonelor marginale cuprinde: zona marginală propriu zisă a Flișului paleogen și zona miocenă pericarpatică.

Grupa zonelor periferice (?) cuprinde: zona subcarpatică propriu zisă și Depresiunea Câmpiei Române.

31. Diferențierea și separarea acestor zone — încălecate dela interior spre exterior și dispuse în amfiteatru — se datorește unui proces de virgațiune a cutelor Flișului și a dislocațiilor longitudinale, ce le separă, ca o consecință a scufundării părții terminale a cutelor Flișului sub învelișul depozitelor mio-pliocene al zonelor exterioare. In regiunea Carpaților Români fenomenul începe a se observà încă dela linia Trotușului, se accentuează spre sud de falia Șelăriilor și ajunge la o desvoltare maximă spre vest de V. Buzăului unde și scufundarea este cea mai mare, antrenând și părți din zonele interne ale Flișului.

Intre cutele sau fracturile virgate se intercalează sinclinale, cele externe cu aspecte de adevărate geosinclinale.

32. Grupa zonelor marginale aparține geosinclinalului Flișului carpatic, din care, prin mișcările tectonice dela sfârșitul Oligocenului, s'au separat spre

Institutul Geologic al României

interior zona marginală propriu zisă cutată, iar spre exterior zona pericarpatică, ce a rămas scufundată, formând geosinclinalul miocenic.

33. Zona marginală propriu zisă, constituită numai din Flișul paleogen, este cutată în cute solzi, ce se încalecă dela interior spre exterior.

Ea este separată spre nord și spre sud prin două falii transversale — falia Zăbala și falia Șelăriile-V. Râmnicului, în lungul cărora a fost împinsă ca un eșind.

Spre exterior ea este separată de zona pericarpatică prin fractura marginală, în lungul căreia Flișul încalecă peste Mediteranul zonei pericarpatice.

Incălecarea se transformă în multe părți într'un adevărat șariaj pe o lărgime de cel puțin 2 km. (la Vintileasca), iar zona marginală ia aspectul unei pânze de șariaj. In partea frontală a pânzei se păstrează un petec din Flișul șariat peste Mediteranean, sub forma unei Klippe fără rădăcină în D. Pietrele Fetii (Necule).

Șariajul pânzei marginale a avut loc după depunerea Stratelor mediterane cu tuf dacitic (Tortonian inferior ?) și înainte de depunerea Tortonianului fosilifer (Tortonian superior).

La începutul Buglowianului șariajul era complet terminat.

34. Zona pericarpatică, exterioară zonei marginale, constitue în parte autochtonul acestuia pe porțiunea șariată.

Ea este alcătuită din Flișul paleogen rămas în profunzime, căruia s'a adăugat Miocenul mediteranean, (autochtonul) iar la sud de V. Râmnicului se mai găsesc și stratele buglowian-sarmatice și cele pliocene.

La acestea se mai adaugă masivele de sare dispuse în lungul marelor linii de dislocație longitudinale ale zonei pericarpatice.

Separarea ei de zona marginală propriu zisă se datorește unui fenomen de virgațiune a marginii Flișului, dela care s'a desprins o creastă anticlinală marcată azi prin Klippele paleogene din Pietricica, Răchitașu; la marginea externă a crestei se găsește fractura longitudinală pericarpatică.

Intre zona marginală și creasta anticlinală virgată s'a interpus sinclinalul miocenic pericarpatic, care spre nord se subțiază până dispare la Nadworna, spre sud și vest de Râmnic se lărgeste și se scufundă tot mai mult.

In interior zona pericarpatică este cutată în cute strânse cu aspect de cute isoclinale, ușor revărsate spre exterior.

La marginea externă ea este separată de zona subcarpatică propriu zisă și de Podișul Moldovei prin fractura pericarpatică, în lungul căreia cutele sale încalecă peste Subcarpați.

Incălecarea zonei pericarpatice peste zona subcarpatică s'a produs abia în timpul mișcărilor dela sfârșitul Pliocenului și înainte de Cuaternar.

35. Grupa zonelor periferice (?) cuprinzând zona subcarpatică propriu zisă și depresiunea Câmpiei Române, aparține geosinclinalului exterior fracturii pericarpatice, în care sedimentația s'a continuat dela începutul Buglowianului până la sfârșitul Levantinului și apoi în Cuaternar până azi.

Institutul Geologic al României

Prin mișcările postpliocene s'a separat spre interior zona subcarpatică, ca o zonă cutată, iar spre exterior depresiunea Câmpiei Române, ca o zonă de scufundare în imediata vecinătate a zonelor carpatice. Intre aceste două zone a luat naștere dislocația marginală a Subcarpaților.

36. Separarea zonei subcarpatice se datorește tot unui fenomen de virgațiune, ce constă în ramificarea faliei pericarpatice în spre exterior, începând din dreptul faliei Trotușului.

In felul acesta zona subcarpatică ia aspectul unui geosinclinal mărginit de cele două dislocații longitudinale — falia pericarpatică și dislocația marginală a Subcarpaților — între ele ea se îngustează spre nord până la dispariție, iar spre sud și sud-vest se lărgește scufundându-se.

Sedimentele sale, cuprinse între Buglowian și Levantinul superior sunt cutate în cute strânse și faliate, dispuse în culise, astfel că depozitele mai vechi sunt mai puternic cutate și așezate spre interior, iar cele mai noui sunt mai puțin deranjate și așezate spre exterior.

Cutarea zonei subcarpatice a început la sfârșitul Levantinului inferior și s'a accentuat desăvârșindu-se la sfârșitul Pliocenului. Atunci mișcările tectonice au fost așà de puternice încât zonele cutate s'au recutat, zona pericarpatică a încălecat peste zona subcarpatică, iar regiunile carpatice în bloc au fost ridicate până la înălțimi, care pentru Măgura Odobeștilor se cifrează la cel puțin 1000 m.

37. In acelaș timp Câmpia Română s'a separat spre exterior ca o depresiune periferică, în care sedimentele geosinclinalului periferic au fost complet acoperite de depozitele cuaternare și dispuse într'un mare sinclinal, poate recutat, mărginit de dislocația marginală a Subcarpaților și de falia Dunării.

38. Cutărilor și ridicărilor în massă din Post-Pliocen le-au urmat mișcările postume de așezare (tasare) a zonelor ridicate, care au produs depresiunea Vrancea-Jitia, așezată la marginea Flișului în zona pericarpatică, (așà zisa depresiune subcarpatică) și au accentuat scufundarea depresiunii Câmpiei Române.

39. Odată așezările (tasările) făcute a luat ființă prima rețea hidrografică cu văile longitudinale, care au produs spre interior terasele superioare, iar la marginea Subcarpaților Podișul Râmnicului.

Cu acestea încep primele depozite ale Cuaternarului inferior. Ele fiind așezate discordant peste toate depozitele mai vechi și fără a fi deranjate, urmează că nu au luat parte la mișcările tectonice din Post-Pliocen. Astfel vârsta acestor mișcări, se poate determină cu precizie că, este cuprinsă între sfârșitul Levantinului superior și Cuaternarul inferior.

40. In timpul Cuaternarului s'au continuat mișcările epirogenice în parte de ridicare a zonelor Carpatice, în parte de scufundare a Câmpiei Române, după cum se deduce după profilul longitudinal al terasei medii la Râmnic.

Institutul Geologic al României

V. Din punct de vedere economic:

41. Regiunea se remarcă prin o mare bogăție în masive de sare, dispuse în lungul celor două fracturi ce limitează zona pericarpatică; prin zăcămintele de petrol și de gaz metan din lungul dislocației pericarpatice și faliei Băltăgari, și foarte probabil și în lungul zonei anticlinale Cărătnău-Jitia-Valea Neagră; prin zăcămintele de cărbuni plioceni, dintre care cei mai importanți par a fi cei dacieni; prin apele minerale sărate și sulfuroase și prin rocele utile pentru construcții, drumuri, ceramică etc.

INSTITUTUL DE GEOLOGIE
al
UNIVERSITĂȚII DIN CLUJ.

Cluj, 1 Martie 1925.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. ANDRUSOW N.: *Kurze Bemerkungen über einige Neogenablagerungen Rumäniens.* Verh. der k. u. k. Geol. Reichsanstalt. Wien, 1895.
2. — *Einige Bemerkungen über die jungtertiären Ablagerungen Russlands und ihre Beziehungen zu denen Rumäniens und Oestereich-Ungarn,* 1897.
3. — *Zur Frage über die Classification der südrussischen Neogenablagerungen.* Dorpat, 1898.
4. — *Beiträge zur Kenntnis des Kaspischen Neogen, I Theil. Aktschagylschichten.* Mémoires du Comité géologique. Vol. XV. St. Petersbourg, 1902.
5. — *Die südrussischen Neogenablagerungen 3-ter Theil. Sarmatische Stufe.*
6. ATHANASIU, SAVA C.: *Studii geologice în districtul Suceava. Masele eruptive ale Călimanilor.* Bucureşti, 1898.
7. — *Über eine Eocänfauna aus der nordmoldauischen Flyschzone.* Verhandlungen der k. u. k. Geol. Reichsanstalt. Wien, 1899.
8. — *Asupra stratigrafiei Muntelui Stănişoara din nordul Moldovei.* Bul. soc. de Ştiinţe. XIV. Bucureşti, 1905.
9. — *Clasificarea terenurilor neogene şi limita stratigrafică între Miocen şi Pliocen.* Iaşi, 1906.
10. — *Esquisse géologique des régions pétrolifères du district du Bacău.* Congrès intern. de pétrole. 3-e Session. Guides des excursions. Bucarest, 1907.
11. — *Cercetări geologice în regiunea internă a Carpaţilor Moldovei de nord.* Anuarul Inst. Geol. al României, Vol. I, 1907. Bucureşti. Raportul anual.
12 — *Contribuţiuni la studiul faunei de Mamifere terţiare din România.III Mastodon arvernensis.* An. Inst. Geol. al României. II, 1908. Bucureşti.
13. — *Cercetări geologice în regiunea Carpatică şi subcarpatică din Moldova de sud.* An. Inst. Geol. al României. Raport al Directorului, Vol. IV, 1910. Bucureşti 1913.
14. — *Resturile de mamifere pliocene superioare dela Tulucești, în districtul Covurlui* An. Inst. Geol. al României. VI, 1912.
15. — *Resturile de mamifere cuaternare dela Măluşteni, în distictul Covurlui.* An. Inst. Geol. Rom. VI. Bucureşti, 1912.
16. — *Discuţiune asupra vârstei Formaţiunii salifere din România.* Dări de seamă a şedinţelor Inst. Geol. al României. Vol. V, 1913—1914. Bucureşti.
17. — *Formaţiunea saliferă miocenică din basenul Cuejdului şi al Almaşului din districtul Neamţu şi raporturile sale cu Flişul.* Dări de seamă a şedinţelor Inst. Geol. al României. Vol. VII, 1915—1916. Bucureşti.
18. — *Curs de geologie profesat la Universitatea din Bucureşti pe anul* 1915—1916 I Fascicolă (Litografiat).
19. — *Asupra prezenţei lui Mastodon arvernensis Cr. et Job. în pietrişurile terasei superioare a Trotuşului dela Copaceşti în districtul Putna. Consideraţiuni asupra vârstei teraselor superioare din basenul inferior al Trotuşului.* Dări

Institutul Geologic al României

de seamă a şedinţelor Inst. Geol. al României. VII, 1915—1916. Bucureşti.

20. BOTEZ GHEORGHE: *Comunicare preliminară asupra Bartonianului din judeţul Prahova.* An. Inst. Geol. al României. II, 1908. Bucureşti.

21. — *Comunicare preliminară asupra studiilor geologice făcute în jud. Putna.* Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. al României. Vol. IV, 1912—1913 Bucureşti.

22. — *Asupra faunei de Moluşte levantine dela Moreni.* Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. al României. Vol. V, 1913—1914. Bucureşti.

23. — *Asupra unui Inoceramus salisburgensis din Flişul jud. Bacău.* Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. al României, Vol. III, 1912. Bucureşti.

24. — *Notă asupra Tortonianului din Valea Viei (Pătârlage) jud. Buzău.* Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. al României. VII, 1915—1916. Bucureşti.

25. — *Comunicare preliminară asupra Miocenului din regiunea Păcureţi, Matiţa, Apostolache (Prahova).* Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. al României, Vol. VII, 1915—1916. Bucureşti.

26. — *Comunicare preliminară asupra structurii geologice a regiunii figurate pe foaia Haimanale* (1:50.000). Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. al României. Vol. VII, 1915—1916. Bucureşti.

27. COBÂLCESCU GRIGORE: *Studii geologice şi paleontologice asupra unor tărâmuri terţiare din unele părţi ale României.* Memoriile Şcoalei militare din Iaşi. Bucureşti, 1883.

28. — *Über die geologische Beschaffenheit des Gebirges im Westen und Norden von Buzău.* Verhandlungen der k. u. k. Geologischen Reichsanstalt. Wien, 1885.

29. COLLET, L. W.: *Les dépôts marins.* Bibliothèque encyclopédique. Paris.

30. COSMOVICI N. J.: *Note sur une faune oligocène de Flysch moldave.* Bulletin de la section scientifique de l'Académie Roumaine. I. Bucureşti, 1913.

31. DAVID, Dr. M.: *Cercetări geologice în Podişul Moldovenesc.* Anuarul Inst. Geol. al României. Vol. IX, 1915—1920. Bucureşti, 1922.

32. DRĂGHICEANU, Ing. MATEI: *Avuţia minerală a judeţului Mehedinţi.* Bul. soc. geografice române. 1883.

33. — *Mehedinţii, Studii geologice, tehnice şi agronomice cu privire particulară asupra mineralelor utile.* Bucureşti. 1885.

34. — *Studii asupra idrologiei subterane din punct de vedere al alimentării oraşelor din România Mare, cu privire specială asupra alimentării Bucureştilor.* Bucureşti, 1895.

35. FUCHS TH.: *Tertiarfossilien aus den Becken von Bahna.* Verlandl. der k. u. k. Geol. R. Anstalt. Wien, 1885.

36. GLINKA K.: *Die Typen der Bodenbildung, ihre Klassification und geographische Verbreitung.* Berlin, 1914.

37. GROZESCU HORIA: *Geologia regiunii subcarapatice din nordul districtului Bacău.* Teză. Bucureşti, 1915.

38. HAUG EMILE: *Traité de Géologie: I. Les phénomènes géologiques. II. Les périodes géologiques.* Paris, 1907—1912.

39. HERBICH FR.: *Das Szecklerand.* Mittheilungen aus dem Jahrbuch der k. Ungarische geologische Anstalt. V. 2. Budapest, 1878.

Institutul Geologic al României

40. HOFMANN, Dr. K.: *Bericht über die im Ostlichen Theile des Szilagyer Comitates während der Sommercampagne* 1878 *vollführten Geologischen Specialaufnahme.* Földtany Közlöny, 1879. Budapest.

41. IONESCU-ARGETOAIA, I. P.: *Pliocenul din Oltenia.* Teză. București, 1916.

42. IONESCU N.: *Note préliminaire sur le Tertiaire du Buzău et Râmnicu-Sărat.* Annales Scientifiques de l'Université de Iassy. VII, 1912. Iași.

43. KOCH, Dr. ANTON: *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. I. Theil. Palăogen-Abtheilung.* Budapest, 1894.

44. — *Die Tertiäbildungen des Beckens des Siebenbürgischen Landestheile. II. Theil. Neogen-Abteilung.* Budapest, 1900.

45. KRAMBERGER Dr. GORJ: *Beiträge zur Kenntniss der fossilen Fische der Karpathen.* Palaeontographica. Bd. 26. Lief. 3. 1879.

46. *Lucrările comisiunii însărcinate cu studiul regiunilor petrolifere.* Vol. I. București, 1904.

47. MACOVEI, Dr. GH.: *Basenul terțiar dela Bahna.* Anuarul Inst. Geol. al României. Vol. III, 1909. București.

48. — *Asupra vârstei formațiunii salifere subcarpatice.* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. al României. V, 1913—1914. București.

49. — *Structura geologică a Văii Buzăului între Păltineni și Cislău.* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. al României, VII, 1915—1916.

50. MACOVEI GH. și BOTEZ GH.: *Asupra fenomenelor de alunecări și prăbușiri de teren din jud. Râmnicul Sărat.* Dări de seamă. VI, 1914—1915. București.

51. MACOVEI GH. și ATHANASIU ION: *Câteva date asupra constituției geologice a zone Flișului în regiunea Văilor Slănicului și a Oituzului* (*Moldova*). Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. al României XI, 1923. București.

52. MATEESCU, ST. I.: *Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii colinelor subcarpatice din districtul Râmnicul-Sărat.* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. al României. VII, 1915—1916.

53. — *Raport asupra cercetărilor geologice făcute în jud. Putna și Râmnicul Sărat în vara anului* 1923. (Sub tipar). Inaintat direcțiunii Inst. Geol. al României în Noemvrie. 1923.

54. — *Observațiuni geologice și morfologice în Depresiunea Huedinului.* Comunicare făcută la Societatea de Științe din Cluj, 22 Maiu 1924. An. Inst. Geol. Rom. Vol XI 1925

55. MRAZEC L.: *Contribution a létude de la dépression subcarpatique.* Bull. de la Soc. des Sciences. IX, 6. București, 1900.

56. — *Über die Bildung der rumänischen Petroleum-Lagerstätten.* Auszug aus der Antritsrede gehalten in der rumänischen Akademie. București 1907. Congr. Internat. de Pétrole. III-e session.

57. — *Despre prezența Bartonianului în jud. Prahova.* Bul. Soc. de Științe. XVI București, .

58. — *Les gisements de pétrole en Roumanie,* în L'Industrie de pétrole en Roumanie. 1910. București.

59. — *Despre rocele verzi din conglomeratele terțiare ale Carpaților și Subcarpaților României.* Dări de seamă. II, 1910. București.

60. MRAZEC L. und TEISSEYRE W.: *Über oligocäne Klippe am Rande der Karpathen bei Bacău* (*Moldau*). *Ein Beitrag zur Tektonik der rumänischen Karpathen.* Iahrbuch der k. u. k. Geol. Reichsanstalt. Bd. LI. 1901. Wien.

61. MRAZEC L. et TEISSEYRE W.: *Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie.* Moniteur des Interêts pétrolifères No. 46. Bucarest, 1902.

Institutul Geologic al României

62. MRAZEC L. *Esquisse tectonique de la Roumanie.* Congrès intern, de Pétrole. Bucarest, 1907, III-e session.

63. — şi POPESCU VOITEŞTI I.: *Contribuţiuni la cunoaşterea pânzelor Flişului carpatic.* Anuarul Inst Geol. al României. V, 1911. Bucureşti, 1914.

64. MARTONNE, EMM. de: *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transsylvanie.* Paris, 1906.

65. MERUŢIU V.: *Contribuţiune la studiul masivelor de sare din România.* Bucureşti, 1912

66. MURGOCI GH. M.: *Terţianul din Oltenia cu privire la sare, petrol şi ape minerale.* Anuarul Inst. Geol. al României. Vol. I, 1907. Bucureşti.

67. — *La Plaine Roumaine et la Balte de Danube.* Congrès intern. de Pétrole. III-e session. Bucureşti, 1907.

68. — *The Climate in Roumania and vicinity in the late Quaternary.* XI Congrès géologique international, 1910. Stockholm.

69. NOVAK J.: *Le pétrole des Carpathes polonaises en point de vue de la Géologie régionale.* In «Prace Geograficzne. VI, 1922. Lwow-Warszowa».

70. NOPCSA, FR. BARON V.: *Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehervar, Deva. Ruszkabanya und der rumänischen Landesgrenze.* Mittheilungen a. d. Jahrb. d. Königl. ung. Gesellschaft. Budapest, 1905.

71. NIEDZWIEDZKY G.: *DasSalzgebirge von Kalusz in Ostgalizien.* Jahrb. der k. u. k. Geol. Reichsanstalt. Wien, 1893.

72. PILIDE: *Über das neogen Becken nördlich von Ploeşti.* Jahrb. k. u. k. Geol. Anst. Wien, XXVII.

73. POPESCU-VOITEŞTI I.: *Contribuţiuni la studiul geologic şi paleontologic al regiunii muscelelor între Dâmboviţa şi Olt.* Anuarul Inst. Geol. Rom. II. Bucureşti, 1908.

74. — *Contributions à l'étude stratigrafique de nummulitique de la dépression Gétique.* An. Inst. Geol. Rom. III, 1909. Bucureşti.

75. — *Date noui asupra prezenţei Tortonianului fosilifer în zona Flişului Subcarpaţilor meridionali, cu consideraţiuni asupra vechimii Saliferului în general.* An. Inst. Geol. Rom. VI, 1912. Bucureşti.

76. — *Discuţiuni asupra Formaţiunii salifere,* în Dări de seamă a şedinţelor Inst. Geol. Rom. IV, 1912.

77. — *Descrierea geologică a regiunii petrolifere Zemeş-Tazlăul-Sărat.* Annales de Mines de Roumanie. I, 1919. Bucureşti.

78. — *Elemente de Geologie generală cu privire generală asupra Geologiei României.* Bucureşti. 1919.

79. — *Quelques remarques sur l'âge de sel des régions carpathiques.* Bull. de la Soc. Géologique de France IV-ème serie, XIX, 1919. Paris.

80. — *Sur l'origine de sel et les rapports tectoniques des massifs de sel avec les gisements de pétrole en Roumanie.* Bull. de la Soc. Géol. de France IV-ème, Série XXI, 1921. Paris.

81. — *Raporturile geologice între zăcămintele de sare şi cele de petrol.* Annales des mines de Roumanie. VII, 16—17. Bucureşti, 1924.

82. POPESCU VOITEŞTI I. şi PROTOPOPESCU GH.: *Câteva observaţiuni asupra basenului pliocenic dela Comăneşti (Bacău).* Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. al României. VI, 1914—1915. Bucureşti, 1923.

83. PREDA D. M. *Geologia regiunii subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău* Teză. Bucureşti, 1915.

84. — *Geologia şi tectonica părţii de răsărit a jud. Prahova.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. X. Bucureşti, 1924.

Institutul Geologic al României

85. PREDA D. M., POPESCU VOITEȘTI I. și GROZESCU H.: *Clasificarea Mediteranului în România. Considerațiuni generale asupra vârstei Formațiunii salifere în România.* Dări de seamă a ședințelor Inst. Geol. Rom. Vol. VII. 1916.

86. PROTESCU O.: *Cercetări geologice în regiunea subcarpatică din districtul Buzău.* Dări de seamă. Inst. Geol. Rom. Vol. VII, 1915—1916. București, 1917.

87. — *Contribuțiuni la studiul faunei de Foraminifere terțiare din România.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. IX 1915—1920. București, 1922.

88. — *Structura geologică a regiunii Buzăului, cuprinsă pe foile «Beciu», «Scheia» și «Ivănețul»* (scara 1:50.000). Dări de seamă ale Inst. Geol. Rom. Vol. XI, 1922—1923. București, 1923.

89. RACOVITZA E. et SEVASTOS R.: *Proidotea Haugi, isopode oligocène en Roumanie.* Archive zoologique experimentale et générale. III-ème série. VI. Paris, 1910.

90. SEVASTOS R.: *Raporturile tectonice între Câmpia Română și regiunea colinelor din Moldova.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. I., 1907.

91. SIMIONESCU I.: *Contributions à la Géologie de la Moldavie.* Annales scient. Université de Jassy, II, 1903.

92. — *La faune sarmatique et tortonienne de la Moldavie.* Annales scient. Université de Jassy. II, 1903.

93. — *Asupra câtorva pești fosili din Terțiarul românesc.* Publicațiile Academiei Române. București, 1904.

94. — *Sur l'origine des roches verts du tertiaire Carpathique.* Annales scient. Université de Jassy, 1910.

95. ȘTEFĂNESCU GREGORIU: *Relațiune sumară de lucrările biuroului Geologic pe anul* 1882. Anuarul Biuroului Geologic. București, anul II-lea, 1884, No. 1. București, 1885.

96. — *Notă asupra basenului terțiar și lignitului dela Bahna.* Bul. Soc. Geografice Române. București, 1876—1877.

97. —. *Note sur le bassin tertiaire de Bahna.* Bull. Soc. Géol. de France, III-ème série, tome V, 1877. Paris.

98. — *Raport asupra ridicărilor geologice în jud. Fălciu, Tutova, Covurluiu, etc.* Anuarul Muzeului de Geologie și Paleontologie. București, 1895.

99. ȘTEFĂNESCU SABBA: *Études sur les terrains tertiaires de Roumanie.* Thèses. Lille, 1897.

100. — *Contribution a l'étude des faunes éogènes et néogènes de Roumanie.* Bull. de la Soc. Géol. de France, III-e série XXV, 1897. Paris.

101. — *Étude sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contributions a l'étude des faunes Sarmatiques, pontiques et lévantines.* Mémoires de la Soc. Géol. de France, No. 15. Paris, 1896.

102. — *Mémoire relatif à la géologie du județ de Doljiu.* Anuarul Biuroului Geol. 1882—1883, No. 4. București, 1889.

103. — *Stratele geologice din regiunea Bucureștilor.* Buletinul Soc. Geogr. Române. București, 1907.

104. SUESS ED.: *Das Antlitz der Erde.* I. Bd., 1885.

105. SADECZKY I. v.: *Über die Entstehung der Unteren bunten Tonschichten.* Muzeum Füzetek. Vol. IV_2. Cluj, 1918.

106. — *Tufstudien in Siebenbürgen.* Muzeum Füzetek, II, 1914, III, 1916, IV, 1917.

107. TEISSEYRE W.: *Zur Geologie der Bacauer Karpathen.* Jahrb. k. u. k. Geol. R.-Anst. Wien, 1897.

108. — *Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumaine et des contrées avoisinantes.* Congrès intern. du Pétrole. III-e session. București, 1907.

Institutul Geologic al României

109. TEISSEYRE W. *Asupra etajelor Meotic, Pontic, Dacic şi Levantin.* Anuarul Inst. Geol. Rom. Vol. II. Bucureşti, 1908.

110. VACEK MIHAIL: *Beitrag zur Kenntniss der Mittelkarpathischen Sandsteinzone.* Jahrb. k. u. k. Geol. R.-Anst. Wien, 1881.

111. VÂLSAN GH.: *Câmpia Română.* Teză. Bucureşti, 1915.

112. TOLWINSKI KONST.: *Dislocations transversales et directions tectoniques des Carpathes polonaises.* Prace geograficzne. VI, 1922. Lwow.

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

Pagina

INTRODUCERE 67

CAPITOLUL I

MORFOLOGIA REGIUNII 70

A. OROGRAFIA

1. Zona Muntoasă 71
2. Zona colinară 71

A. Zona pericarpatică sau a Subcarpaţilor interni 72

a) Culmea colinelor interne (pericarpatice) 72
b) Depresiunea pericarpatică de la Jitia-Bisoca 73

B. Zona subcarpaţilor externi (Subcarpaţii pr. zişi) 74

a) Culmea colinelor externe (periferice) 74
b) Basenul de erosiune intercolinar al Râmnei 75
c) Podişul Râmniculuí 76

3. Câmpia Română 76

B. HYDROGRAFIA 76

1. Văile care iau naştere din zona muntoasă 77
   Valea Râmniculuí 78
   Valea Milcovului 78
2. Văi care iau naştere din culmea pericarpatică 78
3. Văile cu origina în culmea periferică 79
   Fenomene de captare a văilor 79

CAPITOLUL II

Constituţia geologică a regiunii 80

SISTEMUL PALEOGEN

Caractere generale, răspândirea geografică 80
Date istorice 81

Seria Eocenă 83

Banda eocenă externă 83

a) Desvoltarea dela Vintileasca 83
Orizontul marnelor vărgate inferioare E_1 83
Orizontul mijlociu gresos-calcaros E_2 84
Orizontul superior al stratelor cu ieroglife E_3 84
b) Desvoltarea bandei eocene externe pe P. Palanca 87
c) » » » » în regiunea dela sud-vest de Pâr. Sărăţelu 87

Banda eocenă internă 91

a) Desvoltarea din Plaiul Stejicul Vf. Monteoru 91

Institutul Geologic al României

Pagina

b) Râpa cu Cătină-Lacul Negru-V. Zăbalii 93
c) Apariţiuni spre sud-vest de Monteoru 96
Seria Oligocenă 98
Banda sinclinală internă de Oligocen
a) Desvoltarea Oligocenului în Vf. Piatra Neculele 99
A. Orizontul inferior al marnelor inframenilitice O_1 99
B. Orizontul mijlociu al şişturilor menilitice O_2 100
C. Orizontul superior al gresiei de Kliwa O_3 101
b) Desvoltarea Oligocenului între Piatra Necule şi V. Milcovului . . . 103
c) » » în Vf. Purcelul 103
d) » » în Vf. Carâmbul. 103
e) » » la Obârşia Râmnicului şi V. Martinului . . 104
f) » » în Dealul Negru (V. Zăbala) 104
Banda sinclinală externă de Oligocen
1. Oligocenul dela Pleşi-Recea-Coita 104
a) Lama sinclinală din Vf. Malcavăţ-Piatra Peni-V. Coita 104
b) Lama sinclinală din Vf. Sclifi 105
c) Lama sinclinală dela Recea (Lacul limpede) 106
2. Klipa de Oligocen din D. Pietrele Fetii 107
Faciesul şi vârsta depozitelor Paleogene 109
Faciesul şi vârsta depozitelor Eocene
1. Orizontul inferior Paleocen 111
2. Orizontul mediu Luteţian-Bartonian inferior 115
3. Orizontul superior Bartonian superior Ludian 119
Faciesul şi vârsta depozitelor Oligocene
1. Orizontul inferior al marnelor inframenilitice Lattorfian 122
2. Orizontul mijlociu al Şisturilor menilitice (Rupelian). 124
3. Orizontul superior al gresiei de Kiwa. (Chattian) 126
SISTEMUL NEOGEN
Consideraţiuni generale 129
Date istorice 130
I. *SERIA MIOCENĂ* 131
Depozitele Mediterane 132
A. Mediteranul zonei pericarpatice dela nord de Valea Râmnicului 133
1. Mediteranul din Valea Milcovului 133
a) La Andieiaşu:
1. Orizontul inferior al marnelor vinete verzui 136
2. Orizontul mijlociu cu gipsuri, facies vărgat şi facies cenuşiu 136
3. Orizontul superior cu tuf dacitic 137
b) Mediteranul din Muntele Răiuţu 138
c) Mediteranul din bazenul superior al Milcovului şi din V. Motnăului . 139
d) Mediteranul din basenul Râmnicului 140
Sinclinalul median Piatra Mâţei-D. Gurbănesii 142
Mediteranul de pe Valea Sărăţelu 145
B. Depozitele Mediterane din zona pericarpatică dela sud de Valea Râmnicului 146
Sinclinalul median-Piatra Mâţei-Bisocuţa 146
Mediteranul din partea internă a sinclin. median 146
Profilul Pleşi-Vf. Momâia 147
Mediteranul dela Coita-Plavăţul 149

Institutul Geologic al României

Pagina

Mediteranul din partea externă a sinclin. median 152
Profilul dela Sările 154
» dela Dealul Sării 156
Diviziunea stratigrafica a depozitelor mediterane, faciesul și vârsta lor
a) Sedimentele mediterane din zona de curbură a Carpaților 156
1. Orizontul conglomeratic 156
2. Orizontul marnelor și gresiilor cenușii verzui 157
3. Orizontul gipsurilor și al faciesului vărgat și cenușiu 157
4. Orizontul superior cu tuf dacitic 158
b) Considerațiuni generale asupra depozitelor Mediterane, (lagunare) în restul Subcarpaților 163
Origina tufului dacitic 165
MASIVELE DE SARE 166
Raporturile stratigrafice și tectonice ale masivelor de sare dela marginea Flișului 168
Raporturile stratigrafice și tectonice ale masivelor de sare din lungul fracturei pericarpatice 171
Origina și vârsta masivelor de sare 174
Etajul Sarmațian 176
Sarmațianul dela nord de V. Râmnicului 177
a) Profilul din V. Râmnicului 178
b) » din V. Motnăului 180
Sarmațianul dela nord de V. Motnăului până în V. Putna 181
Sarmațianul dela sud de Valea Râmnicului 184
1. Fâșia sarmațiană din lungul fracturei pericarpatice la sud de Valea Râmnicului 185
2. Sinclinalul D. Sării-D. Goruniș 185
3. Sinclinalul Dealul Șindilei-Podul Mândru (Sincl. median) 188
4. Sinclinalul din Dealul Recea-Vf. Bisoca 189
Considerațiuni generale asupra orizonturilor petrografice și stratigrafice ale Sarmațianului dela curbură. Faciesul și vârsta lor. 190
a) Orizontul marnos inferior 190
b) Orizontul gresos calcaros superior 190
Vârsta și faciesul orizontului inferior (Buglovian) 191
Vârsta și faciesul orizontului superior (Volhynian-Besarabian și Chersonian) 195
II. *SERIA PLIOCENĂ* 197
1. *Etajul Meoțian* 198
Meoțianul dela nord de Valea Râmnicului 199
» din Valea Râmnicului 200
» din Valea Motnăului 202
» dintre Valea Motnăului și Valea Milcovului 202
» din Valea Milcovului 203
Meoțianul dela sud de valea Râmnicului
Fâșia de Meoțian din partea exterioară fracturei pericarpatice . . . 205
Sinclinalul Meoțian D. Sării-D. Goruniș 205
Lama sinclinală dela fundul Pâr. Cotinei 208
Sinclinalul dela Lopătăreasca-Podul Coita 208
Siclinalele de Meoțian din lungul fract. pericarpatice, la N. de Râmnic. 208

Institutul Geologic al României

Pagina

Sinclinalul din Dealul Făgeţelul 208
» din Pâr. Sării-Papaluga (Andreiaşu de sus) 209
Consideraţiuni asupra diviziunii şi faciesuilor depozitelor meoţiane . . 209
Orizontul inferior de facies caspic (salmastru) 210
Orizontul superior de facies dacic (de apă dulce) 211
Valoarea stratigrafică a orizonturilor separate în seria stratelor meoţiane dela curbură 212
2. *Etajul Ponţian* 214
Ponţianul din Valea Râmnicului 215
» din bazinul Văii Negre. 218
Privire generală asupra Ponţianului 220
Orizontul inferior 220
Orizontul superior 221
III. *Etajul Dacian* 225
Dacianul din V. Râmnicului 226
» din V. Motnăului 228
» dela nord de V. Motnăului 229
In V. Neagră 230
In V. Milcovului 231
Consideraţiuni generale asupra etajului Dacian 232
Delimitări 232
Diviziune 233
Orizontul inferior 233
Orizontul superior 233
IV. *Etajul Levantin* 235
Levantinul din basenul Râmnicului. Orizontul inferior 236
Orizont inf. la sudvest de Râmnic 237
» la nord şi nordest de Râmnic 238
Orizontul superior (D. Baba, D. Căpăţinii Gurguiata) 239
Levantinul din basenul Văii Râmna. Orizontul inferior 241
Orizontul superior. Dealul Măgura 242
Levantinul inferior din V. Milcovului 242
Levantinul superior din V. Milcovului. D. Deleanului 243
Levantinul dintre Milcov şi Putna 245
» din Măgura Odobeştilor 245
Consideraţiuni generale asupra etajului Levantin din regiunea de curbură . 246
Delimitarea 246
Diviziunea 247
Orizontul inferior 247
Orizontul superior (Stratele de Cândeşti) 247
SISTEMUL CUATERNAR 251
Cuaternarul de pe glacisul dinspre Câmpie al colin. externe 254
Profilul din D. Pietros 254
Profilul dela Schitul Tarniţa 254
Structura geologică a Podişului Râmnicului 255
Terasele superioare t_1 258
In lungul vechiului curs al Râmnei 258
In D. Podul (Necule) 259

Institutul Geologic al României

Pagina

Terasele văilor actuale: terasa medie (t_2) și terasa inf. (t_3) 260
In lungul văii Râmnicului 260
Terasele Milcovului 262
Aluviuni moderne 262
Considerațiuni generale asupra Cuaternarului dela curbura 263
Vârsta depozitelor din prima fază de erosiune cuaternară 263
» » » a doua fază de erosiune cuaternară 267

CAPITOLUL III

TECTONICA 270
Evoluția geologică și tectonică a regiunii 270
Zonele tectonice 275
1. Zona marginală propriu zisă a Flisului 275
Cutele zonei marginale 276
Raporturile tectonice între zona marginală și zona pericarpatică . . . 278
Vârsta sariajului zonei marginale 280
2. Zona pericarpatică. Caracterizări 282
Cutele zonei pericarpatice 284
Raporturile tectonice între zona pericarpatică și zona subcarpatică . 287
Vârsta încălecării zonei pericarpatice peste zona subcarpatică 287
3. Zona Subcarpatica priopru zisă. Caracterizări 288
Cutele zonei subcarpatice 290
4. Depresiunea Câmpiei Române 291
Liniile tectonice 292
Linii de dislocație longitudinală 292
Linia marginală a Flișului 292
Linia pericarpatică 292
Linia marginală a Subcarpatilor propriu zișI 295
Liniile de dislocație transversale 295
Falia Zăbalei 295
Falia Șelăriile-V. Râmnicului 295

CAPITOLUL IV

GEOLOGIA ECONOMICĂ 296
1. Materiale de carieră 297
2. Cărbunii de pământ 298
3. Sarea 299
4. Petrolul și gazul natural 299
5. Sulful și piritele 301
6. Izvoarele minerale 301

CAPITOLUL V

CONCLUZIUNI 303
I. Din punct de vedere morfologic 304
II. Din punct de vedere stratigrafic 305
III. Din punct de vedere al distribuției geografice a formațiunilor geologice . 309
IV. Din punct de vedere tectonic 310
V. Din punct de vedere economic 313
Bibliografia 314

Institutul Geologic al României

HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII DE CURBURA SUDESTICĂ A CARPAŢILOR ROMÂNI

DE

ŞTEFAN I. MATEESCU

Scara 1:100.000, Echidistanţele 100 m.

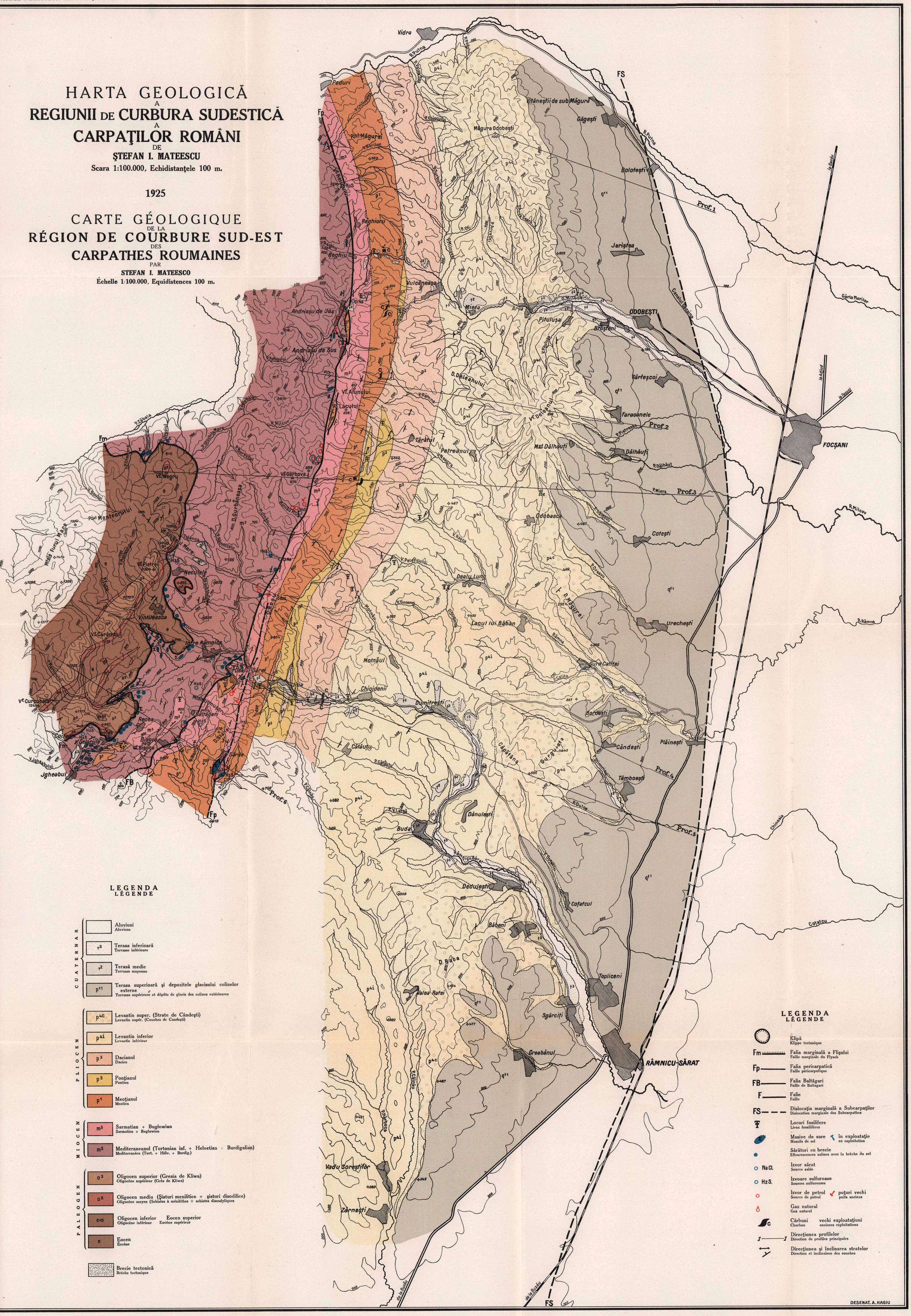
1925

CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA RÉGION DE COURBURE SUD-EST DES CARPATHES ROUMAINES

PAR

STEFAN I. MATEESCO

Échelle 1:100.000, Equidistences 100 m.



LEGENDA
LÉGENDE

CUATERNAR

- Aluviuni — Aluvions
- t3 — Terasa inferioară — Terrasse inférieure
- t2 — Terasă medie — Terrasse moyenne
- pt1 — Terasa superioară şi depozitele glacisului colinelor externe — Terrasse supérieure et dépôts de glacis des colines extérieures

PLIOCEN

- p4c — Levantin super. (Strate de Cândeşti) — Levantin supér. (Couches de Candeşti)
- p4i — Levantin inferior — Levantin inférieur
- p3 — Dacianul — Dacien
- p2 — Ponţianul — Pontien
- p1 — Meoţianul — Meotien

MIOCEN

- m3 — Sarmatian + Buglowian — Sarmatien + Buglowien
- m2 — Mediteraneanul (Tortonian inf. + Helvetian + Burdigalian) — Mediterranéen (Tort. + Hélv. + Burdig.)

PALEOGEN

- o3 — Oligocen superior (Gresia de Kliwa) — Oligocène supérieur (Grès de Kliwa)
- o2 — Oligocen mediu (Şisturi menilitice + şisturi disodilice) — Oligocène moyen (Schistes à ménilithes + schistes dissodyliques)
- e+o — Oligocen inferior Eocen superior — Oligocène inférieur Eocène supérieur
- e — Eocen — Éocène

Brecie tectonică — Brèche tectonique

LEGENDA
LÉGENDE

- Klipă — Klippe tectonique
- Fm — Falia marginală a Flişului — Faille marginale du Flysch
- Fp — Falia pericarpatică — Faille péricarpatique
- FB — Falia Baltăgari — Faille de Baltagari
- F — Falie — Faille
- FS — Dislocaţia marginală a Subcarpaţilor — Dislocation marginale des Subcarpathes
- Locuri fosilifere — Lieux fossilifères
- Masive de sare — Massifs de sel — în exploataţie — en exploitation
- Sărături cu brecie — Efleurescences salines avec la brèche du sel
- Na Cl. — Izvor sărat — Source salée
- H2S. — Izvoare sulfuroase — Sources sulfureuses
- Izvor de petrol — Source de petrol — puţuri vechi — puits anciens
- Gaz natural — Gaz naturel
- C — Cărbuni — Charbon — vechi exploataţiuni — anciennes exploitations
- 1—1 — Direcţiunea profilelor — Direction de profiles principales
- Direcţiunea şi înclinarea stratelor — Direction et inclinaison des couches

DESENAT. A. HAGIU

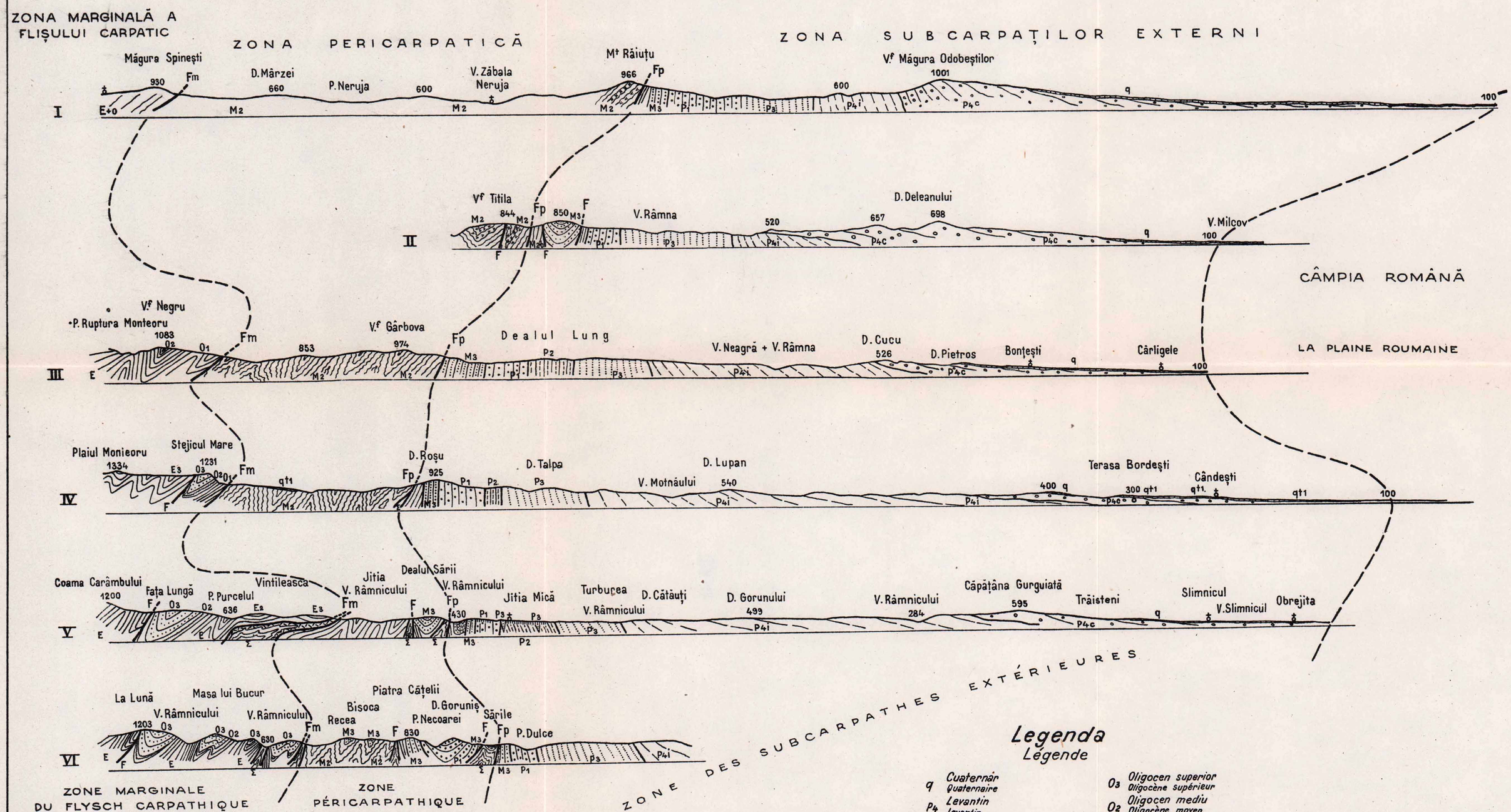
„CULTURA NAŢIONALĂ", BUCUREŞTI

Institutul Geologic al României

PROFILE GEOLOGICE PRIN REGIUNEA DE CURBURĂ SUDESTICĂ A CARPAȚILOR ROMÂNI

COUPES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION DE COURBURE SUD-EST DES CARPATHES ROUMAINES

SCARA
ÉCHELLE 1:100.000



Legenda
Légende

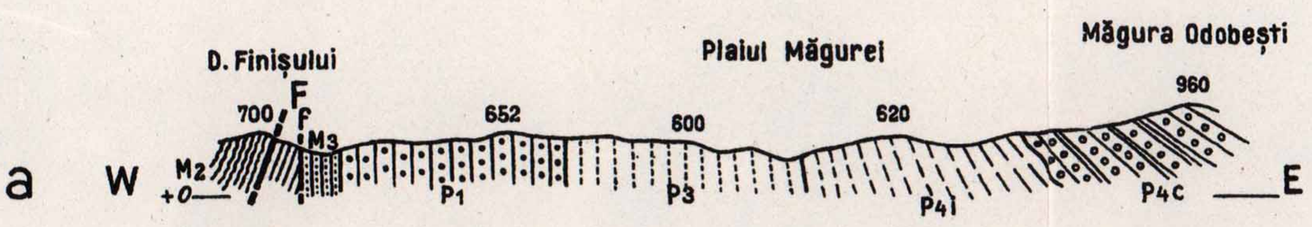
q	Cuaternar / Quaternaire	O_3	Oligocen superior / Oligocène supérieur
P_4	Levantin / Levantin	O_2	Oligocen mediu / Oligocène moyen
P_3	Dacian / Dacien	O_1	Oligocen inferior / Oligocène inférieur
P_2	Pontian / Pontien	E_3	Eocen superior / Eocène supérieur
P_1	Meotian / Méotien	E_2	Eocen mediu / Eocène moyen
M_3	Buglovian + Sarmațian / Buglovien + Sarmatien	E	Eocen / Eocène
M_2	Mediteranul II / Méditerranéen	Σ	Masive de sare / Massifs de sel
Fm	Falia marginală a Flișului / Faille marginale du Flysch	Fp	Falia pericarpatică / Faille péricarpathique
F	Falie / Faille		

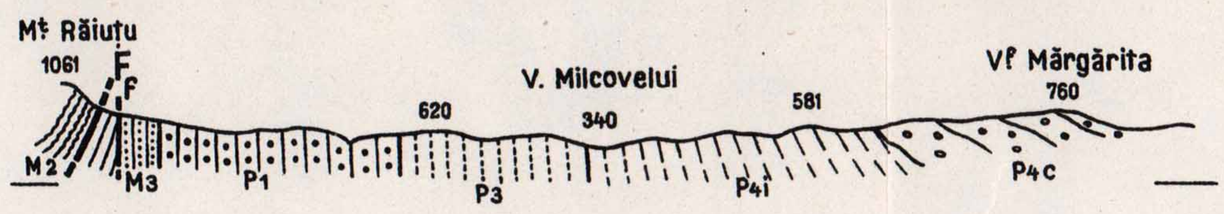
Institutul Geologic al României

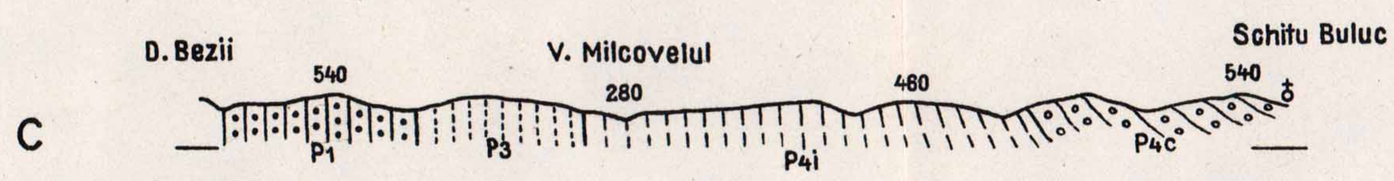
PROFILE TRANSVERSALE
DE LA W LA E PRIN VECHIUL BASEN AL RÂMNEI

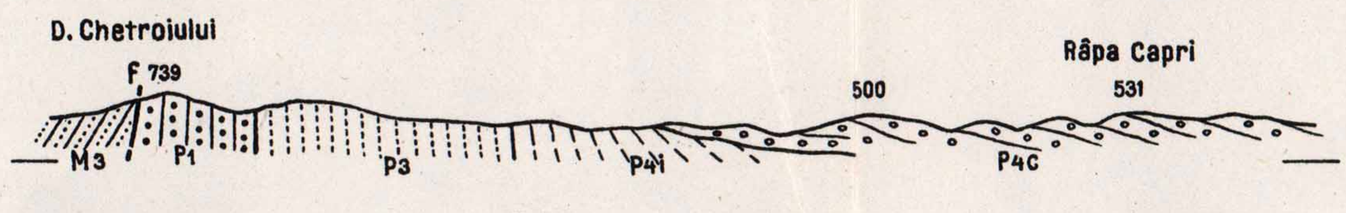
COUPES GÉOLOGIQUES
À TRAVERS L'ANCIEN BASSIN DE LA RÂMNA

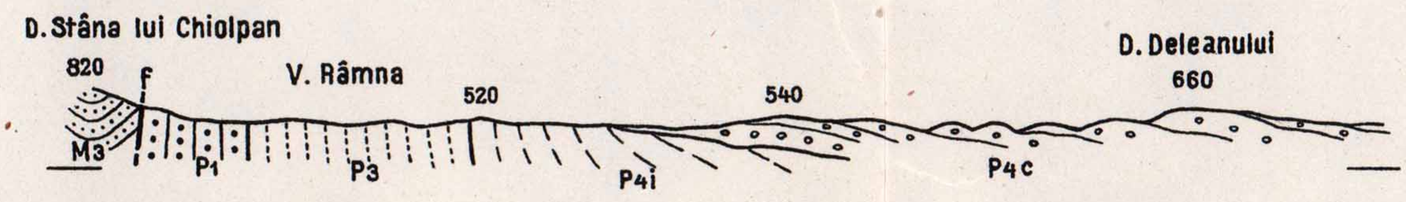
Scara
Échelle 1:100.000

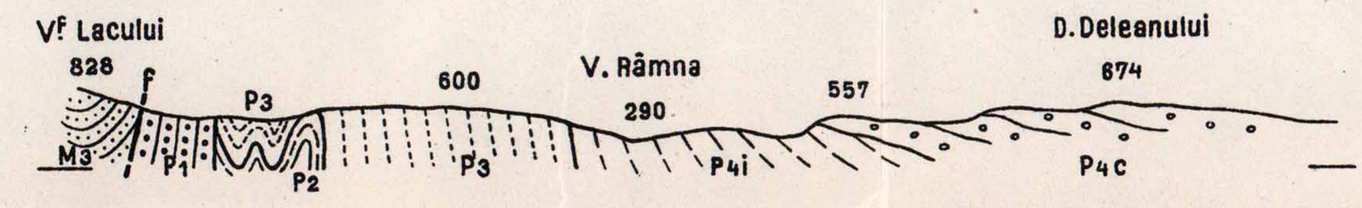


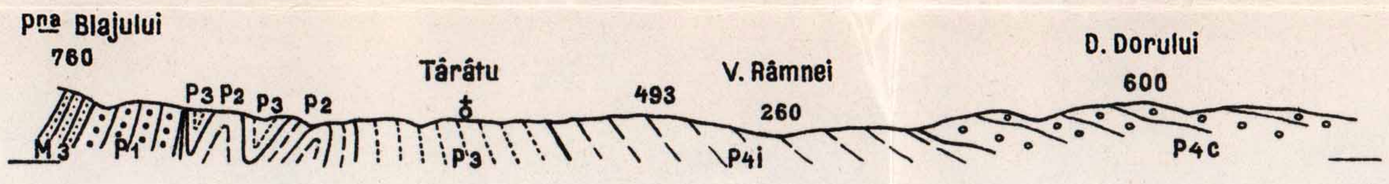


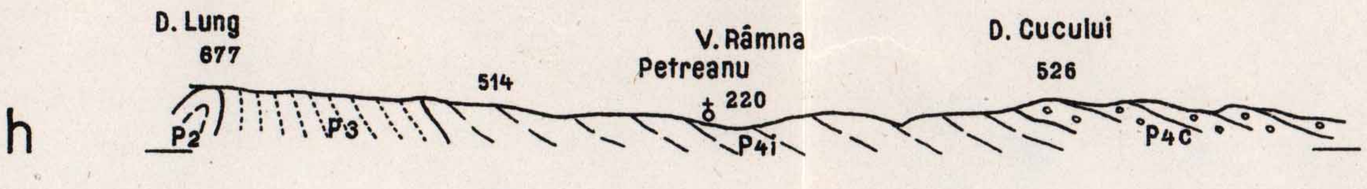




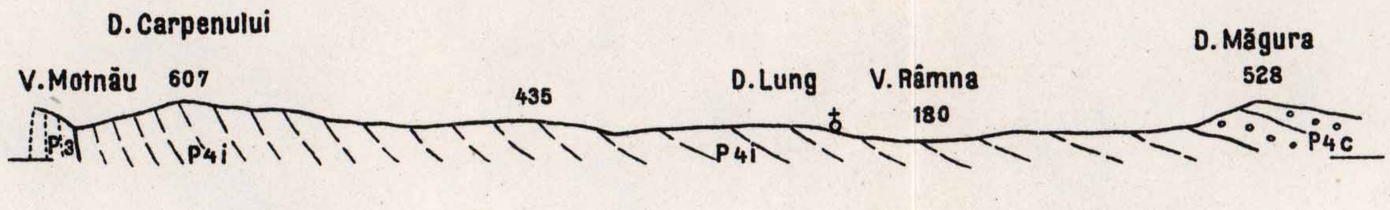


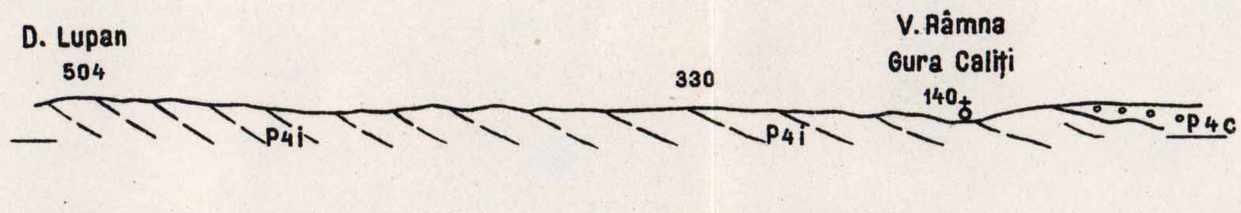
















qt2 *Cuaternar Holocen, terasă medie*
Quaternaire Holocène, terrasse moyenne

qt1 *Cuaternar Pleistocen, terasă superioară*
Quaternaire Pléistocène, terrasse supérieure

restul legendei se află pe plansa Nº 2
pour le reste voir la légende sur la planche 2

Institutul Geologic al României

RECHERCHES GÉOLOGIQUES

SUR LE VERSANT EXTÉRIEUR DE LA RÉGION DE COURBURE SUD-EST DES CARPATHES ROUMAINES

(DISTRICT DE RÂMNICU-SĂRAT ET ZONE LIMITROPHE DU DISTRICT DE PUTNA)

RÉSUMÉ

PAR

Dr. STEFAN I. MATEESCU

CHAPITRE I

SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET ÉTUDE MORPHOLOGIQUE DE LA RÉGION

La région qui fait l'objet de cette étude, est située sur le versant extérieur de la grande courbure méridionale des Carpathes roumaines, au point ou les Carpathes orientales, presque N–S, changent de direction vers l'ouest pour venir se raccorder aux Carpathes méridionales orientées E–O.

Elle est limitée à l'ouest par la région montagneuse, à l'est par la Plaine roumaine, au nord par la ligne de partage des eaux du Milcov et de la Putna, au sud-ouest par celle du Râmnic et du Slănic (Buzău).

Par sa position géographique elle sert de transition entre les deux grandes provinces du royaume, la Moldavie et la Valachie, tant au point de vue morphologique que géologique.

L'OROGRAPHIE

A première vue le relief accidenté de cette région semble tout à fait confus, mais l'étudiant de plus près nous pouvons y distinguer:

1. la zone montagneuse ou carpathique,
2. la zone des collines, appelée généralement zone subcarpathique,
3. la plaine roumaine.

1. La zone montagneuse a l'aspect d'un massif haut et compact, dépassant 1200 m. d'altitude, dont la bordure a été morcelée par les rivières et les mouvements tectoniques. Vers l'intérieur elle a été nivellée par l'érosion continentale en une surface d'érosion Mușa–Monteoru–Frumoasele,

Institutul Geologic al României

disposée en escalier. Cette période d'érosion a commencé au miocène et duré jusqu'au levantin supérieur, époque où se sont formés les graviers fluvio-lacustres des «Couches de Cândești».

Une dénivellation de 200 à 500 m. marque partout le contact de la région montagneuse — constituée par le Flysch paléogène de la zone marginale — et de la région des collines.

2. La zone des collines est la partie la plus intéressante de la région étudiée; elle s'étend entre les montagnes et la plaine sur une largeur de 30 km. en ligne droite. Son altitude dépasse 500 m., atteignant parfois 974 m. et même 1001 m.

Pour des raisons stratigraphiques et tectoniques, comme nous le verrons plus tard, il est juste de distinguer dans cette région:

A) la zone des collines internes ou péricarpathiques,

B) la zone des collines externes ou subcarpathique proprement dites.

A. **La zone des collines internes ou péricarpathique** s'étend entre la bordure des montagnes et la fracteur péricarpathique sur une largeur de 6 à 8 km. L'altitude varie entre 750 et 974 m. Au point de vue morphologique nous y avons distingué deux formes de relief:

a) La chaine des collines péricarpathique, s'étend sur plus de 60 km., depuis Bisoca vers le Nord par les Monts Ulmușoru, Dealul-Roșu, Gârbova, Răiutzu et la crête de Răchitașu. A l'ouest de cette chaîne s'affaise

b) La dépression péricarpathique de Jitia–Bisoca qui est en liaison, vers le Nord, avec la dépression de Vrancea; c'est pour cela qu'elle fait partie de la dépression subcarpathique, comme elle a été denommée auparavant.

Les couches miocènes, plissées et effondrées vers le bord des montagnes, ont été érodées et nivelées par un cours d'eau longitudinal, lequel a laissé comme trace de son passage la haute terrasse de Dealul-Podului (à Necule), contemporaine des hautes terrasses de Vrancea (Dealul-Dumi, Râpa Roșie). Il est évident qu'au Quaternaire inférieur la dépression de Vrancea et celle de Jitia ne formaient qu'une seule dépression, non seulement au point de vue tectonique, mais aussi au point de vue hydrographique.

Plus tard vers la fin du Quaternaire moyen, l'unité hydrographique de la dépression de Vrancea s'est rompue et trois dépression secondaires se sont formées, celle de Vrancea s. str. au centre, celle de Jitia au Sud, enfin celle de Soveja au Nord.

B. **La zone des collines externes ou Subcarpathique** s. str. s'étend à l'Est de la facture péricarpathique sur plus de 20 km. de largeur. L'altitude varie entre 500 et 700 m., mais elle atteint 1001 m. à Măgura-Odobeștilor.

Institutul Geologic al României

Les couches sarmato-pliocènes, qui forment le sous-sol de cette région, sont plissées en coulisses de telle sorte que les plus internes, redressées jusqu'à la verticale, s'appuient sur les couches miocènes pour former la chaîne des collines péricarpathiques, dont il a été question ci-dessus; vers l'extérieur au contraire elles se rapprochent de l'horizontale, formant un glacis incliné vers la plaine.

L'érosion fluviale du Quaternaire inférieur a modelé la surface primitive de ces collines et donné naissance aux formes de relief suivantes:

a) La chaîne des collines périphériques ou externes, située à la périphérie de la zone des collines, est formée par l'alignement de plusieurs sommets tels que Dealul-Baba, Căpățâna-Gurguiată, Măgura-sur-Râmna, Dealul Deleanu et Măgura-Odobeștilor, séparés par les vallées profondes du Râmnic, de la Râmna, du Milcov et de la Putna.

b) Le bassin d'érosion de la Râmna est une surface d'érosion nivelée par un cours d'eau longitudinal allant de Plaiul-Măgurii, au Nord, à Bordești et Plăinești, au sud.

Il était donc placé le long des vallées du Milcovelul et de la Râmna. On lui doit la formation de la haute terrasse de Bordești, de Dealul Lung et de Plaiul Deleanu, qu'il y ait ou non des dépôts aluviaux. De chaque côté du bassin ont été mises en relief les chaînes des collines pèricarpathiques et des collines externes.

c) Le plateau du Râmnic est une haute surface nivelée, allongée au pied des collines externes et à la limite de la plaine, depuis la vallée du Buzău jusqu'au Nord du Trotușu. On la suit particulièrement bien aux points où, les anciens cours d'eau longitudinaux traversaient la chaîne des collines externes, pour sortir dans la plaine. C'est là, précisément qu'on trouve aujourd'hui d'énormes cônes de déjection, alignés au pied du glacis des collines externes: cône de déjection au confluent du Buzău et du Câlnău, celui de la Râmna à Bordești–Plăinești, celui de la Putna et de la Șușița (Dealul Clipicești et le plateau du Panciu).

Il est possible que Dealul Țoanca (Copăcești) soit un cône de déjection du Trotușu. En même temps la masse des matériaux, transportés par les eaux de ruissellement à la surface du glacis et déposés à son pied, a réuni ces différents cônes de déjection et donné à cette zone d'alluvionnement un aspect de plateau.

3. **La plaine roumaine** est une surface plane, étendue et monotone, ne dépassant pas 100 m d'altitude. On la suit du plateau du Râmnic jusqu'à la vallée du Danube, qui la sépare de la Dobrodgea. Son étude dépasse les limites de ce travail.

Institutul Geologic al României

L'HYDROGRAPHIE

Le caractère essentiel du réseau hydrographique actuel est d'être un réseau presque entièrement transversal, greffé sur un relief modelé par un ancien réseau longitudinal.

Par là, s'explique la lutte acharnée entre le pouvoir destructif et modeleur des rivières actuelles et d'autre part la résistance de l'ancien relief au modelage.

Cette lutte est réglée par des conditions géographiques et tectoniques bien déterminées:

1. La courbure des Carpathes présente l'aspect d'un centre orographique de divergence pour les eaux courantes de la région, ce qui explique la disposition radiale des vallées des zones de l'intérieur.

2. La plaine roumaine — où les rivières viennent d'entrer — exerce au contraire un rôle de convergence par suite de son affaissement le long de la grande ligne tectonique Focșani—Galatzi, vers laquelle se dirigent les rivirèes en faisant, dès qu'elles entrent dans la plaine, de grandes courbes.

D'après l'origine des sources des vallées il y a:

a) Des vallées qui naissent dans la zone montagneuse, telles que les vallées du Râmnic et du Milcov.

b) Des vallées qui ont leur tête de source dans la chaîne péricarpathique; la Râmna p. ex.

c) Des vallées naissant dans la chaîne externe, ce sont de petites vallées sillonnant le versant externe des collines et n'ayant de l'eau que dans les mois humides du printemps.

Phénomènes de capture. La superposition du réseau hydrographique actuel, transversal, sur l'ancien réseau longitudinal et d'autre part, les mouvements de l'écorce terrestre, qui ont eu lieu dans la région de courbure même pendant le Quaternaire, ont causé maints phénomènes de capture, que nous pouvons observer aujourd'hui. Citons parmi les plus importantes de ces captures: celle du torrent Martinu, autrefois tributaire du bassin de Slănic (Buzău) par le Râmnic au lieu-dit «La Luna»; celle du Reghiu et du Milcov supérieur par le Milcov moyen au lieu-dit «la Scruntar». Plus importantes encore sont celles qui ont partagé les eaux des anciennes vallées longitudinales entre les bassins actuels plus nombreux: les bassins du Râmnic, de la Zăbala–Putna et de la Șușița se sont partagé les eaux de l'ancien cours d'eau de Vrancea; ceux du Milcovelul et de la Râmna actuel se partagent les eaux de l'ancien cours de la Râmna.

CHAPITRE II

CONSTITUTION GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

L'examen géologique de la région nous a conduit à reconnaître que les sédiments qu'on y rencontre appartiennent aux systèmes Paléogène, Néogène et Quaternaire; leur étude est des plus instructive.

Institutul Geologic al României

Historique. Faute de routes, la région de courbure n'a pas attiré, comme d'autres mieux organisées, un grand nombre de géologues; on parvient cependant à glaner dans la bibliographie relative à cette région beaucoup de renseignements géologiques; nous avons pu ainsi, dès le début, orienter notre étude dans ses grands traits.

Les premières données géologiques sont dues à SPRAT et a COQUAND [1]), qui ont observé les formations pliocènes dans la vallée du Călnău et autour du Râmnic.

Plus tard COBĂLCESCU [27] [28] mentionne l'existence du Flysch de Râmnicu-Sărat.

Le rapport annuel du Bureau de géologie [95] est un document plus instructif: on y trouve marquées, pour la première fois, les limites du Flysch, du Miocène et du Pliocène de la région de curbure.

Mais c'est à M. SABBA STEFANESCO, professeur de paléontologie à Bucarest, qu'on doit l'étude stratigraphique–paléontologique générale (et complète) de la région de courbure [99] [100] [101].

La tectonique a été pour la première fois esquissée par M. M. MRAZEC et TEISSEYRE dans leur étude sur les massifs de sel en Roumanie [61], esquisse completée plus tard par différents travaux du directeur de l'Institut géologique de Bucarest [56] [58] [59].

De même, M. TEISSEYRE, dans une étude stratigraphique, envisage le problème des cycles d'érosion dans les Carpathes du Flysch [109], en se basant sur des exemples empruntés à la région de courbure.

Enfin N. IONESCU [42] et M. O. PROTESCU [88] se sont ocupés de la géologie du district de Buzău, à la limite du district de Râmnic.

LE SYSTÈME PALÉOGÈNE

Le Paléogène de la région de courbure se présente avec le faciès du Flysch carpathique, caractérisé par les dépôts détritiques d'une mer néritique, où la présence des fossiles est une rareté. Ils sont formés principalement de marnes — avec ou sans Fucoïdes — de grès calcaire micacés, ou quartzifères (grès de Kliwa), de conglomérats verts et de ménilithes.

Le Flysch paléogène est limité à la région montagneuse, formant la zone marginale du Flysch à la bordure très irrégulière.

En effet, entre la vallée Zabala et les villages de Coïta et de Şelăriile la bordure du Flysch présente une saillie, car elle a glissé suivant les failles Zabala et Coïta — Şelăriile sur une largeur de 3—6 km. et une longueur de 20 km. Le long de la vallée du Râmnic et du Sărățelu — Purcelu le Flysch érodé laisse voir l'autochtone Méditerranéen dans le fond des vallées, tandis qu'en haut le Flysch charrié forme des crêtes ou des plaques charriées.

[1]) SPRAT et COQUAND cités par S. STEFĂNESCU [99]

Institutul Geologic al României

La Klippe sans racine de Dealul Pietrele-Fetii, à Necule, est un lambeau-témoin d'érosion, de cette plaque charriée.

On comprend aisément que le contact entre le Flysch marginal, plissé, faillé et chevauché, et le Miocène de la zone péricarpathique, se fasse par une ligne de faille — la ligne marginale du Flysch.

Les dépôts paléogènes sont répartis entre les deux système déjà connus et admis dans le Flysch carpathique, c'est-à-dire l'Eocène et l'Oligocène; en outre je crois nécessaire d'admettre aussi la présence du Paléocène, à la partie inférieure de l'Éocène. Nous verrons la description de ces couches à l'Éocène.

LA SÉRIE ÉOCÈNE

Stratigraphie et distribution géographique. Cette série est formé par une succession de marnes et grès calcaires, avec intercalations de calcaires en plaquettes et de conglomérats verts.

La couleur dominante est le gris, gris-vert alternant parfois avec le rouge et le vert, quand on a faire à des couches bariolées.

Par suite des plissements les couches éocènes sont disposées en deux bandes anticlinales: l'une externe et l'autre interne.

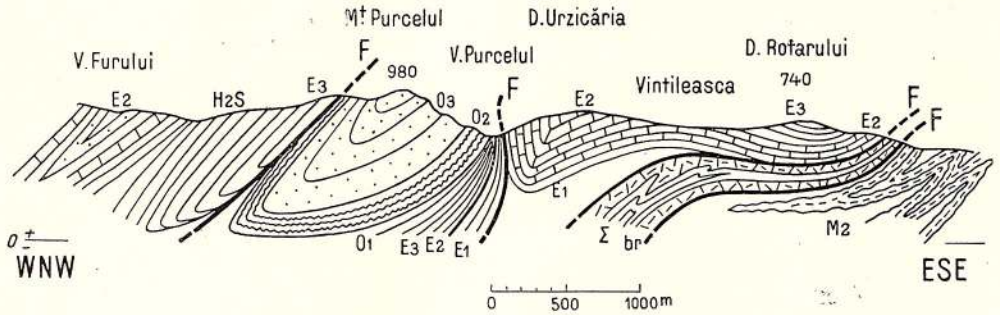


Fig. 1. Structure et charriage du Flysch à Vintileasca

M_2 = II-ème Méditerranéen
O_3 = Oligocène sup. (grès de Kliwa)
O_2 = Oligocène moyen (schistes ménilithiques)
O_1 = Oligocène inf. (couches inframénilithiques)
E_3 = Éocène sup. (Ludien + Barton sup.)
E_2 = Éocène moyen (Bart. inf. + Lutétien)
E_1 = Paléocène
Σ = massif de sel
br = brèche
F = faille

La bande éocène externe. Le profil le plus intéressant pour l'étude de l'Éocéne de cette bande c'est l'escarpement du M-t Piatra-Necule, à Vintileasca et dans le torrent Purcelu. On y observe trois horizons pétrographiquement distincts.

Institutul Geologic al României

A. L'horizon inférieur des marnes bariolées E 1 (Le Paléocène) est mis à jour dans la vallée du Purcelu sous forme d'une petite lame anticlinale diapire, formée par une alternance de marnes gris foncé à Fucoïdes vertes, de marnes rouges-violacées en couches minces et de grès calcaires micacés. L'épaisseur de ces couches ne dépasse pas 40–50 m; leur direction varie entre E 20° N et N 35° E, leur inclinaison entre 70° SSE et 45° SE. (Fig. 1).

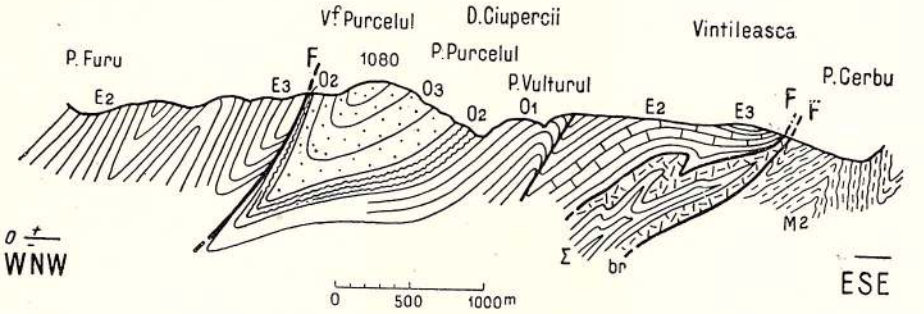


Fig. 2. La bordure du Flysch à Vintileasca. Explication voir fig. 1

B. L'horizon moyen des grès calcaires et des marnes-calcaires. E 2. Il est formé par une puissante série de couches: bancs de calcaires marneux, grès calcaires, ou conglomérats verts

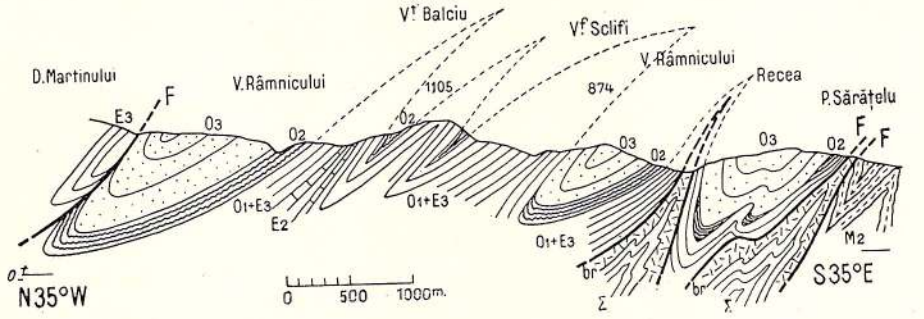


Fig. 3. La bordure du Flysch entre le Mt. Martinu et le Village Recea

M_2 = II-ème Méditerranéen
O_3 = Oligocène sup. (grès de Kliwa)
O_2 = Olig. moyen (schistes ménilithiques)
$O_1 + E_3$ = Oligocène inf. + Éocène sup.
E_2 = Éocène moyen (Bart. inf + Lutétien)
Σ = massif de sel
br = brèche du sel
F = faille

bréciformes à Lithothamnium et Nummulithes. Ces couches sont séparées par des marnes grises, qui se détachent en plaquettes, pleines de traces de Fucoïdes. Ce complexe atteint une epaisseur de 200 m. et forme le synclinal de D. Urzicăria.

Institutul Geologic al României

C. L'horizon supérieur des couches à hiéroglyphes. E3. Ici nous trouvons une série de couches bariolées, formées par des marnes d'un gris-vert foncé, sablonneuses et micacées avec de rares traces de Fucoïdes, alternant avec des marnes rouge violacées sans Fucoïdes.

Outre cette série on trouve des grès calcaires en plaquettes de 5–20 cm., ayant très souvent la cassure curbicorticale (strzalka) et portant des hiéroglyphes mécaniques ou organiques à la surface; des conglomérats verts bréciformes à Foraminifères et à Lithothamnium.

L'épaisseur de ces couches est de 100 m. et elles sont plissées en un anticlinal dans la vallées Vulturul. (Fig. 2).

Ailleurs que dans cet escarpement les horizons moyen et supérieur existent dans le plateau du Podul-Mândru et dans le Plaiul-lui-Cojan, où ils forment une plaque largement plissée, chevauchant la zona Mediterranéenne du pourtour.

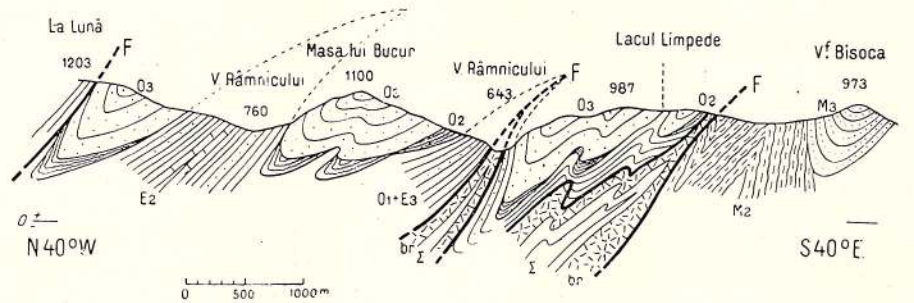


Fig. 4. Section entre le Mt. La Lună et Bisoca
M_3 = Sarmatien. Pour le reste voir fig. 3

Au nord de Vintileasca l'horizon supérieur de l'éocène apparait dans le ravin de la vallée Palanca.

Au sud-ouest de la vallée du Sărățelu cette bande est affaissée le long de la faille du massif de sel de Sărățelu (Purcelu) et reste en grande partie couverte par les dépôts oligocènes.

Mais par suite des plissements intenses, sa structure tectonique est ici compliquée; en effet l'Éocène perce ce manteau oligocène par des crêtes anticlinales laminées et même faillées et chevauchant sur les lames synclinales de l'Oligocène. (Fig. 3—5).

La bande éocène interne. Cette bande s'étend depuis la vallée Zabala au Nord jusqu'à Buzău, au Sud-ouest, passant par le Mont-Monteoru, Carâmbu, Martinu, La Urzicăria (nord de Curcubeta). Entre la bande interne et externe de l'Éocène s'intercale le synclinal laminé de l'Oligocène de Stejicu-Piatra-Necule-Carâmbu—Curcubeta.

Institutul Geologic al României

L'horizon supérieur n'apparait que le long de la zone de contact avec le synclinal Oligocène, où il a échappé à l'érosion grâce à son affaissement. Mais l'horizon moyen est bien developpé dans toute la longueur de cette bande (plus de 25 km.) et sur une largeur de 3 km. Dans sa composition on doit noter vers le haut de l'horizon la présence d'un grès fin, comparable au grès de Lucăcești et à la base de l'horizon d'un autre grès grossier, micacé, comparable au grès de Tarcău, ou de Fusaru; aussi intéressante est l'existence de dents de Squales entre les marnes-calcaires, de cet horizon dans la Râpa-cu-Cătină (les sources du Milcov).

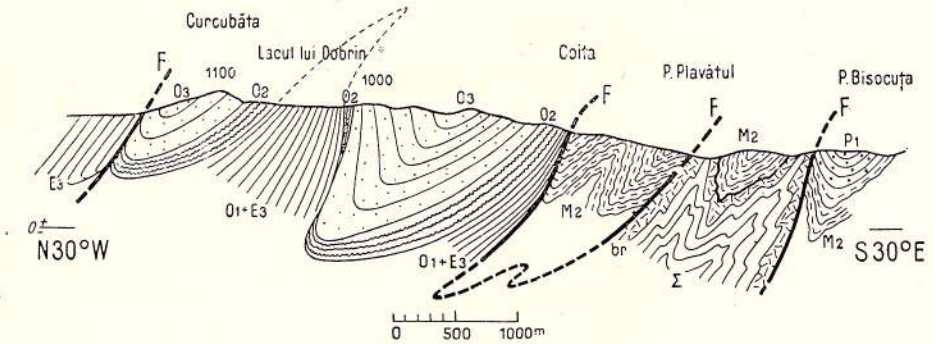


Fig. 5. La bordure du Flysch à Coïta
P_1 = Méotien. Pour le reste voir fig. 3

L'horizon inférieur est toujours représenté par la succession de marnes rouges et vertes et de grès gris-vert foncé. Je l'ai trouvé au Nord du Mont Monteoru, dans les petits ravins, qui descendent vers la Ruptura-Monteorului.

La bande entière est plissée en quatres plis, disposés en amphithéâtre vers l'extérieur et chevauchés avec l'horizon supérieur sur le flanc interne du synclinal laminé de l'Oligocène.

Ceci apparait nettement sur toute la longueur de la zone de contact entre la bande éocène interne et le synclinal oligocène de Piatra–Necule—Carâmbu. (Fig. 1, 2, 6, 7).

Dans la vallée de la Zabala cette bande est coupée transversalement par la faille Zabala, le long de la quelle l'Éocène est ennoyé et chevauché — avec ses différents horizons — sur les dépôts miocéniques et sur le massif de sel de la dépression de Vrancea. (Fig. 8).

LA SÉRIE OLIGOCÈNE

Stratigraphie et distribution géographique Les dépôts de cette série sont formés de roches à faciès surtout siliceux, à savoir: les marnes et les marnes silicifiées ou menilithisées, les grès quartzifères et les conglomérats verts. En

Institutul Geologic al României

même temps la répartition de ces roches, sur la verticale nous permet y distinguer trois horizons petrographiques, dont la succession a été observée a peu près tout le long du Flysch des Carpathes roumaines.

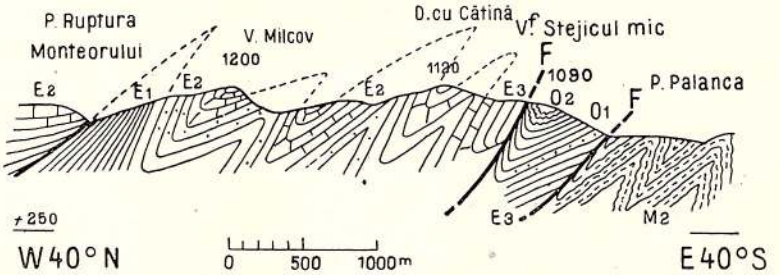


Fig. 6. La bande éocène interne chevauchant sur le synclinal oligocène interne à Vf. Stejicul Mic

M_2 = II-ème Méditerranéen
O_2 = Oligocène moyen (ménilithes)
O_1 = Oligocène infer. (inframénilithes)
E_3 = Éocène supérieur (Ludien + Bart. sup.)
E_2 = Éocène moyen (Bart. inf. + Lutétien)
E_1 = Paléocène
F = faille

Du haut en bas on suit:

3. L'horizon de grès de Kliwa = O_3 constitué par une grès blanc, rarement gris verdâtre, disposé en bancs d'une puissance de 2—8 m., que séparent de minces couches de marnes. Le grès est formé de grains roulés de quartz blanc, auxquels se mêlent quelque fois de particules de roches vertes, ce qui lui donne l'aspect d'une brêche à éléments verts. Enfin vers la base, il y a, dans quelques endroits, une alternance de grès blanc, ou gris-verdâtre et de ménilithes. Aucun reste de fossiles. La puissance de cet horizon varie de 250 m. à 600 m.

2. L'horizon des ménilithes et des schistes dyssolidiques = O_2 est formé par des marnes silico-calcaires, gris foncé qui blanchissent au contact de l'air; par places elles sont ménilithisées, ou transformées en véritables ménilithes, de couleur brun-noirâtre.

En outre il y a des schistes dyssolidiques, siliceux et bitumineux, tandisque vers la base on trouve très souvent une alternance de marnes et de ménilithes et des grès quartzifères noirâtres au ciment opalisé.

L'épaisseur de cet horizon atteint 160–200 m. Les restes qu'il contient sont des écailles de Poissons, du genre Meletta sp.

1. L'horizon des marnes inframénilithiques[1]) = O_1 est formé de marnes sablonneuses, de grès micacés et de grès

[1]) Jai appliqué ce nom, employé pour la première fois par COBĂLCESCU, à l'horizon inférieur de l'Oligocène seulement, contrairement a MM. W. TEISSEYRE [107] et PREDA [83], qui l'ont employé à la fois pour ce même horizon et pour des roches éocènes marnes à Fucoïdes, grès d'Uzu etc.

Institutul Geologic al României

siliceux, de couleur gris-vert terne, entre lesquels s'intercalent des conglomérats verts, qui à la base de l'horizon forment un banc de 1 ½ m. d'épaisseur.

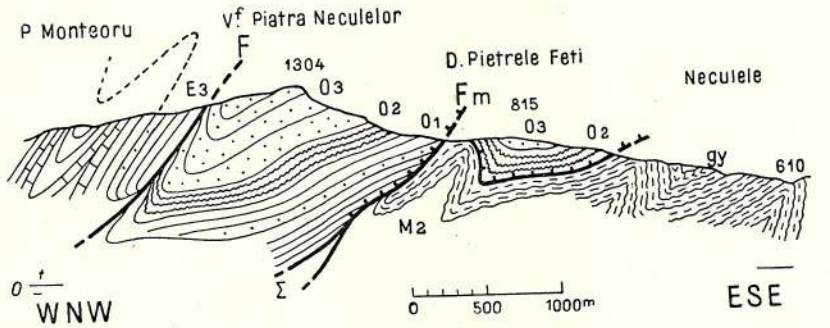


Fig. 7. La bordure du Flysch à Necule avec la klippe paléogène de D. Pietrele Fetii
Explication voir les figs. 6 et 3

La puissance de l'horizon entier atteint 120 m. Les fossiles qu'on y trouve sont des Foraminifères et des nodules de Lithothamnium, dans les

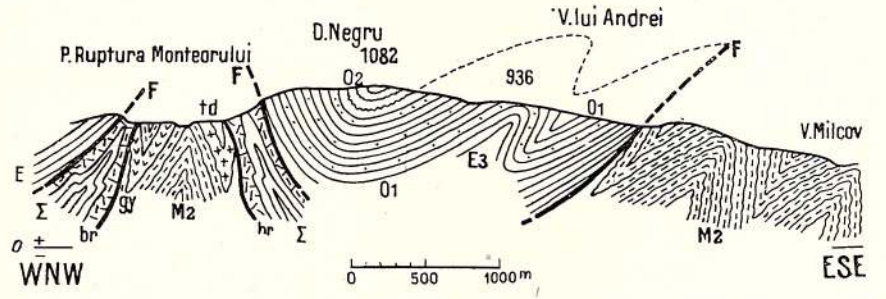


Fig. 8. Profil regardant les rapports du Flysch vers la vallée Zabala avec le massif de sel de Monteoru
Explication voir les figs. 3 et 6

conglomérats verts. En général il y a une transition continue entre l'Éocène et l'Oligocène, aussi que d'un horizon à l'autre de l'Oligocène.

En raison de la disposition de l'Éocène en bandes anticlinales, l'Oligocène se trouve preservé de l'érosion dans des zones synclinales ou zones d'affaissement, disposées elles aussi en deux bandes; l'une interne, l'autre externe.

La bande synclinale interne de l'Oligocène est très bien développée et continue depuis la crête du M-t Stejicul Mic, au NE, jusqu'à la Curcubăta-Mare au SO. Les couches y sont disposées en un grand synclinal, couché sur le flanc externe qui est le flanc normal, constitué par les trois horizons de l'Oligocène. Fig. 1—6.

Institutul Geologic al României

Le flanc interne ou inverse est réduit par le laminage et chevauché par la bande interne anticlinale de l'Éocène, qui se mit en contact anormal avec son horizon supérieur (E 3), directement sur le grès de Kliwa (O_3).

Ce n'est qu'en quelques points qu'on peut voir les schistes ménilithiques sur le flanc interne reduits par le laminage à de minces lentilles (dans le M-t Purcelu et le M-t Carâmbu). Fig. 2.

Dans le M-t Negru nous connaissons un petit synclinal d'Oligocène, avec des ménilithes et des marnes inframénilitiques.

Il est pincé dans la bande éocène interne, vers le versant de la Zăbala. Fig. 8.

La bande synclinale externe de l'Oligocène a un grand développement au SO de la vallée du Sărățelu, dans la région de Pleși—Recea—Coïta; au Nord de la vallée du Sărățelu, elle n'est connu que dans la klippe sans racine de D. Pietrele-Fetii.

Dans la région de Pleși—Recea—Coïta elle forme la couverture des dépôts éocènes ennoyés et plissés. Par la disposition de l'Éocène en lames anticlinales, souvent faillées, l'Oligocène, à son tour, occupe les synclinaux dont la partie inférieure est fortement pincée, tandis que la partie supérieure — sur les crêtes des montagnes — est largement plisée. C'est l'aspect d'un plissement diapire très caractéristique (voir les fig. 3, 4, 5).

La klippe sans racine de D. Pietrele-Fetii est un témoin de l'Oligocène de la bande externe, au Nord de la vallée du Sărățelu. Elle est constituée par des ménilithes, surmontés de quelque blocs de grès de Kliwa, charriés sur le Miocène, qui l'entoure de tous les côtés. Ainsi, séparée de la bordure escarpée du Flysch, la klippe de Pietrele–Fetii nous apparaît comme le témoin le plus important du phénomène de charriage, par lequel la zone marginale du Flysch déborde sur le Miocène. Fig. 7.

Considérations sur le faciès et l'âge des dépôts du Flysch ci-décrit. D'après ce que nous avons vu, les sédiments du Flysch paléogène sont formés, en majeure partie, par des roches détritiques, déposées dans une mer peu profonde, où la sédimentation était très abondante et les conditions bionomiques particulièrement difficiles; seuls quelques restes fossiles, assez rares, témoignent d'une vie marine.

D'autre part, les couches en sont tellement plissées, qu'on a peine reconnaître la succession normale.

De là de grandes difficultés pour déterminer l'âge des couches paléogènes, et mettre une même série en parallèle dans deux régions différentes.

Heureusement, nous possédons d'importants résultats géologiques pour d'autres régions du Flysch et pour des bassins avoisinants — bassin gétique et bassin transylvaine — qui pourront nous faciliter d'importantes conclusions sur le problème, que nous poursuivons.

Institutul Geologic al României

Le faciès et l'âge des dépôts éocènes. 1. L'horizon inférieur— le Paléocène E1. Nous avons vu, qu'il est constitué par des couches bariolées — rouges et vertes — ainsi que par des marnes à Fucoïdes, d'où on déduit qu'il représente un faciès marin néritique. Selon moi, la couleur rouge doit être attribuée au lavage, au remaniement des sols latéritiques, qui s'étaient formés pendant le même temps sur le continent, autour des îles cristallines carpathique.

De la terre ferme les formations latéritiques ont été lavées et transportées dans les dépressions marines.

Le phénomène est donc le même, que dans le nord-ouest de la Transylvanie, où nous avons constaté [54] la présence de l'argile rouge latérithique sur le continent et des couches bariolées, dans la dépression du bassin de la Transylvanie, couches que nous avons attribuées au Danien-Palèocène.

La mince épaisseur des couches bariolées de cet horizon, dans la région de curbure, s'explique par le fait que, la région est trop loin des zones continentales; en verité, dans le nord de la Moldavie et dans la Bucovine, autour de l'île cristalline des Carpathes orientales, leur épaisseur est plus grand et l'argile rouge joue le rôle dominant dans la constitution de cet horizon.

Son âge ne peut être déterminé par des raisons paléontologique; mais en tenant compte du fait que sa position est inférieure à l'horizon moyen du l'Éocène au quel on a attribué l'âge du Parisien=Lutetien+Auversien+ Bartonien inférieur, nous sommes d'avis qu'il représente le Paléocène et qu'il est l'équivalent de la partie supérieure des couches bariolées du Paléocène, du bassin de la Transylvanie.

Je crois utile de faire remarquer que, dans les Carpathes polonaises on a décrit aussi [69] une série de couches — argiles rouges ou bigarrée, argiles gris-noirâtre — intercalées entre le Crétacé supérieur et l'Éocène s. str. et qui sont attribuées à l'âge du Paléocène.

2. L'horizon moyen. E2. C'est par excellence un faciès marin néritique, où les conditions bionomiques étaient plus favorables au développement de la vie. En vérité, nous y trouvons des marnes à Fucoïdes, des calcaires lithographiques, des conglomérats verts à *Lithothamnium* et à *Nummulithes* et des grès grossiers — le grès de Tarcău — grès de Fusaru, qui sont des formations néritiques.

D'autre part, on a rencontré, dans diverses régions du Flysch Carpathique, ces mêmes couches contenant des fossiles, ce qui nous permette de faire un parallèle basé sur des arguments paléontologiques.

Il est utile de noter la présence du grès micacé grossier, parce qu'il a été observé et étudié par divers auteurs dans le Flysch carpathique: Herbich [39] l'a trouvé dans le bassin d'Uzu (Transylvanie) et l'a appelé

Institutul Geologic al României

le grès d'Uzu, pro parte éocène, d'après les travaux du A. KOCH [43]. Dans le même grès MRAZEC et TEISSEYRE [62], SAVA ATANASIU [11] [13], qui la appelé grès de Tarcău, puis MRAZEC et VOITEŞTI [63] (d'après celui-ci grès de Fusaru) ont rencontré de grands *Nummulites*, *Assilines* et *Orthophragmines*. De même, ils ont reconnu, que ce grès a une distribution générale dans la zone interne, où il forme des bancs sur une épaisseur de quelques centaines de mètres; ainsi que dans la zone marginale, où il peut être réduit seulement à quelques mètres d'épaisseur, ou même manquer.

Le faciès de ce grès est naturellement un faciès néritique côtier; mais sa position sur la verticale varie depuis la partie inférieure, jusqu'à la partie supérieure du Parisien.

Dans la région de courbure nous l'avons trouvé avec une épaisseur de 4—8 m. dans la partie inférieure de l'horizon moyen.

On peut conclure de tout ceci que l'âge de l'horizon moyen de l'Éocène, dans lequel on voit des roches très variables, est le même que celui des couches d'où proviennent les blocs conglomératiques trouvés à Sasca et du grès de Tarcău = grès de Fusaru; c'est-à-dire qu'il appartient au Parisien, dans le sens exmployé aussi par A. KOCH en Transylvanie [43]. D'après le parallèle du Prof. E. HAUG [38] cela revient à dire que l'âge de cet horizon est équivalent à la fois au Lutétien, à l'Auversien et au Bartonien inférieur.

Ainsi donc nous sommes arrivé à la même conclusion que les géologues polonais, qui ont trouvé que le grès grossier-micacé — ou le grès de Ciez kowice — des Carpathes polonaises appartient au même horizon moyen de l'Éocène; qu'il est supérieur au Paléocène et qu'il a une distribution avec des épaisseurs variant de 0-600 m. depuis la partie inférieure, jusqu'à la partie supérieure de l'Éocène moyen. Voir [69] et [112].

2. L'horizon supérieur de l'Éocène, constitué par des marnes bariolées — rouges et vertes — avec intercalations de conglomérats verts et par de puissants bancs de grès à hiéroglyphes, est le représentant d'un faciès marin néritique, où l'intensité des courants était tantôt très grande, tantôt réduite, amenant ainsi des changements de materiel détritique sur la verticale.

En raison de la position de ces couches entre la partie supérieure de l'Éocène moyen et la partie inférieure de l'Oligocène, ainsi que de la présence des petites *Nummulithes* et de *Lithothamnium*, il est évident, qu'il représente l'Éocène supérieur.

Dans d'autres régions du Flysch carpathique on a trouvé les couches de l'Éocène supérieur presque avec les mêmes caractères. Mr. SAVA ATANASIU les a observées en Moldavie [8] et en Bucovine; Mr. MRAZEC [57], puis G. BOTEZ [20] en Prahova, à Şotrile, où d'abord ils les considèrent

Institutul Geologic al României

comme des couches de passage de l'Éocène à l'Oligocène (Priabonien) et où plus tard le Dr. O. PROTESCU réussit à séparer deux horizons, dont l'inférieur contient des Foraminifères et des Bryozoaires caractéristiques de l'Éocène supérieur, ou Bartonien supérieur.

Tous ces résultats stratigraphiques nous conduisent à la conclusion que, l'horizon supérieur de l'Éocène, présent dans tout le Flysch carpathique, doit être mis en parallèle avec tous les étages supérieurs au Bartonien inférieur, c'est-à-dire que l'horizon supérieur de l'Éocène est equivalent à la fois au Bartonien supérieur + Ludien, ce qui correspond à l'âge des couches à *Intermedia* et des couches à Bryozoaires du bassin de la Transylvanie.

Le faciès et l'âge des couches Oligocènes. 1. L'horizon inférieur O_1 constitué par des marnes d'un gris-vert foncé, avec intercalations de conglomérats verts et de grès noirâtres silicifiés, représente un faciès marin néritique, qui montre une transition continue dans la sedimentation, d'une part de l'Éocène supérieur à l'Oligocène inférieur, d'autres part de cet horizon même à l'Oligocène moyen. Pourtant cet horizon est assez bien délimité: à la base par un banc puissant d'une brèche conglomératique verte, en haut par l'apparition des ménilithes en grande abondance.

Dans les conglomêrats verts on rencontre de petits *Nummulithes* et des nodules de *Lithothamnium*.

Donc, d'après la position stratigraphique des couches inframénilithiques et d'après leur contenu en fossiles, on doit admettre l'oppinion de COBĂLCESCU [27], qui les a considérées comme appartenant à l'Oligocène inférieur, en les mettant en parallèle avec les couches de Hoïa, à Cluj. D'après le Prof. E. HAUG ces couches représentent le Lattorfien.

Dr. H. GROZESCU [37] dans le nord du district Bacău et le Dr. O. PROTESCU [87] dans le district de la Prahova sont arrivés à la même conclusion pour les couches supérieures à l'Éocène supérieur et inférieures aux ménilithes; tandisque Dr. W. TEISSEYRE [107] et Dr. D. PREDA [83], dans le sud du district Bacău, ont compris dans le nom des couches inframénilitiques ou couches de Tg.-Ocna (Teisseyre) des roches et des couches, qui appartiennent avec précision à l'Éocène, à savoir: le grès de Moinești — qui n'est autre chose que le grès de Tarcău (Éocène moyen) — et le grès a hiéroglyphes (Eoc. sup.).

2. L'horizon moyen des schistes ménilithiques. O_2. En dehors des ménilithes cet horizon comprend encore des schistes disodyliques et des marnes silicifiées noirâtres. Les fossiles qu'on y voit sont représentés par des écailles de Meletta sp. Dans d'autres régions du Flysch on a trouvé encore d'autres traces fossiles. Le Prof. I. SIMIONESCU [93] a trouvé les poissons *Gobius* et *Sygnathus* dans les ménilithes

Institutul Geologic al României

de Piatra-Neamtzu; M. M. RACOVITZA et SEVASTOS ont déterminé l'isopode *Proïdotea Haugi* de Bălţăteşti [89]; Dr. N. COSMOVICI a montré la présence de laméllibranches dans le bassin de la Bistritza [30]; puis des restes d'arbres silicifiés (*Pityoxylon?*) ont été trouvés dans le district de Bacău par W. TEISSEYRE [107] et par VOITEŞTI et MATEESCU dans la Prahova, à Drăgăneasa, etc.

De ces observations et des idées émises par A. KOCH [43], S. ATHANASIU et HAUG [38. pag. 1446] on arrive à la conclusion que l'horizon des ménilithes du Flysch carpathique représente très vraisemblabement l'étage Ruppelien en totalité ou seulement sa partie supérieure.

En ce qui concerne le faciès, dans lequel ces couches se sont déposées, il est aujourd'hui assez sûr qu'elles ne sont pas des formations bathyales, mais des dépôts néritiques — peut être même lagunaires — d'une mer froide, en communication avec la mer de nord de l'Oligocène allemand.

3. L'horizon supérieur du grès de Kliwa O_3 est constitué presque exclusivement par le grès blanc quartzifère, sans restes fossiles, connu sous le nom de grès de Kliwa.

D'après le Prof. L. MRAZEC [61] le grès de Kliwa doit être considéré comme faciès de dunes côtières; par contre le Prof. S. ATHANASIU [18] est d'avis que, l'origine éolienne du grès de Kliwa ne peut être attribuée pour tout le complèxe de cet horizon, mais tout au plus pour les parties où de grands bancs de grès sont disposés en puissante succession, sans aucune intercalation de marnes, ménilithes, ou conglomérats bréchoïdes. Autrement dit, il est possible que les roches de cet horizon aient été formées dans un faciès de lagunes saumâtres, comme il résulte des fossiles trouvés par M. VACEK [110] à Riszkania, dans les Carpathes de Nord.

Quant à son âge, le grès de Kliwa appartient à l'Oligocène supérieur, tant par sa position stratigraphique, que par les fossiles trouvés par VACEK à Riszkania, dans les marnes intercalées entre les bancs de grès de Kliwa. Ces couches ont été mis en parallèle par Vacek avec les couches de Ticu (Forgacskut) et de Cetăţuia (Fellegvár) du bassin de la Transylvanie, attribuées par le prof. E. HAUG à l'étage Chattien.

* * *

En résumé, le faciès marin néritique des dépôts du Flysch paléogène de la région de courbure a duré — avec des oscillations insignifiantes —

Institutul Geologic al României

depuis le Paléocène jusqu'à la fin de l'horizon inframénilithique. Avec l'horizon des ménilithes commence un régime de lagunes maritimes, en liaison avec la mer froide de nord de l'Europe. La régression maritime augmente pendant l'Oligocène supérieur, alors peut être des dunes côtières ont pû se former par place.

LE SYSTÈME NÉOGÈNE

Les dépôts néogènes s'étendent sur une grande surface de la région de courbure, entre la zone marginale du Flysch et la Plaine Roumaine, soit sur une largeur de 25 km. environ. Cette zone connue généralement sous le nom de Subcarpathes est continue depuis la Pologne jusqu'aux Portes-de-Fer.

Pour la région de courbure nous en avons séparé deux zones secondaires, avec des caractères tectoniques et stratigraphiques distincts.

La zone péricarpathique, dans la partie interne et

La zone subcarpathique s. str. dans la partie externe.

Elles sont séparées par la grande faille péricarpathique, le long de laquelle la zone péricarpathique chevauche sur la zone subcarpathique s. str.

Au point de vue stratigraphique la zone péricarpathique est constituée en profondeur par le Flysch paléogène, visible dans les Klippes de Petricica et Răchitașu, le long de la fracture péricarpathique; puis par le Méditerranéen, généralement répandu dans cette zone et profondément plissé et les massifs de sel alignés suivant les deux grandes fractures limitrophes de la zone. Quant aux dêpôts sarmato-pliocènes elle ne sont en transgression sur le Méditerranéen qu'au nord du Trotușu et au sud du Râmnicu, où ils forment un large manteau découpé en synclinaux losangiques. En outre, il en existe encore quelques petits lambeaux laminés et pincés sur le long même de la faille péricarpathique.

Dans la zone subcarpathique le Paléogène et le Méditérranéen font complètement défaut; on n'y rencontre que les dépôts sarmatiens (avec le Buglowien) et pliocènes sur une épaisseur de plus de 3000 m.

LA SÉRIE MIOCÉNE

Dans la série des couches miocènes nous avons distingué les dépôts méditerranéens, le Buglowien et le Sarmatien.

Les dépôts méditerranéens. Comme nous l'avons vu, les formations méditerranéennes sont limitées à la zone péricarpathique, où, à cause des plissements et de l'érosion, elles donnent les formes de relief décrites au

Institutul Geologic al României

dessus: la dépression de Jitia et la chaine des collines péricarpathiques, ou internes.

Les roches qui les constituent sont les marnes et les argiles, les grès, le gypse, le tuf dacitique, rarement les conglomérats et les sables. L'étude

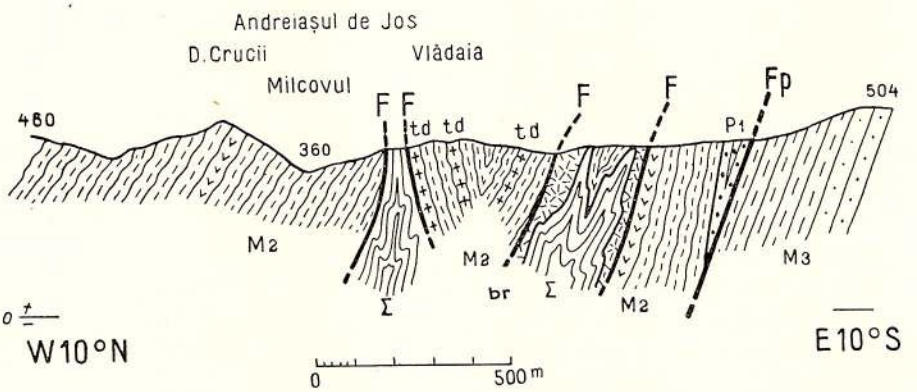


Fig. 9. La structure du Miocène à Andreiaşu. Chevauchement de la zone péricarpathique sur les Subearpathes pr. dites

P_1 = Méotien
M_3 = Sarmatien
M_2 = II-ème Méditerranéen
td = tuf dacitique
gy = gypse
Σ = massif de sel avec la brèche du sel
Fp = faille péricarpathique
F = faille

de ces roches et de leur disposition en horizons stratigraphiques peut être faite dans les profils de la vallée du Milcov, du Sărăţelu, du Râmnic, etc.

Dans la vallée du Milcov à Andreiaşu (fig. 9) on distingue:

Un horizon inférieur érodé par la vallée du Milcov et formé par des marnes gris-vertes noirâtres, alternant avec des grès, quelquefois micacés, à ciment calcaire et a ripple-marks. L'épaisseur en est de 150–200 m. et la direction N 10° E verticale.

L'horizon moyen à gypse, développé sur le versant gauche du Milcov, est constitué à la base par une série de couches bigarrées — marnes rouges et vertes, grès conglomératiques à grain vert et rouge — et gypse en bancs puissants; c'est le faciès bigarré du Méditerranéen. A la partie supérieur dominent les grès et les marnes gris à gypse. La puissance de cet horizon entier atteint 400–600 m. Il est bien développé dans le D. Crucii, D. Şerpilor — où entre les couches supérieures s'intercale même un petit banc de tuf dacitique blanc, dans le pâr. Fetigu, — puis dans le D. Secătura et D. Spumei.

L'horizon supérieur à tuf dacitique est constitué par des grès-verdâtre foncé à cristaux de pirites, puis par le tuf dacitique vert,

Institutul Geologic al României

très siliceux, en bancs épais, alternant avec des bancs de grès dur de couleur gris blanchâtre et avec des marnes à gypse.

Les roches de cet horizont sont disposés à Andreiașu-de-sus dans un synclinal long de 2 km. et large de 600 m., séparé vers l'ouest par une ligne de faille, qui passe par Vlădaia, où il y a un massif de sel. Fig. 10.

Vers l'est tout ce complexe Méditerranéen chevauche sur les marnes d'un gris foncé du Buglowien suivant la ligne de faille péricarpathique, le long de laquelle apparaissent deux massifs de sel dans le Pâr. Sării et dans le Pâr. Sărățelu (à Titila).

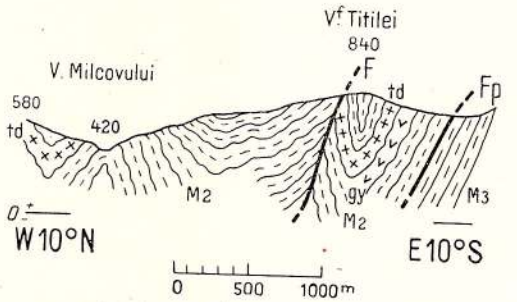


Fig. 10. Le Miocène dans la Vallée du Milcov et Vf. Titila
Explication voir fig. 9

Au nord du Pâr. Sării, entre Andreiașu-de-jos et le Reghiu, la structure du Méditerranéen est la même pour les deux horizons inférieurs, percés par le massif de sel de D. Spumei; seul l'horizon à tuf dacitique manque.

Mais depuis la vallée du Reghiu vers le nord les couches de l'horizon supérieur apparaissent de nouveau, en formant un grand synclinal allongé le long du Mont Răiuțu, tandisque les couches des horizons moyen et inférieur sont affaissées en profondeur, où elles sont laminées et percées par les massifs de sel de Farcașa, de D. Finișu et de Lunca (Putna). Le long de la faille péricarpathique, le chevauchement du Méditerranéen est ici encore très net.

La direction des couches se maintient N–S jusqu'au sommet du Mt. Răiuțu, d'où elle commence à être déviée vers l'ouest, exactement N 10^0 –15^0 O.

Au sud du Pâr. Titila et toujours au contact de la zone sarmato-pliocène, s'étend un troisième synclinal avec le tuf dacitique, depuis D. Făgețelu jusqu'à Poiana-Pucioasele (entre la vallée du Motnău et la vallée du Râmnicelu) sur une longueur de 8 km. et une largeur de 1500 m. Les couches y sont dirigées N 7^0 —20^0 E, puissamment chiffonnées et chevauchant sur les couches buglowiennes, inclinées sous les premières.

Dans la partie supérieure du bassin du Milcov l'horizon moyen est bien représenté par son faciès gris à marnes et à gypse, tandisque le faciès bigarré fait son apparition le long des crêtes anticlinales, qu'on observe entre le Mont Bursucul et le Mont Gârbova. Fig. 11.

Plus en amont l'horizon le plus inférieur apparait de nouveau le long d'un grand anticlinal, dirigé N–S à l'ouest de Dealul Gurbăneasa.

Institutul Geologic al României

Le contact entre le Flysch et le Méditerranéen se fait par chevauchement du premier sur les couches de l'horizon moyen du Méditerranéen (marnes grises à gypse) plissées et laminées sous le Flysch.

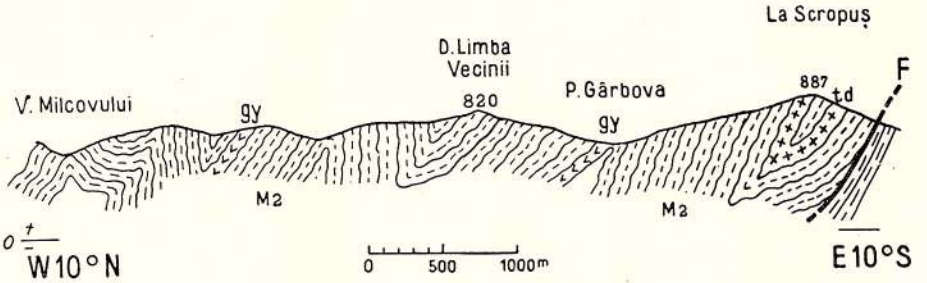


Fig. 11. La structure de la zone péricarpathique entre la vallée du Milcov supérieur et Vf. Scropuș
Explication voir fig. 9

Dans le bassin du Râmnic (fig. 12, 13). Dans la structure du Méditerranéen de cette contrée, il est nécessaire, tout d'abord, de faire remarquer la présence d'un synclinal médian à tuf dacitique,

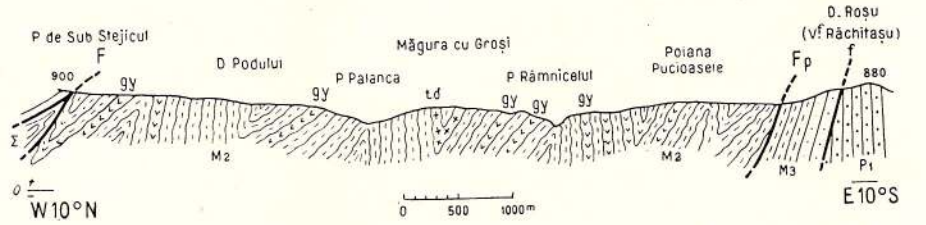


Fig. 12. Structure de la zone péricarpathique entre Stejicul et D. Roșu et chevauchement sur les Subcarpathes

P_1 = Méotien
M_3 = Sarmatien
M_2 = II-ème Méditerranéen
td = tuf dacitique
gy = gypse
Σ = massif de sel
f = faille
Fp = faille péricarpathique

qui s'étend depuis D. Bursucului, par le D. Gurbăneasa–Piatra–Mâți D. Recea vers le sud. Vers le nord, le synclinal est très serré (les couches verticales), vers le sud — à Bisoca — il est un peu plus larges permettant même aux couches sarmatiennes d'y rester dans son axe. Il faut noter que l'apparition de ce synclinal médian coïncide avec la disparition des autres synclinaux à tuf dacitique, que nous avons décrits à la partie externe de cette même zone.

A l'intérieur de ce synclinal le Méditerranéen est constitué par l'horizon inférieur à marnes et grès verts, disposé dans un anticlinal, et l'horizon moyen à marnes et gypse, plissé plusieurs fois, chevauché par la bordure

Institutul Geologic al României

du Flysch et supportant dans un large synclinal la Klippe de Flysch de Pietrele-Fetii. Fig. 7

A l'extérieur on trouve deux anticlinaux, plus serrés vers le nord, plus

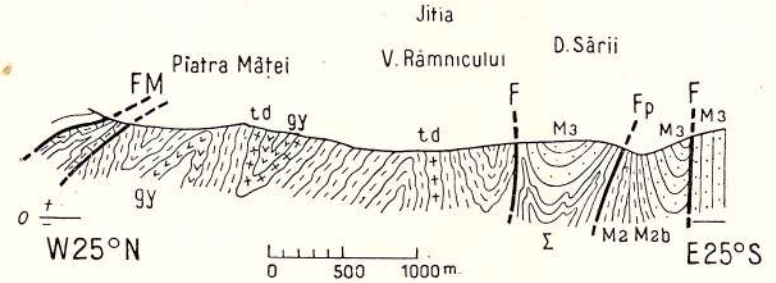


Fig. 13. La zone méditerranéene à Jitia

M_2b = couches buglowiennes Fp = faille péricarpathiques

Pour le reste voir fig. 12

larges vers le sud, séparés par des synclinaux; l'ensemble est constitué par des couches de l'horizon moyen à marnes à gypse.

Le Méditerranéen de Pâr. Sărățelu mérite une attention particulière; on y voit en alternance de conglomérats, de marnes et grès rouges ou gris à

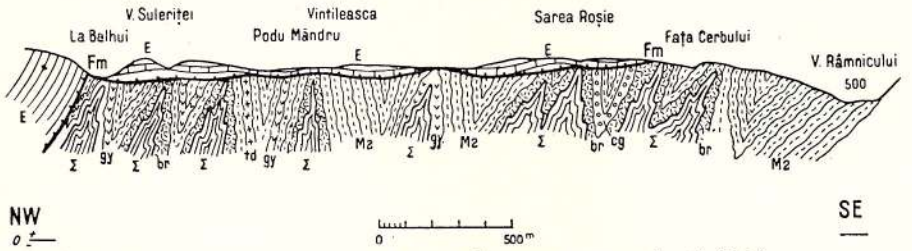


Fig. 14. Le charriage du Flysch dans le P. Sărățelu (à Jitia)

E = la plaque éocène charriée

Pour le reste voir fig. 12

gypse, de marnes et grès à tuf dacitique verticales. Tout se complexe et percé est broyé par les apophyses de l'énorme massif de sel de Purcelu-Sărățelu, puis chevauché par la plaque de Paléogène, charriée en discordance angulaire sur une largeur de près de 2 km et ½. (Fig. 1, 14).

L'apparition des conglomérats en bancs épais est un fait nouveau dans la stratigraphie du Méditerranéen; ils constituent l'horizon le plus inférieur.

Au sud de la vallée du Râmnic (fig. 15, 16) la structure de la zone péricarpathique est un peu plus compliquée, du fait que les dépôts sarmatiens et pliocènes s'y ajoutent, en formant un manteau, avançant tout près de la bordure du Flysch et séparé en plusieurs synclinaux par les lames anticlinales du Méditerranéen.

Institutul Geologic al României

C'est ainsi que le synclinal médian à tuf dacitique, observé déjà au nord du Râmnic, ici est un peu élargi, supportant même les couches du Sarmatien. Il est effilé dans la région de Bisocuța.

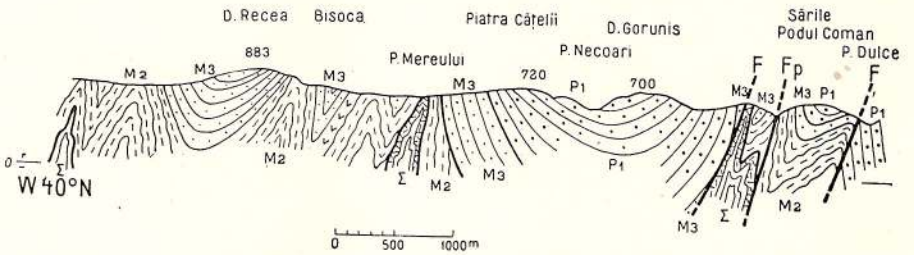


Fig. 15. Profil entre Recea et Sările
Explication voir fig. 12

A l'intérieur de ce synclinal le Méditerranéen — disposé en deux plis anticlinaux et un synclinal — est constitué par les couches supérieures de l'horizon à marnes grises à gypse et par les couches inférieures de l'ho-

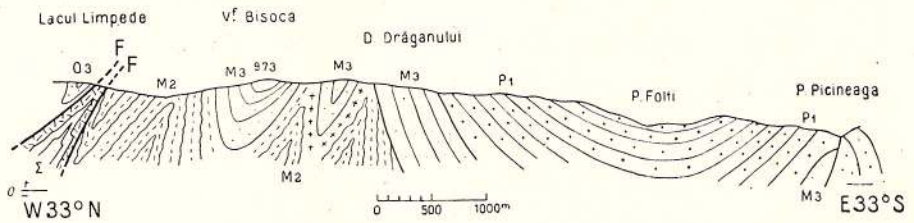


Fig. 16. Zone péricarpathique entre Bisoca-Sările
O_3 = grès de Kliva (Olig. sup.)
Pour le reste voir fig. 12

rizon à tuf dacitique. Au contact du Flysch ses couches sont renversées, broyées et chevauchées par la bordure de Flysch, que jalonnent les massifs de sel de Pleși et de Recea, ainsi que les grandes sources salées d'entre Recea et Șelăriile. Du plus, à cause du broyage la brèche tectonique y est très développé (à Recea).

A Șelăriile et Coïta on retrouve l'horizon à marnes vertes avec intercalations de schistes sapropelliques noirs, ainsi que les horizons à marnes et gypse et à tuf dacitique. Toutes ces roches sont percées par le grand massif de sel de Jgheabu–Șelăriile, dont les crêtes sont entourées d'une puissante masse de brèche tectonique, formée par des roches vertes d'origine dobrodgéenne et par des roches Méditerranéennes. Fig. 5.

Ce massif de sel coupe transversalement la direction des couches. Dans les petits synclinaux du Méditerranéen vient s'ajouter le Méotien, en continuation avec le synclinal du Sarmatien de Vf. Bisoca.

Institutul Geologic al României

A l'extérieur du synclinal médian le Méditerranéen fait son apparition suivant deux crêtes anticlinales, qui percent le manteau Sarmato-pliocène. Ce sont: la crête anticlinale Dealul Cireşu–Băltăgari–Bisoca (Fig. 15–17), dont le flanc externe est jalonné par une série de sources salées avec la brèche caractéristique des massifs de sel. Elles sont alignées suivant la faille de Băltăgari, qui sépare cet anticlinal du synclinal sarmato-pliocène de Ulmuşoru.

De là résulte que, la continuité dans la sédimentation entre les dépôts du Méditerranéen — ci décrits — et les dépôts du Buglowien ne peut-être suivie. Il y a une discordance.

La deuxième crête passe par Dealul Sării–Sările (fig. 13, 15). A Sările les marnes et les grès méditerranéens à gypse forment le lubrifiant du massif de sel, qui perce les couches sarmato-pliocènes broyées, plissées et laminées. Vers le Nord l'axe est effondré, en sorte que les couches méditerranéennes ne se voient pas.

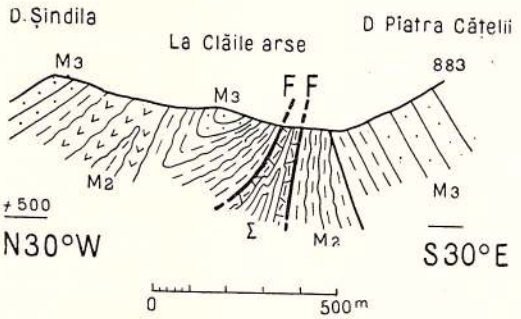


Fig. 17. La structure du Miocène à Băltăgari (Clăile arse)
Explication comme à la fig. 12

A Dealul Sării le massif de sel, pénétrant parmi les marnes à gypse, s'est arrêté entre les couches buglowiennes-sarmatiennes et méotiennes, laminées sur les flancs.

Au-dessus du massif il y a même un synclinal de Sarmatien, qui plonge sur le sel. Ce massif de sel apparaît au point, où la faille de Băltăgari se sépare de la grande faille péricarpathiques vers l'intérieur.

* * *

Considérations générales sur la division, l'âge et le faciès des couches méditerranéennes.

D'après ce que nous avons vu, les couches rencontrées dans le Méditerranéen devraient être groupées aux quatre horizons principaux:

4. L'horizon à tuf dacitique, où les bancs de tuf dacitique alternent avec de puissants bancs de grès blanc quartzifère, aux quels s'ajoutent des marnes grise à gypse et des sables jaunes. Au-dessous vient:

3. L'horizon des gypse, constitué à sa partie supérieure par un faciès gris avec marnes et grès gris à gypse; grès calcaires jaunâtres et avec les premières faibles intercalations de tuf dacitique. A la partie inférieure il est constitué par un faciès bigarré avec des grès, des marnes et

Institutul Geologic al României

des grès conglomératiques de couleur rouge, vert ou lilas et avec de puissantes intercalations de gypse. Au-dessous encore apparaît:

2. L'horizon des marnes et des grès gris-verdâtres à intercalations de schistes sapropellitiques et de rares bancs de gypse. Enfin à la base:

1. L'horizon des conglomérats, formés par des éléments de quartz, roches vertes, etc., et un ciment ferro-calcaire. Il n'est représenté que par un banc épais de 3–4 m autour du massif de sel de Pâr. Sărățelu (Purcelu).

Maintenant, si nous comparons ces résultats obtenus dans la région de courbure, avec les résultats obtenus par divers géologues dans les autres contrées des Carpathes et spécialement avec les résultats de Gr. Cobălcescu [27] et de M. M. Sabba Ștefănescu [99]. L. Mrazec et W. Teisseyre [61], Sava Athanasiu [9] [10] [16] [17], Mrazec et Voitești [63], E. Haug [38], Preda [83], H. Grozescu [37] et Voitești–Preda–Gro-zescu [85] nous sommes d'avis que les horizons que nous avons distingués plus haut doivent être rapportés aux étages miocènes résumés dans le tableau suivant:

	Étages	*Sousétages*	*Horizons*
LA SÉRIE MIOCÈNE	Sarmatien	Chersonien Bessarabien Volhynien	
	II-ème Étage Méditerranéen ou le Méditerranéen moyen	Buglowien	
			discordance
		Tortonien	4. L'horizon à tuf dacitique, grès, marnes à gypse, sables.
			3. L'horizon à gypse: Faciès gris: marnes et grès gris à gypse, grès calcaires, première apparition de tuf dacitique. Faciès bigarré: marnes et grès conglomératiques rouges-verts, lilas, gypse.
		+	
		Helvétien	2. L'horizon à marnes et à grès gris-verts et schistes sappropelliques, gypse.
	I-er Étage Méditerranéen	Burdigalien	1. L'horizon des conglomérats (?)
			discordance.

Il résulte que le Miocène de la région de courbure commence probablement par un faciès marin conglomératique du Burdigalien transgressif

Institutul Geologic al României

(1), après lequel le II-ème étage Méditerranéen fait son apparition avec un faciès de faible régression, à marnes et grès gris verts à gypse (2).

La régression s'accentue pendant la sédimentation de l'horizon à gypse (3), qui constitue un faciès de puissante régression accomplie pendant l'Helvétien.

Le faciès marin reprend l'avantage pendant la formation de l'horizon supérieur à tuf dacitique (4), pourtant il garde toujours le caractère général d'une lagune, ou d'une mer intérieure.

On ne connaît aucune trace des dépôts marins du Tartonien fossilifère, qu'on a rencontré et décrit dans le Buzău, la Prahova, l'Olténie et le Bacău. L'absence du Tartonien fossilifère doit être attribuée à un exhaussement de la région de courbure pendant ce temps-là.

* * *

Quant à l'origine du tuf dacitique des Subcarphates, en tenant compte des travaux de M. M. KOCH [44], SZADECZKY [1 0 6], MRAZEC et TEISSEYRE [61], SAVA ATHANASIU [9], G. MURGOCI [66], I. P. VOITEŞTI [75] et St. MATEESCU [54], nous sommes conduits à lui reconnaître une origine transylvaine. En vérité, on connaît dans le NO de la Transylvanie de grands éruptions de dacites pendant l'Helvétien et le Tortonien, d'où les cendres volcaniques sont venues dans les Subcarpathes soit par les courrants marins, soit par les vents.

LES MASSIFS DE SEL

Nous avons laissé du côté la question des massifs de sel surtout parce que, nous n'avons pas trouvé de rapports bien définis, nous permettant d'admettre l'âge du sel comme Miocène. En conséquence, nous avons donné la description des massifs de sel, ainsi que leur mode d'apparition; puis nous avons fait un petit exposé sur les idées émises sur l'origine du sel.

Quant à l'âge des massifs de sel carpathiques, nous avons laissé à l'avenir la solution de ce problème.

En général dans un massif de sel on reconnaît: la roche du sel en forme de lentille, stratifiée et de couleur grise ou incolore; et la brèche du sel ou l'argile salifère des anciens auteurs.

Quelquefois l'érosion fluviale a mis à jour le sel même; parfois c'est la brèche du sel avec fortes salures, ou simplement avec des sources salées, qui seule apparaît. Dans un cas comme dans l'autre on a la preuve de la presence du sel, tant que ces manifestations salines sont disposées suivant des lignes tectonique, le long desquelles on trouve même des massifs.

Institutul Geologic al României

Dans la région de courbure nous reconnaissons deux directions principales de massifs de sel:

a) Les massifs de sel le long de la bordure du Flysch.

1. Le massif de la Zabala fig. 8.
2. Le massif de Sărățelu (Purcelu) fig. 14.
3. Le massif de Pleși fig. 3, 4.
4. Le massif de Recea (à Stăneica).

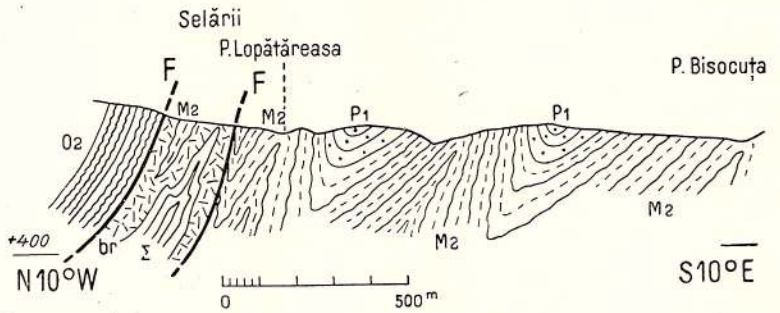


Fig. 18. Le massif de sel à Șelăriile.

P_1 = Méotien
M_2 = II-ème Méditerranéen
O_2 = Oligocène moyen
Σ = massif de sel
br = brèche du sel
F = faille

5. Le massif de Șelăriile–Jgheabu fig. 5, 18.

b) Les massifs de sel le long de la fracture péricarpathique.

1. Le massif de P. Sarat, village Lunca, vallée de la Putna.
2. Le massif de D. Finișu (NE du M-t Răiuțu).
3. Le massif de Fărcașa (Reghioru).
4. Le massif d'Andreiașu-de-jos (Dealul-Spumei).
5. Le massif d'Andreiașu-de-sus (Pâr. Sării) fig. 9.
6. Le massif de Vlădaia (La focul viu, Andreiașu de sus) fig. 9.
7. Le massif de Titila (Pâr. Sărățelu).
8. Le massif de Dealul-Sării (Jitia) fig. 13.
9. Le massif de Sările (Bisoca) fig. 15, 19.

En dehors de ces directions principales de massifs de sel visibles à la surface, il y a une troisième direction avec manifestations salines, où les massifs sont mis en évidence par de puissantes salures et par la brèche du sel; ce sont:

c) Les manifestations salines le long de la faille Băltăgari.

1. Les manifestations salines de Vărzăria.
2. Les manifestations salines de Băltăgari, à Clăile arse.

Institutul Geologic al României

3. Les manifestations salines de Bisoca, dans le torrent Mereul.

Les profils que nous avons tracés par les divers massifs de sel nous renseignent sur leurs rapports stratigraphiques et tectoniques.

Ainsi les massifs situés le long de la bordure du Flysch sont en rapport avec le Flysch sur le flanc interne, avec le Méditerranéen sur le flanc externe. De plus, ils sont entourés d'une brèche tectonique, constituée par l'argile grise à éléments verts dobrogéens, auxquels s'ajoutent des éléments

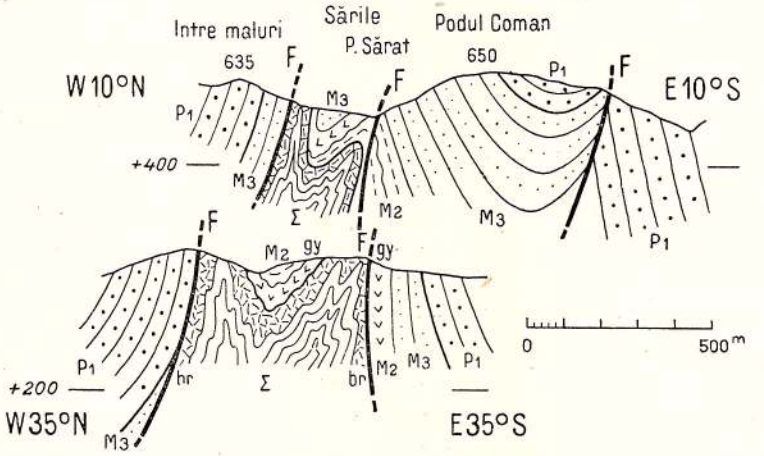


Fig. 19. Le massif de sel à Sările (Bisoca)
M_3 = Sarmatien
Pour le reste voir la fig. 18

empruntés aux roches du Flysch ou du Miocène, percées et brysées par le massif. Seul le massif de Pleşi s'engage, dans l'intérieur du Flysch, en déviant la direction de ses couches, disposées sous forme d'un anticlinal diapire autour du massif.

Les massifs de sel situés le long de la fracture péricarpathique forment aussi le noyau des anticlinaux diapires.

La brèches tectonique qui les entoure est constituée plutôt par les roches miocènes et pliocènes, entre lesquelles le massif s'est arrété.

De ces rapports il résulte donc que:

1. Les massifs de sel n'ont pas une position stratigraphique mais tectonique variant entre l'Éocène moyen et le Méotien.

2. Leur apparition se fait le long de grandes fractures ou sous forme de plis diapires, dont l'axe traverse la direction des plis du Flysch ou du Miocène.

Quant à l'origine et à l'âge des massifs de sel, d'après l'exposé que nous avons fait dans le texte roumain, on arrive à la conclusion qu'on n'a pas encore trouvé l'explication satisfaissante, capable d'élucider toute sorte d'objections.

Institutul Geologic al României

L'étage Sarmatien

Nous y avons compris tous les sédiments de la partie supérieure de la série miocène, c'est-à-dire les couches que nous considérons comme appartenant au Buglowien ainsi que les couches du Sarmtien proprement dit.

On rencontre ici des marnes compactes, d'un gris-foncé, séparées par des plaques minces de calcite fibreuse; des marnes à sables, gris-verdâtres; des grès marneux micacées en bancs puissants; des grès grossiers ou des conglomérats gris-verdâtres foncés; puis des sables et des calcaires a Mactra ou à Cerithes.

La série entière est parfaitement concordante, mais en discordance avec la série méditerranéenne.

Les couches bugloviennes et sarmatiennes forment donc une unité tectonique complètement séparée de la série méditerranéenne. En vérité, elle est developpée au nord du Râmnic en dehors de la faille péricarpathique, tandisqu'au sud du Râmnic ses couches sont superposées même dans la zone péricarpathique aux couches du Méditerranéen, mais toujours en discordance.

Dès qu'on fait connaissance avec les couches sarmatiennes, ou de faciès sarmatien de la région de courbure, on est naturellement tenté de faire la division suivante, en horizons petrographiques:

1. Un horizion supérieur à grès, calcaires, conglomérats, sables, marnes grises, et marnes violacées

2. Un horizon inférieur à marnes compactes grises et rares intercalations de grés.

A vrai dire c'est là aussi une division stratigraphique, par ce que l'horizon inférieur représente le Buglowien et l'horizon supérieur le Sarmatien proprement dit.

Le Buglowien = l'horizon inférieur a un grand developpoment au nord du Râmnic au contact de la faille péricarpathique, où ses couches sont tantôt verticales, tantôt chevauchés par le Méditerranéen de la zonne péricarpathique. Son épaisseur atteint 100-200 m.

Au sud du Râmnic j'ai trouvé le Buglowien dans le grand synclinal Dealul Sării-Dealul Goruniș, sur le versant interne le long de la faille Băltăgari. où les couches sont un peu deviées de la verticale vers l'est. (Fig. 13, 15, 20, 21 Pl. I. a, b.). Les seuls fossiles, très rares d'ailleurs, que j'ai pu relever dans les marnes du Buglowien sont:

Mactra podolica EICHW. à coquile mince. probablement le même que *Mactra variabilis* SINZ. *var fragilis* LASK. et.

Modiola sp.

En outre il faut en ajouter un troisième:

Bulla Lajonkaireana BAST. trouvé par N. IONESCU [42] à Băltăgari.

Institutul Geologic al României

En raison de sa position stratigraphique, de sa composition lithologique et de son contenu en fossiles, nous sommes conduits à admettre que, les couches marneuses, situées à la base de la série des couches du Sarmatien devaient represanter le Buglowien, c'est-à-dire les couches qui en Russie font la transition du Méditerranéen au Sarmatien.

C'est à cette interprétation que nous conduisent aussi les recherches des géologues, qui se sont occupés de l'étude de ces couches dans d'autres régions de la Roumanie. Tels sont les travaux de M. M. I. SIMIONESCU [91] [92] et M. DAVID [31] dans le plateau moldave, ceux de M. PROTESCU [87] et BOTEZ [24] [25] dans les subcarpathes méridionales de la Valachie,

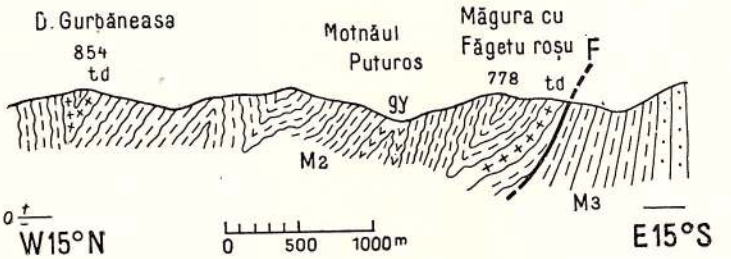


Fig. 20. Chevauchement de la zone péricarpathique sur les Subcarpathes dans la vallée du Motnău

M_3 = Sarmatien
M_2 = II-éme Méditerran.
td = tuf dacitique
gy = gypse
F = faille péricarpathique

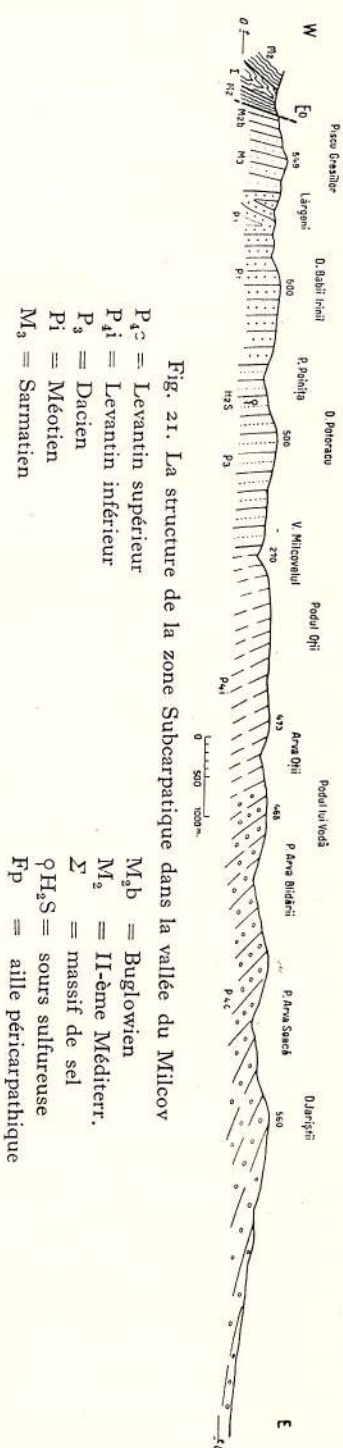
celui de G. MURGOCI [66] dans l'Olténie et de Mr. PREDA [83] dans les subcarpathes de la Moldavie. Partout le Buglowien est constitué par des marnes ou marnes sablonneuses en une étroite liaison stratigraphique avec les couches sarmatiennes et en discordance générale avec les dépôts méditerranéens.

Ainsi donc, le Buglowien des subcarpathes de la région de courbure représente le commencement d'une nouvelle transgression marine, du faciès euxinique (ANDRUSSOW), qui suit la grande régression du II-ème étage Méditerranéen.

En ce qui concerne le faciès de ces dépôts on doit conclûre de l'uniformité de la matière fine de ses couches, ainsi que des formes fossiles à coquille mince trouvées là, que les couches du Buglowien se sont déposées dans un faciès euxinique (ANDRUSSOW), c'est-à-dire dans un faciès marin saumâtre, semblable au faciès de la Mer Noire [5]; la profondeur des eaux variant d'après ce savant entre 30–100 brasses (60–200 m).

Là les courrants ou bien manquaient complètement, ou bien étaient très réduits. Ce sont des conditions très analogues à celles dans les quelles se

Institutul Geologic al României



P_4c = Levantin supérieur
P_4i = Levantin inférieur
P_3 = Dacien
Pi = Méotien
M_3 = Sarmatien
M_2b = Buglowien
M_2 = II-ème Méditerr.
Σ = massif de sel
φH_2S = sours sulfureuse
Fp = aille péricarpathique

Fig. 21. La structure de la zone Subcarpatique dans la vallée du Milcov

sont formées les couches du Sarmatien inférieur, dans le sud de la Russie.

* * *

Le Sarmatien pr. dit = l'horizon supérieur comprend une très importante succession de couches, constituées par des grès et conglomérats et spécialement par des calcaires à Mactra et à Cerithes. L'épaisseur de cet horizon atteint 350–400 m. La position des conglomérats est toujours la même dans tous les profils, ce qui nous permet de diviser le Sarmatien pr. dit en deux autres horizons:

Un horizon inférieur à grès, marnes et rares intercalations calcaires.

Un horizon supérieur à conglomérats de base, ou graviers et sables, des grès et de rares marnes, puis des calcaires fossilifères et ensuite des marnes violacées, grès et sables.

Parmi les fossiles indiqués dans la liste du texte roumain dominent les *Mactra podolica* EICHW. avec la coquille grande et épaisse, puis à la partie supérieure les *Mactra truncata* SABBA avec les *Mactra cumulata* SABBA et *Mactra Fabreana* susceptibles de constituer à elles seules de puissants bancs calcaires.

La distribution géographique du Sarmatien pr. dit diffère un peu de celle du Buglowien; et je dois ajouter qu'elle et totalement autre pour les deux horizons que nous venons de distinguer.

Ainsi en dehors de la faille péricarpathique le Sarmatien pr. dit forme une bande de largeur variable de quelques centaines de mètres à 1200 m., qui se tient à l'extérieur de la mince bande buglowienne. Là les dépôts sont plisées ou fracturés, comme on peut le voir dans les profils des Figures 13, 19, 20, 22, 23 Pl. I. a, b, d, e, f, g.

Institutul Geologic al României

Mais au sud de la vallée du Râmnic les dépôts du Buglowien et du Sarmatien pr. dit ont pénétré à l'intérieur de la zone péricarpathique, où ils forment un manteau au dessus des dépôts méditerranéens. Les plissements ont marqué dans ce manteau buglowien-sarmatien trois synclinaux: Fig. 13, 15, 16.

1. Le synclinal Dealul Sării–Dealul Stânii–Dealul Goruniș,
2. Le synclinal D. Șindilei–Podul Mândru,
3. Le synclinal Recea—Vf. Bisoca.

Seul le synclinal Dealul Sării–Dealul Goruniș — limité d'un côté par la faille péricarpathique, de l'autre par la faille Bălțăgari — comprend à la fois les couches du Buglowien et celles du Sarmatien; c'est en même temps le premier des grands synclinaux losangiques, qu'on trouve vers le sudouest du Râmnic (dans le Buzău et dans la Prahova).

Dans les deux autres synclinaux, plassés à l'ouest de la faille Bălțăgari, on ne trouve que les sédiments qui commencent avec les conglomérats de base de l'horizon supérieur.

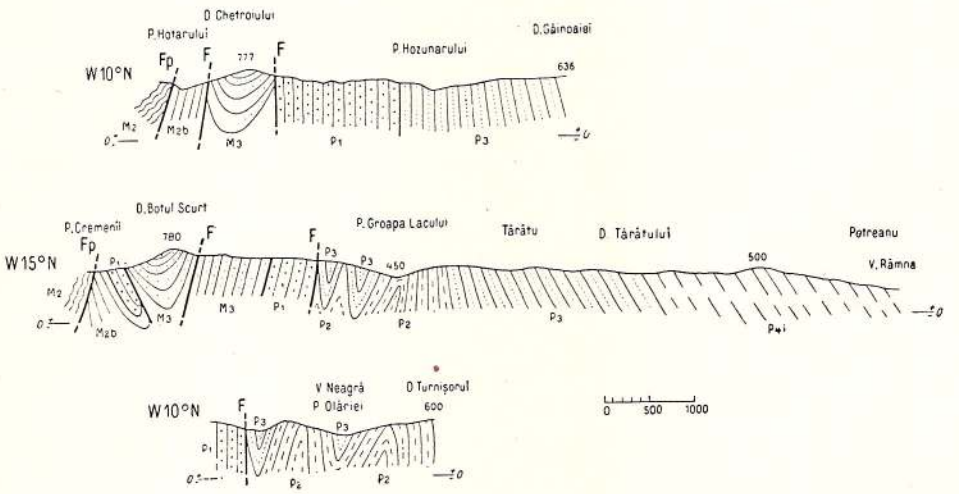


Fig. 22. Structure des Subcarpathes dans le haut bassin de la Râmna.

P_4i = Levantin inf.
P_3 = Dacien
P_2 = Pontien
P_1 = Méotien
M_3 = Sarmatien
M_2b = Buglowien
M_2 = II-ème Méditerr.
Fp = faille péricarpathique
F = faille

Il manque donc l'horizon inférieur du Sarmatien pr. dit.

De cette disposition il s'ensuit: *a)* que le géosynclinal de la mer du Buglowien et du Sarmatien a été primitivement limité vers l'ouest — dans la région de courbure — par la faille péricarpathique, au nord du

Institutul Geologic al României

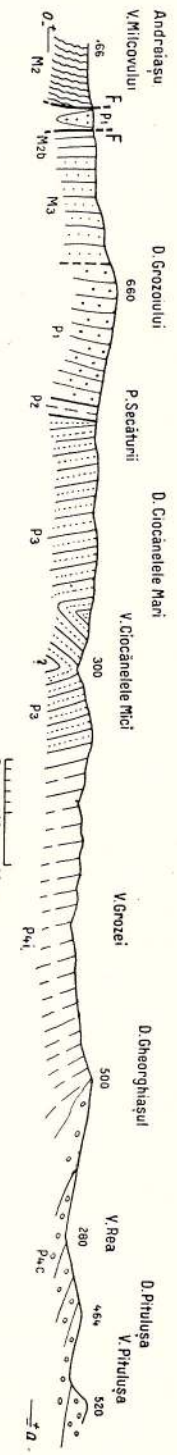


Fig. 23. Structure des Subcarpathes pr. dites dans le bassin du Milcov
Pour explication voir fig. 22 et 21

Râmnic; *b)* que plus tard — au commencement de l'horizon moyen du Sarmatien pr. dit — la mer sarmatienne transgressive s'avança davantage sur le continent jusqu'à la bordure du Flysch, au sud du Râmnic.

Sans doute est-il possible de reconnaître dans le Sarmatien une succession stratigraphique plus complète qu'on l'a fait jusqu'ici. Ainsi l'horizon inférieur, dont la sédimentation est concordante avec le Buglowien, doit être envisagé comme le représentent du sous-étage Volhynien. Il est constitué par de grès, marnes et rares calcaires à *Mactra ponderosa* et *Mactra podolica* à coquille épaisse.

D'autre part, les couches debutant avec les conglomérats, qui ont une aire de répartition plus grande que celle du Volhynien et qui contiennent des formes plus spécialisées de Mactra, telles que *Mactra variabilis var Fabreana* etc. ont beaucoup d'analogie avec le Bessarabien; tandisque les bancs calcaires à *Mactra truncata et Mactra cumulata*, avec les couches qui s'y ajoutent représentent assurément le Chersonien, déterminé déjà par ANDRUSSOW [5].

En résumé il semble que, le Sarmatien dans la région de courbure des Carpathes soit représenté par les trois sous-étages déjà connus dans d'autres région; c'est-à-dire le Volhynien, le Bassarabien et le Chersonien, en concordance avec les dépôts du Buglowien.

En ce qui concerne le faciès, le Sarmatien, tel qu'il a été ici défini, s'est déposé dans une mer saumâtre (faciès euxinique), de faible profondeur, dans laquelle la dessalure des eaux progressait vers la partie supérieure, où seules les formes de *Mactra truncata* et *Mactra cumulata* pouvaient vivre.

LA SÉRIE PLIOCÈNE

La sédimentation, qui a commencé dans le géosynclinal subcarpathique pr. dit avec le Buglowien et le Sarmatien, s'est continuée pendant le Pliocène

Institutul Geologic al României

en donant la formation d'une puissante série de couches, dont l'épaisseur atteint 3000 m. Elle est constituée par de grès, de marnes ou argiles, de sables et graviers, ainsi que par d'intercalations de charbon (lignite). Les eaux dans lesquelles s'effectuait la sédimentation n'étaient plus des eaux marines, mais des eaux lacustres, dont la salinité diminuait vers la partie supérieure à mesure que la région se transformait en un énorme lac d'eau douce.

Étant donné que la sédimentation a été continue, la série Pliocène est concordante avec les couches du Sarmatien; mais les couches sont disposées en coulisse, c'est-à-dire que les plus anciennes sont redressées jusqu'à la verticale et que les plus récentes sont très peu inclinées vers l'extérieur.

Les fossiles continus dans ces roches amènent naturellement et simplement à une division stratigraphique.

On distingue quatre étage, déjà reconnus par les travaux de M. M. SABBA ȘTEFĂNESCU, N. ANDRUSSOW, SAVA ATANASIU, W. TEISSEYRE, I. IONESCU ARGETOAIA et autres.

4. L'étage Levantin.
3. L'étage Dacien.
2. L'étage Pontien.
1. L'étage Méotien.

Cette division est bassée en outre sur les transgressions et regressions des eaux pliocènes que nous avons observées dans la région; d'où la conclusion très importante: que la division en quatre étage est générale pour le Pliocène lacustre du bassin du bas-Danube.

1. L'étage Méotien

Les limites du premier étage du Pliocène sont données à la base par les conglomérats à *Dosinia sp.*, concordants sur les couches du Sarmatien et à la partie supérieure par des bancs de grès ou sables, à grandes concrétions gréseuses, avec une faune d'eau douce, constituée par des: Hydrobies, Néritines, Lithoglyphus, Vivipares, Unio.

Entre ces deux limites il y a toute une succession de grès, parfois même de tuf andesitique et de calcaires coquillers (à *Dosinia*, à *Congeria novorossica* etc.) puis de marnes, par endroit d'argiles à lignite. La couleur est d'un gris verdâtre-foncé, qui par désagrégation donne une couleur jaunâtre.

L'épaisseur totale du Méotien varie entre 500–800 m., ce qui dépassent les chiffres connus dans d'autres régions, mais qui se trouvent en rapport avec le caractère du géosinclinal en affaissement du bassin, où il a pris naissance.

Quant à sa distribution géographique, le Méotien a été trouvé:

a) Dans une bande extérieure au Sarmatien des Subcarpathes, depuis la vallée de la Putna, jusque dans le Buzău.

Institutul Geologic al României

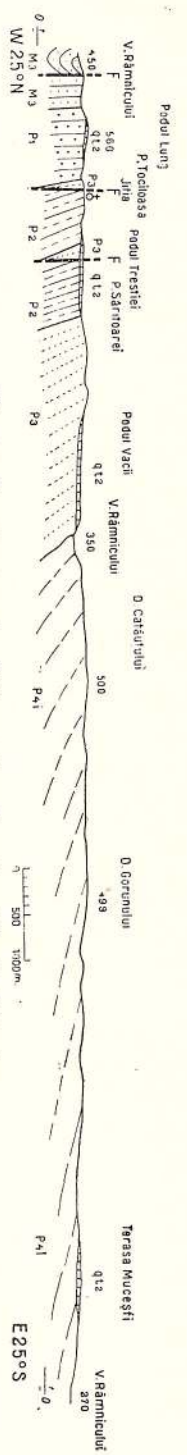


Fig. 24. La structure des Subcarpathes dans la vallée du Râmnic
qt_2 = Terasse moyenne (Quaternaire). Pour le reste voir Fig. 21

b) Dans le synclinal Dealul Sării–D. Goruniș, où il occupe l'axe du synclinal.

c) Dans le synclinal Lopătăreasa–Podul Coïta, qui prolonge vers l'ouest le synclinal sarmatien du Vf. Bisoca.

d) Dans la petite lame synclinale de D. Cotina, entre Bisocuța et Bisoca.

e) Enfin dans les deux synclinaux laminés le long de la faille péricarpathique, dans le D. Făgețelu et dans le P. Sării.

Un des profils les plus caractéristiques montrant la structure du Méotien, c'est celui de la vallée du Râmnic à Jitia-mică. Il peut être utile d'en résumer ici la succession des couches. (Fig. 24). En haut:

a) Grès en désagrégation, séparés par de minces couches de marnes. La faune fossile est représentée par des formes d'eau douce: *Unio*, *Vivipara*, *Bithynia*, *Lithoglyphus*, *Neritina*, *Hydrobia;* épaisseur 250 m.

b) Grès et marnes avec les même formes d'eau douce, auxquelles s'ajoute le genre *Dosinia*, de faciès euxinique; épaisseur 100 m.

c) Marnes, grès, calcaires à *Dosinia exoleta*, *Cerithium Constantiae*, *Ervilia minuta*, *Congeria novorossica*, auxquels se mèlent les *Unio*, *Vivipara Neumaryri*, *Hydrobia* sp., épaisseur 45 m.

d) Grès et marnes à rares formes d'*Unio* et *Vivipara* et avec une grande quantité de *Dosinia*, épaisseur 200 m.

e) Grès, marnes, les conglomérats de base à *Dosinia*; 20 m.

Donc une épaisseur totale de plus de 600 m., dans laquelle nous pouvons séparer deux horizons principaux:

Un horizon supérieur a faune d'eau douce et *un horizon inférieur a faune saumâtre* avec une intercalation de formes d'eau douce.

La succession se présente avec de petites variantes lithologiques, dans la vallée du Motnău jusqu'à la vallée Neagra, où il y a une intercalation de lignite dans le haut de l'horizon supérieur. On suit la même couche de lignite dans la vallée de la Râmna et dans la vallée de la Vâlcăneasa, dans un torrent lateral.

Institutul Geologic al României

Le profil de la vallée du Milcov est aussi clair, aussi instructif que celui de Râmnic (Fig. 21, Pl. I c.). De plus, la couche de lignite a même été exploitée sur la rive gauche, à Lărgeni. La série commence par de conglomérats de base à Dosinia et se termine par des grès concrétionnés à fossiles d'eau douce.

Une succession très semblable à celle-ci se trouve à Colacu, dans la vallée de la Putna, où l'intercalation d'argile à charbon se voit plusieurs fois, sur la rive gauche et où l'intercalation de tuf andésitique est plus frequente.

Au sud du Râmnic la structure du Méotien est la même qu'au Nord; de plus les profils Fig. 15, 16, 19 montrent aussi les rapports tectoniques autour du massif de sel à Sările (Bisoca). Le lignite manque ici.

Le synclinal Dealul Sării–Dealul Goruniș comprend le Méotien dans son axe audessus des couches du Sarmatien. Son extrémité septentrionale présente dans le Pâr. Dogăriilor un synclinal à part, limité par le sel, le Méditerranéen et le Sarmatien. Il est constitué par les couches de limite entre l'horizon inférieur et supérieur. Fig. 13.

Vers le sud, le synclinal s'élargit sur une distance de 3½ km. entre Sările et Vf. Ținta. Entre les couches de l'horizon inférieur euxinique de D. Drăganului il existe des bancs de grès à oolithes calcaires et à grands Unio à forme presque circulaire.

L'allure tectonique apparait dans les profils (Fig. 15-16), où l'on voit que les couches marginales les plus inférieures sont redressées jusqu'à la verticale, tandisque celles de l'axe du synclinal sont très peu dérangées. C'est l'aspect d'un synclinal diapire.

On doit aussi remarquer l'existence de deux directions dans le plissement des couches des synclinaux au sud du Râmnic: la direction N 15°–20° E pour le plissement miocène des terminaisons méridionales des Carpathes Orientales; et la direction NE–SW, ou même E 25°–35° N pour le plissement pliocène des Subcarpathes méridionales.

La transgression méotienne a dépassé aussi la ligne Bălțăgari; ses dépôts forment la petites lame synclinale de D. Cotina, entre le Sarmatien et le Méditerranéen, et le synclinal Lopătăreasa–Podul Coïta (fig. 5, 18) dédoublé par une petit lame anticlinale méditerranéenne.

Dans les deux cas c'est l'horizon inférieur à *Dosinia* et *Congeria novorossica*, qui a transgressé directement sur les marnes à gypse du Méditerranéen.

Dans le D. Făgețelu et Pâr. Sării — à Andreiașu-de-sus — (fig. 9, 22) les deux synclinaux, laminés suivant la ligne péricarpathique, sont constitués par des grès et conglomérats quartzifères à *Congeria novorossica* (D. Făgețelu) et des sables appartenant au même horizon inférieur transgressif, probablement à sa partie supérieure.

* * *

Institutul Geologic al României

Le faciés et la division des dépôts méotiens. Les dépôts de cet étage ce sont formés dans un lac héritier de la mer sarmatienne, dont les eaux saumâtres étaient plus douces que les eaux du Sarmatien, lesquelles gardaient encore le caractère marin. Mais la dessalure faisait des progrès, de sorte que vers la base du Méotien la faune fossile dérive des ancêtres sarmatiens, tandisque vers la partie supérieure il s'agit d'une faune d'eau douce.

Pourtant, le Méotien mérite à juste titre d'être à la tête de la nouvelle série stratigraphique du Pliocène: 1. parce qu'avec le Méotien commence une série de formations lacustres qui durèrent pendant toute la série Pliocène et dans lesquelles les espèces fossiles eurent une évolution philogénique continue; 2. parce que le Méotien transgressif pénètre au-delà des limites les plus avancées du Sarmatien (à Lopătăreasa–R. Sărat; à Comănești–Bacău). Il s'en suit donc que avec le Méotien commence une nouvelle période d'équilibre épirogénique, tectonique et d'évolution faunistique.

En nous basant sur l'évolution de la faune dans les eaux soumises à une dessalure continuelle, nous pouvons séparer dans le Méotien deux horizons ou sous-étages:

L'horizon inférieur d'une épaisseur variant entre 300–500 m. comprend des grès, des marnes et des conglomérats, par endroit de tuf andésitique, puis des calcaires oolithiques et coquillers et une faune saumâtre d'origine sarmatienne, telle que: *Dosinia exoleta* [1]), *Ervilia minuta*, *Congeria Neumayri*, *C. novorossica*, *Cerithium Constantiae* = *C. Istritzense* = *Potamides disjunctoïdes*, melée ou alternant avec une faune d'eau douce pliocène, telle que: *Unio subrecurvus*. *U. subatavus*, *Congeria Neumayri*, *Dreissensia polimorpha*, *Vivipara Neumayri*, *Hydrobia vitrella*, *Lithoglyphus rumanus*, *Neritina rumana*.

L'horizon supérieur, dont l'épaisseur varie entre 200–300 m., est constitué par une succession de grès et de marnes analogues à ceux de l'horizon inférieur, avec intercalations de charbon et une faune d'eau douce, où manque toute éspèce saumâtre: *Unio subrecurvus*, *U. subatavus*, *Anadonta* sp. *Dreissensia polymorpha*, *Vivipara Neumayri-Fuchsi*, *Neritina rumana*, *Neritina* sp., *Litoglyphus rumanus*, *Hydrobia* sp. *Lymnaeus* sp. *Helix* sp. empreintes de feuilles.

J'ai eu l'occasion de faire cette même distinction entre les deux étages vers le nord, jusqu'à Vizantea [53], dans le bassin de la Șușița, avec un développent un peu différent; mêmes observations fit M. SAVA ATHANASIU dans la vallée du Șușița [13].

Elles est en accord avec les conclusions aux quelles sont arrivés M. M. SAVA ATHANASIU [9], O. PROTESCU [86] et M. DAVID [31], qui eux aussi

[1]) Le genre *Dosinia* a une origine inconnue dans les Subcarpathes, ainsi que dans le sud de la Russie (ANDRUSSOW)

Institutul Geologic al României

ont constaté la présence des deux horizons dans l'étage Méotien; mais elle est contraire à l'opinion de M. M. W. TEISSEYRE [109] et I. IONESCU-ARGETOAIA, qui n'y voient que des faciès différents, répétés sans ordre sur la vérticale et considèrent toute division stratigraphique comme impossible.

2. L'étage Pontien

Le deuxième étage du Pliocène est constitué par une puissante série de marnes, puis de grès et marnes à sables sur une épaisseur totale de 300–350 m., avec une faune de Cardiacées et Congéries inconnue dans le Méotien.

La succession des couches nous conduits à séparer dans cet étage deux horizons lithologiques et stratigraphiques:

L'horizon supérieur à grès et à marnes sablonneuses, et

L'horizon inférieur à marnes compactes, grises.

Au cours de nos recherches nous n'avons observé le Pontien qu'en dehors de la fracture péricarpathique, c'est-à-dire dans les Subcarpathes pr. dites, sous forme d'une bande continue depuis le bassin du Câlnău, jusqu'au sud du Milcov, où elle disparait complètement. Dans le grand synclinal Dealul Sării–Dealul Goruniș nous n'avons pas rencontré les couches appartenant à cet étage; ses limites restent plus au sud dans le district du Buzău.

Les sections naturelles les plus instructives pour l'étude du Pontien sont données par le profil de la vallée du Râmnic et par celui de la vallée Neagra et de ses affluents.

Dans la vallée du Râmnic (Fig. 24) la bande pontienne s'étend entre la vallée Tociloasa et la vallée Săritoarea — deux petits torrents du versant gauche du Râmnic, à Jitia. Dans cet espace le Dacien inférieur s'intercale sous forme de deux petits synclinaux allongés et fracturés, de sorte que leurs couches semblent être concordantes et inférieures aux couches pontiennes.

De la vient la complication de la structure de la bande pontienne dans la vallée du Râmnic.

La succession des couches depuis le Méotien de Pâr. Tociloasa jusqu'au Dacien de Pâr. Săritoarea est la suivante:

a) Au contact du Méotien est placé le synclinal du Dacien inférieur de Piatra-Jidovului, avec grès à *Stylodacna Sturi*, *Pontalmyra Constantiae*, etc.

b) Au dessus, le Pontien vient se placer en superposition anormale; il est constitué en bas par des marnes grises à *Cardium Lenzi*, *Congeria rhomboidea*, *Valenciennessia* sp. *Vivipara Fuchsi* etc. (épaisseur de 120–150 m) et en haut par des grès gris-verdâtres jaunes par desagregation et marnes sablonneuses à *Cardium ochetophorum*, *petites Congéries*, etc. (épaisseur de 200–250 m).

Institutul Geologic al României

c) Une deuxième lame synclinale du Dacien inférieur vient s'ajouter à la partie supérieur du Pontien à Râpa Dolani avec des marnes sablonneuses et argiles à lignite, dans lesquels on trouve *Stylodacna*, *Pontalmyra*, *Phyllocardium*, *Anodonta*, *Melanopsis*, etc.

d) Enfin le Pontien vient de nouveau s'y ajouter en concordance anormale sur le Dacien, avec des marnes à concrétions de limonite, dans lesquelles le *Cardium Lenzi* et les Congéries sont assez rares, mais qui donnent une idée précise sur leur âge Pontien inférieur. Elles sont suivies par des marnes sablonneuses à *Phyllocardium planum*, *Stylodacna Sturi*, *Pontalmyra Constantiae*, *Dreissensiomya aperta*, *Vivipara achatinoïdes*, *Valenciennessia* sp. qui s'étendent jusqu'au torrent Săritoarea, où le Dacien en large bande apparait sur une grande épaisseur.

Vers le nord on obsèrve le Pontien dans la vallée du Motnău, où la bande est plus réduite; de même que dans les petites vallées de Rașca et Răștuța, où des blocs de calcaires à Cardiacées ét Congéries, portés par les torrents, dénotent la présence du Pontien.

Dans le bassin de la vallée Neagra (Fig. 22, Pl. I f. g.). La structure de la bande pontienne est en quelque sorte analogue à celle de Jitia (Râmnic) sauf que les plis, au lieu d'être fracturés, sont normaux.

La bande s'étend ici entre le Pâr. Păcurii et le confluent du torrent Groapa-Lacului, à Târâtu.

a) Au contact du Méotien c'est le synclinal du Dacien inférieur aux couches verticales, qui s'élargit vers le nord, dans le bassin d'alimentation de la Groapa-Lacului.

b) En aval le Pontien se developpe sous la forme d'un anticlinal normal, avec les couches isoclinales et verticales, mais il y a un passage graduel entre le Dacien inférieur, par le Pontien supérieur jusqu'au Pontien inférieur dans l'axe de l'anticlinal.

c) Au confluent du torrent Olăria le Dacien inférieur constitue de nouveau un synclinal assez large, pour former vers le nord la couverture de l'anticlinal du Pontien, déjà décrit.

d) Enfin dans le Pâr. Blajului le Pontien forme de nouveau un anticlinal isoclinal et vertical jusqu'au confluent de la Groapa-Lacului, où la bande dacienne vient en contact avec ses couches inférieures.

Il faut noter la présence parmi les couches du Pontien supérieur de Pâr. Blajului des formes de *Prosodacna aff. schirvanica* ANDR. ainsi qu'un mélange de formes de transition entre le Pontien supérieur et le Dacien inférieur (*Congéries pontiennes*, *Pontalmyra*, *petits Gastéropodes* d'eau douce comme dans le Dacien inférieur etc.).

Vers le nord la présence du Pontien est vérifiée par quelques blocs de calcaires à Cardiacées roulés dans les torrents Pâr. Râpi et Pâr. Grozoiului, affluents de la vallée Vâlcăneasa.

Institutul Geologic al României

Plus au nord, dans la vallée du Milcov, ou dans la vallée de la Putna, le Pontien n'apparait plus, si bien qu'on peut dire avec certitude que l'aire de distribution des eaux du lac Pontien était limitée vers le nord par la bordure du continent Moldave, le long de la faille Zabala–Focșani–Galați (?).

* * *

La division et le faciès des dépôts du Pontien. De ce qui précède il résulte que dans la région de courbure on doit mettre à part l'étage Pontien, comme un étage bien individualisé, dont les limites sont marquées en bas par les dépôts d'eau douce du Méotien supérieur, en haut par les dépôts transgressifs du Dacien inférieur. Il ne s'applique donc qu'aux couches déposées dans un lac avec les eaux saumâtres en régression tant vis-à-vis du Méotien que vis-à-vis du Dacien. Ce sont les limites déjà discutées et adoptées par des études de N. ANDRUSSOW, W. TEISSEYRE et I. IONESCU-ARGETOAIA.

D'autre part l'étage Pontien doit être lui aussi divisés en deux horizons ou sous-étages, avec des caractères lithologiques et faunistiques bien différents:

1. L'horizon inférieur constitué par des marnes grises compactes, contenants les fossiles suivants:

Cardium Lenzi R. Hoern.
» *Abichi R. Hoern.*
» *Steindachneri Bruss.*
Phyllocardium planum Desh.
Congeria rhomboidea M. Hoern.
Congeria aff. rumana Sabba
» *sp.*
Dreissensia corniculata Sabba
Vivipara Neumayri-Fuchsi
Valenciennessia annulata Reuss.

2. L'horizon supérieur, constitué par des grès gris-verdâtres, marnes sablonneuses et faibles intercalations de calcaires à lumachelles, contient la faune suivante:

Cardium (Limnocardium) aff. ochetophorum Brus.
» *semisulcatum*
Phyllocardium planum Desh.
Stylodacna Sturi Cobăl.
» *Stenopleura Sabba*
Prosodacna aff. schirvanica Andr.
Pontalmyra Constantiae Sabba
» *placida Sabba*
Dreissensia sp.
Dreissensiomya aperta Desh.
Vivipara achatinoides Desh.
Melanopsis sp.
Neritina sp.
Lithoglyphus sp.
Valenciennessia annulata

Il y a donc une série de fossiles très rapprochées de celle qu'a décrit M. I. IONESCU-ARGETOAIA [41] en Olténie, avec cette différence que nous avons trouvé même les éspèces de *Vivipara Neumayri-Fuchsi*, dans l'horizon inférieur, et *Vivipara achatinoides*, dans l'horizon supérieur; par contre nous n'avons observé la *Congeria rhomboidea* que dans l'horizon

Institutul Geologic al României

inférieur, quoi que dans la Prahova on puisse la suivre jusqu'à la limite du Dacien inférieur.

Donc, le caractère essentiel de la faune pontienne est le developpement en grande quantité d'une faune aralo-caspienne immigrée comme a déjà remarqué M. SABBA ŞTEFĂNESCU [99]. Ses représentants principaux sont les Cardiacées et les Congéries.

L'apparition du genre *Psilodon* avec les formes de *Stylodacna Sturi* et *Prosodacna schirvanica* mérite aussi d'être signalée, mais son grand dévelloppement est réservé à l'époque dacienne.

De la variation de cette faune, on déduit la variation du faciès pendant le Pontien.

Ainsi pendant la formation de l'horizon inférieur les eaux du Pontien avaient une salinité élevée, pour permettre aux formes aralo-caspiennes d'y vivre; mais il est probable qu'elle ne dépassait pas les limites de la salinité de la mer Caspienne actuelle, puisqu'elle a permis au genre *Vivipara* de subsister. En tout cas ses eaux étaient plus profondes et plus salées que les eaux du Pontien supérieur, où les courants étaient plus forts.

La dessalure faisait des progrès non seulement dans le sens vertical, mais dans le sens orizontal aussi.

A l'extrémité nord — dans le bassin de la Neagra — le Pontien supérieur comprend une plus grande quantité de formes daciennes, d'eau plus douce, que la région du Râmnic, où la différence entre le Pontien supérieur et le Dacien inférieur est plus précise. La cause doit être cherchée dans l'étendue gagné par le continent dans la Moldavie, au nord de la ligne Zabala–Focşani–Galaţi, d'où les torrents apportaient une grande quantité d'eau douce.

* * *

3. L'étage Dacien

Conformément aux études de W. TEISSEYRE nous pouvons aussi distinguer dans la région de courbure une puissante série de couches supérieures au Pontien, qui constituent l'étage Dacien. Au point de vue paléontologique il est caractérisé par le grand développement des *Psilodonts (Stylodacna et Prosodacna)* et des *Bifarcinates*; mais au point de vue lithologique ce sont des roches faibles: marnes sablonneuses, argiles, sables, lignites, rarement des grès faibles et plus rarement encore des conglomérats de base. L'épaisseur de ces couches atteint 800–1000 m.

La partie inférieure est en transgression jusqu'à la limite de la bande méotienne, ce qui fournit un puissant argument pour la séparation du Dacien.

Institutul Geologic al României

Il forme une large bande en dehors de la bande pontienne depuis le bassin du Câlnău jusqu'au nord de la Putna. De plus, il y a les petits synclinaux transgressifs dans la vallée du Râmnic et dans le bassin de la Neagra.

Dans la vallée du Râmnic (Fig. 24) la bande dacienne s'étend entre le confluent de la Săritoarea et un peu en amont du confluent de la Turburea.

a) La série des couches commence par des grès faibles gris-jaunes, à *petites Stylodacna* et *petites Gasteropodes*; ce sont les couches analogues au Dacien inférieur transgressif, épaisseur 30–50 m.

b) Au dessus viennent des sables argileux à *Dreissensia Rimestiensis* et *Stylodacna Heberti*, 100 m. d'épaisseur.

c) Marnes sablonneuses à *Prosodacna rumana*, *Cobălcescu*, etc., *Vivipara Popescui*, *Pontalmyra Constantiae*, *placida*, 50 m.

d) Grès ferrugineux — à Luncile — avec *Psilodon Brateani*, *Prosodacna Haueri*, *Munieri*; *Stylodacna Sturi*, *Stenopleura*, *Heberti*; *Pontalmyra Constantiae*, *placida*; *Dreissensia rumana*, *Limnium rumanum*, *Vivipara rumana*, etc. 100 m.

e) Sables, marnes, argiles à lignites deux fois répétés, grès faibles, sur une épaisseur de 500 m. Les fossiles sont distribués comme suit: En bas les *Prosodacna Haueri* et *Munieri* avec les petites formes de *Pr. rumana* et *Cobălcescui*; en haut les *Psilodon Berti* et *Euphrosinae* à grandes côtes tranchantes. Citons en outre les *Vivipara bifarcinata*, *Unio* sp. Les Psilodon, cessent à la falaise Râpa-Pipăită.

f) La série se termine par des sables argileux, argiles à lignites et grès friables, d'une épaisseur totale 150–200 m.

Les fossiles y sont des fossiles d'eau douce: les *Bifarcinates*, *Dreissensia polymorpha* et les *petites Gastéropodes*.

En général les couches ont une direction N 20° E et une inclinaison de 60 -65° ESE.

Vers le sud j'ai trouvé le Dacien dans le bassin du Pâr. Cătăuți et dans le bassin du Câlnău.

Au nord du Râmnic le Dacien se continue dans la vallée du Motnău, où il a le même developpement, mais les fossiles y sont plus rares, quelques-uns même font défaut *(Psilodon Brateani)*. En même temps les couches sont redressées jusqu'à la verticale vers l'intérieur.

Depuis la vallée du Motnău vers le nord l'horizon inférieur à *Stylodacna Sturi*, *Pontalmyra Constantiae* et les petites Gastéropodes est le seul horizon bien individualisé paléontologiquement. Toute la série supérieure à celui-ci — très puissante d'ailleurs — ne contient que des formes d'eau douce dans les argiles à lignites. Pourtant à Târătu — dans la vallée Neagra — l'horizon supérieur, lui aussi, donne quelques formes de Psilodons de taille mince. Fig. 22, 23.

Institutul Geologic al României

Dans la vallée de la Râmna le Dacien commence par un petit banc de conglomérats de base à petites Stylodacna. Dans le bassin du Milcov et de la Putna le Dacien se trouve en contact direct avec la bande méotienne par suite de l'absence du Pontien. Fig. 21.

* * *

Délimitation, faciès et horizons du Dacien. Les résultats obtenus par les études de COBĂLCESCU, de M. M. SABBA ŞTEFĂNESCU, N. ANDRUSSOW, SAVA ATHANASIU, W. TEISSEYRE, I. IONESCU-ARGETOAIA et les nôtres, nous conduisent à la conclusion, que dans la région de courbure il faut bien séparer l'étage Dacien entre le Pontien s. str. et le Levantin.

Les couches sont caractérisées par le grand développement des Cardiacées du genre *Psilodon* COBĂLCESCU, avec les sous-genres *Prosodacna Tournouër* et *Stylodacna* SABBA, ainsi que par les formes d'eau douce, en particulier les *Unio* et les *Bifarcinates*.

La limite inférieure doit être placée au dessus des marnes sablonneuses ou sables à *Phyllocardium planum*, *Dreissensiomya aperta*, *Vivipara achatinoides* et *Valenciennessia* sp. de la partie supérieure du Pontien. En haut la limite est moins nette qu'en bas; en tout cas le Dacien comprend toutes les couches à lignites et à Bifarcinates, sans aucune forme d'Unio sculptée, lequel caractérise la présence du Levantin.

La division que je suis tenté de faire dans la succession des couches du Dacien, n'a pas la valeur des divisions faites pour les autres étages; elle nous indique plutôt la marche de l'évolution des faunes sur la verticale.

Pourtant, à cause de la distribution géographique de ses couches et de la faune y comprise, on peut distinguer deux horizons:

1. L'horizon inférieur transgressif jusqu'à la limite du Méotien, sur une épaisseur de 30–100 m., montre des grès marneux, sables, argiles à lignites et les fossiles suivants:

Stylodacna Sturi
» *Stenopleura*
Pontalmyra Constantiae
» *placida*
Phyllocardium planum
Anodonta sp.
Dreissensia polymorpha
Neritina sp.
Lithoglyphus sp.
Melanopsis sp.
Bithynia sp.
Helix sp.

Enregistrons donc la disparition complète de Cardiacées pontiennes; seul le genre *Phyllocardium* en est un descendent attardé, qui disparait lui aussi à la fin de cet horizon. D'autre part les Psilodons évolués du Dacien supérieur ne sont pas encore arrivés. C'est justement le commencement d'une nouvelle évolution de la vie, en raison des changements des conditions bio-stratigraphiques.

Institutul Geologic al României

2. L'horizon supérieur comprend la plus grande épaisseur des couches daciennes, dont les variations paléontologiques en épaisseur et en surface sont multiples. Grâce aux profils déjà décrits dans la vallée du Râmnic, dans le bassin de la Neagra et du Milcov, nous avons vu la succession différente des fossiles sur la verticale. Voir dans le texte roumain la liste des formes qu'on y a reconnues.

On en conclut que le Dacien a un faciès lacustre, qu'il a été deposé dans un géosynclinal en affaissement continuel, dont les eaux ont été plus dessalées que les eaux du Pontien. La dessalure fait tellement de progrès, que vers la fin — dans la vallée du Râmnic — ou dans tout le Dacien supérieur, au nord de la Neagra, les eaux deviennent complètement douces et les formes aralo-caspiennes — les Psilodons — disparaissent sans aucun descendant.

En résumé la séparation de l'étage Dacien dans la région de courbure est basée sur les considérations suivantes:

1. La transgression des couches du Dacien jusqu'à la bande méotienne, succèdant à la régression accentuée des eaux du Pontien.

2. La disparition des Cardiacées du faciès saumâtre aralo-caspien, ainsi que des Congéries, qui leur sont associées (*Congéria rhomboidea* etc.).

3. Le développement des Psilodons et des Pontalmyres, Cardiacées aralo-caspiennes apparus pendant le Pontien mais adaptées et evoluées dans un milieu de lac, dont les eaux étaient près de leur dessalure complète.

4. L'intercalation fréquente du faciès à lignites entre les couches du Dacien, phénomène inconnu ou très peu connu dans le Pontien.

4. L'étage Levantin

La série Pliocène se termine à la partie supérieure par une succession de couches d'eau douce, constituant l'étage Levantin, lequel s'étend sur une largeur de 15 km. environ. Ses couches sont nettement séparables en deux horizons pétrographiques:

L'horizon inférieur à argiles et sables lacustres, où l'on trouve cantonnés tous les fossiles connus dans le Levantin de la région de curbure (les Bifarcinates et les Unio sculptées),

L'horizon supérieur comprend des sables et des graviers à stratification torrentielle, où les fossiles font complètement défaut. C'est l'horizon des Couches de Cândești du MRAZEC [60].

Les couches du Levantin offrent une disposition en coulisse: les couches inférieures sont redressées jusqu'à la verticale (Milcov), puis en haut de moins en moins inclinées, plongeant de 15°–7° E vers la Plaine Roumaine.

Institutul Geologic al României

Leur épaisseur surprenantes varie entre 1200–1500 m. Notons que sur l'emplacement de ces couches ont pris naissance deux formes de relief: le bassin d'érosion de la Râmna et la chaine des collines externes ou péricarpathique.

On peut les étudier dans les grandes vallées de la région, dans les torrents et dans les ravins.

Dans la vallée du Râmnic (fig. 24 Pl. I, m, n), la succesion des couches est la suivante:

L'horizon inférieur, dont la limite interne est placée près du confluent de la Turburea, commence par des argiles gris-noirâtres, argiles à matières charbonneuses, argiles sablonneuses et sables gris-jaunâtres, qui plonge de 60° vers le ESE. Parmi les fossiles signalons: *Dreissensia polymorpha*, *Melanopsis*, *Hydrobia*, *Unio*, etc.

A Chiojdeni, dans le Pâr. Mușei, entre ces couches s'intércale un petit banc d'une marne dure, gris-jaunâtre, très fossilifère.

Les fossiles trouvés dans les parrois de ce torrent sont: *Unio* sp. à la surface ornée, *Vivipara bifarcinata*, *Bithynia* sp. *Helix*, *Anodonta*, etc. L'épaisseur totale de ces couches atteint 300 m.

Au dessus viennent sur 40 m. d'épaisseur, des sables et graviers à structure torrentielle, avec concrétions gréseuses et des troncs d'arbres silicifiés, en partie carbonifiés, très abondant dans le torrent Talpa (Chiojdeni).

Puis, de nouveau réapparaissent les argiles, les marnes sablonneuses et les sables a rares restes de fossiles, qui constituent toutes les collines avoisinantes, jusqu'en aval de Dumitrești, où l'inclinaison ne dépasse plus 22° vers E 35° S. Vers la partie supérieure les sables prédominent; pourtant l'horizon inférieur finit par une puissante couche d'argile plastique grise; la surface de cette couche est irrégulière, par suite de l'érosion torrentielle qui marque le début de l'horizon supérieur. Ces couches supérieures de l'horizon inférieur continuent avec une inclinaison de 10°–7° vers ESE, jusqu'à Dedulești et Băbeni, dans le lit du Râmnic et à la base des sables torrentiels du Levantin supérieur.

On retrouve l'horizon inférieur du Levantin au sud du Râmnic à Cătăuți; dans le bassin de Câlnău à Valea Sălciei; puis à Câmpulungeanca, à la limite du district Buzău.

Là, dans le torrent Cărătnăul ses couches forment un anticlinal à voûte large, dont l'axe se dirige N 12° E et passe par la Valea Stânei–Pâr. Cărătnău-D. Frasinu vers la vallée du Slănic. Il est donc parallèle et extérieur à l'anticlinale fracturé de Fundul Papii–Vîntilă Vodă–Berca qui est la continuation, vers le sud, de la facture péricarpathique.

Au nord du Râmnic l'horizon inférieur du Levantin prend part à la constitution des collines entre le Râmnic et le Motnău.

Institutul Geologic al României

L'horizon supérieur est bien développé dans les crêtes: Dealul Baba (640 m.) et Căpățâna-Gurguiata (595) qui gardent les deux rives du Râmnic.

Elles sont formées à la base par des sables torrentiels séparés par de minces couches d'argile, où de grès limonitisé ainsi que par des graviers à petits grains:

Ces dépôts reposent en discordance sur la surface érodée de l'argile de base du Levantin inférieur. L'épaisseur atteint 150 m.

Au dessus des sables on trouve une succession de 250 m. d'épaisseur, de graviers torrentiels, dont les éléments variant de quelques centimètres de diamètre, jusqu'à 2–3 d. m.; sont formés par des phylites, micachistes, gneis, granites, quartz filonien, calcaires messozoiques, roches de Flysch (menilithe, grès de Kliwa, etc.)., tuf dacitique, calcaires à Mactra et grès du Pliocène.

On suit cet horizon dans la vallée du Câlnău: à Costomiru, à Mărgăriteşti; puis à Câmpulungeanca où il est représenté par sa partie sablonneuse.

Vers la Plaine Roumaine le D. Baba se prolonge comme un glacis, dont les couches sont inclinées de 7^0–5^0 vers ESE. De même Căpățâna Gurguiata forme un glacis très peu incliné vers la Plaine.

Dans le bassin de la Râmna (fig. 25, Pl. I m), l'horizon inférieur, avec les mêmes caractères se poursuit à travers les vallées Tinoasa, Peleticu, Raşca, Neagra et Râmna, avec les couches plus redressée (62^0 ESE au contact avec le Dacien dans le P. Peleticu) vers l'intérieur. Le long de ses couches argilo-sablonneuses se sont produits les plus grands et les plus variables phénomènes de glissement de terrain et de coulées de boue.

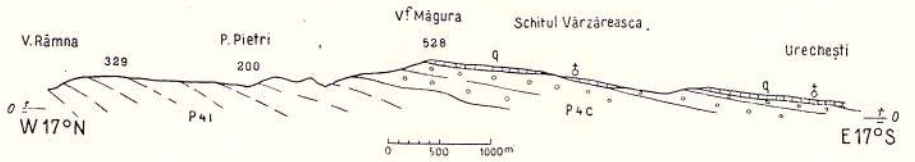


Fig. 25. La structure du D. Măgura — à Râmna (Collines extérieures)
q = Quaternaire inf. sur le glacis
P_4c = Levantin sup. (couches de Cândeşti)
P_4i = Levantin inf.

L'horizon supérieur se rencontre à Bordeşti, sur une épaisseur très réduite avec les graviers transformés en grande partie en conglomérats, puis dans le D. Măgura (528 m) et dans le D. Deleanului (699 m). Dans les graviers, cimentés par le calcaire, de D. Măgura (Pâr. Muştei) j'ai trouvé une petite *Vivipara bifarcinata* roulée, ce qui prouve que les couches inférieures du Levantin ont été elles aussi remaniées dans les graviers torrentiels de Cândeşti.

Institutul Geologic al României

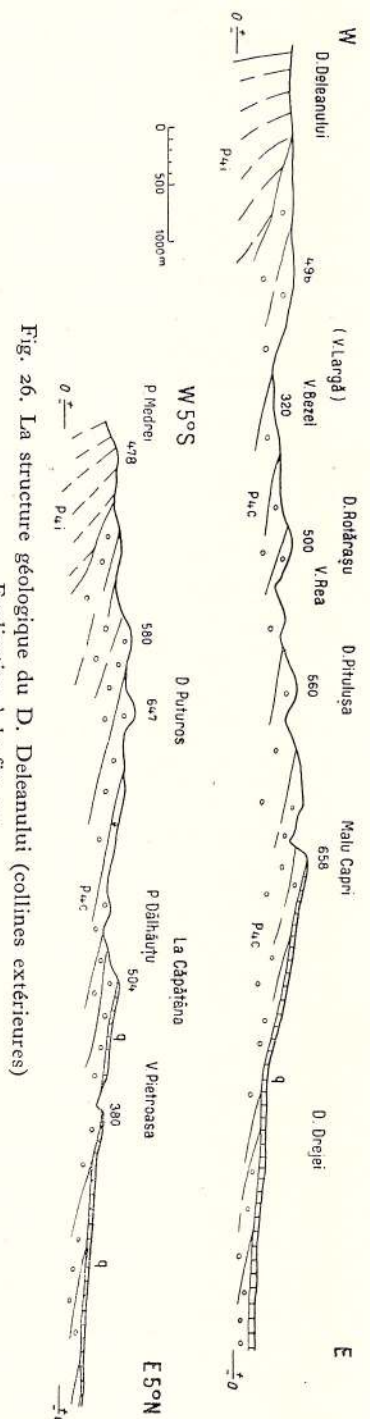


Fig. 26. La structure géologique du D. Deleanului (collines extérieures)
Explication à la fig. 25

Dans le bassin du Milcov (fig. 21, 23, 26, Pl. I a, b, c, d, e, f, g), les couches de l'horizon inférieur traversent les vallées Ciocănelele, Larga, Milcov et le long du Milcovelul.

Sa limite interne est a Vâlcăneasa, où les couches sont redressées jusqu'à 80° E à Livada, rive gauche du Milcov; sa partie supérieure est à Roșioara, où elles sont inclinées de 50° E.

Avec les mêmes caractères on les retrouve dans la vallée de la Putna entre Vidra et Călimanul, où elles sont inclinées de 30° E.

L'horizon supérieur est surtout développé dans la Măgura Odobeștilor 1001 m), la plus haute des crêtes des (collins subcarpathique.

Elle n'est constituée que par les couches torrentielles de Cândești épaisses de plus de 800 m. et plongeant dans le Pâr. Arva de 45°–50° E et à Odobești de 15° E. Ce sont les plus fortes inclinaisons qu'on trouve dans la région de courbure, pour les graviers torrentiels du Levantin supérieur.

Le versant externe de la Măgura Odobeștilor et du Dealul Deleanului plonge lentement vers la Plaine, sous forme d'un glacis recouvert de dépôts quatérnaires de ruissellement, des loes ou de terre végétale.

Considérations générales sur le Levantin de la région de courbure

La séparation du Levantin comme étage à part, à la fin du Pliocène, est parfaitement justifié dans la région de courbure, en raison de la disparition complète des Psilodons du Dacien et de l'apparition des Unionides

Institutul Geologic al României

ornés, fait déjà mis en évidence par le prof. SABBA ŞTEFĂNESCU [99] [101].

De plus, la présence des graviers torrentiels — couches de Cândeşti — en discordance sur les autres couches, et dérangés eux mêmes par les mouvements tectoniques postpliocènes, le sépare assez nettement des dépôts quaternaires, discordant et non dérangés.

Mais la délimitation du Levantin n'est pas aussi facile à la partie inférieure — vers le Dacien — du fait qu'au début du Levantin les Psilodons avaient depuis longtemps disparues, et que les Unionides sculptés d'autre part n'avaient pas encore fait leur apparition. Nous espèrons avoir par notre étude définitivement fixé sa limite supérieure, avant le quaternaire.

La division en deux horizons, que nous avons faite dans cette région, nous a été imposée par les caractères lithologiques et paléontologiques, qui les différencient.

Dans l'horizon inférieur on rencontre les dépôts lacustres d'eau douce, avec un grand nombre de fossiles — voir le texte roumain — tandisque l'horizon supérieur comprend des dépôts torrentiels, sédimentés dans des conditions deltaïques, dans le lac levantin, dont les eaux étaient en régression plus grande, que les eaux du lac du Levantin inférieur.

D'autre part, cette division en deux horizons est nécessaire, parce que, entre les deux horizons, il existe une discordance stratigraphique, mise en évidence par la surface d'érosion à leur contact. Or, la discordance sédimentaire, à elle seule, justifie suffisamment la séparation du Levantin en deux horizons, dans l'intérieur des quels on peut très bien faire des subdivisions plus détaillées.

En ce qui concerne l'horizon supérieur, la grande épaisseur de ses couches, leur structure torrentielle, la grosseur des éléments provenant de presque toutes les roches connues dans les régions charpathiques, la discordance stratigraphique enfin de cet horizon, tout nous preuve l'intensité de l'érosion continentale, qu'ont subi les Carpathes du Flisch — spécialement la zone marginale — et les Subcarpathes, pendant la formation des couches de Cândeşti.

Autre conclusion: entre le Levantin inférieur, d'origine lacustre, et le Levantin supérieur d'origine deltaïque-lacustre eut lieu un très important mouvement positif du Continent qui eut pour conséquence d'amener le retrait des eaux du lac levantin vers la dépression de la Plaine, aux bords de laquelle plus tard les eaux courantes des Carpathes ont déposé leur apport alluvial sous formes de deltas.

Le Quaternaire.

Les dépôts quaternaires sont les plus récents de la région et représentent un faciès continental par excellence, en discordance sur tous les autres dépôts anciens.

Institutul Geologic al României

Ils sont constitués par des sables, des graviers, de lehm loessoïd, de loess, des dépôts de terrasses et des alluvions modernes, puis par le tuf calcaire et par des sols.

Les sables et les graviers ont une structure torrentielle et sont l'oeuvre du ruissellement à la surface du glacis des collines externes. Dans leur épaisseur il existe une ou deux bandes de 0,50–1,20 m de couleur rougeâtre, qu'il faut attribuer à la formation des anciens sols sylvestres.

Le limon loessoïde, formé par des éléments argilolithiques ferrugineux et par de petits fragments de quartz, représente en majeure partie le produit de remaniement des sols par les eaux de ruissellement.

Le loess poreux, aux grains fins de couleur jaunâtre, sans stratification, est une roche de sédimentation éolienne, apportée par les vents de la région de la Plaine, où elle est plus épaisse.

Dans son épaisseur, variant de 2 à 20 m., on voit 1 à 3 bandes d'un limon brunâtre, constitué par des éléments argilolithiques ferugineux, avec un peu du humus. À la base de chaque bande on trouve des dépôts de calcaire concrétionnaire, dits «poupées du loess». D'après ces caractères il est certain qu'on a faire à des bandes de sols anciens, enfouis sous les dépôts plus récents de poussières du loess.

Le tuf calcaire est produit aux dépens des marnes de l'Éocène à Necule, et des marnes du Miocène à Vlădaia et à D. Spumei.

Les sols ont une disposition zonale, ou rarement azonale.

Parmi les premières on remarque: le tchérnorsem sur le Plateau du Râmnic; le sylvestre (sol brun-rougeâtre) sur le glacis; le podzol dans la région des collines et des montagnes.

Les autres sols soumis à des conditions locales sont: les tourbières à Lacul-Limpede; la rendzine à Vintileasca sur les marnes paléogènes; les sols squellettes sur les alluvions modernes.

La distribution des dépôts quaternaires est liée à des formes de relief très caractéristiques pour la région.

Ils sont répartis:

sur le glacis des collines externes;

sur le plateau du Râmnic;

sur les hautes terrasses des anciennes vallées et sur les terrasses des vallées actuelles.

La structure du glacis est donnée par le profil fig. 26 dans le D. Pietros (Dealul-Deleanului):

En haut le sol sylvestre	1,50 m	— 1,80 m
en bas loess (qui est la roche mère du sol)	2	— 4
sables et graviers	2	— 4
limon loessoïde	6	— 8
épaisseur totale	12	m—15m

Institutul Geologic al României

Tout ce complexe est en discordance sur les graviers du Levantin supérieur, et repose sur une surface d'érosion.

En général le loess est de plus en plus épais vers la Plaine.

Le Plateau du Râmnic. À la rupture de pente des collines, — qui très probablement marquait le bord du lac quaternaire retiré pendant un certain temps dans la plaine — les matériaux lavés par les eaux ruisselant le glacis, ont été deposés au pied de celui-ci sur toute sa longueur.

D'autre part, dans la zone des collines les grandes vallées longitudinales, qui pour déboucher dans la plaine ont érodé et traversé les collines externes, ont laissé tout le long de leur cours une haute terrase. Les matériaux transportés ont été déposés au pied de la pente, sous forme d'énormes cônes de déjection: par exemple l'un au confluent du Buzău et du Câlnău, un autre sur la Râmna à Bordești–Plăinești; et un autre encore au confluent de la Putna et de la Șușița à Panciu.

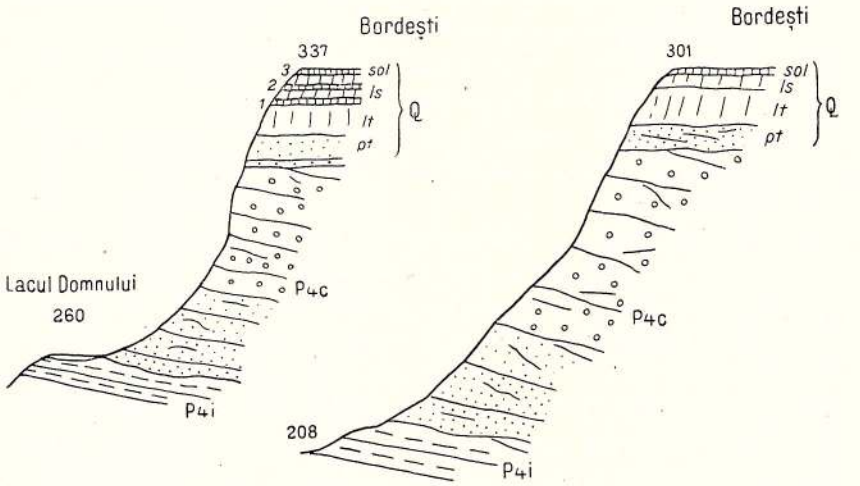


Fig. 27. Structure du plateau du Râmnic à Bordești.

Q { sol, ls, lt, pt } = Quaternaire { sol, loess, limon loessoïd, sables et graviers }

P_4c = Levantin supérieur

P_4i = Levantin inférieur

La réunion de ces cônes de déjection et des alluvions qui se déposaient au pied du glacis, a formé le Plateau du Râmnic, semblable à une haute terrases, placée à la limite des collines et de la Plaine, ou des collines et du plateau Moldave.

La structure du Plateau du Râmnic apparait très bien dans les quelques profils, tracés par la terrasse de Bordești.

Institutul Geologic al României

La fig. 27 donne le profil à la côte 337 m sur la rive gauche du Slimnicu:

loess	sol sylvestre	0,70—1,20 m	
	loess	2 m	5-5½ m
	I-ère couche de sol fossile	0,50—0,70 m	
	loess	2 m	
	II-ème couche de sol fossile	0,50—0,70	
	limon loessoïde	8—10 m	
	graviers	6—8 m	
	limon sabloneux	1 m	
	totale	21—25 m	

A la côte 318 m, sur la même rive, le profil a une seule couche du sol fossile et une épaisseur totale de 31–33 m; à Tâmboești et à Plăinești l'épaisseur du Quaternaire atteint 40 m.

Les hautes terrasses (ti). La haute terrasse de Râmna a été étudiée à Bordești dans les profils déjà décrits.

En amont, à Dealul Lung, les dépôts de cette terrasse ne sont plus représentés que par un limon, analogue a celui de Bordești, avec une épaisseur de 4 à 8 m.

Dans le Dealul Lung, à Poiana Caba, la haute terrasse est taillée dans la roche, et ne présente aucun dépôts alluviales.

À Necule — dans la dépression de la Jitia — la haute terrasse est située dans le Dealul Podu à une hauteur de 120—160 m. au dessus du lit de la vallée Palanca et 250-280 m au-dessus du Râmnic. Les éléments alluviaux proviennent du Flysch et du Miocène. La terrasse est le témoin d'un ancien cours d'eau longitudinal qui se déversait dans la dépression de Vrancea. On sait d'après les études de M. E. de Martonne que pendant le Quaternaire il y avait là un cour d'eau longitudinal, qui a nivelé la dépression en laissant les hautes terrasses de D. Dumi et Râpa-Roșie.

Ainsi donc, outre les rapports tectoniques sur lesquels nous avons déjà insisté, on vérifie les relations hydrographiques qu'ont existé entre la dépression de Jitia et la dépression de Vrancea, pendant le Quaternaire inférieur.

Les terrasses des vallées actuelles (t_2 et t_3). Il existe deux terrasses dans les vallées du Râmnic et du Milcov; à Râmna seule la terrasse inférieure apparait (t_3). La terrasse moyenne (t_2) donne des «Poduri» très importants au point de vue humain.

Dans la vallée du Râmnic la terrasse moyenne forme le Podul-Lung, Podul-Trestia, Podul-Vacii, Podul-Dumitrești sur la rive gauche avec une altitude variant entre 90 (120) m—66 (90) m au-dessus du thalweg actuel. Plus en aval et sur la rive droite, on la retrouve à Podul

Institutul Geologic al României

Mucești, Podul-Buda et à Băbeni a une altitude variant entre 60 (80) m—43 (65) m. A. Râmnicu-Sărat cette terrasse n'a que 20 m. d'altitude.

Le long de son trajet il y a deux ruptures de pente: l'une entre Dumitrești-Bicești, observée aussi par M. de Martonne et l'autre à la sortie de la vallée dans la Plaine.

Les alluvions de la terrasse moyenne ont une épaisseur de 4–12 m., audessous apparait la roche érodée.

La terrasse inférieure (t_3) est développée à Jitia (Intre Râmnice), à Jitia-mică, à Luncile, à Dumitreștii-de-jos, Mucești, Dedulești, Băbeni, Răducești, Tăbăcari à une altitude variant entre 15–30 m. et 6–10 m. L'épaisseur des alluvions atteint 1–3 m.

Dans la vallée du Milcov la terrasse moyenne (t_2) n'est bien développée qu'a Mera (Podul-Mânăstirii) où elle est à 50–80 m audessus du thalweg. En outre elle est réduite à de petits lambeaux échappés à l'érosion à Andreiașu-de-sus, à Scruntar, à Poinița, à Arva, à Pituluța et à Broșteni (Podul-Surdului).

De petites traces d'une plus haute terrasse sont visibles à Saïvanul Sutzo (la rive droite du Milcov–Andreiașu-de-jos) à 110–140 m. d'altitude au dessus du lit de la vallée; dans le D. Căprăria (à Mera), à 90–120 m, et à Podul-Surdului (à Broșteni) à 90–120 m.

La terrasse inférieur (t_3) est réduite à l'état de petits lambeaux à Andreiașu, au confluent du Reghiu, à Poinița, à Mera, à Roșioara, à Arva, à Pituluța et à Broșteni à 4–12 m. au-dessus du thalweg.

La terrasse inférieure est la seule des terrasses qu'on trouve le long des autres rivières de la région.

Considérations générales sur la succession des dépôts quaternaires et leur âge. Les fossiles manquent complètement dans les dépôts décrites ci-dessus; pourtant leur âge quaternaire est attesté par leur transgressivité sur les couches tertiaires, plissées et dérangées par les mouvements tectoniques postpliocènes, eux-mêmes étant restés en dehors de toute influence tectonique.

Dautre part leur disposition en terrasses étagées à diverses hauteurs nous permet d'en déduire leur succession dans le temps, dans la mesure, au moins, où nous en connaissons un point de départ.

Pour cela il nous faut reconnaître d'abord deux phases principales dans la succession des formations quaternaires:

La I-ère phase coïncide avec la formation des hautes terrasses, du remaniement du glacis des collines externes et de la formation du Plateau de Râmnic;

La II-ème phase coïncide avec la formation des terrasses des vallées actuelles, des alluvions modernes et des sols.

I. Pour fixer l'âge des dépôts formés au cours de la première phase nous trouvons un important appui dans les recherches que M. Sava

Institutul Geologic al României

ATHANASIU a faites dans le D. Ţoanca à Copăceşti (Putna) [19]. D'après le profil donné à la pag. 5 de son travail, je considère que la terrasse de Copăceşti est analogue à la haute terrasse de Bordeşti et fait partie du plateau du Râmnic. En effet, les couches supérieures de la terrasse sont séparées des couches levantines (graviers et sables fluviatiles) d'en bas, par une surface d'érosion. C'est un argument décisif en faveur de leur âge quaternaire.

Par endroit, sur cette surface d'érosion M. S. ATHANASIU a même trouvé des graviers rougeâtres avec le *Mastodon arvernensis* CROIZ et JOB. Or, d'après ce que ce savant nous a appris sur la distribution des Mastodons en Roumanie et d'après les rapports qui existent entre les dépôts quaternaires et le Levantin, ci décrits, il est certain que les graviers bruns-rougeâtres à *Mastodon arvernensis* de D. Ţoanca représentent le Quaternaire inférieur selon la classification du Prof. HAUG. Ainsi donc, le Plateau du Râmnic — y compris la terrasse de Copăceşti — s'est formé pendant le Quaternaire inférieur, de même que la haute terrasse de Dealul Podul (Necule), celle de Vrancea et celle de Câmpuri—Vizantea—Părosu, dont la formation est contemporaine, avons nous dit, du plateau du Râmnic [53].

II. Les dépôts formés au cours de cette phase et appartenant soit au régime hydrographique actuel, soit aux formations éoliennes, sont plus jeunes encore.

La terrasse moyenne, située à 100—180 m. au-dessous du niveau de la haute terrasse, représente un nouvel stade d'équilibre dans l'érosion fluviatile de la région, succédant à un mouvement de soulèvement des zones des collines et des montagnes, probablement synchronique d'un mouvement négatif de la dépression de la Plaine Roumaine.

D'après les recherches de M. M. S. ATHANASIU et D. PREDA [82] dans la vallée du Trotuşu, où la terrasse moyenne de Jevreni contient l'Elephas primigenius BLUMB., je crois que la terrasse moyenne du Milcov et du Râmnic a le même âge que la terrasse de Jevreni, c'est-à-dire qu'elle appartient à la partie supérieure du Quaternaire moyen, ou même à la partie inférieure du Quaternaire supérieur.

Au même âge doit être rapporté le loess, qui surmonte la terrasse moyenne; il est possible, au contraire, que le loess qui surmonte les dépôts du glacis se soit formé dès le Quaternaire moyen.

La terrasse inférieure doit être attribuée aux temps les plus récents du Quaternaire supérieur.

* * *

Institutul Geologic al României

III-ÉME CHAPITRE

LA TECTONIQUE

(Voir la planche avec les figs. I-VI et l'ésquisse tectonique)

La région de courbure sud-est est sans doute une des régions des Carpathes, où l'on peut séparer et individualiser les zones tectoniques externes avec un grand succès.

C'est ici que nous avons reconnu dans la zone des Subcarpathes des anciens auteurs l'existence de deux zones tectoniques, dont l'individualité a été entrevue depuis longtemps par le Prof. L. MRAZEC.

En nous basant sur les résultats des travaux de MM. MRAZEC, TEISSEYRE, S. ATHANASIU et I. P. VOITEȘTI sur la tectonique des Carpathes du Flysch, ainsi que sur les résultats de nos propres recherches dans la région de courbure, nous avons distingué quatre zones tectoniques différentes, séparées par des dislocations longitudinales et grupées de la façon suivante:

I. Les zones marginales comprenant:

1. *La zone marginale proprement dite du Flysch paléogène.*
2. *La zone miocène péricarpathique.*

II. Les zones périphériques (?) comprenant:

1. *La zone subcarpathique proprement dite ou les Subcarpathes externes*;
2. *La dépression de la Plaine Roumaine.*

Il faut attribuer la formation et l'individualité de ces zones tectoniques — chevauchant les unes sur les autres de l'intérieur vers l'extérieur et disposées en amphitéâtre — au processus de virgation des plis du Flysch et des dislocations longitudinales qui les séparent, sous l'influence de l'affaissement des terminaisons méridionales des plis du Flysch sous l'enveloppe des dépôts mio-pliocènes des zones externes.

Dans les Carpathes roumaines le phénomène de la virgation est observé pour la première fois sur la ligne du Trotuşu; il s'accentue ensuite au sud de la faille Şelăriile et présente son maximum de développement à l'ouest de la vallée de Buzău, où l'affaissement même est plus grand et où les zones internes du Flysch sont elles-même entrainées dans cet affaissement.

Entre les plis anticlinaux, ou entre les dislocations longitudinales produits par la virgation on voit s'intercaler des synclinaux, ayant quelquefois les dimensions de véritables géosynclinaux.

I. **Le groupe des zones marginales** appartiennent au géosynclinal du Flysch Carpathique, qui vers la fin de l'Oligocène fut séparé par les mouvements tectoniques en deux parties: vers l'intérieur la zone marginale proprement dite prit l'allure d'une zone continentale; par contre vers l'extérieur la zone péricarpathique forma une sorte de géosynclinal, où s'accumulèrent les sédiments miocènes.

Institutul Geologic al României

La ligne de séparation de ces deux zones est la ligne marginale du Flysch.

1. La zone marginale est constituée par le Flysch paléogène plissé en plis-écailles, chevauchant les uns sur les autres vers l'extérieur. Vers le nord et le sud elle est séparée de la grande masse du Flysch marginal par deux failles transversales: celle de la Zabala et celle des Şelăriile. Entre ces failles transversales la zone marginale de la courbure a glissé vers l'extérieur sur le Méditerranéen de la zone péricarpathique.

Souvent le contact entre le Flysch marginal et la zone péricarpathique, de cette région, a l'aspect non seulement d'un chevauchement, mais d'un véritable nappe de charriage (sur une largeur de plus de 2 km. a Vintileasca). Au front de la nappe de charriage on trouve des brèches tectoniques — à Vintileasca, Recea, Şelăriile —; la klippe sans racine de Dealul Pietrele-Fetii à Necule, qui flotte sur le Méditerranéen; enfin des lentilles de roches de profondeur laminées et apportées à la surface par le charriage: au confluent du torrent Sclifa, à Recea et à Lopătăreasca.

Le phénomène de charriage de la zone marginale sur la zone péricarpathique est postérieur à la formation des couches à tuf dacitique, donc postérieur au Tortonien inférieur, mais il est antérieur au Tortonien fossilifère, qui représente le Tortonien supérieur. En tout cas, avant le commencement du Buglowien le charriage était complètement achevé.

2. La zone péricarpathique constitue par son bord interne l'autochtone de la zone marginale charriée. Au point de vue stratigraphique elle est constituée par le Flysch paléogène, resté en profondeur et par le Miocène méditérranéen. Au sud du Râmnic on voit s'ajouter au-dessus les couches du Buglowien, du Sarmatien et du Pliocène. Pour compléter la série des roches de cette zone, on doit mentionner aussi les massifs de sel, qui délimitent la zone péricarpathique et qui se trouve même sur la longueur de la failles Bălţăgari.

L'existence de la zone péricarpathique doit être attribuée au phénomène de virgation du bord du Flysch, qui s'est séparé par la crête anticlinale marquée par les klippes paléogènes de Petricica et de Răchitaşu, limitées vers l'extérieur par la faille péricarpathique. En même temps la zone comprise entre la bordure du Flysch marginal et la faille péricarpathique s'est ennoyée, donnant naissance au géosynclinal miocène péricarpathique, qui s'effile vers le nord jusqu'à disparition complète près de Nadworna (Mrazec et Voiteşti), tandisqu'au SO du Râmnic il s'élargit en s'ennoyant.

La zone péricarpathique est plissée en plis serrés isoclinaux, dont les axes plongent légèrement vers l'intérieur.

Le contact entre cette zone et la zone des Subcarpathes ou le plateau Moldave se fait par la fracture péricarpathique, le long de laquelle la zone péricarpathique chevauche sur les Subcarpathes. Le phénomène de

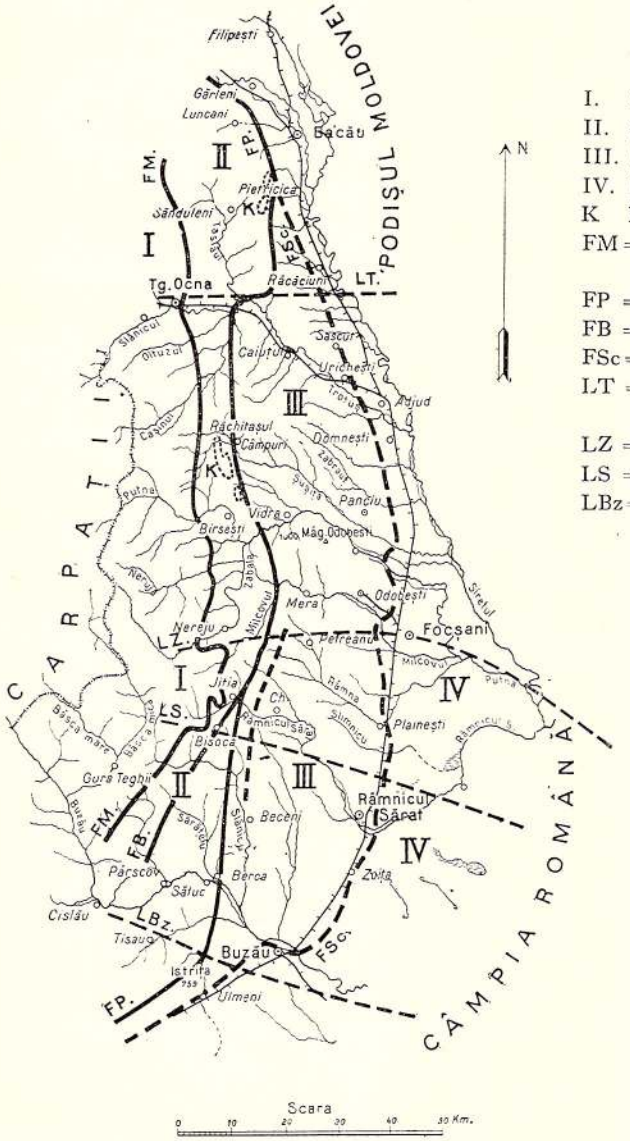
Institutul Geologic al României

ÉSQUISSE TECTONIQUE

DES ZONES CARPATHIQUES ET SUBCARPATHIQUES DE LA RÉGION DE COURBURE SUD-EST ENTRE LA VALLÉE DU TROTUȘU ET LA VALLÉE DU BUZĂU

par

Dr. STEFAN MATEESCU



LEGENDE:

I. Zone marginale des Carpathes
II. Zone péricarpathique
III. Zone subcarpathique pr. dite
IV. Plaine Roumaine
K Klippe paléogène
FM = Faille marginale des Carpathes
FP = Faille péricarpathique
FB = Faille Băltăgari
FSc = Dislocation subcarpathique
LT = Ligne transversale du Trotușu
LZ = Ligne de la Zabala
LS = Ligne des Șelăriile
LBz = Ligne du Buzău

Institutul Geologic al României

chevauchement s'est produit pendant les mouvements tectoniques postpliocènes et antéquaternaires.

II. **Le groupe des zones périphériques** (?) est formé sur l'emplacement du géosynclinal extérieur à la fracture péricarpathique, où la sédimentation a commencé par le Buglowien et a continué pendant le Sarmatien et le Pliocène, puis dans le Quaternaire jusqu'a nos jours. Il comprend la zone des Subcarpathes proprement dites et la dépression de la Plaine Roumaine. L'individualisation de ces deux zones s'est faite au cours des mouvements tectoniques postpliocènes, quand elles ont été séparées par la dislocation marginale des Subcarpathes.

Mais en somme il faut attribuer la séparation de ces deux zones au même phénomène de virgation, que nous avons déjà énoncé. Dans ce cas c'est la faille péricarpathique qui s'est ramifiée vers l'extérieur depuis al faille transversale du Trotuşu, en donnant la ligne marginale des Subcarpathes.

Entre ces deux lignes tectoniques les Subcarpathes se sont séparées prenant l'aspect d'un géosynclinal allongé et étiré vers le nord jusqu'à disparition complète; tandisque vers le sud il s'est élargi et ennoyé.

Les sédiments qu'on y trouve appartenant au Buglowien-Levantin sont plissés en plis serrés et faillés, disposés en coulisses, de sorte que les plus anciennes couches sont en même temps les plus plissées et sont restées vers l'intérieur; les plus récentes sont moins dérangées et situées vers-l'extérieur.

Le plissement des Subcarpathes a commencé après le dépôt des couches du Levantin inférieur, mais il a été accentué et achevé seulement après le Levantin supérieur. C'est alors que les mouvements tectoniques postpliocènes ont replissé et accentué la tectonique des zones antérieurement plissées; que la zone péricarpathique a chevauché sur la zone des Subcarpathes si bien que, toutes les zones carpathiques ont été surélevées en bloc et transformées en une aire continentale, dont l'altitude depassait 1000 m. dans la Măgura Odobeştilor, formée par des graviers torrentiels du Levantin au contact de la plaine.

Tandisque vers l'intérieur se produisaient ces phénomènes tectoniques d'une telle intensité, à l'extérieur la Plaine Roumaine se séparait en une sorte de dépression périphérique, où les sédiments du géosynclinal extérieur ont été plissés dans un énorme synclinal — peut-être largement replissé et limité par deux dislocations longitudinales: la dislocation marginale des Subcarpathes et la faille du Danube (COBĂLCESCU).

Mais de tout ce qu'il y a dans les profondeurs du sous-sol nous ne voyons rien, du fait que au-dessus des dépôts tertiaires de la Plaine on trouve une puissante couverture de formations quaternaires, que les rivières n'ont pas entaillée jusqu'à la base.

Institutul Geologic al României

Après les mouvements tectoniques postpliocènes les zones continentales nouvellement élevées ont subi des mouvements de tassement, qui ont donné naissance à la dépression de Vrancea — Jitia dans la zone péricarpathique — c'est la dépression subcarpathique des anciens auteurs — et ont accentué l'affaissement de la dépression de la Plaine Roumaine.

Dès que les différents zones se furent tassées, naquit le premier réseau-hydrographique avec les vallées longitudinales, qui ont produit les hautes terrasses de Necule, de Vrancea, de Șușița et de Râmna, ainsi que le Plateau du Râmnic, au contact des collines avec la Plaine.

Là se trouvent les premiers dépôts du Quaternaire, qui ne sont pas atteints par les mouvements tectoniques et qui reposant en discordance sur les couches redressées du Levantin supérieur, délimitent avec précision l'âge des plissements post-pliocènes; c'est-à-dire qu'il sont compris entre la fin du Levantin supérieur et le commencement du Quaternaire inférieur.

Les mouvements épirogéniques ont continué pendant le Quaternaire: c'est d'une part le mouvement de soulèvement des zones carpathiques, d'autre part le mouvement d'affaissement de la Plaine Roumaine. Ils eurent pour conséquence de transformer l'ancien réseau hydrographique longitudinal en un réseau transversal — le réseau actuel.

Le profil longitudinal de la terrasse moyenne du Râmnic nous donne des renseignements intéressants sur les mouvements épirogéniques, dont il a été question.

Les lignes de faillle

Les lignes de faille produites par les mouvements orogéniques et qui délimitent les unités tectoniques, que nous venons d'énoncer, sont de deux sortes:

I. Lignes de faille longitudinales, qui séparent les zones successives.

II. Lignes de faille transversales, qui délimitent la région de courbure avec une nuance d'individualité dans la masse du Flysch marginal.

I. Les lignes de faille longitudinales.

a) *La ligne marginale du Flysch* sépare la zone marginale. Le long de cette faille la zone marginale est chevauchée et même charriée sur la zone péricarpathique. Comme ligne de séparation elle date de la fin de l'Oligocène; mais elle s'est transformée en faille de chevauchement et de charriage pendant les mouvements miocènes. Les mouvements postpliocènes n'ont fait que l'accentuer.

b) *La ligne péricarpathique* (ligne de Cașin—Bisoca) sépare — entre le Trotușu et le Buzău — la zone miocène péricarpathique de la zone subcarpathique, la première chevauchant sur la deuxième. Au nord du Trotușu elle passe par Pietricica, traverse la vallée de la Bistritza, se continue probablement jusqu'en Galicie, à Nadworna (Mrazec et Voitești) et sépare

Institutul Geologic al României

la zone péricarpathique du Plateau Moldave. Au sud de Sările elle passe par l'axe de l'anticlinal faillé Sările—Fundul Papei—Vintilă Vodă—Beciu—Berca et de là, par une déviation brusque, se continue très vraissemblablement par la faille de la Istritza.

Il faut attribuer son existence aux mouvements miocènes, ou même aux mouvements qui ont dnnné naisances au géosynclinal du Flysch carpathique, mais le chevauchement de la zone péricarpathique sur les Subcarpathes s'est effectué pendant les mouvements postpliocènes.

c) *La faille de Bălţăgari* este une ramification vers l'intérieur de la faille péricarpathique. Elle se dirige depuis le Dealul Sării (Jitia) par Bălţăgari—Vf. Ţinta–Vf. Bombaru dans le district de Buzău, où elle a été reconnue par le Dr. Protesco. Cet auteur a trouvé le long de cette faille le Méditerranéen chevauchant sur le Sarmatien. Son existence date des mouvements tectoniques miocènes.

d) *La dislocation marginale des Subcarpathes* sépare les Subcarpathes — telles que nous les avons caractérisées dans ce travail — de la dépression de la Plaine Roumaine, ainsi que du Plateau Moldave. Elle a l'aspect d'une flexure, d'un pli monoclinal, ou même d'un pli-faille. Elle s'est dessinée pendant les mouvements postpliocènes.

II. Les dislocations transversales:

a) *La faille de la Zăbala* de direction E—O sépare le Flysch marginal de la dépression Vrancea le long de la vallée Zăbala. Il est possible qu'elle soit en quelque sorte l'écho, ou la continuation même de la grande faille Focşani—Galaţi—Tulcea.

Au nord de cette faille on ne signale plus le Pontien.

b) *La faille de Şelăriile-Râmnic* suit le bord méridional de la masse proéminente du Flysch de la région de courbure. Elle a une direction OSO-ENE vers le Dealul Sării.

Il est possible qu'une relation quelconque existe entre cette faille et la faille Picineaga—Camena. En tout cas la zone péricarpathique présente un aspect assez différent au sud de cette faille. Là les eaux du géosynclinal sarmato-pliocène ont envahi la zone péricarpathique sur une grande distance vers l'intérieur.

IV-ÉME CHAPITRE

LA GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Au point de vue économique la région de courbure est remarquable par la grande abondance des massifs de sel, disposés le long des deux fractures qui délimitent la zone péricarpathique;

Institutul Geologic al României

par les gisements du pétrole et du gaz naturel, qui ont été reconnus le long de la disclocation péricarpathique et de la faille Bălțăgari, avec un développement probable dans l'anticlinal Cărătnău—Jitia-mică;

par les gisements de lignite du Méotien et du Dacien;

par les eaux minérales salées et sulfureuses et

par les roches utiles à la construction des maisons, des chaussées, à la céramique etc.

Cluj, Mars 1925.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. ANDRUSOW N.: *Kurze Bemerkungen über einige Neogenablagerungen Rumäniens.* Verh. der k. u. k. Geol. Reichsanstalt. Wien, 1895.
2. — *Einige Bemerkungen über die jungtertiären Ablagerungen Russlands und ihre Beziehungen zu denen Rumäniens und Oestereich-Ungarn,* 1897.
3. — *Zur Frage über die Classification der südrussischen Neogenablagerungen.* Dorpat, 1898.
4. — *Beiträge zur Kenntnis des Kaspischen Neogen, I Theil. Aktschagylschichten.* Mémoires du Comité géologique. Vol. XV. St. Petersbourg, 1902.
5. — *Die südrussischen Neogenablagerungen 3-ter Theil. Sarmatische Stufe.*
6. ATHANASIU, SAVA C.: *Studii geologice în districtul Suceava. Masele eruptive ale Călimanilor.* Bucureşti, 1898.
7. — *Über eine Eocänfauna aus der nordmoldauischen Flyschzone.* Verhandlungen der k. u. k. Geol. Reichsanstalt. Wien, 1899.
8. — *Asupra stratigrafiei Muntelui Stănişoara din nordul Moldovei.* Bul. soc. de Ştiinţe. XIV. Bucureşti, 1905.
9. — *Clasificarea terenurilor neogene şi limita stratigrafică între Miocen şi Pliocen.* Iaşi, 1906.
10. — *Esquisse géologique des régions pétrolifères du district du Bacău.* Congrès intern. de pétrole. 3-e Session. Guides des excursions. Bucarest, 1907.
11. — *Cercetări geologice în regiunea internă a Carpaţilor Moldovei de nord.* Anuarul Inst. Geol. al României, Vol. I, 1907. Bucureşti. Raportul anual.
12 — *Contribuţiuni la studiul faunei de Mamifere terţiare din România.III Mastodon arvernensis.* An. Inst. Geol. al României. II, 1908. Bucureşti.
13. — *Cercetări geologice în regiunea Carpatică şi subcarpatică din Moldova de sud.* An. Inst. Geol. al României. Raport al Directorului, Vol. IV, 1910. Bucureşti 1913.
14. — *Resturile de mamifere pliocene superioare dela Tulucești, în districtul Covurlui* An. Inst. Geol. al României. VI, 1912.
15. — *Resturile de mamifere cuaternare dela Măluşteni, în distictul Covurlui.* An. Inst. Geol. Rom. VI. Bucureşti, 1912.
16. — *Discuţiune asupra vârstei Formaţiunii salifere din România.* Dări de seamă a şedinţelor Inst. Geol. al României. Vol. V, 1913—1914. Bucureşti.
17. — *Formaţiunea saliferă miocenică din basenul Cuejdului şi al Almaşului din districtul Neamţu şi raporturile sale cu Flişul.* Dării de seamă a şedinţelor Inst. Geol. al României. Vol. VII, 1915—1916. Bucureşti.
18. — *Curs de geologie profesat la Universitatea din Bucureşti pe anul* 1915—1916 I Fascicolă (Litografiat).
19. — *Asupra prezenţei lui Mastodon arvernensis Cr. et Job. în pietrişurile terasei superioare a Trotuşului dela Copăceşti în districtul Putna. Consideraţiuni asupra vârstei teraselor superioare din basenul inferior al Trotuşului.* Dări

Institutul Geologic al României

de seamă a ședințelor Inst. Geol. al României. VII, 1915—1916. București.

20. BOTEZ GHEORGHE: *Comunicare preliminară asupra Bartonianului din județul Prahova.* An. Inst. Geol. al României. II, 1908. București.

21. — *Comunicare preliminară asupra studiilor geologice făcute în jud. Putna.* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. al României. Vol. IV, 1912—1913 București.

22. — *Asupra faunei de Moluște levantine dela Moreni.* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. al României. Vol. V, 1913—1914. București.

23. — *Asupra unui Inoceramus salisburgensis din Flișul jud. Bacău.* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. al României, Vol. III, 1912. București.

24. — *Notă asupra Tortonianului din Valea Viei (Pătârlage) jud. Buzău.* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. al României. VII, 1915—1916. București.

25. — *Comunicare preliminară asupra Miocenului din regiunea Păcureți, Matița, Apostolache (Prahova).* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. al României, Vol. VII, 1915—1916. București.

26. — *Comunicare preliminară asupra structurii geologice a regiunii figurate pe foaia Haimanale* (1:50.000). Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. al României. Vol. VII, 1915—1916. București.

27. COBÂLCESCU GRIGORE: *Studii geologice și paleontologice asupra unor tărâmuri terțiare din unele părți ale României.* Memoriile Școalei militare din Iași. București, 1883.

28. — *Über die geologische Beschaffenheit des Gebirges im Westen und Norden von Buzău.* Verhandlungen der k. u. k. Geologischen Reichsanstalt. Wien, 1885.

29. COLLET, L. W.: *Les dépôts marins.* Bibliothèque encyclopédique. Paris.

30. COSMOVICI N. J.: *Note sur une faune oligocène de Flysch moldave.* Bulletin de la section scientifique de l'Académie Roumaine. I. București, 1913.

31. DAVID, Dr. M.: *Cercetări geologice în Podișul Moldovenesc.* Anuarul Inst. Geol. al României. Vol. IX, 1915—1920. București, 1922.

32. DRĂGHICEANU, Ing. MATEI: *Avuția minerală a județului Mehedinți.* Bul. soc. geografice române. 1883.

33. — *Mehedinții, Studii geologice, tehnice și agronomice cu privire particulară asupra mineralelor utile.* București. 1885.

34. — *Studii asupra idrologiei subterane din punct de vedere al alimentării orașelor din România Mare, cu privire specială asupra alimentării Bucureștilor.* București, 1895.

35. FUCHS TH.: *Tertiarfossilien aus den Becken von Bahna.* Verlandl. der k. u. k. Geol. R. Anstalt. Wien, 1885.

36. GLINKA K.: *Die Typen der Bodenbildung, ihre Klassification und geographische Verbreitung.* Berlin, 1914.

37. GROZESCU HORIA: *Geologia regiunii subcaraptice din nordul districtului Bacău.* Teză. București, 1915.

38. HAUG EMILE: *Traité de Géologie: I. Les phénomènes géologiques. II. Les périodes géologiques.* Paris, 1907—1912.

39. HERBICH FR.: *Das Szecklerand.* Mittheilungen aus dem Jahrbuch der k. Ungarische geologische Anstalt. V. 2. Budapest, 1878.

Institutul Geologic al României

40. HOFMANN, Dr. K.: *Bericht über die im Ostlichen Theile des Szilagyer Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten Geologischen Specialaufnahme.* Földtany Közlöny, 1879. Budapest.

41. IONESCU-ARGETOAIA, I. P.: *Pliocenul din Oltenia.* Teză. Bucureşti, 1916.

42. IONESCU N.: *Note préliminaire sur le Tertiaire du Buzău et Râmnicu-Sărat.* Annales Scientifiques de l'Université de Iassy. VII, 1912. Iaşi.

43. KOCH, Dr. ANTON: *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. I. Theil. Paläogen-Abtheilung.* Budapest, 1894.

44. — *Die Tertiäbildungen des Beckens des Siebenbürgischen Landestheile. II. Theil. Neogen-Abteilung.* Budapest, 1900.

45. KRAMBERGER Dr. GORJ: *Beiträge zur Kenntniss der fossilen Fische der Karpathen.* Palaeontographica. Bd. 26. Lief. 3. 1879.

46. *Lucrările comisiunii însărcinate cu studiul regiunilor petrolifere.* Vol. I. Bucureşti, 1904.

47. MACOVEI, Dr. GH.: *Basenul terţiar dela Bahna.* Anuarul Inst. Geol. al României. Vol. III, 1909. Bucureşti.

48. — *Asupra vârstei formaţiunii salifere subcarpatice.* Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. al României. V, 1913—1914. Bucureşti.

49. — *Structura geologică a Văii Buzăului între Păltineni şi Cislău.* Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. al României, VII, 1915—1916.

50. MACOVEI GH. şi BOTEZ GH.: *Asupra fenomenelor de alunecări şi prăbuşiri de teren din jud. Râmnicul Sărat.* Dări de seamă. VI, 1914—1915. Bucureşti.

51. MACOVEI GH. şi ATHANASIU ION: *Câteva date asupra constituţiei geologice a zone Flişului în regiunea Văilor Slănicului şi a Oituzului (Moldova).* Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. al României XI, 1923. Bucureşti.

52. MATEESCU, ST. I.: *Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii colinelor subcarpatice din districtul Râmnicul-Sărat.* Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. al României. VII, 1915—1916.

53. — *Raport asupra cercetărilor geologice făcute în jud. Putna şi Râmnicul-Sărat în vara anului 1923.* (Sub tipar). Inaintat direcţiunii Inst. Geol. al României în Noemvrie. 1923.

54. — *Observaţiuni geologice şi morfologice în Depresiunea Huedinului.* Comunicare făcută la Societatea de Ştiinţe din Cluj, 22 Maiu 1924. An. Inst. Geol. Rom. Vol XI 1925

55. MRAZEC L.: *Contribution a létude de la dépression subcarpatique.* Bull. de la Soc. des Sciences. IX, 6. Bucureşti, 1900.

56. — *Über die Bildung der rumänischen Petroleum-Lagerstätten.* Auszug aus der Antritsrede gehalten in der rumänischen Akademie. Bucureşti 1907. Congr. Internat. de Pétrole. III-e session.

57. — *Despre prezenţa Bartonianului în jud. Prahova.* Bul. Soc. de Ştiinţe. XVI Bucureşti, .

58. — *Les gisements de pétrole en Roumanie,* în L'Industrie de pétrole en Roumanie. 1910. Bucureşti.

59. — *Despre rocele verzi din conglomeratele terţiare ale Carpaţilor şi Subcarpaţilor României.* Dări de seamă. II, 1910. Bucureşti.

60. MRAZEC L. und TEISSEYRE W.: *Über oligocäne Klippe am Rande der Karpathen bei Bacău (Moldau). Ein Beitrag zur Tektonik der rumänischen Karpathen.* Jahrbuch der k. u. k. Geol. Reichsanstalt. Bd. LI. 1901. Wien.

61. MRAZEC L. et TEISSEYRE W.: *Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie.* Moniteur des Interêts pétrolifères No. 46. Bucarest, 1902.

Institutul Geologic al României

62. MRAZEC L. *Esquisse tectonique de la Roumanie.* Congrès intern, de Pétrole. Bucarest, 1907, III-e session.

63. — și POPESCU VOITEȘTI I.: *Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Flișului carpatic.* Anuarul Inst Geol. al României. V, 1911. București, 1914.

64. MARTONNE, EMM. de: *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transsylvanie.* Paris, 1906.

65. MERUȚIU V.: *Contribuțiune la studiul masivelor de sare din România.* București, 1912

66. MURGOCI GH. M.: *Terțianul din Oltenia cu privire la sare, petrol și ape minerale.* Anuarul Inst. Geol. al României. Vol. I, 1907. București.

67. — *La Plaine Roumaine et la Balte de Danube.* Congrès intern. de Pétrole. III-e session. București, 1907.

68. — *The Climate in Roumania and vicinity in the late Quaternary.* XI Congrès géologique international, 1910. Stockholm.

69. NOVAK J.: *Le pétrole des Carpathes polonaises en point de vue de la Géologie régionale.* In «Prace Geograficzne. VI, 1922. Lwow-Warszowa».

70. NOPCSA, FR. BARON V.: *Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehervar, Deva. Ruszkabanya und der rumänischen Landesgrenze.* Mitteilungen a. d. Jahrb. d. Königl. ung. Gesellschaft. Budapest, 1905.

71. NIEDZWIEDZKY G.: *DasSalzgebirge von Kalusz in Ostgalizien.* Jahrb. der k. u. k. Geol. Reichsanstalt. Wien, 1893.

72. PILIDE: *Über das neogen Becken nördlich von Ploești.* Jahrb. k. u. k. Geol. Anst. Wien, XXVII.

73. POPESCU-VOITEȘTI I.: *Contribuțiuni la studiul geologic și paleontologic al regiunii muscelelor între Dâmbovița și Olt.* Anuarul Inst. Geol. Rom. II. București, 1908.

74. — *Contributions à l'étude stratigrafique de nummulitique de la dépression Gétique.* An. Inst. Geol. Rom. III, 1909. București.

75. — *Date noui asupra prezenței Tortonianului fosilifer în zona Flișului Subcarpaților meridionali, cu considerațiuni asupra vechimii Saliferului în general.* An. Inst. Geol. Rom. VI, 1912. București.

76. — *Discuțiuni asupra Formațiunii salifere,* în Dări de seamă a ședințelor Inst. Geol. Rom. IV, 1912.

77. — *Descrierea geologică a regiunii petrolifere Zemeș-Tazlăul-Sărat.* Annales de Mines de Roumanie. I, 1919. București.

78. — *Elemente de Geologie generală cu privire generală asupra Geologiei României.* București. 1919.

79. — *Quelques remarques sur l'âge de sel des régions carpathiques.* Bull. de la Soc. Géologique de France IV-ème serie, XIX, 1919. Paris.

80. — *Sur l'origine de sel et les rapports tectoniques des massifs de sel avec les gisements de pétrole en Roumanie.* Bull. de la Soc. Géol. de France IV-ème, Série XXI, 1921. Paris.

81. — *Raporturile geologice între zăcămintele de sare și cele de petrol.* Annales des mines de Roumanie. VII, 16—17. București, 1924.

82. POPESCU VOITEȘTI I. și PROTOPOPESCU GH.: *Câteva observațiuni asupra basenului pliocenic dela Comănești (Bacău).* Dări de seamă ale ședințelor Inst. Geol. al României. VI, 1914—1915. București, 1923.

83. PREDA D. M. *Geologia regiunii subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău* Teză. București, 1915.

84. — *Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. X. București, 1924.

Institutul Geologic al României

85. PREDA D. M., POPESCU VOITEŞTI I. şi GROZESCU H.: *Clasificarea Mediteranului în România. Consideraţiuni generale asupra vârstei Formaţiunii salifere în România.* Dări de seamă a şedinţelor Inst. Geol. Rom. Vol. VII. 1916.

86. PROTESCU O.: *Cercetări geologice în regiunea subcarpatică din districtul Buzău.* Dări de seamă. Inst. Geol. Rom. Vol. VII, 1915—1916. Bucureşti, 1917.

87. — *Contribuţiuni la studiul faunei de Foraminifere terţiare din România.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. IX 1915—1920. Bucureşti, 1922.

88. — *Structura geologică a regiunii Buzăului, cuprinsă pe foile «Beciu», «Scheia» şi «Ivăneţul»* (scara 1:50.000). Dări de seamă ale Inst. Geol. Rom. Vol. XI, 1922—1923. Bucureşti, 1923.

89. RACOVITZA E. et SEVASTOS R.: *Proidotea Haugi, isopode oligocène en Roumanie.* Archive zoologique experimentale et générale. III-ème série. VI. Paris, 1910.

90. SEVASTOS R.: *Raporturile tectonice între Câmpia Română şi regiunea colinelor din Moldova.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. I., 1907.

91. SIMIONESCU I.: *Contributions à la Géologie de la Moldavie.* Annales scient. Université de Jassy, II, 1903.

92. — *La faune sarmatique et tortonienne de la Moldavie.* Annales scient. Université de Jassy. II, 1903.

93. — *Asupra câtorva peşti fosili din Terţiarul românesc.* Publicaţiile Academiei Române. Bucureşti, 1904.

94. — *Sur l'origine des roches verts du tertiaire Carpathique.* Annales scient. Université de Jəssy, 1910.

95. ŞTEFĂNESCU GREGORIU: *Relaţiune sumară de lucrările biuroului Geologic pe anul* 1882. Anuarul Biuroului Geologic. Bucureşti, anul II-lea, 1884, No. 1. Bucureşti, 1885.

96. — *Notă asupra basenului terţiar şi lignitului dela Bahna.* Bul. Soc. Geografice Române. Bucureşti, 1876—1877.

97. — *Note sur le bassin tertiaire de Bahna.* Bull. Soc. Géol. de France, III-ème série, tome V, 1877. Paris.

98. — *Raport asupra ridicărilor geologice în jud. Fălciu, Tutova, Covurluiu, etc.* Anuarul Muzeului de Geologie şi Paleontologie. Bucureşti, 1895.

99. ŞTEFĂNESCU SABBA: *Études sur les terrains tertiaires de Roumanie.* Thèses. Lille, 1897.

100. — *Contribution a l'étude des faunes éogènes et néogènes de Roumanie.* Bull. de la Soc. Géol. de France, III-e série XXV, 1897. Paris.

101. — *Étude sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contributions a l'étude des faunes Sarmatiques, pontiques et lévantines.* Mémoires de la Soc. Géol. de France, No. 15. Paris, 1896.

102. — *Mémoire relatif à la géologie du judeţ de Doljiu.* Anuarul Biuroului Geol. 1882—1883, No. 4. Bucureşti, 1889.

103. — *Stratele geologice din regiunea Bucureştilor.* Buletinul Soc. Geogr. Române. Bucureşti, 1907.

104. SUESS ED.: *Das Antlitz der Erde.* I. Bd., 1885.

105. SADECZKY I. v.: *Über die Entstehung der Unteren bunten Tonschichten.* Muzeum Füzetek. Vol. IV_2. Cluj, 1918.

106. — *Tufstudien in Siebenbürgen.* Muzeum Füzetek, II, 1914, III, 1916, IV, 1917.

107. TEISSEYRE W.: *Zur Geologie der Bacauer Karpathen.* Jahrb. k. u. k. Geol. R.-Anst. Wien, 1897.

108. — *Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumaine et des contrées avoisinantes.* Congrès intern. du Pétrole. III-e session. Bucureşti, 1907.

Institutul Geologic al României

109. TEISSEYRE W. *Asupra etajelor Meotic, Pontic, Dacic şi Levantin.* Anuarul Inst. Geol. Rom. Vol. II. Bucureşti, 1908.
110. VACEK MIHAIL: *Beitrag zur Kenntniss der Mittelkarpathischen Sandsteinzone.* Jahrb. k. u. k. Geol. R.-Anst. Wien, 1881.
111. VÂLSAN GH.: *Câmpia Română.* Teză. Bucureşti, 1915.
112. TOLWINSKI KONST.: *Dislocations transversales et directions tectoniques des Carpathes polonaises.* Prace geograficzne. VI, 1922. Lwow.

Institutul Geologic al României

TABLE DES MATIÈRES.

(Édition française)

Pag.

CHAPITRE I. *SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET ÉTUDE MORPHOLOGIQUE DE LA RÉGION* 325
L'orographie 325
1. La zone montagneuse 325
2. La zone des collines 326
3. La plaine roumaine 327
L'hydrographie 328

CHAPITRE II. *CONSTITUTION GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION*. 328
Le système Paléogène 326
La série éocène Stratigraphie et distribution géographique 330
La série oligocène Stratigraphie et distribution géographique 333
Le faciès et l'âge des dépôts éocènes 337
Le faciès et l'âge des couches oligocènes 339
Le système neogène 341
La série miocène 341
Les dépôts méditerranéens 341
Considerations générales sur la division, l'âge et le faciès des couches méditerranéennes 347
Les massifs de sel 349
L'étage Sarmatien 352
Le Buglowien 352
Le Sarmatien pr. dit 354
La série Pliocène 356
1. L'étage Méotien 357
Le faciès et la division des dépôts méotiens 360
2. L'étage Pontien 361
La division et le faciès des dépôts du Pontien 363
3. L'étage Dacien 364
Délimitation, faciès et horizons du Dacien 366
4. L'étage Levantin 367
Considérations générales sur le Levantin de la région de courbure. . . 370
Le Quaternaire 371
Considérations générales sur la succession des dépôts quaternaires et leur âge. 375

CHAPITRE III.
La tectonique 377
Le groupe des zones marginales 377
Le groupe des zones périphériques 379
Les lignes de faille 380

CHAPITRE IV.
La géologie économique 381
Bibliographie 382

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

GEOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN ÜBER DIE KRISTALLINEN SCHIEFER DER OST-KARPATHEN

VON

M. REINHARD (Basel) und I. ATANASIU (Bukarest).

EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit umfasst die Studien, die Herr Prof. M. REINHARD, seinerzeit Adjunkt am Mineralogischen Laboratorium der Universität in Bukarest, hauptsächlich im Jahre 1910 im Gelände gemacht hat. Da er im Jahre 1911 zu Aufgaben berufen wurde, die ihn sowohl von der Bukarester Universität als auch vom Geologischen Institut Rumäniens entfernt und vollständig in Anspruch genommen haben, blieben diese Studien bis heute unveröffentlicht.

Als der Unterzeichnete im Wintersemester des Jahres 1925—26 unter Prof. M. REINHARD's Leitung im Mineralogischen Laboratorium der Baseler Universität das Material der kristallinen Schiefer aus dem Gebiet von Tulgheș studierte, standen ihm sowohl die Terrainaufzeichnungen als auch eine reiche Dünnschliffsammlung des Materiales, das Prof. REINHARD im Kristallin der Ostkarpathen während seiner oben erwähnten Studien gesammelt hatte, Dünnschliffe, die noch nicht studiert sind, zur Verfügung.

Im Einverständnis mit Prof. REINHARD habe ich seine Notizen geordnet und für ihre Veröffentlichung umgearbeitet, einesteils weil sie ein reiches Informationsmaterial enthalten, das, obwohl vor 16 Jahren gesammelt, auch heute in jeder Beziehung von wissenschaftlichem Interesse ist, da es für den grössten Teil des studierten Gebietes noch immer die neuesten Daten enthält, anderenteils damit es als geologische Grundlage dienen könne für das mineralogische Studium des von Herrn Prof. REINHARD im Jahre 1910 in den Ostkarpathen gesammelten kristallinen Materiales, das er auszuführen gedenkt.

4. November 1926. ION ATANASIU.

Institutul Geologic al României

I. DIE SÜDLICHEN AUSLÄUFER DES KRISTALLINEN MASSIVES

Die südlichen Ausläufer des östlichen kristallinen Massives sind östlich der Gemeinde Csik-Pálfalva [1]) (Pauleni, nordöstlich von Miercurea-Cicului) sichtbar, wo auf dem Fussweg, der zur Kote 848 ansteigt, zwischen den kalkigen Mergeln des unterkretazischen Flysches (Hauterivien) gequetschte, sericitische Quarzite und Blöcke von grauem und schwarzem Kalk in einem Streifen von etlichen zehn Meter Breite auftreten. Die Aufschlüsse, die untersucht wurden, sind nicht geeignet, um die tektonischen Verhältnisse zwischen Flysch und Kristallin präzisieren zu können.

Südöstlich von Csik-Szt.-Miklos (Niculești), auf dem Wege, der zum Borzaifürdö führt, ist das in Figur 1 dargestellte Profil sichtbar. Das Kristallin, von vulkanischem Schutt (Andesit) bedeckt, wird von Gneissen-und Glimmerschiefern vom Typus der I. Gruppe gebildet und umschliesst in einer nach Osten überkippten Synklinale kretazische Sandsteine und Konglomerate, ausser denen von der mesozoischen Serie über dem Kristallin in diesem Punkt nichts mehr sichtbar ist.

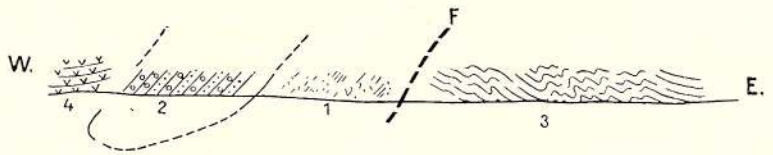


Fig. 1. Profil längs der Strasse nach Bad Borza. 1. Kristallin. 2. Congl. u. Sandsteine (Kreide). 3. Flysch (Hauterivien). 4. Andesitischer Schutt.

Weiter im Norden, östlich von Csik-Szépviz (Frumoasa), im Tale Szalonka, reicht der vulkanische Schutt bis in die unmittelbare Nähe der Kontaktlinie zwischen Kristallin und Flysch. Östlich von Ajnad (Nădejdi) aber bleibt das Kristallin im Tale Kis-Rompacza (Rompata mică) in einer Breite von fast 2 km frei. Sein Kontakt mit dem Flysch, der höchstwahrscheinlich etwas unterhalb der Kote 855 liegt, ist hier verdeckt. Diese Beobachtungen sind im Zunammenhange auf der beiliegenden Skizze (1 : 200.000) dargestellt.

---

[1]) Alle geographischen Bezeichnungen und alle Höhenkoten beziehen sich auf die österreichische Karte 1 : 75.000.

Institutul Geologic al României

II. DAS OLTTAL VON VASLAB BIS BALAN

Bei Vaslab sind die kristallinen Kalke, die stellenweise schöne Tremolitkristalle enthalten, begleitet von schwarzen Quarziten, die als Blöcke sichtbar sind. Diese Kalke können nach Süden zusammenhängend verfolgt werden, entlang der Bahnlinie von Vaslab bis zu dem Bogen, den die Bahnlinie südlich der Koten 1113—1002 (Kakashegy) nach Süden macht. Von hier bergauf wechsellagern sie mit Biotitschiefern vom Typus der I. Gruppe. 200—300 m jenseits der Brücke, die über den Bach Botak führt, ist dieser Komplexe von Biotitschiefern und kristallinen Kalken entlang der Bahnlinie von Andesitschutt bedeckt, der bis zur Wasserscheide zwischen Mureș und Olt (E. St.-Marosfö) anhält. Von hier talab, bis Csik-Szt.-Domokos, bilden die Kalke den grössten Teil der entlang der Bahnlinie sichtbaren kristallinen Schiefer. Bedeutende Einlagerungen von kristallinen Schiefern im Kalk sind bei der ersten Biegung der Bahnlinie südöstlich des Bahnhofes Marosfö, gegenüber de Höhe Lobkut (886) und vor dem Tunnel oberhalb von Csik-Szt.-Domokos sichtbar. In diesem letzteren Glimmerschiefestreifen, der eine Breite von beinahe 1 km hat, ist ein Diabasgang und, bei km 95, ein Porfiritgang [1]) sichtbar.

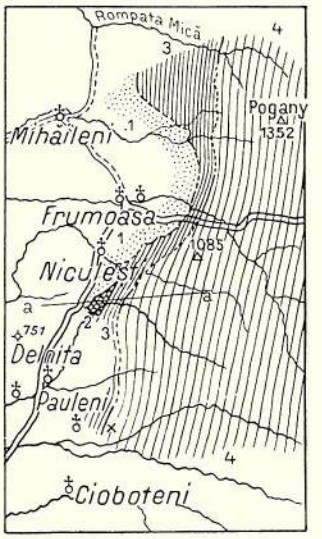


Fig. 2. Skize des südlichen Endes des kristallinen Massives 1:200.000 1. Andesitischer Schutt. 2. Congl. u. Sandst. (Kreide). 3. Glimmerschiefer. 4. Flysch (Hauterivien) a—a. In Fig. 1 dargestellte Profil. Blöcke von Alt-Kristallin im Flysch.

Der Olt fliesst oberhalb von Csik-Szt.-Domokos ununterbrochen durch Glimmerschiefer und sericitische oder chloritosericitische Schiefer vom Typus der II. Gruppe, mit allgemeinem Einfallen nach Ost. In chloritichen Schiefern, die dieser Gruppe angehören, finden sich kupferhältige Pyritimprägnationen, die bei Balan ausgebeutet werden.

Vom Olttal nach Osten, unter dem mesozoischen Massiv des Hăghimaș erscheinen entlang aller seitlichen Zuflüsse, die aus dieser Richtung kommen, Gesteine mit mehr oder weniger massiver Textur, die unzweifelhaft eine Einheit von weit höherer Kristallinität bilden, als die Gruppe II. Diese Gesteine fassen wir im allgemeinen unter der Bezeichnung: Gruppe I zusammen. So sind bei der Biegung des Olt südlich der Mündung des Baches Nagyág am linken Ufer Coziagneisse sichtbar; im Tale des

[1]) BERWERTH, Boden Siebenbürgens.

Institutul Geologic al României

Czofranka Bachs erscheinen massive, granitische Gesteine, stellenweise mit Biotit und dann feinkörnig, welche im Talgrunde selbst, unter den mesozoischen Kalken, sogar den Charakter des Coziagneisses annehmen; längs den Bächen Altbükk und Galkut trifft man dieselbe Gesteinsserie.

Zur selben Gruppe, vielleicht als Apophyse, gehört auch ein Vorkommen von Diorit, das in quarzreichen chloritischen Schiefern, ungefähr 2 km vom Olttal entfernt, bergauf von Szt.-Domokos, bei Kote 783, auftritt.

Unter den Ganggesteinen, die die kristallinen Schiefer durchbrechen, kommen nördlich von Balanbánya zweifellos auch Camptonite vor, wie einzelne südlich der Mündung des Baches Nagyág gefundene Blöcke zeigen

III. DIE MESOZOISCHE SERIE IM SETET-TALE UND DIE GRENZE ZWISCHEN KRISTALLIN UND FLYSCH IM TALE DES TROTUȘ

Die permomesozoische Serie im Șetét-Tale liegt auf kristallinen Schiefern der Gruppe I, die das ganze Gebiet des Gálkuttales (Naskalat), den Rücken zwischen Olt und Trotuș unmittelbar südlich des Naskalat und den Grund des Șetéttales aufbauen.

Figur 3 stellt das Profil der mesozoischen Ablagerungen dieses Tales dar.

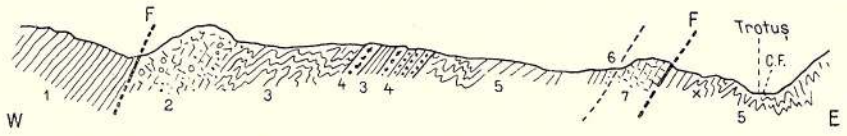


Fig. 3. Profil längs dem Bache Setét. 1. Kristallin. 2. Congl. u. Kalke (Apt.). 3. Mergel (Unteres Apt.). 4. Congl. mit Melaphyrblöcken. (Barémien). 5. Hauterivien. 6. Sandsteine (Perm?). 7. Dolomitischer Kalk. (Trias). × Schwefelquelle.

Die konglomeratischen, brecciösen Kalke, die von PREDA und I. ATANASIU [1]) als oberster Horizont des Aptian festgestellt wurden, kommen in direkten Kontakt mit dem Kristallin. Es ist zweifellos ein anormaler Kontakt, entlang welchem ausgewalzt und zum Teil von Kristallin verdeckt auch ältere Glieder des Mesozoicums vorhanden sind als das Aptien, die an diesem Kontakt weiter im Norden gewöhnlich gefunden werden. Die zwischen die Schiefer des Aptien und das Hauterivien eingeschalteten Konglomerate enthalten neben schwarzen Kalken und Quarziten mit fettem Glanz (Trias-Jura) häufig Melaphyrblöcke, Gesteine, die wir ebenfalls als Blöcke an dem Bache Naskalat [2]) (aus der mesozoischen Serie des Berges Naskalat

[1]) D. PREDA und J. ATANASIU, La Structure géologique de la partie supérieure de la Vallée du Trotuș. *An. Inst. Geol. al României*, Vol. X, 1925.

[2]) Auch von HERBICH erwähnt: Das Széklerland. *Jahrbuch der kgl. ung. geol. Anstalt.*, Bd. V, 1878, p. 91.

Institutul Geologic al României

stammend) gefunden haben, wie auch an dem Bache Marpatak bei Tulgheș, wo sie aus dem Mesozoicum des Heghieș stammen. Da diese Konglomerate nach der von PREDA und ATANASIU gegebenen Deutung als Barremien aufgefasst werden müssen, so folgt, dass die Melaphyre, was ihr Alter anbelangt, nur aus Ablagerungen stammen können, die älter sind als das Barremien.

Über den dolomitischen Kalken bei der Mündung des Baches sind, durch eine Verwerfung von den Dolomiten getrennt, Konglomerate und kieselige rote und graue Sandsteine sichtbar, die sehr wahrscheinlich permisch sind. Da sie über den Dolomiten liegen, müssen wir das Vorhandensein einer kleinen Schuppe annehmen.

IV. DAS TAL DES DĂMUC

Die Westgrenze des Flysches im Gebiet des Dămuctales wurde von UHLIG verfolgt [1]). Die folgenden Beobachtungen vervollständigen die von ihm veröffentlichten Daten. Auch im Dămuctale ist der Kontakt mit dem Kristallin etwas unterhalb der Mündung des Baches Gusas sichtbar. In Figur 4 ist zu sehen, dass zwischen Kristallin und Flysch ein kieseliger, sehr wahrscheinlich permischer Sandstein auftritt, vergleichbar mit dem, der im Setét Tal zwischen Dolomit und Hauterivien ansteht. Das Kristallin, vom Typus der Gruppe II, gebildet aus sericitischen und chloritischen Schiefern, schwarzen Quarziten und kristallinen Kalken, tritt im Bache Gusas zutage, in einer Breite von beinahe 2 km. Der Bergrücken von dem der Bach seinen Ursprung nimmt wird von Caprotinenkalk gebildet, dessen Kontakt mit dem Kristallin nicht sichtbar ist. Einzelne Gesteinsblöcke von massiger, granitischer Textur, die im Bach gefunden wurden, zeigen,

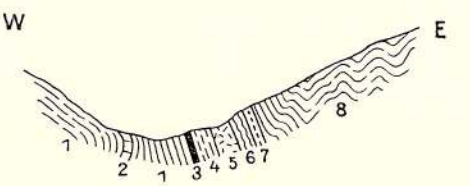


Fig. 4. Profil quer zum Dămuc Tale bei der Gusas Mündung. 1. Serizitschiefer. 2. Cristalline Kalke. 3. Schwarze Quarzchiefer. 4. Cloritschiefer. 5. Breckzien von Quarz- u. Glimmerschiefer. 6. Cloritschiefer mit linsenförmigen Quarzeinlagerungen. 7. Quarzsandstein (Perm?). 8. Flysch (Hauterivien).

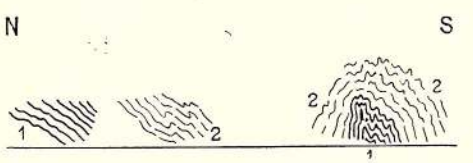


Fig. 5. Profil im Dămuc-Tal (1 : 2000). 1. Cristallin. 2. Flysch (Hauterivien).

[1]) V. UHLIG, Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen. *Sitzungsber. d. k. Akademie d. Wissenschaften in Wien. Math. Naturw. Klasse*, Bd. CVI, Abt. I, Mai 1897, p. 198.

Institutul Geologic al României

dass die Gruppe I auch hier vertreten sein muss, vielleicht durch einen sehr schmalen, vom Mesozoicum nicht verdeckten Streifen.

Im Bache Glodului tritt der Flysch 300—400 m von der Mündung talaufwärts auf.

Beiläufig 1 km oberhalb der Kote 698 (Mündung des Baches Strungile), am rechten Ufer des Dămuc ist das im Figur 5 dargestellte Profil zu sehen, das zeigt, dass am Kontakt das Kristallin und der Flysch in Schuppen wechsellagern.

V. DAS GEBIET DER BISTRICIOARA

Das Kristallin vom Typus II, mit allgemeinem Fallen nach Osten, tritt ununterbrochen längs der Strasse Toplița—Borsec, von km 182 bergwärts zutage, von wo an es nicht mehr von andesitischen Tuffen bedeckt wird. Bei km 184 sind ihm gepresste Quarzporphyre eingelagert, welche die Biegungen der Strasse oberhalb Kote 832 schneiden. Diese Gesteine haben I. ATANASIU und E. LOBONȚIU [1]) als eigenen Typ im Komplexe der kristallinen Schiefer des Gebietes Borsec—Bilbor ausgeschieden. Die Lagerungsverhältnisse sind dargestellt in Figur 6.

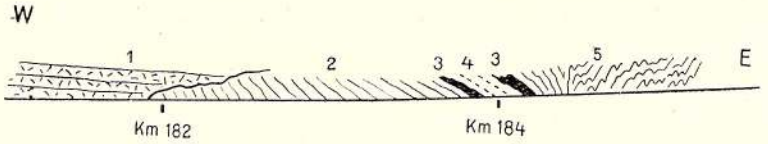


Fig. 6. Profil längs der Strasse Toplița-Borsec. 1. Andesitischer Schutt. 2. Kristallinschiefer mit Quarz. 3. Schwarze Quarzschiefer. 4. Gepresste Porpyre. 5. Serizistchiefer.

Ähnliche porphyrische Gesteine kommen auch am rechten Ufer der Bistricioara vor, bei der Vereinigung mit dem Bache Bor, wo sie zum Unterschied von den erwähnten Gesteinen von km 184 auch Biotit führen. Dieselben porphyrischen Gesteine mit Biotit erscheinen im Bistricioara-Tal zwischen den Bächen Muncelul und Valea Seacă

Der Muncelul (1691), das Quellgebiet des Baches Muncelul und die Schluchten des Baches Țibles zwischen Piatra Arsă (1241) und der Kote 1350, werden von massigem Quarzporphyr [2]) gebildet, der eine zwischen den kristallinen Schiefern vom Typus II eingedrungene Masse zu bilden scheint. Auf der SW-Flanke des Massives enthalten diese Gesteine

[1]) J. ATANASIU und E. LOBONȚIU, Comunicare preliminară asupra geologiei regiunei Borsec—Bilbor. *Dări de seamă*, Vol. IX, 1921, 1926.

[2]) Auch von F. TRAUTH beschrieben. *Mitteilungen der Geol. Gesellschaft in Wien.* Bd. III, 1916, pag. 59.

Institutul Geologic al României

Einlagerungen von sericitischen Schiefern (Valea Muncelul) und porphyrische Gesteine (Valea Ţibleş) stellenweise durchbrochen von Diabasporphyritgängen (Valea Muncelul).

Die kristallinen Schiefer vom Typus II bauen das ganze Quellgebiet der Bistricioara (das Becken von Bilbor) auf. Ihnen zwischengelagert finden sich die seit lange bekannten kristallinen Kalke von Borsec, Bilbor und Drăgoiasa [1]), die in allen diesen Gebieten stets von schwarzen Quarziten begleitet werden. Auch hier durchbrechen wahrscheinlich Diabase die kristallinen Schiefer, da in dem Bache südlich des N. Rakotias Blöcke von solchen Gesteinen gefunden wurden.

VI. DAS BECKEN DER BISTRIŢA

Im Tale der Neagra Broştenilor, zwischen Pietrile Albe (1420) und dem Munte Vămanul (1409) erscheinen die porphyrischen Gesteine wieder und zwar sehr gut ausgebildet, Gesteine die auch von S. ATHANASIU [2]) untersucht wurden.

Im Tal des Cristişorul, ungefähr 2 km von seiner Mündung in die Neagra talaufwärts, bilden die kristallinen Kalke Schluchten. Diese Kalke entsprechen als Horizont sehr wahrscheinlich den Kalken der Piatra-Roşie Românească (1510), des Quellgebietes des Barasăul und des Quellgebietes der Valea Seacă.

Das Tal des Călimănelul ist gleichfalls in kristalline Schiefer des Typus II eingeschnitten, denen in den Schluchten unterhalb des Păltiniş auch hier porphyrische Gesteine eingelagert sind, die von Diabas- und Diabasporphyritgängen durchbrochen werden.

In den kristallinen Schiefern, die von der Bistriţa tief eingeschnitten werden, sind nördlich des Pietrosul Massives Diabasgänge häufig und gut entwickelt. S. ATHANASIU [3]) erwähnt solche Gänge.

Wir haben Diabasporphyrite auch bei der Mündung des Baches Rusca und bei der Mündung des Baches Osoiul gefunden. Häufig sind in diesem Gebiet auch Amphibolite, die bei der Mündung des Baches Sunători und am rechten Ufer der Bistriţa etwas oberhalb von Călineşti auftreten. Da

[1]) F. HAUER und G. STACHE, Geologie Siebenbürgens, Wien 1863, pag. 312, (vollständige Literaturangabe bis 1863); HERBICH, *l. c.*, pag. 65; S. ATHANASIU, *l. c.*, pag. 138; M. PÀLFY, Über die Geolog. und hydrolog. Verhältnisse von Borszékfürdö, *Földt. Közlöny*, 1905, Januar; ROTH v. TELEGD, Über die Entstehung der Lignitbecken bei Bélbor, Borszek und Ditro, 1918, Karte; J. ATANASIU u. E. LOBONŢIU, *l. c.*, pag. 45; S. ATHANASIU, *l. c.*, pag. 141.

[2]) S. ATHANASIU, Geologische Beobachtungen in den Nordmoldavischen Ostkarpathen, *Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt*, 1899, pag. 137.

[3]) S. ATHANASIU, *L. c.* pag. 141.

Institutul Geologic al României

ihre Lagerungsverhältnisse nicht deutlich sichtbar sind, konnten wir nicht feststellen, ob es echte Gänge sind oder nur Einlagerungen in den kristallinen Schiefern.

Das Pietrosul-Massiv selbst wird zum grossen Teil von Porphyren [1]) gebildet, die vollständig denen der Ţibleş gleichen und die stellenweise stark gequetscht sind. Solche gequetschte Porphyre treten auch im Tale der Bistriţa auf, am Nordende der Schluchten Zugreni. Viel weiter südlich finden wir sie wieder im Tale Bărnărelul, unterhalb der Schlucht.

VII. DER NORDAUSLÄUFER DES KRISTALLINEN MASSIVES

In den Tälern Mala Szopurka und Serenia ist das nördliche Ende des östlichen kristallinen Massives sichtbar.

Im Tale Szopurka, von Nagy-Bocsko talaufwärts, sind Mergel mit Fucoiden und schieferige, relativ gut gefaltete Sandsteine aufgeschlossen. Am Südende des Ortes Gyertyánliget (Kabola polyána) treten immer mächtiger werdende polygene Konglomerate auf, deren Elemente, zum grössten Teil aus Quarz bestehend, die Grösse einer Faust erreichen. Aus diesen Konglomeraten entspringen die Sauerwasserquellen. Sie sind noch bei der Mündung des Tales Mala Szopurka gut sichtbar, wo sie Einlagerungen von schwarzen, mergeligen Schiefern haben.

Diese Ablagerungen sind sehr wahrscheinlich, wenigstens von Gyertyánliget talaufwärts, von mittelkretazischem Alter und können mit den Sandsteinen und Konglomeraten verglichen werden, die transgressiv in kleinen Vorkommen über den kristallinen Schiefern auftreten (Kobila, Şoimul [2]), etc.).

Die kristallinen Schiefer, hauptsächlich chloritische Glimmerschiefern und kristalline Kalken, also Gesteine, die zur Gruppe II gehören, erscheinen ungefähr 1 km talaufwärts vom Zusammenfluss der Bäche Mala Szopurka und Serednia rika. Ihnen zwischengelagert sind in Form von Schuppen mittelkretazische Ablagerungen, wie im Tale Mala Szopurka von der Brücke, über die der Weg auf den rechten Hang des Tales führt, ungefähr 300 m talaufwärts gut zu sehen ist (Fig. 7).

Im Tale Serednia rika steigen die kretazischen Sandsteine und Konglomerate talaufwärts bis ungefähr 500 m oberhalb der letzten Häuser, Hier erscheinen zuerst schwarze Mergel mit Sandsteinzwischenlagerungen. die wahrscheinlich dem Jura angehören, dann Quarzkonglomerate (Verrucano Konglomerat), die auf Kristallin liegen. Die kristallinen Schiefer,

[1]) S. ATHANASIU, erwähnt sie. *L. c.*, pag. 136.

[2]) Vom Şoimul erwähnt ZAPPALOWICZ, (Geolog. Skizze, des östl. Teiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenakarpathen, *Jahrbuch d. k. k. geol. R. Anstalt*, 1886, pag. 495): *Exogyra columba, Ex. plicatula, Turitella multistriata, Inoceramus triatus.*

Institutul Geologic al României

in einer Breite von ungefähr 1 km aufgeschlossen, bestehen aus chloritischen und sericitischen Glimmerschiefern, sowie mehr oder weniger gequetschten Porphyren, somit aus Gesteinen der Gruppe II, wie im Tale Mala Szopurka. An ihrem äusseren Rand kommen diese kristallinen Schiefer in Kontakt mit Sandsteinen (unterkretazische?), die fast horizontal liegen.

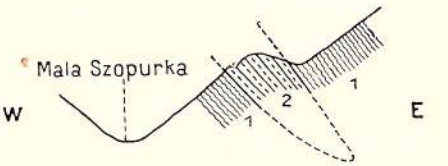


Fig. 7. Profil im Tale Mala Szopurka. 1. Cristallin. 2. Kreidesandstein.

Im Tale Kosowska rika ist den kristallinen Schiefern der Gruppe II (chloritische Glimmerschiefer, schwarze Quarzite) eine Augengneisslinse eingeschaltet, die Anlass gab zur Bildung der Schluchten talaufwärts von Säge. Die mittelkretazischen Ablagerungen erscheinen auch hier in einer Schuppe dem Kristallin eingelagert, sichtbar am Nordende des Dorfes Kosowka Polyana.

VIII. DAS TAL DER TISA

Im Tale der Tisa liegt der Kontakt zwischen dem Kristallin und dem inneren Flysch ungefähr 1 km talabwärts von Trebuşa.

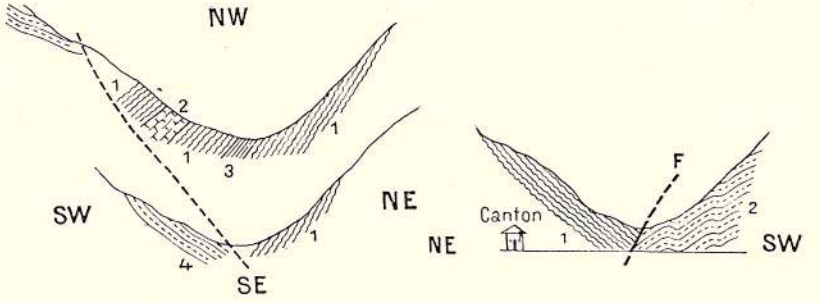


Fig. 8. *a. u. b.* Profile in Tale der Tisa. 1. Glimmerschiefer. 2. Kristallin. Kalke. 3. 3. Chloritschiefer. 4. Kreide.

Auf der rechten Talseite (Fig. 8 *a*), bei der Mündung des Tälchens, das vom Gipfel Polanski (1094) kommt, fällt das Kristallin, bestehend aus chloritischen Glimmerschiefern, Chloritschiefern und kristallinen Kalken, mit 40° nach *SW* und kommt, auf dem Südufer des Baches, in Kontakt mit glimmerigen Sandsteinen mit Hieroglyphen — wahrscheinlich ebenfalls mittlere Kreide. Auf der linken Seite der Tisa, talabwärts, unmittelbar auf das Bahnwächterhäuschen folgend, ist ein Wasserris, dessen Nordseite von kristallinen Schiefern gebildet wird, die 40° nach *SW* einfallen, während auf der Südseite gequetschte, aber im allgemeinen gegen *NE* fallende Sandsteine mit Hieroglyphen und Konglomerate mit roten, mergeligem

Institutul Geologic al României

Bindemittel anstehen (Fig. 8 *b*). Der unmittelbare Kontakt ist in keinen dieser zwei Punkte sichtbar, aus der Lage der Schichten aber kann man folgen, dass eine tektonische Störung, vielleicht eine lokale, den Charakter des Kontaktes maskiert, da im Allgemeinen der interne Flysch ausgesprochen transgressiv über dem Kristallinen liegt.

Die kristallinen Schiefer, die im Tisatal aufgeschlossen sind, fallen im Allgemeinen invers, wenigstens von Berlebas talabwärts mit 60—70° nach *NE*, und bestehen ganz aus Gesteinen der II. Gruppe (sericitische Schiefer, chloritische Glimmerschiefer, kristalline Kalke). Kristallinen Kalk in be-

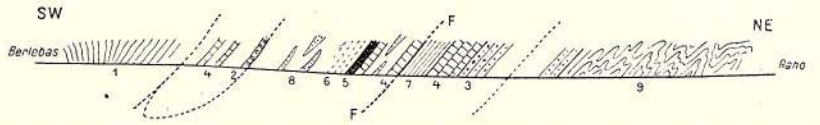


Fig. 9. Profil am linkem Ufer der Tissa. (Ungef. 1 : 20.000). 1. Serizetschiefer. 2. Quarzconglomerat (Breczienartig) (Perm). Congl. und Sandsteine rot u. grün (Perm ?). 4. Dolomit (Trias). 5. Schwarze Kalkschiefer (Jura ?). 6. Dünngeschichtete rothe u. grüne Schiefer (Jura ?). 7 u. 8. Graue Sandsteine (Kreide-Flysch).

deutenderenr Ausdehnung ist südlich von Kruhli und bei der Mündung des Baches Lychy aufgeschlossen. Südlich der Kalke von Kruhli sieht man am rechten Ufer Glimmerschiefer der Gruppe I, die sicher von den Biotitgneisen und Amphiboliten begleitet sind, die von ZAPALOWICZ [1]) aus diesem Tale erwähnt werden.

Der Kontakt mit dem externen Flysch ist einige hundert Meter südlich der Lokalität Lazi sichtbar. Die Sandsteine und dunkelgrauen Mergel, die

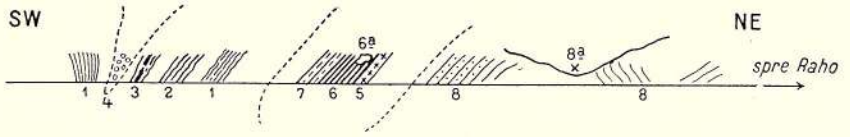


Fig. 10. Profil am rechten Ufer des Tissa (Ungef. 1 : 20.000). 1. Serizitschiefer. 2. Id. m. Quarz. 3. Gneiss. 4. Quarzconglomerat (Breczienartig) (Perm). 5. Diabasporphyrit. 6. Eisendiabas. 6-a. Dolomitblock. 7. Violetgefärbte Sandsteine (Jura ?). 8. Graue Sandsteine (Kreide-Flysch). 8-a. Mandelsteinmelaphyrblöcke.

wahrscheinlich ins Aptien gehören, sind stark gequetscht und fallen im Allgemeinen 30—40° nach *SW*, das heisst unter das Kristallin.

Am linken Ufer der Tisa (Fig. 9) werden die ersten Ablagerungen, die südlich vom Flysch folgen, von Konglomeraten und roten und grünen gequetschten Sandsteinen (Verrucanosandsteine und -konglomerate) gebildet.

Wahrscheinlich schaltet sich zwischen diese Gruppe und den externen Flysch ein schmaler Streifen von Kristallin, der hier nicht sichtbar ist.

[1]) *L. c.*, pag. 431.

Institutul Geologic al României

Darüber folgen in einer Mächtigkeit von 60—70 m dolomitische Kalke (Uhligs Verrucanodolomit), die Posewitz [1]) als triasisch angibt. Talabwärts erscheinen diese Dolomite wenigstens noch zweimal als Schuppen, die zwischen sich zum Teil jurassische, zum Teil mittelkretazische (wie die von Şoimul) Ablagerungen einschliessen.

Auf dem rechten Ufer der Tisa (Fig. 10), gegenüber der Niederlassung Krasnaples sind Diabasporphyrite und Eisendiabase in Bänken aufgeschlossen, die den mesozoischen (jurassischen?) Ablagerungen zwischengelagert zu sein scheinen. Der Mangel an Fossilien in den die Diabase begleitenden Sedimenten erlaubt eine Präzisierung ihres Alters nicht. Wahrscheinlich schalten sich zwischen diese Diabase und den externen Flysch Dolomite ein, die übrigens in Blöcken zu sehen sind und die Posewitz [2]) als anstehend erwähnt.

Diabasporphyrite und Mandelsteinmelaphyre sind noch bei der Mündung des Bächleins, das vom Gipfel Kamen Klewka (1155) kommt, in Form von Blöcken sichtbar. Diese Blöcke stammen ohne Zweifel ebenfalls aus dem Komplex mesozoischer Ablagerungen, die über dem Kristallin liegen und die auch in diesem Tälchen vorkommen.

IX. DAS TAL RUSZKOVARIKA

Das Tal Ruszkovarika bietet, von Ruszpolyána bergwärts, ein vollständiges und sehr gut aufgeschlossenes Profil durch das östliche kristalline Massiv. Dies Profil ist in Figur 11 dargestellt.

[1]) Die Umgebung von Gyertyánliget, Karte 1:75.000 und Erläuterungen, Budapest 1910.

[2]) *L. c.*, Karte.

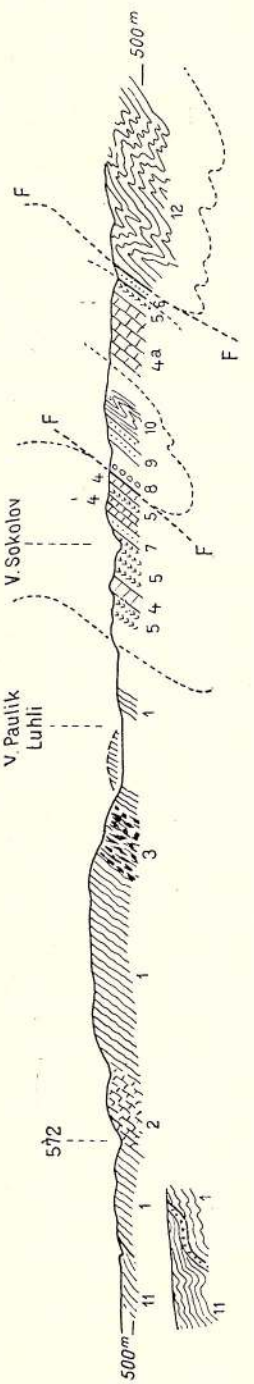


Fig. 11. Profil längs der Ruszkovarika (1:50.000). 1. Serizit. u. Chloritschiefer. 2. Serizitquarzite. 3. Gequetscher Porphyr. 4. Kalkstein (Jura?). 4-a. Kalkstein (Trias?). 5. Diabasporphyrit. 6. Sandsteine (Perm?). 7. Sandsteine (Apt?). 8. Conglomerat (Apt?). 9. Sandstein (Apt?). 10. Mergel (Apt?). 11. Congl. u. Mergelen der Innernbäcken (mittl. Kreide). 12. Kreide Flysch.

Institutul Geologic al României

Die Ablagerungen der inneren Mulde, gebildet von grau-schwärzlichen Mergeln, die stellenweise Bruchstücke von Kristallin enthalten, sind auf dem linken Ufer des Baches, 300—400 m unterhalb der Mündung des Bargy, aufgeschlossen, das Kristallin bedeckend, an der Basis mit Konglomeratblöcken; am rechten Ufer ist der Kontakt tektonisch gestört wahrscheinlich durch die tertiären Faltungen, die die innere Mulde formten.

Das Kristallin wird am Kontakt von sericitischen und quarzitischen Schiefern gebildet, die der zweiten Gruppe angehören. Dieselbe Gruppe bildet das ganze im Ruszkovarikatal sichtbare Kristallin bis etwas oberhalb von Luhi; beachtenswerte Einlagerungen sind die sericitischea Quarzite, die von der Kote 572 ungefähr 500 m weiter bergauf erscheinen, und die gleich unterhalb der Schuttablagerungen der Mündung des Baches Paulik (Luhli) auftretenden Porphyrschiefer.

Von Luhli talaufwärts tritt eine Serie von Ablagerungen auf, die zweifellos einen Teil des Mesozoicums über dem Kristallin darstellt, interessante Ablagerungen hauptsächlich durch die häufigen Zwischenlagerungen von ophiolitischen Gesteinen. Diabase, Diabasporphyrite und Melaphyre erscheinen bankförmig, hie und da sehr ausgedehnt, stets von einem dunkelgrauen, kompakten (jurassischen?) Kalk begleitet. An der Basis dieses Komplexes, d. h. zwischen ihm und dem Kristallin muss das Vorhandensein des Permotrias (brecciöse, quarzitische Konglomerate und dolomitische Kalke, die UHLIG als permisch betrachtete) angenommen werden. Sogar im Ruszkovarikatal ist diese Schichtgruppe nicht sichtbar. Es ist aber sehr wahrscheinlich, dass wenigstens ein Teil der von Zappalowicz auf der linken Seite des Tales Paulik erwähnten «kristallinen Kalke» triasische Kalke sind.

Die Konglomerate mit kristallinen Elementen und die Sandsteine und grauen Mergel, die talaufwärts von der Mündung des Sokolov auftreten, erinnern an die Sedimente auf dem Pietrosul; sie gehören sehr wahrscheinlich der Kreide (mittlere?) an und sind, wie im Profil (Fig. 11) dargestellt ist, schuppenförmig gelagert.

Die Mergel und Sandsteine, mit denen das Permotrias am äusseren Rand in Kontakt tritt und die nach ZAPALOWICZ zum äusseren Flysch gehören, sind ganz verschieden vom Hauterivien aus dem Kontakt des kristallinen und seinen Hangenden mesozoischen Ablagerungen, südlich des Ceremușultales. Es ist möglich, dass diese Mergel und Sandsteine dem Aptien entsprechen; dem Hauterivien aber entsprechen eventuell die «kalkigen Zwischenlagerungen» [1]), die als ein 2—3 km breiter Streifen in den Tälern Sokolov und Ruszkovarika ungefähr 3 km nordöstlich des Kontaktes zwischen Permotrias und Aptien auftreten. Wenn diese Annahme sich bestätigt, gehört das auf dem Profil dargestellte Aptien noch zu den mesozoischen

[1]) H. ZAPALOWICZ *L. c.*, pag. 540.

Institutul Geologic al României

Ablagerungen aus dem Hangende des Kristallin und kann mit jenem im Bache Setét (Tal des Trotuș) verglichen werden. Das tektonische Äequivalent aber des Kristallin, das in den Tälern des Trotuș und Dămuc am Kontakt mit dem Flysch erscheint, ist in der Zone «der kalkigen Einlagerungen» von ZAPALOWICZ zu suchen. Die mesozoischen Ablagerungen des Tales Ruszkovarika, die im Profil als permotriasisch und jurassisch dargestellt sind, würden in diesem Fall nur dem inneren Teil der mesozoischen Mulde über dem Kristallin entsprechen und können mit jenen verglichen werden, die auf den Westhang des Hăghimaș, an der Basis der Tithon- und Neocomkalke erscheinen.

Durch diese Deutung entsteht noch ein Problem: sie lässt die Möglichkeit offen, dass wenigstens ein Teil der kleinen Vorkommen von Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten, die transgressiv über dem Kristallin liegen, dem Aptien angehören, vergleichbar mit den analogen Ablagerungen des Heghieș (im Gebiet der Bistricioara neben Tulgheș) und auf dem Bucegi (Prahovatal). Da ZAPALOWICZ aus einigen dieser Vorkommen *Exogyra columba* erwähnt, muss angenommen werden, dass entweder ein Teil derselben der mittleren Kreide entspricht und zur inneren Becken gehört, oder dass das Cenoman auf dem kristallinen Massiv nur durch Reste von

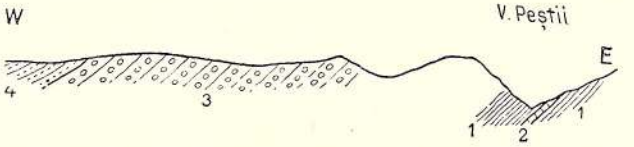


Fig. 12. Profil aus dem Wasser-Tal (Ungef. 1:35.000). 1. Kristallin der II. Gruppe mit Kalkeinlagerungen (2). 3. Conglomerat (Mittl. Kreide?). 4. Sandsteine (Eocen?).

kleiner Ausdehnung repräsentiert wird, ähnlich wie das Eozän, und dass die erwähnten Fossilien nur das Alter dieser Reste angeben, die von den aptienen Ablagerungen getrennt werden müssen, die ihrerseits auch über dem Kristallin transgressiv sind.

X. DAS WASSERTAL

Bei der Mündung des Wassertales stehen mächtige Konglomerate mit Einlagerungen von Sandbänken an. Diese Konglomerate, mit einem allgemeinen Einfallen von 30—40° nach *W*, unterlagern gelbe, glimmerige Sandsteine, mit denen sie einen Komplex bilden, der von ZAPALOWICZ [1]) als mittelkretazisch aufgefasst wurde und das über kristallinen Schiefern vom Typus der II. Gruppe liegt (Fig. 12).

[1]) *L. c.*, pag. 475.

Institutul Geologic al României

Im Tal Peștii enthalten diese, von ZAPALOWICZ [1]) im Detail beschriebenen Schiefer Einlagerungen von kristallinen Kalken, kalkigen Schiefern, Quarziten und mit Pyrit imprägnierten chloritischen Schiefern. Ungefähr 1 km abwärts von der Kote 618 erscheinen in diesem Tal Hornblende führende Gneise und darnach feinkörnige Gneise, die an die Cumpăna Gneise erinnern, somit Gesteine vom Typus der I. kristallinen Gruppe sind.

Im Talkopf des bei Kote 618 ins Tal Peștii mündenden Tales befindet sich der Kontakt zwischen dem Kristallin und den Konglomeraten, die bis fast auf die Spitze 1016 reichen. Der Gipfel selber wird von glimmerigen, mergeligen Sandsteinen gebildet, die durch Verwitterung gelb werden; sie fallen 40° *W*, somit unter die Konglomerate. Im Talkopf des westlichen Zweiges des Baches Kornacsep gehen diese Sandsteine in gut geschichtete, stark gefaltete Mergel, mit braungrauer Verwitterungsfarbe über. Unter den Mergeln erscheinen von neuem Konglomerate, die auf sericitischen Schiefern liegen. Diese Vorkommen sericitischer Schiefer erscheinen wahrscheinlich in Schuppen, da nach einigen hundert Metern Rutschungen von neuem Mergel auf dem Hang der Kote 1016 erscheinen.

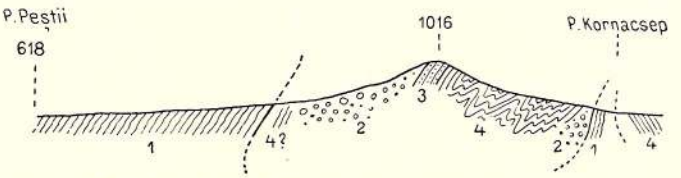


Fig. 13. Profil durch den Hügel 1016. 1. Kristallin. 2. Conglomerate (Mittlere Kreide). 3. Sandsteine. 4. Mergel (Eocen?).

Das in Fig. 13 dargestellte Profil, unvollständig aufgeschlossen, stimmt in Bezug auf die Lagerungsverhältnisse zwischen den sedimentären Schichtkomplexen aus dem Hangende des Kristallin nicht überein. Es zeigt aber, dass auch am inneren Rand des Kristallin die postpaleogenen Faltungen stark waren. Nach der Karte von ZAPALOWICZ sind diese Konglomerate mittelkretazisch (Cenoman), die Mergel aber eozän.

Die kristallinen Schiefer, die im Wasserbach auftreten, sind detailiert von ZAPALOWICZ [2]) beschrieben worden. Was das Gebiet zwischen Lunca Balmoș und Klauzura Botițului betrifft, das näher untersucht wurde, haben wir folgende Bemerkungen zu machen:

Von Lunca Balmoș bergauf bis Șneapănu gehören die kristallinen Schiefer, die im Tal auftreten, dem Typus der I. Gruppe an; die Gneise, die mit Glimmerschiefern wechsellagern, sind stellenweise typische Gneise,

[1]) *L. c.*, pag. 389.
[2]) *L. c.*, pag. 389 und folgende.

Institutul Geologic al României

wie zum Beispiel bei km 13, stellenweise aber sind es Granite oder Diorite, die mehr oder weniger durch Druck gequetscht wurden, wie einzelne Gesteine, die zwischen km 10 und 13 und bei km 18 auftreten.

Bei Şneapăn tritt, sehr schmal, die II. Gruppe der kristallinen Schiefer auf in der Form von weissen und schwarzen Quarziten mit Diabasgängen, die auch von ZAPALOWICZ [1]) erwähnt werden, ferner glimmerige graue Mergel und kohlige, glimmerige, quarzige Sandsteine, die derselbe Forscher als ein Glied der kristallinen Schiefer betrachtet. Diese Deutung ist diskutierbar und wir sind der Meinung, dass diese Ablagerungen mesozoisches Alter haben, vielleicht kretazisch, vergleichbar mit denen des Pietrosul.

Weiter bergauf erscheinen kristalline Schiefer der II. Gruppe, denen geschieferte Porphyre eingelagert sind, und die im Tale anhalten bis ungefähr 1 km unterhalb der Mündung des Botiţul, wo Biotitgneise vom Typus der I. Gruppe auftreten. Diese Gneise setzen sich fort bis ins Tal Botiţul mit einem allgemeinen Einfallen nach *W*.

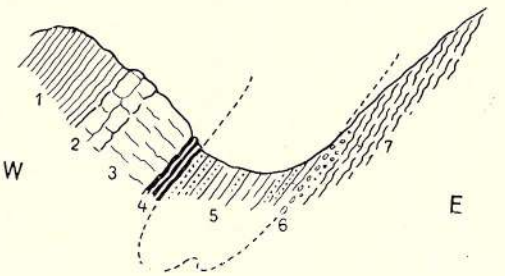


Fig. 14. Botiţu-Tal, 200 M. unterhalb der Klause. 1. Serizitschiefer. 2. Kristall. Kalk. 3. Weisser Quarzit. 4. Schwarze Quarzschiefer. 5. Mergel und Sand stein (Kreide ?). 6. Conglomeratlinsen. 7. Gneiss (I. Gruppe).

Zweihundert Meter unterhalb der Klause des Botiţul findet man neuerdings sedimentäre Ablagerungen und zwar schwärzliche Mergel mit Zwischenlagerungen von Sandsteinen und kleinkörnigen Konglomeraten, die an jene des Şneapăn erinnern. Sie sind auch hier in Schuppen dem Kristallin eingelagert, so wie bei Şneapăn (Fig. 14).

Auf der Obcina Bardului treten unter den Konglomeraten des Pietrosul (1854) hauptsächlich sericitische und chloritische Schiefer auf, die der II. Gruppe angehören und zweifellos die Fortsetzung jener sind, die im Wassertal zwischen Şneapăn und der Mündung des Botiţul sichtbar sind.

XI. DER PIETROSUL UND KRISTINA (Fig. 15)

Über den sericitischen Schiefern der II. Gruppe, die 40° nach *NW* fallen, erscheinen am Fusse des Bardul, unmittelbar unter der Kote 1521, die von gerundeten Blöcken von Quarz und kristallinen Schiefern gebildeten

[1]) *L. c.*, pag. 398.

Institutul Geologic al României

Konglomerate, die den Berg Pietrosul aufbauen und sich nach ZAPALOWICZ [1]) nach *W*, bis jenseits des Gipfels Pecialu (1729) fortsetzen.

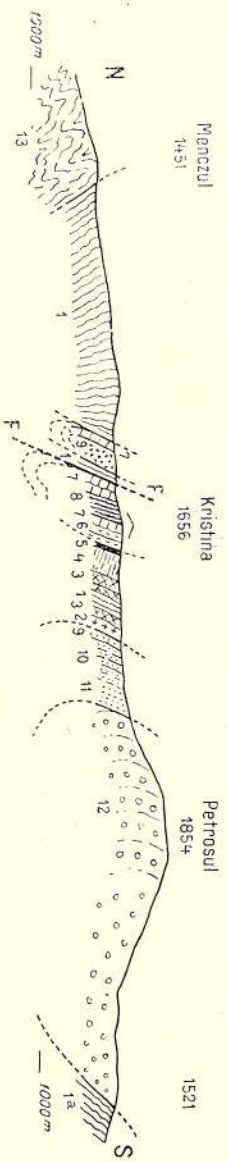


Fig. 15. Pietrosul und Kristina (1: 50.000). 1. Serizitschiefer. 2. Amphibolite. 3. Kristall. Kalk. 4. Weisse Quarzit e 5. Schwarze Quarzschiefer (1, 1a, 2, 3, 4, 5, II. Gruppe). 6. Graue Sandsteine (Perm?). 7. Dolomit (Trias). 8. Rothschiefer (Jura?). 9. Graue kalkhaltige Sandst. 10. Glimmerige Sandst. 11. Grüne Sandst. mit Kohlenspuren. 12. Konglomerat (9, 10, 11, 12, mittlere Kreide). 13. Kreide Flysch.

Gegen Kristina absteigend gehen die Konglomerate in grünliche, mergelige Sandsteine mit Kohlenspuren über, darauf in glimmerige, mergelige Sandsteine und schliesslich in graue kalkige Sandsteine. Diese mergeligsandigen Ablagerungen wurden auf dem Südhang des Pietrosul beim Besteigen des Fusses des Bardūl nicht gefunden. Sie sind aber etwas weiter westlich auf dem Berge Banița [2]) vorhanden.

Im Sattel zwischen den Gipfeln Pietrosul und Kristina treten kristalline Schiefer der II. Gruppe auf, und zwar chloritische Schiefer mit Zwischenlagerungen von Amphiboliten, kristallinen Kalken, weissen und schwarzen Quarziten, somit eine ähnliche Serie wie bei der Klause Botițu.

Die Ablagerungen, die nach *N* auf dem Fusssteg bis zum Gipfel Kristina (1656) folgen, sind quarzitische graue Sandsteine (Perm?), Dolomite (Trias?) und rote Mergel in denen ZAPALOWICZ [3]) Jaspis erwähnt (Jura?). Sie liegen auf zwei Schuppen von kristallinen Schiefer der II. Gruppe.

Die nördliche Schuppe umfasst auch Kreideablagerungen ähnlich denen des Pietrosul und den von ZAPALOWICZ [4]) vom Berg Kristina erwähnten.

Noch bevor man den Fusssteg erreicht. der vom Budiowska mala (1678) gegen Menczul hinabführt, erscheinen die chloritischen, sericitischen Schiefer mit Zwischenlagerungen von Amphiboliten wieder, Schiefer, die unter dem Gipfel Menczul (1451) an zerquetschte Mergel und mergelige Sandsteine stossen, von denen ZAPALOWICZ meinte, dass sie den externen

[1]) *L. c.*, pag. 489.
[2]) *L. c.*, Tafel VII, Fig. 2.
[3]) *L. c.*, pag. 399.
[4]) *L. c.*, pag. 500.

Institutul Geologic al României

Flysch repräsentieren, der sich dann talab fortsetzt bis ins Tal Ruszkovarika. Auf der Kontaktlinie tauchen stellenweise Konglomeratblöcke auf (Perm?). Dieselbe Beobachtung, die wir über den externen Flysch im Tale gemacht haben, trifft auch in Bezug auf diesen Flysch zu.

XII. DER RODNAER PIETROSUL [1])

Im Tal Repede tritt das Kristallin etwas unterhalb der Kote 781 auf; es sind sericitische und chloritische Schiefer, mit kristallinen Kalken verfaltet, Gesteine, die zweifellos der Gruppe II angehören. Als Intrusivgestein ist in dieser Serie ein Granulit sichtbar, unmittelbar bei der Mündung des Baches Buccieşul.

Auf dem Fusssteg, der von der Quelle des Buccieşul zur Kote 1984 hinaufführt, findet man Glimmerschiefer mit Granaten, Amphibolite und Gneise, die an das Kristallin der I. Gruppe erinnern. Diese Gesteine reichen nicht bis auf den Grat, da der Pietrosul (2305) und der ganze Grat bis zum Gipfel Mihăiasa (1801) von chloritischen Schiefern mit Quarz, sericitischen Schiefern, graphitischen Schiefern, schwarzen Quarziten und kristallinen Kalken gebildet werden, alles Gesteine die zur II. Gruppe gehören. Dieselbe Gruppe ist dann auch vertreten auf dem Rücken, der vom Mihăiasa zum Anieş abfällt und im Tale des Anieş bis etwa oberhalb der Mündung des Seci.

Etwas unterhalb der Brücke mit Kote 584 beginnend ist das Tal des Anieş bis ungefähr 1 km südlich der Mündung des Baches Tomnaticul in Gneis eingeschnitten, der dem Cozia-Gneis sehr ähnelt. Diese Gneise wechsellagern mit chloritischen Schiefern und schieferigen, sericitischen körnigen Gneisen.

Nach ihrem petrographischen Charakter erinnern diese Gneise an die I. Gruppe und enstprechen sehr wahrscheinlich als Zone, der I. Gruppe, die beim Aufstieg zu Kote 1984 gefunden wurde.

XIII. DAS TAL BĂILOR (RODNA) [2])

In Fig. 16 ist das Profil der kristallinen Schiefer des Tales Isv. Băilor (Vinului) und des Tales Băilor dargestellt.

Die gneissigen Glimmerschiefer, die bei km 2 auftreten, sind sehr wahrscheinlich ein tieferer Vertreter der Gruppe II. Die sericitischen

[1]) v. RICHTHOFEN, Rodnaer Alpen. *Jahrbuch d. k. k. geol. Reichs-Anstalt* XI. Verh. G. PRIMICS, Die geologischen Verhältnisse d. Rodnaer Alpen. *Földt. Közlöny*, 1887, pag 299. Besprechung der ungarisch erschienenen Arbeit.

[2]) K. A. WEBER, Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten von Oradna in den Nordostkarpathen, *Metall und Erz.*, Febr. 1915.

Institutul Geologic al României

Schiefer, die violetten Sericitschiefer, die weissen Quarzite, die schwarzen Quarzite und kristallinen Kalke sind typische Vertreter der Gruppe II.

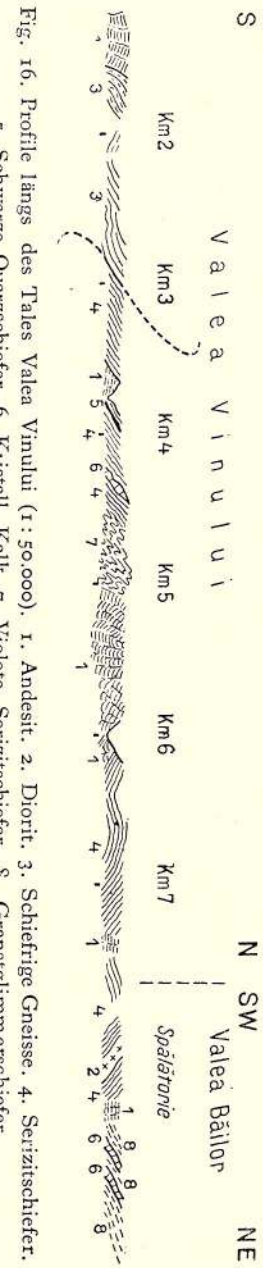


Fig. 16. Profile längs des Tales Valea Vinului (1:50.000). 1. Andesit. 2. Diorit. 3. Schiefrige Gneisse. 4. Serizitschiefer. 5. Schwarze Quarzschiefer. 6. Kristall. Kalk. 7. Violete Serizitschiefer. 8. Granatglimmerschiefer.

Die schwarzen Quarzite, gut sichtbar am linken Ufer des Tales Valea Vinului bei km 3,8 (Fig. 17) enthalten dünne, ausgezogenene Zwischenlagerungen von Kohle, die geschürft wurden ohne zufriedenstellendes Resultat.

Die kristallinen Kalke, weiss oder grau, erscheinen zwischen sericitische Schiefer eingelagert (Fig. 18) und werden zur Herstellung gebrannten Kalkes verwendet.

Die violetten Sericitschiefer, die man an rechten Ufer zwischen km 4.5 und 5 sieht, enthalten Quarzlinsen und liegen unter den kristallinen Kalken. Da aber die schwarzen Quarzite meistens an der Basis der kristallinen Kalke liegen, scheint es uns wahrscheinlicher, dass die Schichtfolge, die zwischen km 3,8—4,5 zu beobachten ist (schwarze Quarzite — Kalke — violette Sericitschiefer) in einer nach *NO* überkippten Falte umgelegt ist. Nach dieser Erklärung gehören die violetten Sericitschiefer in stratigraphischer Beziehung über die Kalke.

Unmittelbar oberhalb der ersten Erzwäsche trifft man auch eine Dioriteinlagerung.

Oberhalb der zweiten Erzwäsche wird das Kristallin von Glimmerschiefern gebildet, denen weisse Marmore, Cipolline, Amphibolschiefer und Granatglimmerschiefer zwischengelagert sind. Die ganze hochkristalline Serie erinnert an die I. Gruppe. In dieser Serie ist auch der kristalline Kalk enthalten, schwach nach *SW* geneigt, der als metasomatische Lagerstätte Erze von *Pb* und *Zn* enthält, die abgebaut werden. Die hohe Kristallinität der Gesteine und ihre Zusammensetzung zeigt im vorliegenden Fall einen Kontaktmetamorphismus an, der von einer intrusiven Masse hervorgerufen wurde, die zum grössten Teil noch bedeckt ist.

Mächtige Andesitgänge durchbrechen die kristalline Serie im Tale Valea Vinului. Der erste Gang, von grauem Andesit gebildet, in dicken Bänken geschichtet, jener

Institutul Geologic al României

bei dem das Profil beginnt, erscheint unmittelbar oberhalb von den letzten Häusern von Rodna-Veche und hat eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern.

Bei km 3,7 erscheint ein zweiter Gang (Fig. 19); an seinem Kontakt mit den Sericitschiefern, in einem kleinen Wasserriss bei km 3,7 sichtbar, ist ein Salband von nur ungefähr 10 cm vorhanden, während die Schiefer keine Kontaktumwandlung zeigen.

Der dritte Gang, aus grobkristallinem Andesit gebildet, mit grossen Feldspaten, mit Hornblende und braunem Glimmer, der Prismen bis zu 3 mm Länge und 1 mm Durchmesser bilden kann, ist zwischen km 5 und 6 sichtbar. Bei km 6 zeigt der Kontakt mit den kristallinen Schiefern wieder keinerlei nennenswerte Kontaktphänomene, obwohl in die Schiefer noch zwei Apophysen dieses Ganges eindringen (Fig. 20). Schliesslich sind noch zwei andere Gänge sichtbar, der eine bei km 7,3 (Bad Borborek), der andere bei der zweiten Erzwäsche.

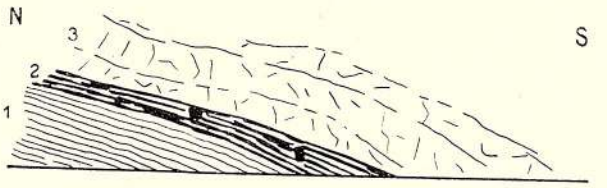


Fig. 17. Linkes Ufer des Tales Valea Vinului bei km. 3. 8. 1. Serizitschiefer. 2. Schwarze Quarzschiefer. 3. Weisse Quarzite.

XIV. DER INĂU UND DAS TAL DER BISTRIŢA BIS ZUR MÜNDUNG DES ŢIBĂU

Auf dem Weg zum Inău, von der Kote 1485 bergwärts bis oberhalb der Kote 1653 streicht ohne Unterbrechung die II. Gruppe der kristallinen Schiefer aus und zwar: quarzreiche Glimmerschiefer und kristalline Kalke, die man als Einlagerungen bei der Schutzhütte (zwischen Kote 1500 und 1485) und unterhalb der Kote 1653 sieht. Etwa bei der Verzweigung des Weges, ungefähr 1 km bevor man den Gipfel des Inăul (2280) erreicht, beginnen die muscovit- und granatführenden Schiefer, feldspathaltige Amphibolite und «Garbenamphibolite» mit einem allgemeinen Streichen $N20^0W$ und einem Fallen von 40^0 nach O; sie reichen bis auf den Gipfel. Die «Căldarea cu ezer» ist in feinkörnigen Gneis und in Biotitschiefern, die nach Osten auf

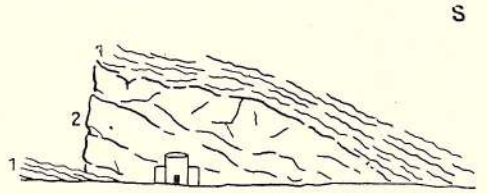


Fig. 18. Linkes Ufer des Tales Valea Vinului bei km. 4. 4. 1. Serizitschiefer. 2. Weiss-graue Kristall. Kalk.

Institutul Geologic al României

dem Gipfel Prelucile Galgii in Granatglimmerschiefer übergehen, eingeschnitten. Alle diese Gesteine gehören zur Gruppe I, die von der Verzweigung des Weges unter dem Inău bis beinahe zur Kote 1667 auf dem Gipfel Prelucile reicht. Unter dieser Kote findet man kristalline Kalke und Sericitschiefer der II. Gruppe.

Im Sattel, über den die Strasse Kârlibaba—Borșa aus dem Bistrițatal ins Tal der Someș führt (km 85), sind die kristallinen Schiefer von grauen, schwärzlichen Sandsteinen mit Zwischenlagerungen von kleinkörnigen Konglomeraten, die die transgressive mittlere Kreide repräsentieren, überdeckt. Sie erstrecken sich längs der Strasse bis zu km 87, 3, wo das Kristallin der II. Gruppe mit chloritischen, graphitischen und sericitischen Schiefern wieder auftritt, das bei km 89 zwei Einlagerungen von Kalk enthält, eine von ungefähr 20 m, die andere von 80 m, von einander durch ein ungefähr 30 m mächtiges Paket von Sericitschiefern getrennt. Etwas vor der Brücke, über die die Rodnaer Strasse die Strasse von Bistrița erreicht, haben diese Schiefer ein Streichen von $N20^0W$ und ein Einfallen von 45^0 nach W.

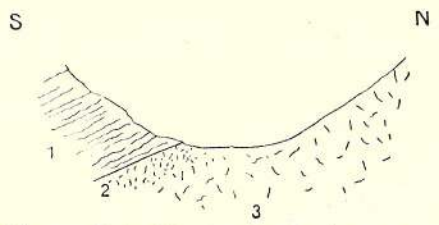


Fig. 19. Valea Vinului Tal bei km. 3.7. 1. Serizitschiefer. 2. Salband. 3. Andezit (locker).

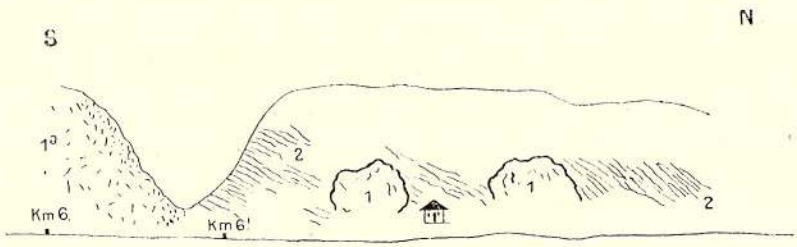


Fig. 20. Rechtes Ufer des Tales Valea Vinului bei km. 6. 1. 1. Andezit. 1-a. Id. Breczienartig und verwittert. 2. Serizitschiefer.

Etwa bei der Mündung des Rusa (km 105) beginnen im Bistrițatal hochkristalline Glimmerschiefer und gneissige Gesteine der I. Gruppe, die ein ungefähr 2 km breites Band bilden, talabwärts bis etwas unterhalb der Kote 967 reichend (Fig. 21).

Bis zur Mündung des Țibău erscheint dann die II. Gruppe wieder in der Form von Sericitschiefern mit Einlagerungen von schwarzen Quarziten und schieferigen Porphyren.

Institutul Geologic al României

XV. DIE TÄLER ȚIBĂU UND KÂRLIBABA, DIE BERGE TÂMPA UND BREAZA (BUKOWINA)

Die kristallinen Schiefer der II. Gruppe sind auch im Tale des Țibău entwickelt, wenigstens bis zur Kote 1062, und im Kârlibabatal, wenigstens bis zur Kote 987. In beiden Tälern enthalten sie bedeutende Einlagerungen kristalliner Kalke, begleitet von schwarzen Quarziten und unterlagern die seit langem, bekannten [1]) transgressiven Ablagerungen der mittleren Kreide und des Eozän. Die kristallinen Kalke findet man noch im unteren Teil des Tatarcatales; darauf folgen entlang des Tales und auf der Obcioara und der Tâmpa, bis nahe der Kote 1241, kristalline Schiefer der II. Gruppe. Bei der Kote 1222 (südwestlich der Tâmpa-Breaza) enthalten sie, zwischengelagert schieferige Porphyre.

300 m vor der Kote 1241 (Tâmpa-Breaza) erscheinen Coziagneise, die ein 200—300 m breites Band bilden, das sich auf dem Rücken Dârmocsa (Nordhang des Baches Tartarek) und im Bach Lukava etwas oberhalb der zweiten Brücke von Revenczuk bergauf wiederfindet. Nach *W* unterlagern sie teils direkt, teils durch ein dünnes Schichtpaket von Glimmerschiefern getrennt die permo-triasische Serie (brecciöse, quarzitische Konglomerate, Dolomit und rote Schiefer) der Randmulde [2]).

Die bekannten Serpentine von Breaza, zertrümmert, mit hellgrünen Harnischen, durch Klüffe in mehr oder weniger abgerundete Blöcke getrennt, setzen fast den ganzen Rücken zusammen, der sich von der Tâmpa gegen die Kote 1192 erstreckt, und treten sehr wahrscheinlich zwischen den roten Mergeln mit Jaspis und Flysch auf.

Südlich der Breaza liegt das Permo-Trias wenigstens bis Pojorâta [3]), gleichfalls stets auf kristallinen Schiefern der II. Gruppe, die nahe



Fig. 21. Profil längs der Rodnaer Landstrasse (1:50.000). 1. Serizit- u. Chloritschiefer. 2. Schwarze Quarzschiefer. 3. Kristall. Kalk (1, 2, 3. II. Gruppe). 4. Glimmerschiefer. 5. Gneissige Gesteine mit Biotit (4—5 I. Gruppe). 6. Glimmerige Sandsteine (Mittlere Kreide).

[1]) LILL v. LILIENBACH, Journal d'un voyage géol. en Bucovine etc. *Mem. Soc. Géol. de france*, I. 1833, pag. 255.

[2]) V. UHLIG, Bau und Bild d. Karpathen, Wien 1903, pag. 149.

[3]) H. QUIRING, Die Manganerzvorkommen in den bukowinischen Waldkarpathen, Berlin, 1922. Karte und pag. 4.

Institutul Geologic al României

dem Kontakt dasselbe Band von Coziagneis enthält, das wir im Tal Timoa, im Tal Cailor, unter Bâtca Păisenilor und unter den Kalken der Adam und Eva gefunden haben.

Im Bach Ursul, der sich in die Moldova oberhalb Fundul Moldovei ergiesst, führen die Schiefer der II. Gruppe Zwischenlagerungen von geschieferten Porphyren.

XVI. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die angeführten Beobachtungen, die sich auf Gebiete entlang des ganzen kristallinen Grundgebirges des Ostkarpathen beziehen, gestatten einige Folgerungen von allgemeinem Charakter zu ziehen.

In Bezug auf das kristalline Grundgebirge ist zu erwähnen, dass an seinem Aufbau zwei verschiedene Gruppen von Gesteinen teilnehmen.

1. Eine Serie hochkristalliner Gesteine: verschiedene Gneisse und Glimmerschiefer, teilweise mit Harnblende und Granat, verbunden mit granodioritischen Intrusivgesteinen, meistens in der Form von *NV—SE* gestreckten Ellipsen auftretend.

2. Eine weniger stark umgewandelte Serie von Sericit-Chloritschiefern, gegen die Basis in Chloritgneisse, gegen des Hangende in graphitische Phyllite übergehend, die von schwarzen und weissen Quarziten und kristallinen Kalken begleitet werden. Die schieferigen Porphyre bilden Einlagerungen in dieser Serie, ungefähr im Niveau der graphitischen Phyllite. Die Gesteine dieser 2. Gruppe umlagern netzartig die elliptischen Vorkommen der Gesteine der 1. Gruppe.

Bei der Beschreibung der Profile haben wir diese Serien Gruppe I und Gruppe II genannt, ohne sie damit den im Kristallin der Getischen Karpathen unterschiedenen Gruppen gleichstellen zu wollen. Wenn die Gruppe II der Ostkarpathen der getischen II. Gruppe gleichgestellt werden kann, sowohl in Bezug auf ihre petrographische Zusammensetzung als auch an ihrer tektonische Stellung, so ist diese Übereinstimmung für die Gruppe I. nicht mehr ersichtlich. Während die getische I. Gruppe eine über das Mesozoicum und das Kristallin der getischen II. Gruppe überschobene tektonische Einheit bildet, ist die östliche I. Gruppe so wie sie weiter oben definiert wurde, eher eine petrogenetische Einheit, welche intrusive Massen mit ihrem Kontaktmantel und kristallinen Schiefer umfasst, die eine Umwandlung in der Meso- und Katazone durchgemacht haben. Das stets gemeinsame Vorkommen der schwarzen Quarzite und der kristallinen Kalke, das festgestellt wurde entlang dem ganzen östlichen Massiv und das Vorkommen der kristallinen Kalke in derselben Begleitung, in unmittelbarer Nähe der triasischen Kalke, spricht gegen die Annahme, dass in den

Institutul Geologic al României

kristallinen Kalken auch triasische metamrophosierte Kalke vorliegen könnten (Palfy [1]).

Als basische Gänge erscheinen — vor allen in der chloritisch-sericitischen II. Serie — besonders Diabase und Diabasporphyrite und seltener Lamporphyre aus der Familie der Camptonite und Monchiquite.

Amphibolite treten fast stets innerhalb der I. Serie auf.

Was die Sedimenthülle des Kristallin betrifft ist zu bemerken, dass sie Einlagerungen von ophiolitischen Gesteinen enthält, wie Diabase, Diabasporphyrite, Melaphyre und Serpentine und die auch hier stellenweise in Begleitung von Radiolariten auftreten.

In der Maramureș haben diese Gesteine eine grosse Ausdehnung und zweifellos stehen die von ZAPALOWICZ [2]) in diesem Gebiet erwähnten diabasischen Massive Farcăul und Pietrosul in direkter Verbindung mit hnen. Im Süden sind die Serpentine von Breaza und die Melaphyre von Tulghes (Marpatac) und diejenigen on der Basis der Hăghimaș (Nascalatbach) als charakteristische Vorkommen zu erwähnen.

Was das Alter dieser Gesteine anbelangt, so können wir als neu nur die Tatsache erwähnen, dass sie als ungelagerte Blöcke schon in Konglomeraten vorkommen, die als Barremien aufgefasst werden. Sie müssen daher schon vor dem Barremien an Ort und Stelle gewesen sein.

Schliesslich kann in Bezug auf den Kontakt zwischen Kristallin und externen Flysch die Tatsache bemerkt werden, dass in der Maramureș die Ablagerungen, die mit dem Kristallin in Kontakt kommen, nicht mehr dieselben sind wie in Siebenbürgen und der Moldau. Das Hauterivien ist nicht mehr sichtbar am Rande des Kristallin und an seiner Stelle finden wir Ablagerungen, die wir dem Aptien zuzählen möchten. Es wäre aber noch festzustellen, ob dieses «Aptien» nicht noch Ablagerungen der mittleren Kreide vom Typus jener aus den Hangenden des Kristallin darstellt; in diesem Fall wäre das tektonische Äquivalent der Grenze des Kristallin von Siebenbürgen und der Moldau weiter im *NE*, in der Flyschzone selber, zu suchen.

---

[1]) M. PALFY. Über die geologischen und hydrologischen Verhältnisse von Borszékfürdő und Gyergyóbélbor. *Földtani. k.* 1905 Januar.

[2]) *L. c.*, pag. 443—444.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDIU

ASUPRA

ȘISTURILOR CRISTALINE ȘI A ZĂCĂMINTELOR DE MANGANEZ DIN REGIUNEA ȘARUL DORNEI

DISTRICTUL CÂMPULUNG

DE

DR. MIRCEA SAVUL

INTRODUCERE

Studiul în regiunea Dornei l-am început după îndemnul d-lui profesor V. C. BUȚUREANU dela Universitatea din Iași, având în vedere mai ales mineralele de manganez ce se găsesc în abondență în această regiune. Cum poziția cât și geneza acestor zăcăminte de manganez sunt în cea mai strânsă legătură cu șisturile cristaline, fiind cuprinse între ele, studiul de față s'a întins și asupra șisturilor cristaline din această regiune.

Regiunea Șarul Dornei, situată în colțul nordvestic al Moldovei, și cel sudvestic al Bucovinei, constitue o parte din marginea vestică a cristalinului Carpaților orientali.

Diferite studii geologice ce s'au publicat, atât asupra geologiei Bucovinei cât și asupra acestui colț din nord-vestul Moldovei, au atins de multe ori și chestiunea șisturilor cristaline.

In afară de studiile mai vechi ale lui POSEPNY și COTTA, cel mai complet studiu asupra geologiei Bucovinei care se referă și la șisturi cristaline, este acel datorit lui PAUL [1]). Acest autor împarte șisturile cristaline ale Bucovinei în două grupe:

1. O grupă inferioară, caracterizată prin predominarea elementului cvarț, reprezentată prin cvarțite, micașisturi bogate în cvarț, șist cvarțitic negru precum și prin șisturi cloritoase.

2. O grupă superioară, reprezentată prin micașisturi, gneis cu feldspat roș uneori cu treceri spre gneisuri granitice și șisturi silicioase (Kieselschiefer). In părțile superioare ale acestei grupe se găsește calcarul cristalin.

---

[1]) PAUL, Geologie der Bukowina, *Jahrb. d. Geol. R. A.*, 1876.

Institutul Geologic al României

Puțin timp după studiul lui PAUL, apare acel al lui BRUNNO WALTER [1]) care se referă și la chestiunea șisturilor cristaline și a mineralelor de manganez din Bucovina. Acesta, în clasificarea șisturilor cristaline din Bucovina, menține o grupă inferioară reprezentată prin cvarțite, introduce o grupă mijlocie formată din micașisturi obișnuite iar a treia grupă superioară o formează filitele, gneisurile, șisturile cu hornblendă și calcarele cristaline.

D-l Prof. SAVA ATANASIU în studiile d-sale geologice în nordvestul Moldovei [2]), atribue șisturilor cristaline dela Șarul Dornei, o vârstă paleozoică, comparând șistul cvarțitic, șisturile calcaroase și conglomeratul din Dealul Boambei, cu formațiunea carboniferă dela S c h e l a (Gorj).

D-l Prof. BUȚUREANU [3]), s'a ocupat în studiile d-sale și de compoziția chimică a mineralelor de manganez dela Dealul Rusului (Șarul Dornei), găsind că au aceeaș compoziție chimică cu acelea dela Broșteni.

Zăcămintele de manganez din Bucovina, ce sunt în directă legătură cu acelea dela Șarul Dornei, au dat prilej în timpul din urmă la noui cercetări. D-l Ing. ROMAN v. MOGILNICKI [4]) în studiul său, referindu-se și la vârsta șisturilor cristaline ale Bucovinei, le crede t r i a s i c e, deoarece consideră calcarele determinate ca triasice de PAUL, ca fiind intercalate între șisturile cristaline. D-l QUIRING [5]), arată că această determinare este greșită, șisturile cristaline ocupând un nivel geologic inferior față de aceste calcare.

Intre șisturile cristaline din Bucovina, d-l QUIRING deosebește două grupe stratigrafice:

1. Grupa micașisturilor și a șisturilor cvarțitice,

2. Grupa șisturilor cvarțoase (quarzitische Schiefer) și a calcarelor cristaline.

O descriere petrografică sistematică a câtorvà șisturi cristaline în vederile mai noui, după clasificarea lui GRUBENMANN, este aceea datorită d-lui TRAUTH [6]). Deasemenea d-l M. REINHARD [7]) amintește adeseori de

[1]) BRUNNO WALTER, *Jahrb. d. k. k. Geol. R. A.*, 1876 IV, Heft.

[2]) Dr. SAVA ATANASIU, Geologische Studien in den nord-moldauischen Karpathen, *Jahrb. d. Geol. R. A.*, 1899, Bd. 49, H. 3; SAVA ATANASIU, Geologische Beobachtungen in dem Nordmoldauischen Ostkarpathen, *Verhandl. d. k. k. Geol. R. A.*, 1899, No. 5; SAVA ATANASIU, Morphologische Skizze der Nordmoldauischen Karpathen etc., *Bull. Soc. Sciences Bucarest.*

[3]) V. C. BUȚUREANU, Masivul cristalin dela Broșteni, *Ann. Acad. Rom.*, T. XXXVIII·

[4]) Ing. ROMAN v. MOGILNICKI, Manganerzlagerstätten der südlichen Bukowina, *Berg. u. Hüttenmännisches Jahrbuch*, 1917.

[5]) H. QUIRING, Die Manganerzvorkommen in den Krystallinen Schiefern der bukowinischen Waldkarpathen, *Archiv. für Lagerstättenforschung*, H. 30, 1922.

[6]) Dr. F. TRAUTH, Ein Beitrag zur Kenntnis des Ostkarpatischen Grundgebirges, *Mitt. Geol. Gesell. Wien*, III, B. 1910, pag. 53—103.

[7]) Dr. MAX REINHARD, Șisturile cristaline din M-ții Făgărașului, *Anuarul Inst. Geol. al României*, 1909, Vol. III, Fasc. I, pag. 28.

Institutul Geologic al României

şisturile cristaline din judeţul Suceava şi Bucovina, comparându-le cu acelea din Carpaţii meridionali.

De menţionat este faptul că până în prezent nu se citează analize chimice de şisturi cristaline atât în Bucovina cât şi în nordvestul Moldovei.

Caractere morfologice. Regiunea Şarul Dornei este limitată la nord prin creasta despărţitoare a apelor dintre Neagra din Bucovina şi dintre Sărişorul mic şi Neagra Şarului, urmând o direcţie apropiată de NE. Muntele Pietrele Arse constitue limita între rocile sedimentare şi şisturile cristaline. Dealul Negrii (1302) este vârful dominant al acestei creste.

In partea de răsărit regiunea este limitată de o altă creastă cu o direcţie aproape nordsud, ce desparte apele Negrei Şarului de acelea ale Bărnărelului şi Barnarului, afluenţi ai râului Bistriţa. Vârfuri mai de seamă sunt Vf. Şarului (1513) şi Vf. Rusului (1546). Toată această parte este constituită numai din şisturi cristaline.

In partea de vest, cevà mai departe, se întinde platoul eruptiv al Călimanilor. Intre acesta, cu o înălţime medie de 1800 m. şi acel al şisturilor cristaline dela est, cu o înălţime medie de 1600 m. se formează o escavaţiune ce constitue basinul Negrei Şarului, a cărui nivel se poate socotì la 900 m.

Caracterele morfologice ale acestei regiuni au fost indicate încă de mult de d. Prof. SAVA ATANASIU [1]).

Clina de vest a crestei despărţitoare între Barnar, Bărnărel şi Neagra Şarului, este abruptă, ca un zid spre escavaţiunea Negrei. Paralel cu această direcţie, d-l SAVA ATANASIU, indică existenţa unei linii de ruptură. Cursul Negrei Şarului, dela Gura Haitei până în marginea estică a escavaţiunii merge în direcţia NE, după ce atinge însă fractura, îşi schimbă direcţia, urmând pentru puţină distanţă această linie, revenind apoi la aceeaş direcţie SV-NE.

Pârâul Călimănel curge şi el pe această linie de fractură. Mult mai la sud, după un mic prag eruptiv, în prelungirea acestei linii, şi în sens invers cu Călimănelul curge un alt pârâu Drăgoioasa.

Faptul că linia despărţitoare a apelor afluenţilor Bistriţei şi ai Negrei este aşezată nesimetric, aproape de tot de escavaţiunea Negrei, este explicat de d-l Prof. S. ATANASIU, admiţând că în trecut marginea internă a arcului Carpatic se întindeà mai spre vest ca acum, iar râurile Bărnărel, Barnar, etc., au trebuit să-şi fi avut originea în jumătatea estică a unui mare anticlinal, care azi a fost rupt prin prăbuşirea marginei interne a arcului carpatic.

---

[1]) SAVA ATANASIU, Studii geologice în districtul Suceava, II Călimanii şi Basinul Negrei, *Bul. Soc. Ştiinţe Bucureşti*, No. 3 şi 4.

Institutul Geologic al României

Rezultă deci că râurile dinspre estul liniei despărțitoare sunt mai vechi decât acelea de pe marginea escavațiunii, cari și-au stabilit cursul după ce s'a întâmplat ruptura masei cristaline.

Originea acestei escavațiuni, este considerată de d-l SAVA ATANASIU ca un fenomen general la marginea internă a Carpaților răsăriteni.

Inaintea eruperii andezitelor, la marginea internă a Carpaților, există o regiune joasă. Prin erupțiunea Harghitei și Călimanilor, acolo unde massa eruptivă n'a ajuns șisturile cristaline, au rămas escavațiunile despărțite între ele prin praguri ce s'au format acolo unde massa eruptivă a ajuns șisturile cristaline. Exemple la fel cu acela dela Șarul Dornei, sunt escavațiunile Negrei din Bucovina, Gheorghieni, Ciucul de Sus și Ciucul de Jos.

Rezultă deci că escavațiunea dela Șarul Dornei n'a putut luă naștere decât imediat după ridicarea Călimanilor, deci cel mai târziu în a doua parte a miocenului.

In basinul Negrei Șarului, două terase se disting bine. Una inferioară care se ridică dela 10—15 metri deasupra nivelului apei și alta superioară care se ridică până la 60—80 m, având o direcție SW-NE, începând din regiunea Gurii Haitei și prelungindu-se în aceeaș direcție cu cursul Bistriței.

Terasa superioară a fost ulterior tăiată transversal de cursul pârâului Sărișor, astfel că înclinarea ei este mai slabă spre SE, abruptă înspre Sărișorul mare.

DESCRIEREA ROCELOR

In studiul șisturilor cristaline dela Șarul Dornei, ne-am servit de clasificarea dată de GRUBENMANN [1]). Această clasificare este bazată pe conlucrarea datelor ce le dă geologia, studiul microscopic, analiza chimică și aplicarea regulelor de chimie fizicală. Cercetările făcute asupra șisturilor cristaline în ultimele două decenii, au rămas aproape mereu în concordanță cu această clasificare. Ea este considerată actualmente ca cea mai rațională și cea mai răspândită.

Este de amintit că după această clasificație, unele roci eruptive cari deși au suferit oarecare transformare sunt considerate de alți autori ca fiind tot roci eruptive, cum ar fi cazul gabbrourilor deformate, după GRUBENMANN acestea intră în grupul șisturilor cristaline.

Rocile de origină metamorfică, ce se întâlnesc în regiunea Șarul Dornei, se pot împărți din punct de vedere petrografic și genetic în:

I. Amfibolite (grupa IV-a a clasificării lui GRUBENMANN):

a) Epiamfibolite cu epidot,

b) Epiamfibolite cu albit.

[1]) U. GRUBENMANN, Die Kristallinen Schiefer, Berlin, 1910.

Institutul Geologic al României

c) Epiamfibolite sistuoase.

II. Gneisuri:

a) Epigneis cu albit și sericit, din grupa I, de origină eruptivă.

b) Epigneisuri filitice, din grupa II-a, de origină sedimentară.

III. Cvarțite.

a) Cvarțite sericitoase.

b) Șisturi cvarțitice negre.

IV. Calcare cristaline.

V. Zăcăminte de manganez.

VI. Conglomerate metamorfozate.

Ca roci de origină sedimentară, apare conglomeratul cretacic; conglomeratul și calcarul eocen.

I. AMFIBOLITELE

In regiunea șisturilor cristaline dela Șarul Dornei, amfibolitele apar răspândite pe o zonă, a cărei direcție este NNE-SSW. Ele se pot grupà în trei tipuri petrografice: 1) Amfibolite cu epidot, în care elementul feldspatic lipsește sau ia parte într'o prea mică proporție în constituirea rocei. Acestea au o șistuozitate de cristalizare [1]), liniară. 2) Amfibolite cu albit, roci ce posedă o textură compactă, puțin lenticulată, o structură poikiloblastică, în care porfiroblastele sunt constituite din albit iar țesătura din amfibol și clorit și 3) Amfibolite cu albit, ce posedă o textură șistuoasă iar în structura lor se mai observă în mod relictic vechea structură a rocei eruptive din care a rezultat.

a) **Amfibolitele cu epidot.** D-l Th. Nicolau a atras cel dintâiu atențiunea asupra Amfibolitului cu Epidot din Dealul Coacăzei [2]). Amfibolitul cel mai sărac în alcaline, este acel găsit pe versantul bucovinean al pârâului Neagra Șarului, în apropiere de biserica din Moroșeni. Roca apare sub forma unui filon cu o grosime maximă de 10—20 metri, cu direcția NNV, putând fi urmărită pe această direcție pe o distanță de aproximativ 150 metri. In direcția opusă, spre vale, roca nu poate fi urmărită prin faptul că se ascunde sub terasa părăului.

Mai înspre NV de acest loc, începând din albia pârâului Burcutului, apare din nou amfibolitul sub aceeaș formă de filon, cu direcția însă spre NE. Urmărirea lui se poate face din loc în loc pe această direcție, până la

[1]) Nomenclatura structurelor în șisturi cristaline a dat-o Becke: Mineralbestand u. Struktur der Krystallinen Schiefer I, *Denkschr. d. Wiener Akademie*, LXXV Band. Ea a fost admisă și de Grubenmann.

[2]) Th. Nicolau, Asupra minereurilor de mangan dela Șarul Dornei, *An. Inst. Geol. al României*, Vol. III, 1919, pag. 37.

Institutul Geologic al României

confluența pârâului lui Malai cu un mic afluent al său, de aici mai departe roca perzându-și urma. Aceeaș rocă reapare la vreun km. mai spre NEE înspre fundul pârâului Adânc.

Ca tip al acestei grupe de amfibolite, este acel dela Moroșeni. Această rocă prezintă diaclase în direcții paralelipipedice. Roca, deși compactă, din cauză că în constituția ei, este formată în cea mai mare parte din amfibol, ce se află orientat cristolografic în aceeaș direcție, capătă o textură de sistuozitate prin cristalizare, cu aspect liniar, slab lamelar.

Macroscopic, în constituția rocei se distinge amfibolul de coloare verde închis, cu strălucire mătăsoasă. Mici particule intercalate între cristalii de amfibol, de culoare deschisă, corespund epidotului.

Sub microscop, pe lângă textura amintită, se observă o structură n e m a t o b l a s t i c ă, cristalii prismatici de amfibol și epidot, cam de aceeaș mărime (s t r u c t u r ă h o m e o b l a s t i c ă) fiind orientați după aceeaș direcție.

Elementele mineralogice ce constituesc această rocă sunt:

A m f i b o l u l, constituind elementul predominant al rocei prezintă forme cu tendințe de prismă, cu clivajul foarte pronunțat după (110). Este monoclinic, având extincțiunea maximă $c : n_g = 26^0$. Este puternic policroic:

n_g albastru verzui
n_m verde
n_p galben palid

absorbțiunea fiind $n_g > n_m > n_p$. Acest amfibol constitue o varietate de hornblendă comună. Asemenea varietăți, cu policroismul în n_g albăstrui, se întâlnește foarte deseori între șisturile cristaline din zonele superioare de metamorfism.

E p i d o t u l apare în forme lungite în direcția ortodiagonalei, alipite de acelea de hornblendă. Prezintă urme de clivaj după (001). Intr'o secțiune transversală șistuozității rocei, pe lângă secțiunile rombice datorite hornblendei, se observă granulele de epidot tăiate în planul (010), putându-se constată și macla după (100). Extincțiunea față de urmele de clivaj (001) este 28^0.

Intr'o secțiune longitudinală față de șistuozitatea rocei, o mare parte din granulele de epidot prezintă o coloare de polarizație de ordin foarte jos, ceeace-l face să poată fi confundat cu zoisitul. Aceasta este însă numai un aspect, datorit faptului, că prismele de epidot fiind desvoltate după ortodiagonală, face ca secțiunea rocei paralelă cu direcția de șistuozitate, deci și cu a ortodiagonalei epidotului, să prezinte o extincțiune de O^0. Afară de aceasta, planul axelor optice fiind perpendicular pe ortodiagonală, adesea în secțiune suntem în apropierea unei axe optice, deci obținem o birefringență slabă.

Institutul Geologic al României

Cvarțul în granule mici, limpezi, apare rar, constituind mici filonașe ce străbat roca. El este de origină secundară.

Magnetitul este răspândit în toată massa rocei. Apatita apare rareori, în bastonașe încluse în hornblendă.

Interesant e faptul, că în această rocă nu se constată prezența feldspaților. Analiza chimică confirmă aceasta, deoarece elementele alcaline nu iau parte în constituirea rocii, decât într'o prea mică proporție.

Din examenul microscopic rezultă că această rocă este un amfibolit cu epidot, care după clasificarea lui GRUBENMANN face parte din grupa IV a Eclogitelor și Amfibolitelor. Constituția rocei este:

Elemente principale: hornblendă, epidot.

Elemente de întovărășire: magnetit (secundar cvarț).

Elemente accesorii: apatit (secundar limonit).

Analiza chimică a acestui amfibolit, dă următoarele rezultate:

	%
SiO_2	46,51
TiO_2	1,13
Al_2O_3	9,35
Fe_2O_3	7,52
FeO	10,85
CaO	12,42
MgO	9,19
Na_2O	0,76
K_2O	0,28
H_2O sub 110°	0,06
Pierdere prin calcinare	1,21
	99,28

	Mol × 1000	Mol %		Atomi %
SiO_2	785	49,5	Si	46,3
Al_2O_3	91	5,8	Al	10,9
FeO	245	15,4	Fe	14,4
CaO	221	13,9	Ca	13,-
MgO	228	14,4	Mg	13,5
Na_2O	12	0,8	Na	1,5
Na_2O	3	0,2	K	0,4
		100,-		100.-

Calculând valorile de grupă, după GRUBENMANN-OSANN, găsim:

S = 49,5 M = 9,1 $a_{0,5}\ c_2\ f_{17,5}$

A = 1,- T = 0

C = 4,8 K = 0,9

F = 38,9

Institutul Geologic al României

In această rocă, valoarea acidului silicic se scoboară la limita inferioară a grupei IV a lui GRUBENMANN. Valoarea lui $K = 0,9 < 1$, arată ca și în cazul rocelor eruptive, că în rocă se găsesc minerale ca magnetit, pirit sau prezența olivinei; cantitatea de silice fiind inferioară raportului necesar pentru formarea de albit, anortit sau metasilicați.

In cazul șisturilor cristaline, olivina fiind caracteristică numai zonelor inferioare de metamorfism, în celelalte zone, în cazul când $K < 1$ vom aveà sau prezența de minerale opace (magnetit, pirită, etc.) sau prezența mineralelor cu un raport de silice mai mic, cum este epidotul, granatul, etc. aceste minerale având volumele moleculare mai mici.

In privința originei eruptive sau sedimentare, a acestui amfibolit, ne putem conduce de diverse mijloace, plecând dela datele analizei chimice.

După OSANN [1]), spre a găsì această origine, vom calculà raporturile:

$$Si\,O_2 : Al_2\,O_3 : (Fe, Mg, Ca)\,O = S\,Al\,F$$
$$Al_2\,O_3 : Ca\,O : (Na, K)_2\,O = Al\,C\,Alk$$
$$Na_2\,O : (Na + K)_2\,O = NK$$

și $Mg\,O : (Mg + Ca)\,O : MC$, atunci când valorile MC sunt extreme.

In cazul amfibolitului dela Moroșeni, valorile sunt:

$$S\,Al\,F = 15 : 2 : 13 = 30$$
$$Al\,C\,Alk = 8,5 : 20 : 1,5 = 30$$
$$NK = 8$$
$$MC = 5,1$$

Raportul S Al F, face ca punctul de proiecție ce reprezintă acest amfibolit să cadă în câmpul rocelor eruptive, în sextantul I (vezi tabla IV), între valorile medii pentru piroxenite, basalte cu nefelin, basalte cu leucit și gabbro II (bazic). După valoarea raportului Al C Alk, roca cade în apropierea valoarei mijlocii a peridotitelor (sextantul III), tot în regiunea rocelor eruptive (vezi tabla V). După aceste raporturi deci, natura amfibolitului dela Moroșeni, este indicată de a fi de origină eruptivă.

Incercând să căutăm originea acestei roci, după valorile [2]) $Si, U = Al + Fe + Mg$ și $L = Ca + Na + K$, găsim:

$$Si = 46,3 \quad ; \quad U = 38,8 \quad ; \quad L = 14,9$$

Punctul de proiecție, corespunzător acestor valori, înscris în triunghiul Si-U-L, cade deasupra limitei despărțitoare dintre rocile eruptive și cele

[1]) A. OSANN, Petrochemische Untersuchungen, Heidelberg, 1913.

[2]) F. BECKE, IV Chemische Analysen v. Krystallinen Gesteine aus der Zentralkette der Ost-Alpen, Wien, 1912.

Institutul Geologic al României

sedimentare (vezi tabla VI), deci în zona rocelor eruptive, în apropiere de punctul reprezentativ al valorii medii pentru gabbro (Si = 45,3 : U = 37,7. L = 17,0).

In acelaş scop, pentru a deosebi şisturile cristaline de origină eruptivă de acele de origină sedimentară, d-l LINCK [1]) a descris o metodă, înscriind trei valori A, C, Fm, deduse din analiza chimică a rocei, în două triunghiuri analoage cu acelea ale lui OSANN. După raportul sodiului faţă de potasiu, înscriem în unul sau altul din aceste triunghiuri, aceste trei valori. Triunghiul superior corespunde rocelor sedimentare, triunghiul inferior, rocelor eruptive.

Pentru amfibolitul din Moroşeni, avem:

$$A = K_2O + Na_2O = 0{,}5$$
$$C = CaO = 6{,}- \qquad N = 8$$
$$Fm = FeO + MgO = 13{,}5$$

Condiţiunile ca o rocă să fie de origină sedimentară sau eruptivă sunt:

a) Pentru rocile de origine sedimentară

1. Adesea, mai mult ca 5% exces de Al_2O_3,

2. Adesea exces de K_2O,

3. La exces de K_2O şi insuficienţă sau puţin exces de Al_2O_3, adesea C foarte mare şi $Al_2O_3 < CaO$.

b) Pentru rocile de origină eruptivă:

1. Adesea mai puţin ca 5% exces de Al_2O_3,

2. Adesea exces de Na_2O,

3. La exces de K_2O şi insuficienţă sau puţin exces de Al_2O_3, C mic şi întotdeauna 2 $(K_2O + Na_2O) > Al_2O_3$,

4. La exces de Na_2O şi insuficienţă sau puţin exces de Al_2O_3, adesea C. mic şi întotdeauna $Al_2O_3 > CaO$.

Pentru amfibolitul dela Moroşeni, avem mai puţin ca 5% exces de Al_2O_3, exces de Na_2O, valoarea lui C mică, numai în privinţa raportului între Al_2O_3 şi CaO, acesta este ca la rocile sedimentare.

In acest caz deci, metoda lui LINCK nu ne poate duce la un rezultat precis.

După compoziţia chimică amfibolitul acesta se apropie mult cu rocile eruptive din grupa esexitelor, gabbrourilor, piroxenitelor şi perioditelor. Astfel se aseamănă cu tipul Schöllschitz, Mähren: [2]) (vezi tabla III)

S = 46,5, A = 1,39; C = 6,28; F = 38,07; M = 7,9; Si O_2 = 46 56%

[1]) G. LINCK, Über den Chemismus der tonigen Sedimente, *Geologische Rundschau*, IV, pag. 289—311.

[2]) A. OSANN, Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine, *Abhandl. d. Heidelberger Akademie der Wissenschaften*, 8 Abhandl., 1919, pag. 86. OSANN propune ca valorile a. c. f. să se calculeze astfel ca suma lor să fie egală cu 30 iar nu cu 20 ca mai înainte.

Institutul Geologic al României

$a_1\ c_4\ f_{25}$ calculat la $a + c + f = 30$, ceeace pentru amfibolitul dela Moroșeni ar reveni la $a_1\ c_3\ f\ 26$.

Roci eruptive de compoziție chimică apropită, au fost găsite în regiunea șisturilor cristaline din nordvestul Moldovei, de către d-l Prof. BUȚUREANU [1]). Astfel picritul de pe coasta Bursunelor la gura pârâului Puzdra, are o compoziție chimică asemănătoare.

* * *

Amfibolite de un gen apropiat cu cel dela Moroșeni, se mai întâlnesc și pe celălalt versant al pârâului Neagra Șarului, de ex. în fundul pârâului Petrenilor, afluent al pârâului Șarului din Plaiul Șarului, putând fi urmărite pe teren, pe o direcțiune spre NEE, înspre fundul pârâului Juncanilor.

Macroscopic, la aceste amfibolite se observă cristali mătăsoși de hornblendă orientați liniar. Printre aceștia se pot observà interpuse puncte de culoare verzue deschisă, datorite granulelor de epidot și feldspat. Orientarea cristalilor de hornblendă suferă ondulațiuni.

Sub microscop roca prezintă o șistuozitate de cristalizare, liniară, cu o structură mai mult nematoblastică, datorită mai ales cristalilor de hornblendă prismatică, orientați în aceeaș direcțiune.

In constituția acestor amfibolite, intră următoarele elemente:

H o r n b l e n d a constitue elementul predominant al rocei, prezentând forme prizmatice în aceeaș direcție. Uneori a suferit ondulațiuni sau presiuni care au redus-o în forme lenticulate, pentru a face loc altor elemente ca epidot, etc.

Extincțiunea maximă găsită este $c : ng = 20^0$. Este de coloare verde policroică:

n_g albastru verzui
n_m verde
n_p galben palid

absorbțiunea este $n_g > n_m > n_p$.

E p i d o t u l se găsește mai ales în forme prismatice, alipite în aceeaș direcție cu cristalii de hornblendă. Aceste forme prismatice (fără contur propriu) sunt desvoltate după ortodiagonală, prezentând urmele de clivaj după (001). Policroismul nu se poate determinà ,deoarece în secțiune microscopică, epidotul apare incolor.

A l b i t u l se găsește în granule mari lenticulate, prinse între celelalte elemente. Câte odată este limpede, de cele mai multe ori este tulbur, din cauză că este plin de foițe mici de mică microlitică secundară orientată în

[1]) V. C. BUȚUREANU, Masivul cristalin dela Broșteni, *Analele Academiei Române*, Tom. XXXVIII, pag. 80.

Institutul Geologic al României

direcţiuni paralele cu feţele de clivaj ale albitului. Deasemenea albitul conţine răspândit în mod poikilitic, granule mici de epidot şi de hornblendă.

Cloritul este mai puţin răspândit sub formă de penin.

Rutilul se găseşte în prisme mici, de coloare brună închisă.

Magnetitul este răspândit în granule cu forme neregulate, mai ales în asociaţie cu rutilul. Acest fapt poate fi considerat ca rezultând prin acţiunea dinamometamorfismului asupra ilmenitului, fapt ce se constată adesea în zonele superioare ale şisturilor cristaline.

După observaţia sub microscop, rezultă că aceste amfibolite fac parte, după clasificarea lui GRUBENMANN, din grupa a IV a eclogitelor şi amfibolitelor. Prezenţa, în special, a feldspatului sub formă de albit, indică locul acestor roci, în zona superioară de metamorfism. Constituţia acestor epidot-albit-amfibolite este:

Elemente principale: hornblendă, epidot, albit;

Elemente de întovărăşire: magnetit, rutil, clorit;

Elemente accesorii: mica microlitică secund. şi serpentin.

b) **Epialbit amfibolitele.** Aceste roci se întâlnesc în regiunea şisturilor cristaline dela Şarul Dornei, mai ales pe clinele muntelui Şar, mai rar pe versantul bucovinean al pârâului Neagra Şarului.

Pe versantele bucovinene, întâlnim aceste roci în fundul pârâului Adânc, cevà mai în spre sud de locul unde se găsesc amfibolite de genul descris anterior. Aici amfibolitele pot fi urmărite pe o distanţă de 2—300 metri, în direcţia estvest.

In fundul pârâului Burcutului, la vreo 2 km. mai spre vest, această rocă reapare, putând fi urmărită pe aceeaş direcţie est-vest pe o distanţă de 300 metri, trecând prin apropierea piscului Dealul Negrii.

Pe celălalt versant al pârâului Neagra Şarului, găsim aceste amfibolite răspândite în regiunea Plaiul Şarului, cum este în apropierea drumului de deasupra terasei pârâului, apoi mai sus pe pârâul Şarului, cam la mijlocul său, formând în malul drept stânci mari. Acest amfibolit poate fi urmărit din acest loc, în direcţia nordest. Amfibolitul reapare în valea pârâului Juncanilor, pe o lăţime de 10—20 metri, putând fi urmărit pe o distanţă de 3—400 metri în direcţia NNE. Direcţia şistuozităţii rocei este însă NV înclinarea de 35° spre NE.

Aceste amfibolite le găsim mai răspândite în apropiere de Piscul Şarului, scoborând atât către satul Şarul Dornei, cât şi în spre sud în valea pârâului Rusu. Ele sunt marcate pe teren printr'o serie de stânci înşirate indicând direcţia unui filon ajungând până la o lăţime de 20 metri. Roca este străbătută de diaclase largi în direcţiunile NS şi NEE-SVV. Acest amfibolit reapare apoi în valea pârâului Rusu, chiar la confluenţa sa cu pârâul Hăenilor, sub forma unor înălţimi stâncoase.

Institutul Geologic al României

Amfibolitele acestea au aspectul macroscopic al unei roci eruptive cu structura porfirică, în care cu ochiul liber se pot observà fenocristali albi de un diametru de 0,5 cm, formați din feldspat clar, împlântați într'o masă de coloare verde închisă, în care se pot distinge prisme de hornblendă. Prin alterarea rocei, pe suprafața ei rămân în proeminență granule albe de feldspat In acest caz, în blocurile mari de pe teren, granulele albe, apar înșirate ca mărgelile, în șiraguri paralele, marcând astfel o șistuozitate a rocei.

Cu lupa se poate observà că feldspatul limpede prezintă urmele de clivaj, iar atunci când e mai tulbure, conține inclusiuni de amfibol. Hornblenda are aspectul fibros, suferind ondulațiuni puternice.

Sub microscop structura rocei apare p o i k i l o b l a s t i c ă, roca fiind formată din porfiroblaste de albit, ce cuprind incluse granule din elementele țesăturii. Țesătura este formată în cea mai mare parte din hornblendă și clorit. Elementele mineralogice ce constituesc aceste roci, sunt:

A l b i t u l, se găsește în rocă în indivizi mari cu contur rotunzit, înconjurat câteodată de o coroană de strivire. Este limpede, lăsând să se vadă uneori urmele de clivaj. Aproape întotdeauna nu este maclat, foarte rar prezintă macla polisintetică. Indicele de refracție este puțin inferior față de acel al balsamului de Canada. O secțiune în planul g^1 (010), dă o extincțiune de 22°.

Albitul prezintă uneori striviri și în cazuri rari se vede extincțiunea onduloasă datorită acestor striviri, mai ales când secțiunea microscopică este tăiată aproape perpendicular pe axă. Nu prezintă structura zonară. Adesea albitul conține pulbere de mica secundară microlitică orientată după direcția urmelor de clivaj.

Caracteristic pentru aceste amfibolite, este faptul că porfiroblastele de albit, conțin, înglobate în mod poikilitic, numeroase inclusiuni, cum sunt idioblaste de granat, granule de epidot, amfibol, rutil, etc., de multe ori aceste inclusiuni posedând o anumită orientare.

H o r n b l e n d a se găsește atât în forme prismatice fără contur propriu, răspândită în massa incoloră a porfiroblastelor de albit, cât și formând țesătura rocei, înconjurând granulele de albit. In țesătura rocei, formele prismatice de hornblendă sunt orientate, însă această direcție de orientare a suferit diverse plisări, astfel că într'o secțiune microscopică hornblenda apare în cuiburi când cu toți indivizii în secțiune longitudinală, când în secțiune transversală. Insuș multe din prismele de hornblendă, au suferit plisări, prezentând astfel între nicolii în cruce o extincțiune onduloasă.

Extincțiunea maximă a hornblendei $n_g : c$, variază în diferitele probe de roci, între 17° și 22°. Birefringența maximă este între 0,025 și 0,03. Posedă un policroism puternic:

n_g = albastru verzui

Institutul Geologic al României

n_m = verde ca iarba
n_p = oliv palid

Formula de absorbţiune este $n_g > n_m > n_p$.

Această varietate de hornblendă este foarte răspândită între şisturile cristaline din regiunea dela Şarul Dornei şi este caracteristică şisturilor cristaline din zonele superioare de metamorfism. Prin caracterele ei optice este considerată ca făcând o trecere între hornblenda comună şi amfibolul sodic glaucofan [1]).

Epidotul se găseşte mai ales inclus în interiorul porfiroblastelor de albit. Este lungit de obiceiu după ortodiagonală, clivajul este bine pronunţat după (001). Policroismul nu se poate observà, în secţiunea microscopică epidotul fiind aproape incolor, cu o slabă nuanţă gălbue. Câte odată epidotul formează aglomerate de granule mici.

In apropierea epidotului se găsesc concentrate şi granule de granat. Aceasta ne indică prezenţa unui feldspat calcosodic în roca primitivă anterioară metamorfismului. Prin acţiunea dinamometamorfismului în special, feldspatul a fost transformat în albit, restul de calciu luând parte la formarea epidotului (zoisit) şi eventual şi a granatului. Şi acest proces este caracteristic şisturilor cristaline din zonele superioare de metamorfism.

Granatul este răspândit în forme cu contur dodecoedric, incluse în granulele mari de albit. Este perfect isotrop. In lumina transmisă posedă o slabă nuanţă roz. Adesea este cloritizat. Uneori conţine incluse prisme mici de rutil.

Cloritul apare în cantităţi diferite; în unele roci deabià apare, în altele intervine ca un element principal. Apare ca un produs de transformare a hornblendei. Este policroic:

n_g = verde
n_m = verde
n_p = galben palid

formula de absorbţiune fiind $n_g = n_m > n_p$.

Direcţia de vibraţie după n_p, este aproape perpendiculară pe urmele de clivaj. Avem în prezenţă varietatea de clorit numită penin negativ.

Magnetitul apare în secţiuni rombice sau patrate opace, răspândite în toată massa rocei, mai aglomerate în apropierea granulelor de clorit.

Rutilul apare în prisme mici rotunzite, de coloare brună închisă.

Serpentinul se găseşte în unele amfibolite în ţesătura rocei, în asociaţie cu cloritul şi hornblenda. Este de varietatea galben-verzue, fibroasă, numită crisotil. Umple crăpăturile sinuase din massa ţesăturii.

[1]) V. GRUBENMANN, *loc. cit.*, pag. 205.

Institutul Geologic al României

Zirconul apare în granule și prisme, incolore, microscopice.

Prezența albitului nemaclat, de formațiune nouă, în aceste roci, prezența cloritului, granatului și a epidotului incluse în granulele de albit, ne îndreptățesc a aranjà aceste roci, după clasificația lui GRUBENMANN, între amfibolitele din zona superioară de metamorfism. Constituția medie a acestor amfibolite este deci:

Elemente principale: hornblendă, albit, epidot, clorit;

Elemente de întovărășire: granat, magnetit, serpentin, (cvarț);

Elemente accesorii: rutil, zircon, mica secundară microlitică.

c) **Amfibolitele șistuoase.** Aceste roci apar pe malurile pârâului Rusu, la 200—300 m. mai în sus de confluența sa cu afluentul său pârâul Coacăze. Direcția șistuozității în acest loc este E-V, șisturile fiind înclinate de 32° spre Sud. Trecerea dintre această rocă și șisturile cloritosericitoase din apropiere se face în mod treptat.

Cu vreo 200 m. mai spre SV de acest loc apare un alt amfibolit cu o textură asemănătoare, deasemenea și în fundul pârâului Huenilor. In cealaltă parte a muntelui Rusu, regăsim acest tip de amfibolite în fundul unuia din afluenții pârâului Chirilenilor.

Textura acestor roci, este șistuoasă, coloarea lor este verde grie, datorită cantității mari de clorit și amfibol ce conțin. Sub microscop se vede că ele prezintă o structură relictică, a unor roci ce nu au suferit o metamorfozare mai pronunțată, păstrând încă în bună parte caracterele rocelor de origină. Astfel, în mod relictic, se păstrează ceva din structura unor roci eruptive hipidiomorfgrăunțoase.

Elementele mineralogice ce constituesc aceste roci, sunt:

Feldspatul apare în forme tabulare după (010), când este maclat după legea albitului. Uneori este complet sfărâmat în granule mici, în care caz nu se observă maclele. Granulele mari sunt mai limpezi spre exterior, pline de inclusiuni de epidot (zoisit) către mijlocul lor, arătând prin aceasta prezența în roca primitivă a unui feldspat calcosodic cu structură zonară. Prin acțiunea dinamometamorfismului, a avut loc această producere a zoisitului, consumându-se din calciu feldspatului.

Pentru a determinà feldspatul ,metoda BECKE nu se poate întrebuința, deoarece în vecinătatea sa nu se găsesc granule de cvarț. In toate secțiunile ce prezintă macla albitului, la luminozitatea comună de 45° nu se observă deosebiri de nuanță care să indice macla de Carlsbad, fapt ce se întâlnește numai la albit. Extincțiunea maximă față de urma de maclă de albit este 14°—16°. Pentru a deosebì confuzia între albit și oligoclas, s'a comparat indicele de refracție față de acel al bromurii de etilen ($n = 1{,}535$) și nitrobenzen ($n = 1.546$), găsindu-se:

$$n'_g < 1{,}535$$

Institutul Geologic al României

n'_p aproape de 1,535
$n'_g < 1.546$
$n'_p < 1,546$

ceeace ne indică feldspatul albitic.

Hornblenda se găseşte în forme prismatice, uneori curbate, formând majoritatea elementului colorat al rocei. Uneori este mai puternic policroică

n_g = albastru verzui palid
n_m = verde palid
n_p = galben palid

formula de absorbţiune $n_g > n_m > n_p$. Extincţiunea maximă este $n_g : c = 16^0—17^0$, în roca de la pârâul Chirilenilor ajunge până la 22^0.

In unele amfibolite se găseşte şi uralit, în forme prismatice scurte.

Biotitul se găseşte în fragmente policroice:

n_g = verde brun
n_m = verde brun
n_p = galben palid

formula de absorbţiune fiind $n_g = n_m > n_p$.

Prezintă un început de cloritizare, între foiţele de mica găsindu-se intercalate foiţe de clorit. Odată cu acest proces se constată şi apariţia unei ţesături triunghiulare de ace de sagenit.

Cloritul apare mai ales ca un produs de transformare a hornblendei. Mai desvoltată este varietatea clinoclor, în foiţe policroice, cu axa de vibraţie n_g, perpendiculară pe urmele de clivaj. Policroismul este:

n_g = oliv palid aproape incolor
n_m = verde palid
n_p = verde palid

Mica (sericit) apare uneori, în fragmente în asociaţie cu cloritul.

Epidotul (şi zoisitul) se găseşte atât în granule mai mari, precum şi în aglomerate de granule mici, fie în asociaţie cu hornblenda, fie îngrămădite în mijlocul cristalilor de feldspat.

Sfenul, apare în roca dela pârâul Chirilenilor, în granule mari, în ţesătura rocii.

Rutilul, apare sub formă de sagenit, apatita în prisme microscopice. Magnetita este răspândită în granule mici. Calcita şi limonita apar ca produse de formaţiune nouă, prin alterarea rocii.

Constituţia mineralogică medie a acestor amfibolite este deci:

Institutul Geologic al României

Elemente principale: albit, hornblendă, clorit, epidot (zoisit);
Elemente de întovărășire: biotit, calcită, titanit;
Elemente accesorii: apatită, sericit, rutil, magnetit.

Aceste roci după clasificarea lui GRUBENMANN fac parte dintre amfibolitele din zona superioară de metamorfism, constituind epialbitamfibolite.

Analiza chimică a unui astfel de amfibolit, de pe pârâul Rusu, ne-a dat următoarele rezultate:

	%
SiO_2	46,49
TiO_2	1,12
Al_2O_3	15,81
Fe_2O_3	2,48
FeO	9,08
MnO	0,09
CaO	7,19
MgO	9,70
Na_2O	3,41
K_2O	0,51
H_2O (-110)	0,07
H_2O (	
CO_2)	4,55
	100,50

	Mol × 1000	Mol %		Atomi %
SiO_2	784,9	51,4	Si	45,-
Al_2O_3	154,7	10,1	Al	17,7
FeO	158,6	10,4	Fe	9,1
CaO	128,2	8,4	Ca	7,4
MgO	240,6	15,8	Mg	13,9
Na_2O	55,-	3,6	Na	6,3
K_2O	5,4	0,3	K	0,6
		100,-		100,-

Calculând valorile de grupă după GRUBENMANN-OSANN găsim:

$S = 51,4$ $M = 2,2$ $a_2\ c_3\ f_{15}$
$A = 3,9$ $T = 0$
$C = 6,2$ $K = 0,8$
$F = 28.4$

Aceste valori sunt foarte apropiate de acele ale grupei IV a amfibolitelor, a cărei valori medii sunt:

$S = 52$ $M = 6,0$ $a_2\ c_{2,5}\ f_{14,5}$

Institutul Geologic al României

A = 3,7 T = 0
C = 6,8 K = 0,5
F = 28,5

In reprezentarea grafică, în triunghiul lui OSANN, punctul corespunzător acestui amfibolit cade în imediata apropiere de valoarea medie pentru grupa amfibolitelor.

Procentul molecular de silice 51,4 nu ajunge să satureze în aceste roci oxizii metalici în raporturile metasilicaților, astfel că valoarea lui K este scăzută sub 1 la K = 0,8. Alcalinele sunt iarăș în cantitate cu mult insuficientă pentru a puteà saturà alumina, potasiul în special se găsește în cantitate foarte redusă. Restul de alumină nu ajunge să satureze calciul, astfel că valoarea lui F este foarte mare. Intr'o rocă eruptivă, acesta indică prezența mineralelor opace ca magnetită, pirită, etc., a olivinei; în cazul acestor amfibolite în zona superioară de metamorfism, corespunde calcitei libere, magnetitului, epidotului, etc.

Incercând determinarea originei eruptive sau sedimentare a acestui amfibolit, găsim:

După metoda dată de LINCK:

A = 2
C = 4,5 $n = 9$
Fm = 13,5
20,0

Se constată un exces mai mic ca 5% Al_2O_3, exces de Na_2O; la exces de Na_2O valoarea lui C este mică și $Al_2O_3 > Ca\,O$ (10,1 $Al_2O_3 > 8,4\,Ca\,O$). Roca face parte deci din grupa rocelor eruptive, locul ei fiind înscris în triunghiul de jos.

Aplicând raporturile Si, U, L, găsim:

Si = 45; U = 40,7; L = 14,3

Punctul reprezentativ în triunghiul Si- U-L, pentru acest amfibolit, cade deasupra limitei despărțitoare dintre rocile eruptive și cele sedimentare, deci intră în grupa rocelor eruptive, în apropiere de regiunea gabbroului.

După OSANN găsim:

S Al F = 16 : 3 : 11 = 30
Al C Alk = 13,5 : 11,5 : 5 = 30
MC = 6,5

Punctul reprezentativ raportului S Al F, cade în câmpul rocelor eruptive în sextantul I. Deasemenea punctul reprezentativ al raportului Al C Alk cade tot în regiunea rocelor eruptive.

Institutul Geologic al României

După cum se vede chimismul acestor amfibolite corespunde rocelor eruptive, fiind cel mai apropiat de acel al gabbrourilor. Astfel, tipul Gerstenberg are următoarele valori (socotindu-se $a + c + f = 30$):

$$s = 52{,}87; \quad A = 4{,}42; \quad C = 5; \quad F = 28{,}65; \quad a_{3\cdot5}\ c_1\ f_{22\cdot5}$$
$$K = 0{,}8 \quad n = 7{,}7 \quad \text{seria } a \quad Si\,O_2 = 47{,}77\%$$

La amfibolitele din regiunea Șarul Dornei, nu numai după compoziția lor chimică ci și după felul cum apar pe teren se poate deduce originea lor eruptivă. Acestea apar pe teren sub formă de filon, cu o grosime de câțivà metri și o lungime ce poate ajunge la câtevà sute de metri, adeseori în direcții transversale șistuozității rocelor învecinate.

In regiunea șisturilor cristaline din NV Moldovei, d-l Prof. BUȚUREANU, a găsit răspândite peste toată această regiune numeroase roci filoniene bazice [1]). Toate acestea sunt caracterizate prin valori mici pentru a, cuprinse între a_2 și a_4, iar pentru c și f, valori cuprinse între c_0 și c_5 și f_{13} și f_{16}. In triunghiul lui OSANN, toate aceste roci sunt reprezentate printr'o zonă lungită continuă, ce păstrează o aceeaș direcție, înscrisă în partea de sus a sextantelor III și IV. Ceva mai îndepărtate de această zonă, găsim și câtevà puncte răslețe, cum ar fi picritul de pe Coasta Bursunelor.

Amfibolitele din regiunea Șarul Dornei, nu sunt străine de constituția chimică a acestor roci eruptive bazice. Astfel amfibolitul de pe pârâul Rusului, în privința chimismului, este în imediată apropiere a diabazelor studiate de d-l Prof. BUȚUREANU, iar amfibolitul dela Moroșeni foarte apropiat de picritul amintit mai sus. Aceste fapte ne indică înrudirea ce o au toate aceste roci, cari constituesc o serie de diferențiere a unei magme comune.

Amfibolitele din regiunea Șarul Dornei, par a provini deci din aceste roci filoniene eruptive, în urma acțiunii dinamometamorfismului. In timpul acestui proces, natura elementelor mineralogice ce constituiau acele roci eruptive s'a schimbat, compoziția chimică a rocei rămânând aproape aceeaș. Astfel au dispărut olivina, plagioclasii bogați în calcin, piroxenii, au apărut în schimb epidotul, albitul, granatul, cloritul, etc.

In alte părți ale regiunii șisturilor cristaline din NV Moldovei, existând și zone de metamorfism mai profund, existența mineralelor ca piroxenii, olivina, plagioclasii, n'a fost înlăturată, deoarece în aceste zone ne aflăm în condițiile de existență pentru aceste minerale. Astfel de zone de metamorfism mai pronunțat se pot constată cevà mai departe de Șarul Dornei, cum este la Dârmoxa, unde se găsește de exemplu micașistul propriu zis, caracteristic zonei medii de metamorfism al șisturilor cristaline.

[1]) V. C. BUȚUREANU loc. cit.

Institutul Geologic al României

După unii autori, amfibolite de acest gen, ca la Şarul Dornei, nici nu sunt considerate ca fiind şisturi cristaline propriu zise, ci roci bazice deformate prin acţiuni dinamice. cum se întâmplă în special cu rocile gabbroide. După GRUBENMANN însă, ele fac parte dintre şisturile cristaline din zona superioară de metamorfism.

II. GNEISURILE

In regiunea şisturilor cristaline dela Şarul Dornei, gneisurile ocupă o mare suprafaţă, fiind răspândite mai ales pe clinele de nord şi vest a muntelui Şar. Cristalinitatea lor mai pronunţată apare mai ales în regiunea dintre pârâul Juncanilor şi pârâul Ursăriei, apoi în regiunea piscul Şarului, continuându-se pe coasta râpoasă de vest de deasupra satului Şarul Dornei. In restul regiunii, cristalinitatea lor este mai mică, trecând în roci de tip filitic, cari la rândul lor trec pe nesimţite în roci mai bogate în cvarţ, în cvarţite sericitoase.

a) **Gneisurile cu o cristalinitate mai mare,** apar uneori cu o textură compactă şi o structură granulară, totuş în dimensiuni mari roca prezintă o textură paralelă.

Textura compactă o au aceste gneisuri numai în puţine locuri izolate pe dealul Ursăriei, în celelalte locuri însă textura paralelă a gneisului este din ce în ce mai pronunţată, după cum foiţele de mica albă şi de clorit orientate, sunt în cantitate mai mică sau mai mare.

Aceste gneisuri sunt formate din următoarele elemente minerale:

Feldspatul se găseşte în granule albe sau albcenuşii, uneori în forme lenticulare, cu feţe strălucitoare de clivaj. Cvarţul se observă macroscopic atât în granule cât şi în filonaşe lenticulate, ce uneori pot ajunge grosimea de 1 centimetru. La unele gneisuri cum sunt acelea de pe piscul Şarului, textura devenind mai şistoasă, se observă păturі lenticulare formate din agregate strivite de feldspat şi cvarţ, alături de o ţesătură cloritoasă în care se pot observà foiţe de mica albă.

Sub microscop, gneisurile prezintă o structură granoblastică până la lepidoclastică. Structura porfiroclastică este iarăşi frecventă, cum este la gneisul cloritos ce se găseşte în fundul pârâului Juncanilor. Aici granulele mari de feldspat sunt înconjurate de sfărămături mici de feldspat şi cvarţ, cari împreună cu cloritul formează ţesătura şistuasă a rocei. Structuri de felul acesta, sunt recunoscute ca fiind caracteristice granitelor, sienitelor sau gneisurilor din zonele de adâncime medie sau profundă, deformate prin acţiuni dinamice.

Sub microscop se observă următoarele elemente:

Albitul se găseşte în granule mari fără contur propriu, cu dimensiuni cu mult mai mari ca a granulelor de cvarţ. Uneori este limpede, alte

Institutul Geologic al României

ori plin de foițe de mica produsă în mod secundar. Granulele de feldspat sunt uneori strivite, fiind implântate într'o țesătură formată din granule mici sfărâmate de cvarț și feldspat. Alterarea internă a granulelor de feldspat, cu producere de damourit, a avut loc de preferință dealungul urmelor de clivaj, astfel că uneori în lumina polarizată, aceste granule de feldspat, sub un obiectiv slab, dau aspectul unei macle polisintetice, în realitate nefiind decât șiruri paralele de foițe de mica vizibile cu un obiectiv mai puternic. In secțiunile în care apar urmele de clivaj după (001) cât și după (010), aceste foițe sunt orientate după ambele aceste direcții.

Această alterare a cristalilor de feldspat, pornește dela contactul cu un alt mineral, cum este cvarțul, propagându-se în zone, care de multe ori sunt limitate de contururi în linie dreaptă, paralele cu urmele de clivaj. Deasemenea această alterare pornește uneori dela contactul exterior al granulelor de feldspat, propagându-se pe zone înguste către interior, mai ales dealungul fracturelor.

Feldspatul prezintă deasemenea numeroase inclusiuni formate din granule de cvarț, granat, uneori se găsesc chiar și secțiuni rombice de calcită, cum este cazul gneisului de pe coasta râpoasă de deasupra satului Șarul Dornei. Adesea granulele de cvarț au aspectul că au crescut în feldspat în mod pegmatitic.

Feldspatul de obiceiu apare nemaclat, urmele maclei polisintetice se întâlnesc foarte rar și numai în mod relictic.

Indicele mediu de refracție a feldspatului din gneisul de pe dealul Ursăriei, determinat prin metoda licidelor, este mai mare ca 1.5016 și mai mic (apropiat) de 1.535. Feldspații din toate gneisurile, comparați cu granulele de cvarț vecine, au

$$\begin{matrix} n_g & < \\ n_p & < \end{matrix} \quad \varepsilon. \ \omega$$

ceeace corespunde unui feldspat acid cuprins între Ab și $Ab_6\ An_1$. O secțiune de feldspat perpendiculară pe n_g, dă o extincțiune de 20°, ceeace corespunde unui albit cu aproximativ 5% Anortit.

Maximul de birefringență observată este 0,009, iar o secțiune perpendiculară pe bisectrița ascuțită a axelor optice prezintă o birefringență de $n_m - n_p = 0{,}0036$. Calculând 2 V din aceste valori, găsim că 2 V = 78°,28′. Din acestea se vede că avem de aface cu un feldspat foarte puțin bogat în calciu.

C v a r ț u l ia parte ca element principal în constituirea rocei. Conturul este întotdeauna neregulat. In rocile cu cristalinititea mai ridicată, prezintă mai puțin fenomenul de strivire, prezentând totuș o extincțiune onduloasă. In celelalte tipuri, cu șistuozitatea mai pronunțată, granulele sunt puternic strivite, uneori găsindu-se și granule mari ce au segmente

Institutul Geologic al României

cu orientări onduloase. Alteori este complet strivit, în aglomerate lenticulate. Câteodată cvarțul este inclus în massa feldspatului.

Mica albă apare în rocile mai compacte, în forme neregulate, de dimensiuni de ajuns de mari, cu foile neondulate, crescute mai ales în massa feldspatului. In cele mai multe gneisuri însă, mica albă formează pături sinuoase, uneori lenticulate, alteori răspândite în jurul granulelor de feldspat, constituind varietatea sericit. Intre foițele de sericit plisate, apar intercalate pături alterne de clorit (penin).

Cloritul se găsește în gneisuri atât sub formă de penin cât și de clinoclor. Sunt unele probe de rocă însă care nu prezintă decât una din aceste varietăți.

Cloritul formează aproape totalitatea elementului colorat al gneisurilor, găsindu-se în pături ondulate, de multe ori înconjurând, în asociație cu sericitul și granule mici de cvarț, restul granulelor mari ale rocei.

Peninul apare sub microscop cu o coloare verde oliv palid. Urmele de clivaj sunt ca și la biotit, paralele cu baza (001), având bisectrița n_p aproape perpendiculară pe bază, extincțiunea fiind aproape O^0. Este policroic, având:

n_g = verde oliv
n_m = verde oliv
n_p = verde oliv palid

Formula de absorbțiune este $n_g = n_m > n_p$.

In lumina convergentă apare ca optic uniax. Birefringența este sub 0,005, dând o coloare de polarizație de ordin inferior, gri-albastru. Acest clorit corespunde deci peninului negativ.

Intre lamelele de penin se găsesc adesea intercalate lamele aparținând tot cloritului, însă de varietatea clinoclor. Aceasta din urmă posedă o birefringență mai ridicată, între 0,01 și 0,015. Este slab policroic:

n_g = galben verzui, aproape incolor
n_m și n_p = verde palid

Clinoclorul se găsește răspândit adesea în asociație intimă cu cvarțul strivit. Uneori apare în pseudomorfoză după dodecaedrii de granat.

Granatul este răspândit în forme idiomorfe, uneori întregi, alte ori în fragmente, răspândite mai ales în massa albitului. Adesea are crăpături umplute cu substanțe cloritoase. Intre nicolii în cruce, pare a prezentă o birefringență foarte slabă.

In gneisurile mai șistoase, granatul inclus în feldspat, cu cât se află mai în apropiere de țesătura rocei, cu atât este mai complet cloritizat.

Rutilul se găsește în prisme scurte, terminate cu piramide. Este de coloare brună. Zirconul este răspândit în granule mici, s'a găsit

Institutul Geologic al României

totuș și un fragment mai mare, aproape de 1 mm. lungime, de coloare slab grie, relief foarte puternic, indicele de refracție fiind mai mare cu 1,8, birefringența $n_g - n_p = 0{,}065$. Uniax pozitiv.

Magnetitul răspândit în granule mici, se găsește mai ales în asociație cu elementul colorat al rocei. Ca produs de alterare apare și limonita.

Mai apar în aceste gneisuri, ca elemente accesorii, zoisitul, apatita și calcita, ultima, în secțiuni rombice, localizată la contactul granulelor.

Constituția medie a acestor gneisuri este deci:

Elemente principale: cvarț, albit, clorit, sericit;

Elemente de întovărășire: magnetit (secundar limonit), câteodată granat;

Elemente accesorii: zircon, apatit, rutil, zoisit, calcit.

După compoziția mineralogică, aceste roci corespund zonei superioare de metamorfism, fiind gneisuri din grupa I după clasificația lui GRUBENMANN (grupa gneisurilor cu feldspat alcalin), deci fac parte din ordinul epigneisurilor cu sericit și albit. Cantitatea mai mare de clorit, sericit și granat ce o au unele dintre aceste gneisuri, le fac să constitue o trecere către grupa II-a, aceea a gneisurilor cu silicați de aluminiu.

Slaba șistuozitate ce o au unele dintre aceste gneisuri și cristalinitatea mai ridicată, deși în zona superioară de metamorfism a șisturilor cristaline, ne arată că avem a face cu un produs metamorfic al unei roci primitiv eruptive granitice sau chiar a unor gneisuri provenite dintr'o zonă de metamorfism mai inferioară.

Origina sedimentară sau eruptivă a acestor gneisuri o putem află și pe cale chimică. Astfel, gneisul cu cristalinitate mai mare, dela dealul Ursăriei, supus analizei, ne-a dat următorul rezultat:

	%
SiO_2	66,58
TiO_2	0,77
Al_2O_3	16,23
Fe_2O_3	1,97
FeO	3,35
MnO	0,02
CaO	0,96
MgO	0,19
Na_2O	5,96
K_2O	1,34
H_2O (-110)	0,09
H_2O (+110)	1,80
	99,26

Institutul Geologic al României

	Mol %		Atomi %
SiO_2	75,5	Si	63,8
Al_2O_3	10,8	Al	18,3
FeO	4,8	Fe	4,1
CaO	1,2	Ca	1,-
MgO	0,3	Mg	0,3
Na_2O	6,5	Na	11,-
K_2O	0,9	K	1,5
	100,0		100,0

Calculând valorile de grupă după GRUBENMANN-OSANN găsim:

S = 75,5 M = 0 $a_{11}\ c_{1\cdot5}\ f_{7\cdot5}$ sau
A = 7,4 T = 2,2 $a_{16\cdot5}\ c_{2\cdot5}\ f_{11\cdot}$ [1])
C = 1,2 K = 1,4
F = 5,1

Prin aceste valori, roca se apropie cel mai mult de grupa I a clasificării şisturilor cristaline după GRUBENMANN, valorile medii pentru această grupă fiind:

S = 78,5 M = 0,3
A = 6,8 T = 1 $a_{11}\ c_2\ f_7$
C = 1,5 K = 1,7
F = 5,0

Valoarea mare găsită pentru S = 75,5 precum şi K > 1, arată excesul de silice liberă asupra silicei combinate, ceeace verifică cantitatea mare de cvarţ găsit în rocă.

Cantitatea mică de calciu, precum şi raportul Na > K, verifică natura feldspatului albit şi lipsa feldspatului calcosodic sau în lipsa acestuia, absenţa albitului cu saussurit. Excesul de alumină, T = 2,2 este caracteristic multor gneisuri din zona superioară de metamorfism, deoarece condiţiile de metamorfism în această zonă sunt apropiate şi chiar face legătura cu procesul de alterare a rocelor. Prin acest exces de alumină, aceste roci fac o trecere către gneisurile din grupa II-a, bogate în aluminiu (media T = 8,5), totuş după restul raporturilor chimice şi după locul ce-l ocupă în triunghiul de proiecţie *a. c. f.*, gneisul acesta face parte din grupa I a şisturilor cristaline, în zona superioară de metamorfism (gneisuri cu feldspat alcalin).

[1]) In ultimul timp OSANN socoteşte $a + e + f = 30$ iar nu $a + c + f = 20$ ca în lucrările anterioare.

Institutul Geologic al României

Aplicând acestei roci metoda descrisă de LINCK, pentru a găsi origina eruptivă sau sedimentară, găsim:

$$\begin{aligned} A &= 11,- \\ C &= 1,5 \qquad n = 9 \text{ (natriu în exces)} \\ Fm &= \underline{7,5} \\ &\quad 20,- \end{aligned}$$

Această rocă conține un exces de Na_2O; are un exces mai mic de 5% de Al_2O_3; $Al_2O_3 > CaO$ și valoarea lui C mică, deci punctul reprezentativ va fi înscris în triunghiul inferior a lui LINCK, roca împlinind condițiile unei roci de origină eruptivă.

Aplicând raporturile Si U L, găsim:

$$Si = 63,8 \quad : \quad U = 22,7 \quad : \quad L = 13,5$$

Punctul reprezentativ al acestei roci, în triunghiul Si U L, cade deasupra și în imediată apropiere a limitei despărțitoare dintre rocile eruptive și acele sedimentare, deci intră în grupa rocelor eruptive, în apropiere de valorile medii pentru granite (Si = 66,5 ; U = 20,5; L = 13,0) și granodiorite (Si = 61,6; U = 23,9 și L = 14,5). Deasemenea ele cad în zona rocelor pacifice.

După metoda dată de OSANN găsim:

$$\begin{aligned} S\,Al\,F &= 24,5 : 3,5 : 2 = 30 \\ Al\,C\,Alk &= 16,5 : 2 : 11,5 = 30 \\ NK &= 9 \end{aligned}$$

Punctul reprezentativ pentru raportul S Al F, cade în câmpul rocelor eruptive, în sextantul II între punctele de proiecție pentru albitit și granit. Pentru raportul Al C Alk, punctul de proiecție corespunzător acestui raport cade tot în regiunea rocelor eruptive, în sextantul I, însă foarte aproape de limita despărțitoare de rocile sedimentare.

Valoarea lui NK = 9, cu exces de sodiu asupra potasiului, este deasemenea mai caracteristică pentru rocele eruptive. Raportul MC nu se poate aplică cu siguranță, deoarece procentele de calciu și magneziu în rocă sunt mici, astfel că erorile de analiză pot influență foarte mult acest raport.

Din aplicarea acestor metode, se vede, că origina gneisurilor, cu cristalinitate mai pronunțată, este eruptivă. In clasificarea lui OSANN chimismul acestor gneisuri, corespunde granitelor și cvarțdioritelor de tipul U t h a m m a r cu formula tip $s_{80}\, a_{17}\, c_2\, f_{11}$.

b) **Gneisurile de tip filitic.** Pe coasta muntelui Șar dinspre satul Șaru Dornei, mai în jos de gneisurilor cu o cristalinitate mai mare, de tipul

Institutul Geologic al României

acelor descrise până aici, apar o serie de roci de tip filitic. Acest tip, îl găsim deasemenea foarte răspândit în întreaga regiune dela Șarul Dornei.

Rocile filitice de acest fel, după GRUBENMANN, fac parte tot dintre șisturi cristaline, însă corespund nivelelor celor mai superioare de metamorfism. Natura lor poate fi atât eruptivă cât și sedimentară.

Șisturile de tip filitic, dela Șarul Dornei, sunt de coloare verde cenușie, unele posedând o strălucire mătăsoasă, șistuoase, pe fețele de șistuosizare putându-se observà prezența cloritului precum și a peliculelor de sericit. Cu ochiul liber celelalte elemente ce compun roca nu se mai disting, decât doar straturi subțiri plisate, formate din cvarț.

Sub microscop se observă granule mici de cvarț, unele sub formă de lentile, conținute într'o țesătură microdiablastică formată din sericit și granule mici de cvarț. In această țesătură apare câteodată în mod relictic, mai ales vizibil în lumina polarizată, urmele granulelor de feldspat complect alterate. Se observă deasemenea sericit, clorit puțin birefringent precum și ceva magnetit.

Aceste roci filitice, adesea trec în mod treptat în alte roci cu o textură mai compactă, mai ales acolo unde în imediata apropiere avem o rocă eruptivă. Astfel chiar în imediata apropiere a gneisului eruptiv, găsim aceste roci cu textura compactă de aspectul unei corneene. In aceste roci se observă straturi de coloare verde, mai bogate în substanțe cloritoase. Suprafața rocei este acoperită cu un strat subțire albicios, produs prin alterare.

Sub microscop se observă lentile subțiri de cvarț, înconjurate de o țesătură m i c r o d i a b l a s t i c ă până la c r i p t o d i a b l a s t i c ă. In această țesătură se găsesc granule de clorit verde, varietatea p e n i n, cu policroismul n_g = verde; n_p = galben palid. Deasemenea se găsesc și foițe de sericit.

In alte roci compacte, cu aspect de corneenă, cum sunt acelea ce se găsesc în partea de sus a pârâului Coacăze, cu ochiul liber nu se pot distinge elementele ce constituesc roca. Sub microscop structura lor apare blastopsamitică. C v a r ț u l este răspândit în granule colțurate, cu extincțiunea onduloasă precum și în fragmente din ce în ce mai mici, deabià vizibile sub microscop. Conține inclusiuni licide cu bule de gaz. Feldspatul a l b i t, se găsește în granule clare, rotunzite, cu conturul înconjurat de sfărâmături. Mai rar este maclat polisintetic. B i o t i t u l apare în fragmente brune policroice:

n_g = brun închis
n_m = brun închis
n_p = galben pal

Formula de absorbțiune este $n_g = n_m > n_p$.

M u s c o v i t u l în fragmente mai mici ca acelea de biotit, este adesea asociat cu cloritul. S e r i c i t u l înconjoară împreună cu cloritul granulele

Institutul Geologic al României

de feldspat. Turmalina apare în prisme mici policroice, apatita în prisme mici iar rutilul în prisme scurte de coloare brună închisă. Constituția acestor roci, este deci:

Elemente principale: cvarț, subordonat albit, biotit.

Elemente de întovărășire: clorit, muscovit, sericit, apatit.

Elemente accesorii: turmalină, rutil, zircon.

După clasificarea lui GRUBENMANN roca aparține grupei cvarțitelor, ordinul epicvarțitelor. Prin intrarea cloritului, a micei și a feldspatului în această rocă, ea constitue un termen de trecere către grupa I. Prezența biotitei în special, ar face să o considerăm ca fiind un termen de trecere între zona superioară de metamorfism și aceà medie, ceeace pare a fi exclus, deoarece această rocă este intercalată în mijlocul rocelor din zona superioară de metamorfism. Prezența acestui mineral, admite mai mult acțiunea de contact a rocelor din apropiere, cum este a amfibolitelor, care înaintea metamorfismului lor, constituiau după cum am văzut, roci eruptive.

Roci de contact exomorf, de acest fel, sunt cunoscute sub numele de adinole, fiind studiate în M-ții Harz de către ZINCKEN, LOSSEN și alții. ROSENBUSCH le descrie ca fiind roci foarte compacte, foarte asemănătoare șisturilor cvarțoase (Kieselschiefer), cu casura larg concoidală și paralelipipedică, deosebindu-se de șisturile cvarțoase printr'o pătură subțire de caolin ce se formează la suprafață.

Sub microscop ele se prezintă sub forma unui agregat incolor, în care mai rar se întâlnesc cristali mari. Două minerale principale constituesc această rocă, cvarțul clar cu inclusiuni și albitul de cele mai multeori nemaclat. «Aceste două elemente formează chiar pentru un observator exer-«citat, un amestec de nedescurcat, constituind massa adinolului, după care «celelalte elemente sunt cu totul reduse».

In afară de aceste minerale adinolele mai pot conține hornblendă verde, epidot, titanit, rutil, etc. ROSENBUSCH mai remarcă faptul, că de multeori rocele dela contactul diabazelor care au fost considerate ca cvarțșisturi sau roci asemănătoare lor, aparțin în realitate acestor adinole.

Roca descrisă mai sus, macroscopic este la fel cu adinolul dela Heinrichsberg din Harz.

Ca și celelalte roci dela Șarul Dornei, și aceasta a suferit acțiunea metamorfismului, ceeace a făcut să capete o slabă șistuoșizare, transformând unele elemente în clorit și sericit, menținând textura relictică de corneeană precum și unele minerale ca turmalin și biotit.

Procesul se apropie de piezocontactmetamorfismul lui WEINSCHENK, în afară de acțiunea de contact propriu zlsă, asociindu-se și acțiunea presiunilor tectonice, unele minerale caracteristice metamorfismului de contact dispărând, făcând loc cvarțului și în special micei.

Institutul Geologic al României

In rezumat, în orizontul gneisurilor din zona superioară de metamorfism, găsim o serie de roci de tip filitic, a căror origină, cel puțin în parte, pare a fi de origină sedimentară. Acestea în apropierea rocelor de origină eruptivă, pe lângă metamorfismul regional au suferit și metamorfismul de contact. Aceleași fenomene se pot observà și în regiunea șisturilor cristaline din Bucovina.

Supunând la analiză, o rocă de tip filitic, din stâncile ce se găsesc deasupra satului Șarul Dornei, găsim următoarele rezultate:

SiO_2	66,82
TiO_2	0,95
Al_2O_3	16,95
Fe_2O_3	1,52
FeO	3,17
MnO	0,03
CaO	0,56
MgO	1,77
Na_2O	3,18
K_2O	2,97
H_2O sub 110°	0,15
H_2O peste 110°	2,18
	100,25

	Mol %
SiO_2	75,4
Al_2O_3	11,2
FeO	4,2
CaO	0,7
MgO	2,9
Na_2O	3,5
K_2O	2,1
	100,-

	Atomi %
Si	64,5
Al	19,2
Fe	3,6
Ca	0,6
Mg	2,5
Na	6,-
K	3,6
	100,-

Calculând valorile de grupă după GRUBENMANN-OSANN găsim:

S = 75,4	M = 0	$a_{8\cdot5}\ c_1\ f_{10\cdot5}$
A = 5,6	T = 4,9	
C = 0,7	K = 1,8	
F = 7,1		

In triunghiul lui OSANN proiecția acestei roci cade în sextantul III, la limita între gneisurile din grupa I și II.

Institutul Geologic al României

Valoarea mare pentru S = 75,4 și K = 1,8, arată cantitatea mare de silice liberă asupra acelei combinate, astfel că în rocă se găsește o mare cantitate de cvarț liber. Suma alcalinelor este mai mică decât în cazul gneisurilor cu cristalinitatea mai mare dela dealul Ursăriei, deasemenea și cantitatea de potasiu a crescut în detrimentul sodiului. Calciul se găsește în cantitate mică iar magneziu într'un procent mai mare, astfel că valoarea lui F este mai crescută ca la primele gneisuri. Toate acestea fac ca această rocă să se apropie de grupa II.

Excesul mare de alumină, ce se constată din analiza rocei, face ca această rocă să fie clasificată în grupa a II-a. Acest exces mare de aluminiu face totodată ca chimismul rocei să se îndepărteze de acel al rocelor eruptive, indicând astfel originea sedimentară a filitului.

Calculând valorile Si U L în scop de a controlà și prin acest mijloc origina rocei, avem:

$$Si = 64,5 \quad : \quad U = 25,3 \quad : \quad L = 10,2$$

Proiecția punctului ce reprezintă această rocă, cade în triunghiul Si U L sub limita despărțitoare dintre rocile eruptive și cele sedimentare, deci roca aceasta intră în grupa rocelor de origină sedimentară.

După raporturile considerate de OSANN, găsim:

$$S\ Al\ F = 24 : 3,5 : 2,5$$
$$Al\ C\ Alk = 19 : 1 : 10$$
$$NK = 6,2$$
$$MC = 8,1$$

In privința raportului S Al F, proiecția cade în sext. II, aproape de linia mediană în câmpul rocelor eruptive, aproape de punctul ce reprezintă granitele. In privința raportului Al C Alk însă, punctul de proiecție cade în sextantul I în stânga liniei despărțitoare dintre rocile eruptive și cele sedimentare, roca deci este de origine sedimentară. Șisturi cristaline din seria P a r a, care în triunghiul S Al F să cadă în regiunea eruptivă iar în acel Al C Alk în regiunea rocelor sedimentare se mai întâlnesc adesea. Astfel, roci cu valoarea lui MC ca și a acesteia, cuprinsă între 8—8,9, sunt citate și de OSANN [1]). Astfel, gneisul micaceu B a h n h o f, W a l d k i r c h are:

$$S\ Al\ F = 22,5 : 3,5 : 4$$
$$Al\ C\ Alk = 18,5 : 2 : 9,5$$
$$MC = 8,4$$

[1]) OSANN, l. cit. pag. 51.

Institutul Geologic al României

Din discuţia analizei chimice a gneisului de tip filitic, se vede deci, că această rocă este de origină sedimentară, roca fiind clasificată în grupa II a gneiselor bogate în silicaţi de aluminiu, în zona superioară de metamorfism.

III. CVARŢITELE

a) **Cvarţitele sericitoase.** Cea mai mare parte din regiunea şisturilor cristaline este ocupată de cvarţite sericitoase. Aceste roci au un aspect macroscopic foarte asemănător cu al micaşisturilor, ceeace a şi făcut, ca în alte studii anterioare, ele să fie considerate ca micaşisturi sau micaşisturi bogate în cvarţ.

Cei mai mulţi autori înţeleg prin micaşist, o rocă compusă din cvarţ şi mică. In clasificarea lui GRUBENMANN, micaşisturile fac parte din grupa II-a, a gneisurilor cu silicaţi de aluminiu, fiind formate în zona medie de adâncime; în zona superioară de metamorfism, rocile corespunzătoare fiind filitele propriu zise.

In micaşist cvarţul şi mica se găsesc în aceeaş măsură.

Rocile dela Şarul Dornei, ca aspect macroscopic sunt asemănătoare cu micaşistul, studiate însă mai îndeaproape, se constată că sunt formate aproape total din cvarţ, conţinând numai câte o membrană subţire de mica şi ceva clorit. Aşadar aceste roci, nefăcând parte din zona medie de metamorfism, neconţinând decât într'o mică măsură elementul mica, nu constituesc micaşisturi ci sunt cvarţite sericitoase.

Aceste roci ocupă de obiceiu orizonturile superioare ale şisturilor cristaline. Textura lor este şistoasă plisată, cu ochiul liber observându-se pături albe de cvarţ, câteodată de o nuanţă verzue sau cenuşie, datorită inclusiunilor ce le conţin, precum şi membrane subţiri, strălucitoare, de coloare grie-verde, datorite sericitului şi cloritului. Aceste pături, adesea sunt foarte plisate.

Sub microscop se observă o structură granoblastică, cu grăuntele mărunt, până la lepidoblastică. Roca este formată din următoarele elemente:

C v a r ţ u l formează aproape totalitatea masei rocei, găsindu-se în granule mici intercrescute între ele. Prezintă extincţiuni onduloase. Cvarţul se găseşte şi în asociaţie intimă cu cloritul, formând pături ondulate străbătând massa rocei. Conţine inclusiuni microscopice licide.

C l o r i t u l este de varietatea p e n i n, de coloare verde, se găseşte fie separat, fie în asociaţie intimă cu cvarţul.

M i c a de varietatea sericit, este răspândită în foiţe mici ondulate, printre granulele de cvarţ.

L i m o n i t a rezultă ca produs de alterare a cloritului.

După clasificarea lui GRUBENMANN aceste roci fac parte din grupa cvarţitelor, din zona superioară de metamorfism, fiind cvarţite sericitoase.

Institutul Geologic al României

b) **Şistul cvarţitic negru.** Şistul cvarţitic negru se găseşte foarte răspândit în regiunea şisturilor cristaline din nordvestul Moldovei şi din Bucovina, mai ales în apropierea depozitelor de manganez.

In regiunea dela Şarul Dornei, întâlnim această rocă începând dela gura pârâului Neagra Şraului, în imediata apropiere a minei de manganez «Terezia»; De acolo se poate urmări pe coasta din partea stângă a râului, menţinându-şi aproape aceeaş cotă. Uneori însă acest strat de şist cvarţitic este întrerupt din cauza deplasărilor ce le-a suferit. Astfel, câteva sute de metri mai la vest de mina de manganez putem constată o mică falie, atât prin deplasarea afloramentului, prin ivirea de izvoare în acest loc, cât mai ales prin prezenţa unei brecii ce o formează această rocă.

Uneori deplasările au avut o intensitate mai pronunţată, făcând ca această rocă să sufere întreruperi mai importante.

In regiunea pârâului Burcutului se constată că şistul cvarţitic negru dispare, reapare însă pe muntele Dealul Negrii, apoi la Pietrele Arse, intră pe sub calcarul cristalin şi reapare în partea vestică a muntelui.

Aceeaş rocă o găsim şi pe muntele Dealul Boambei, unde prezenţa breciei ne indică o falie. Şi aici, această rocă, se găseşte sub calcarul cristalin şi apare în fragmente şi spre vest de stâncile de calcar ale acestui munte, fără a puteà însă determinà exact locul de proveniență a acestor fragmente, terenul fiind acoperit cu pământ vegetal.

Straturile sedimentare şi aluviunile acopăr apoi spre sud şisturile cristaline, cari deabià mai apar în malul râpos al pârâului Şărişorului, mai sus de confluenţa pârâului Şărişorul mare cu pârâul Şărişorul de mijloc. In acest loc, şistul cvarţitic negru se găseşte alături de şisturi impregnate cu oxizi de manganez, având direcţiunea NW-SE şi înclinarea de 43° SW.

Mai bine desvoltat, şistul cvarţitic negru se găseşte în regiunea muntelui Rusu. El apare pe versantul din dreapta pârâului Rusu, în partea de sus, între pârâul lui Florea şi pârâul Coacăze, formând o stâncă mare izolată. Fără vreo legătură directă, cu 200 metri mai spre Est, reapare şistul cvarţitic negru, putându-se urmări mai departe, sub aspectul unei roci stratificate cu o slabă înclinare, până în fundul pârâului Rusu. De unde până aici stratificaţia rocei erà aproape orizontală, aici roca capătă brusc direcţia EV cu o înclinare de 45° .O falie deplasează apoi aceste straturi cu 1 km. spre nord-vest iar în adâncime cu 200 m, astfel că afloramentele acestei roci ajung albia pârâului.

Inainte însă ca pârâul Rusului, să ajungă la confluenţa sa cu pârâul Huenilor, roca revine în înălţime, putând fi apoi urmărită, prin fundul pârâului Huenilor, prin «S p ă r t u r i», prin «F u n d u l L i v e z i l o r», prin fundul pârâului Chirilenilor, etc. făcând astfel înconjurul coastei muntelui Rusu, ca un strat cu o slabă înclinare.

Institutul Geologic al României

Pe clina de nord a muntelui Șar, șistul cvarțitic negru este prea puțin răspândit, putându-se găsi numai fragmente de dimensiuni reduse.

Această rocă, poate formă stânci cari ajung la dimensiuni de zeci de metri. Este de coloare neagră, compactă, dură, acolo unde a suferit presiuni, sfărmându-se în fragmente mici paralelipipedice.

In massa rocei se observă clar urmele unei stratificări primitive, această stratificare suferind uneori numeroase plisări.

In unele părți roca devine găunoasă, conținând schelete de cristali de cvarț, acoperiți de o pulbere neagră și acolo unde alterarea a fost și mai puternică, se formează și depozite de limonită.

Sub microscop, în special în lumina polarizată, apare o structură p o r f i r o c l a s t i c ă, analoagă structurii porfiroclastice a granitelor deformate mecanic, în care granulele mai mari ce au putut rezistà, sunt cuprinse într'o țesătură formată din sfărămăturile mici ale celorlalte părți. In cazul nostru, atât granulele mari cât și cele mici sunt formate tot din cvarț.

Granulele mari de cvarț, ajung la 2—3 mm. diametru, putând fi formate fie dintr'un acelaș individ cristalin, întreaga granulă având o aceeaș orientare optică, fie dintr'un aglomerat granoblastic sau când au fost strivite aproape lepidoblastic.

Aproape toate granulele mari, prezintă extincțiunea onduloasă.

S e r i c i t u l se găsește în mică proporțiune în rocă, în foițe mici.

Pulberea cărbunoasă care dă coloarea neagră rocei, este răspândită în țesătura fină a rocei, alături de granulele de cvarț. Granulele de cvarț conțin foarte puțină substanță neagră, aceasta concentrându-se în țesătura înconjurătoare.

După clasificarea lui GRUBENMANN, această rocă face parte din grupa VIII-a a cvarțitelor, fiind un epicvarțit. După structura ce o are sub microscop, după urmele de sedimentare primitivă ce se recunoaște macroscopic, după poziția sa stratificată ce o are pe teren, precum și prin materia cărbunoasă ce o conține, este neîndoios că această rocă este de natură sedimentară.

IV. CALCARELE CRISTALINE

Calc rul cristalin, îl găsim formând orizontul cel mai superior al șisturilor cristaline, peste care se găsește suprapus. Calcarele acestea apar în Bucovina în muntele Pietrele Arse continuându-se spre sud prin muntele Dealul Boambei. Continuarea mai spre sud a rocelor calcaroase, este întreruptă prin eroziunea produsă de pâraele Șărișorul Mic și Șărișorul Mare, iar pe dealul Sâhla-Magan nu se recunoaște nimic, această regiune fiind acoperită de depozitele diluviale.

Tocmai, mai la sud de pârâul și satul Neagra Șarului, înainte de a ajunge terenurile eruptive formate din andezite, apare din terasa dreaptă a

Institutul Geologic al României

pârâului, o mică înălțime ascuțită numită «Bâtca cu Tisa», cu stânci albe râpoase, format din acelaș calcar cristalin ca și la Dealul Boambei și Pietrele Arse.

Aceste calcare și dolomite cristaline, de cele mai multeori sunt de coloare gri deschisă, prezentând adesea pături alterne, indicând stratificația lor primitivă. Din cauza presiunilor ce-au suferit, adesea aceste calcare sunt șistoase. Calcarele de acest gen, dela Dealul Boambei, arată o direcție NE-SW și o înclinare de 40° NW. Uneori cristalinitatea calcarelor devine din ce în ce mai pronunțată, căpătând în acelaș timp coloarea albă. Astfel de calcar zaharoid se găsește pe pârâul Rece de sub muntele Pietrele Arse.

Calcarul dolomitic dela înălțimea Bâtca cu Tisa, variază deasemenea atât în cristalinitate cât și în constituție, ajungând în spre partea de Est, într'un grez alb cristalizat, care prin acțiunea agenților externi, este desagregat, formând un nisip alb, constituit din granule de cvarț și făină dolomitică, ceeace-l face impropriu utilizării sale în industria sticlei. Direcțiunea acestei roci este NNW-SSE iar înclinarea de 71° SWW.

Calcarul cenușiu dela Dealul Boambei, privit sub microscop, arată o structură granoblastică, fiind constituit aproape în întregime din granule de calcit, care chiar în lumina naturală lasă să se vadă distinct urmele de clivaj după (1011). Alături de calcit, se mai găsesc din loc în loc, granule de cvarț limpede, fără contur propriu.

In regiunea șisturilor cristaline, în afară de aceste mase mari de calcar, se mai găsesc calcare zaharoide, însă intercalate sub formă de strat între rocile de tip filitic, ajungând grosimi de maximum 2 decimetri. Astfel de calcare se găsesc chiar în coasta râpoasă din dreapta gurii pârâului Rusu.

Deasemenea intercalat între șisturile cristaline, pe creasta despărțitoare a apelor dintre M-t. Mihailețul și M. Ialovița, se găsește o rocă dură, de coloare galben cenușie, compactă și cu structură cristalină. Grosimea acestui strat ajunge la 2 metri. In secțiunea microscopică, această rocă se vede că este formată din granule de cvarț cimentate de granule de calcită cristalizată. De remarcat este lipsa totală în constituția acestei roci, a silicaților de calciu, ceeace ne indică într'o slabă măsură, condițiile fizice în care a avut loc metamorfismul rocelor în această regiune.

După experiențele lui ADAMS și NICOLSOHN, s'a constatat că pentru a obține dintr'un calcar compact un calcar cristalin, nu este suficientă numai o presiune ridicată, ci avem nevoie de o ridicare și de temperatură de minimum 250°—270° pentru a provocà mărirea cristalilor de calcită și a formà maclarea lor.

In această transformare, impuritățile rocei trec în mineralele caracteristice condițiilor de metamorfism, iar substanța cărbunoasă se pierde adesea prin oxidare, așà că deobiceiu o marmoră, cu cât are o cristalinitate mai mare, cu atât este mai albă.

Institutul Geologic al României

Cum în rocile, dela Bâtca cu Tisa și Mihaileț, se găsesc în prezență calcita și cvarțul, suntem siliți să admitem că condițiile de metamorfism n'au fost îndeajuns de puternice pentru a produce o reacție între aceste două elemente mineralogice, totuș temperatura a trebuit să fie superioară de 250°.

Condițiile echilibrului chimic între cvarț și calcită, au fost studiate de către GOLDSCHMIDT [1]), care a și tras concluziile geologice posibile.

Condițiile fizice care determină metamorfismul sunt p r e s i u n e a și t e m p e r a t u r a. . Valorile acestor două variabile le putem însemnă pe două coordonate rectangulare; starea de echilibru a reacției:

$$CO_3\,Ca + Si\,O_2 \rightleftarrows Si\,O_3\,Ca + CO_2$$

putând fi reprezentată printr'o curbă care variază cu presiunea și temperatura.

Această curbă la presiunea ordinară începe cu o temperatură aproximativă de 500°, iar cu cât presiunea se ridică, tinde către o asimptotă, ce împarte diagrama în două regiuni. In regiunea superioară a diagramei, condițiunile de presiune și temperautră, fac să rezulte silicații de calciu, dându-ne roci de tipuri volastonitice, iar regiunea inferioară corespunde rocelor de tipul cvarț-calcitic.

In mod analog este posibilă construirea de diagrame și pentru alte reacțiuni, cum ar fi acele a formării silicaților aluminocalcici și magnesieni. Dintre acestea, formarea tremolitei necesitează temperaturile cele mai puțin ridicate.

Regiunile cu presiune mică, din diagramă, corespund rocelor metamorfismului de contact, iar acele cu presiuni mari, metamorfismului regional și dinamometamorfismului.

Rocile dela Bâtca cu Tisa și dela Mihaileț, sunt deci de tipul calcitic al lui GOLDSCHMIDT. Roci asemănătoare găsește GOLDSCHMIDT în regiunea șisturilor de metamorfism regional din munții înalți ai Norvegiei.

Compoziția mineralogică a acestor calcare, ne arată deci, că metamorfismul regional în regiunea dela Șarul Dornei, n'a ajuns condițiunile chimice de echilibru.

Totuș, nu prea departe, mai la sud, la Dealul Vânăt, precum și în alte părți din regiunea șisturilor cristaline din nordvestul Moldovei, s'a semnalat calcarul cristalin cu tremolită. Probabil că în multe din aceste localități însă, ridicarea de temperatură se datorește și prezenței unei roci eruptive în apropiere. Astfel, d-l Prof. BUȚUREANU în studiile d-sale pe teren [2]) a făcut această observație.

[1]) GOLDSCHMIDT, Die Gesetze der Gesteinsmetamorphose mit Beispielen aus der Geologie des südlichen Nordwegens. Videnskapsselskapets Skrifter, I, Mat. Naturw. Klasse, 1912, No. 22, Kristiania.

[2]) V. C. BUȚUREANU, *loc. cit.*

Institutul Geologic al României

Sub curba de echilibru a reacțiunii $CO_3 Ca + Si O_2$, în diagrama lui GOLDSCHMIDT, luând parte rocile din zona medie și superioară de metamorfism, calcarele cenușii din zona superioară deci corespund temperaturilor celor mai joase de recristalizare, nu mult peste 300°. Considerând ca făcând parte din această categorie calcarele cenușii din regiunea dela Șarul Dornei, nu este exclusă posibilitatea, ca în alte regiuni din Moldova sau Bucovina, condițiunile fizice să fi fost inferioare chiar acestora, astfel că părerea unor autori, cum este chiar a d-lui REINHARD [1]), care caută să facă o apropiere între calcarele cristaline reprezentând orizontul cel mai de sus al șisturilor cristaline, și între calcarele cenușii compacte pe care PAUL [2]) le consideră triasice iar UHLIG [3]) permice, nu ar fi contrazisă din aceste puncte de vedere.

V. ZĂCĂMINTELE DE MANGANEZ

Zăcămintele de manganez se găsesc deajuns de răspândite în ținutul Carpaților de răsărit. In afară de zăcămintele din Bucovina [4]) cunoscute și exploatate încă dela începutul secolului trecut, găsim zăcăminte asemănătoare în Transilvania în județul Solnoc Dobâca [5]) precum și în tot întinsul regiunii șisturilor cristaline din Moldova, cum este la Rarău [6]), Broșteni [7]), în valea pârâului Borca [8]), pe munții Grințieșul [9]) și Măgura din bazinul Bistricioarei.

---

[1]) REINHARD, Șisturile cristaline din M-ții Făgărașului, *Anuarul Inst. Geol. al României*, 1909, vol. III, Fasc. I.

[2]) PAUL, *loc. cit.*

[3]) UHLIG, Bau u. Bild der Karpathen, 1903.

[4]) BRUNO WALTER, Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina, *Jahrb. d. k. k. Geol. R. A.*, 1876 IV, Heft 343; Ing. ROMAN v. MOGILNICKI, Manganerzlagerstätten der südlichen Bukowina, *Berg- und Hüttenmänisches Jahrbuch*, 1917; H. QUIRING, Der Manganerzvorkommen in den Krystallinen Schiefern der bukowinischen Waldkarpathen, *Archiv. für Lagerstättenforschung*, Heft. 30, 1922; MIRCEA SAVUL, Les gisements de minerais de manganèse du bassin de Neagra Șarului, *Ann. Sc. Univ. Jassy*, T. XII, pag. 136.

[5]) FR. KOSSMAT und C. V. JOHN: Das Manganerzlager von Macskamezö in Ungarn. *Zeitschrift für praktische Geologie*, 1905, pag. 305; PAUL ROZLOZSNIK: Über die Verbreitung des Erzlagerstättentypus «Macskamezö» in Siebenbürgen, *Földtani Közlöny*, B. I, Heft. 1.

[6]) V. C. BUȚUREANU, Étude sur la composition chimique des minerais de manganèse et de fer qui se trouvent dans le massif cristallin de Broșteni, *Ann. Scient. Univ. Jassy*, T. V.; V. C. BUȚUREANU; Masivul critalin dela Broșteni, *Ann. Acad. Rom.*, Tom XXXVIII.

[7]) F. BENQUÉ: Studii asupra mineralelor de manganez dela Broșteni, *Ann. Acad.* Rom., Seria II, Tom. XVI; P. PONI: Cercetări asupra mineralelor din massivul cristalin dela Broșteni, *Ann. Acad. Rom.*, Seria II, Tom. IV; V. C. BUȚUREANU: *l, cit.*; P. PONI: Fapte pentru a servì la descrierea mineralogică a Românei, *Ann. Acad. Rom.*, Seria II, Tom. XXII.

[8]) V. C. BUȚUREANU: *loc. cit.*

[9]) SAVA ATANASIU: Cercetări în regiunea internă a Carpaților din Moldova de Nord, *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. I, pag. LI.

Institutul Geologic al României

In bazinul pârâului Neagra Şarului, mineralele de manganez se găsesc răspândite în patru zone principale: în fundul pârâului Rusu, pe muntele Pietrele Arse, la Gura Negrei (mina Terezia) şi pe dealul Boambei.

D-l Prof. SAVA ATANASIU [1]) a fost cel dintâiu, care a semnalat prezenţa acestor minerale în valea pârâului Rusu. Mai târziu d-l Prof. BUŢUREANU [2]) a studiat aceste minerale şi făcându-le analiza, a constatat identitatea de constituţie chimică cu acelea dela Broşteni. TH. NICOLAU [3]) a studiat de aproape unele din aceste minerale, determinându-le ca: *Rhodochrosită* şi *Rhodonită*, iar pentru amestecul de carbonaţi din aceste minerale găseşte că este mai potrivită denumirea de *Calciorhodochrosită* sau *Calciodialogită* (ZIRKEL) decât numirea de *Manganocalcită*.

Zăcămintele de manganez se găsesc sub sau în orizontul şistului cvarţitic negru, însă nu oriunde întâlnim şistul cvarţitic, există şi mineralele de manganez, de unde rezultă că există numai o legătură stratigrafică în succesiunea acestor roci, nu şi o legătură genetică a uneia din alta.

Sub şisturile cvarţitice negre, mineralele de manganez se găsesc intercalate şi între şisturile cvarţoase sericitoase. Acestea fiind impregnate cu oxizi de mangan, capătă o coloare neagră şi devin friabile.

Mineralele ce formează aceste zăcăminte sunt:

Ponitul dela Muntele Rusu. Numele de p o n i t a fost dat de către d-l Prof. BUŢUREANU pentru mineralele carbonate de fier şi manganez, pe care d-sa le-a găsit la Broşteni, Borca, Rarău şi muntele Rusului, dând acestor minerale formulele 5 CO_3 Mn + CO_3 Fe şi 2 CO_3 Fe + CO_3 Mn.

P o n i t u l dela M-tele Rusului, se găseşte în fundul pârâului Rusu, ceva mai jos de cota 1466, dela mijlocul crestei ce uneşte muntele Rusu cu muntele Şarului. Suprafaţa terenului este în cea mai mare parte remaniată şi acoperită cu pământ vegetal, în care se întâlneşte în mod frecvent bucăţi de minerale. Straturile de şisturi cvarţoase în care sunt intercalate aceste minerale, ocupă în acest loc o grosime maximă de 100 metri.

Roca predominantă a zăcământului o formează carbonatul pe care d-l BUŢUREANU l-a numit *Ponit*. In părţile de teren descoperite, *ponitul* apare în blocuri putând ajunge la greutăţi de tone fiecare, dar aceste zăcăminte nu pot fi urmărite mult pe teren, deoarece se subţiază, dispărând. Ivirile acestor zăcăminte sunt numeroase, părând că ele constituesc lentile de diferite dimensiuni, în mijlocul şisturilor cvarţoase.

Ponitul aflându-se ca adâncime, în zona de oxidaţie, suferă o transformare chimică analoagă transformărilor caracteristice zăcămintelor de fier,

[1]) SAVA ATANASIU: Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen, *Verhandl. d. k. k. Geol. R. A.*, Wien, 1899, pag. 144.

[2]) V. C. BUŢUREANU l. c.

[3]) TH. NECULAU. Asupra minereurilor de mangan dela Şarul Dornei. *Ann. Inst. Geol. al României*, Vol. III. 1909 pag. 36.

Institutul Geologic al României

a căror rezultat este «p ă l ă r i a d e f i e r». In general la zăcămintele de manganez, rezultă prin acest proces de alterare, o serie de oxizi hidratați de natură coloidală, numită *psilomelani*. In cazul mineralelor de manganez dela Broșteni studiate de către P. PONI și d-l V. C. BUȚUREANU, găsindu-se raporturi simple între cantitățile de protoxid peroxid și apă, d-lor au dat acestor produse numele de B r o ș t e n i t. Astfel, pentru broștenitul dela M-tele Rusu, d-l BUȚUREANU dă compoziția chimică RO. 3 Mn O_2. 3 H_2 O.

P o n i t u l deși compact, lasă să se vadă, mai ales pe suprafețele luciete, pături alterne de colori mai mult sau mai puțin închise, adeseori foarte plisate. Suprafețele expuse aerului sunt acoperite de o pătură subțire, de coloare neagră, de oxizi.

Structura rocei sub microscop este g r a n o b l a s t i c ă, uneori slab orientată. Elementele mineralogice ce constituesc această rocă, sunt:

R o d o c r o s i t u l (dialogit) se găsește în granule cu dimensiuni mici, întrecrescute unele în altele. Indicele de refracție este foarte ridicat. Invârtind preparația microscopică, indicele n_p face ca granulele să aibă un relief mai ridicat decât al cvarțului, pe când n_g ridică acest relief într'atât, încât granulele devin aproape opace, dând astfel aspectul unui policroism. Birefringența este atât de puternică, încât pana de cvarț nu ajunge pentru a măsură ordinul coloarei de polarizație.

Urmele de clivaj după ($10\bar{1}1$) apar distincte. In lumină polarizată, apare macla polisintetică după ($0\bar{1}12$).

T e f r o i t u l se găsește în granule intercrescute cu acele de dialogit și în contact cu acele de magnetit. Indicele de refracție a granulelor de tefroit este ridicat, mai mare ca n_p al dialogitului, și apropiat de n_g. (Dialogit $n_p = 1{,}60$, $n_g = 1{,}82$). Birefringența maximă ajunge la aprox. 0,04. Urmele de clivaj apar mai rar, dând față de ele un unghiu de extincțiune de zero grade.

R o d o n i t u l nu apare în toate ponitele, lipsește în special în acele ponite de coloare grie închisă, în care se află și magnetitul. In rocile de coloare roză și cele mai cvarțoase apare și rodonitul. El se găsește în granule, câteodată mai bine desvoltate după direcția *c*, cu urme de clivaj după (110) distincte. Indicele de refracție este ridicat, cu valori cuprinse între acei ai dialogitului (1,6—1,8), birefringența maximă ajunge la aprox. 0,012, extincțiunea în cazul birefringenței maxime fiind $n_g : c = 31^0$. Nu se observă policroismul.

M a g n e t i t u l se găsește în abondență, provocând coloarea cenușie a rocei. El se poate extrage din pulberea rocei, cu ajutorul unui magnet, fără a se puteà separà însă complet în vederea unei analize, spre a constatà dacă acest mineral conține mangan. In secțiune în apropierea granulelor de magnetit, se găsesc părți colorate în galben brun, datorită alterării acestora.

Institutul Geologic al României

Pirita formează cuiburi compuse din cristali mici cu fețe de clivaj după (100). In apropierea piritei, mai ales în crăpăturile rocei, se găsește aceleași alterări ca și la magnetit.

Unele varietăți de ponit, tratate cu acid clorhidric, după o efervescență, lasă un rezidiu roz, compus din rodonit. Alte varietăți, acele de coloare cenușie închisă, ce conțin în mare cantitate magnetit, tratate în acelaș mod, sunt atacate complet, lăsând un rezidiu gelatinos de silice coloidală, datorită atacului ortosilicatului. O astfel de varietate de ponit, de coloare cenușie închisă, supusă analizei chimice, ne-a dat următorul rezultat:

Insol. în HCl	SiO_2	11,09	
	$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	0,47	
	Mn O	urme	
Solubil în HCl . . .	Fe_2O_3	12,61	Fe total
	Al_2O_3	2,26	
	Mn O	52,09	(40,36 Mn)
	Ca O	1,31	
	Mg O	0,09	
	Pierdere la calcinare	20,31	
		100,23	

Fosforul dozat în două probe deosebite, ne-a dat

I 0,213%
II 0,194%

Excesul de protoxid față de $SiO_2 + CO_2$, alături de rezidiul gelatinos produs prin atacarea cu HCl (rodonitul nu este atacat de HCl), nu poate fi interpretat decât prin prezența în această rocă a *tefroitului* (SiO_4Mn_2) sau a *Knebelitului* [$SiO_4(Mn, Fe)_2$], element mineralogic ce a fost găsit și în zăcămintele similare din județul Solnoc-Dobâca [1]).

Dialogitul cu Rodonit, dela Pietrele Arse. Zăcământul dela Pietrele Arse este caracteristic prin predominarea mineralelor secundare oxidate. Totuș, din loc în loc se întâlnesc și cuiburi de mineral primar, însă în cantități mici.

Roca aceasta primară, este de coloare roză și traversată de vine de cvarț.

Sub microscop se observă o structură granoblastică, roca fiind compusă din următoarele elemente minerale:

Dialogitul, constitue elementul principal al rocei, în granule isometrice cu urme de clivaj după ($10\bar{1}1$). Urmele de maclă se găsesc mai rar.

Rodonitul se găsește în granule ceva mai desvoltate ca acele de dialogit. Prezintă urme de clivaj distincte.

[1]) KOSSMAT u. JOHN, *loc. cit.*

Institutul Geologic al României

Granatul (spessartin) se găsește în cristali microscopici cu contur propriu dodecaedric precum și în fragmente de cristali mai mari. Este isotrop.

Cvarțul apare rar, părând a fi de origină secundară. Analiza chimică a rocei a dat următorul rezultat:

Partea insolubilă în HCl . .	SiO_2	18,16
	Fe O	1,06
	Al_2O_3	1,42
	Mn O	11,41
Partea solubilă prin HCl . .	Fe O	3,62
	Al_2O_3	0,45
	Mn O	37,90
	Ca O	1,71
	Mg O	1,11
	Pierdere prin calcinare . . .	23,61
		100,45

Densitatea 3,667

Broștenitul dela Muntele Rusului. Broștenitul dela M-tele Rusului este de coloare neagră, pătează degetele și mai puțin compact decât acel dela Pietrele Arse.

Acest mineral este străbătut de vine de cvarț care pot aveà până la câțiva centimetri grosime. Adesea se găsesc în masa broștenitului, cavități umplute cu limonită.

Prin dizolvirea broștenitului în HCl, rămâne un rezidiu alb insolubil format din silice. Uneori rezidiul este de coloare roză, în acest caz conține și rodonit.

Analiza chimică a unei probe de broștenit dela M. Rusului ne-a dat următorul rezultat:

SiO_2	11,02	
Fe_2O_3	14,92	
Al_2O_3	4,09	
Mn O	5,99	41,26% Mn
MnO_2	57,96	
Ca O	1,23	
Mg O	—	
H_2O	5,61	
	100,61	

Densitatea 3,61

Fosforul dozat într'o probă de broștenit, a dat P = 0,206%.

Institutul Geologic al României

Broştenitul dela Pietrele Arse este compact, de coloare neagră strălucitoare. Conţine adesea vine produse secundar ce pot ajunge până la 2 cm. grosime, formate din asbest mătăsos, aşezat cu fibrele în mod transversal.

Tratând pulberea grosieră a acestui broştenit cu acid clorhidric, rămâne un rezidiu, care observat sub microscop, se constată că conţine fibre fine de asbest alături de mici cristali microscopici de spessartin, cu forme de dodecaedru romboidal, perfect formaţi, de coloare galbenă până la brun clar. Analiza chimică făcută asupra unei probe de broştenit compact, dintre cele mai bogate în $Mn O_2$, ne-a dat următorul rezultat:

Insolubil în HCl	2,37	
$Fe_2 O_3 + Al_2 O_3$	5,01	
$Mn_3 O_4$	76,18	(54,98 Mn)
$Mn O_2$	—	(83,17)
Ca O	1,20	
Mg O	0,14	
$P_2 O_5$	0,210	(0,092 P)
Pierdere prin calcinare	14,66	
	99,77	

* * *

Zăcăminte de manganez, asemănătoare cu acele din regiunea dela Şarul Dornei, intercalate între şisturile cristaline, se găsesc şi în numeroase alte localităţi [1]). Originea acestora este socotită ca fiind sedimentară, suferind apoi metamorfismul odată cu şistùrile între care se găsesc intercalate.

Sedimentarea manganezului este un fapt constatat. In oceanele adânci el se depune pe suprafeţe neîntrerupte ce pot ajunge zeci de mii de kilometri patraţi, sub formă de concreţiuni, nodule, etc. Compoziţia acestor nodule poate varià în limite mari, conţinând dela 4,16 la 63,23 procente [2]) de Mn O. Această depunere se observă actualmente şi în fundul mărilor mai puţin adânci, cum e Marea Neagră [3]), Marea Baltică, etc., precum şi în regiunile cu lacuri din Scoţia, Scandinavia, Finlanda, Rusia de NW. Canada, etc. putând să ajungă până la procente de 20 şi chiar 50% mangan.

Mineralele de manganez dela Şarul Dornei, par a aveà aceeaş origină sedimentară. In sprijinul acestei păreri stă faptul că zăcămintele de manganez din această regiune, se găsesc întotdeauna intercalate între aceleaşi roci, între şisturi cvarţoase de origină sedimentară, fiind legat în special de şistul cvarţitic negru, fapt ce se constată şi în Bucovina, unde exploatările acestor minerale au avut loc încă de mult timp.

[1]) O astfel de descripţie ce priveşte şi România, se găseşte în GEORG BEHAGEL, Die Eisen- und Manganerze Osteuropas, *Osteuropas-Institut in Breslau*, Berlin, 1922.

[2]) F. CLARKE, The Data of Geochemistry Washington, 1924, pag. 135.

[3]) W. VERNADSKY, La Géochimie, Paris Felix Alcan, 1924, pag. 84.

Institutul Geologic al României

Mineralele de manganez nu traversează roci de natură diversă, le lipsesc mineralele întovărășitoare ce ar trebui să existe în cazul unei origini filoniene, nu conține brecii de filon.

Nu se găsesc masse mari compacte de magnetit, «skarnuri» sau alte minerale cari ar puteà indicà vreun fenomen de contact, deși adesea în apropierea zăcămintelor de manganez, se găsesc calcaruri.

Structura *granoblastică*, adesea puțin șistuoșizată ce o prezintă roca primară, cu granatele cu contur propriu în mijlocul celorlalte elemente cristaline în granule intercrescute, lipsa de geode, textura în pături ce arată o sedimentare primară, puternic plisată prin acțiuni dinamice, precum și chimismul său, ne indică și mai mult origina sedimentară a acestor minerale de manganez.

Aceeaș origină sedimentară s'a atribuit și celorlalte zăcăminte mai importante de manganez din România. Astfel sunt acele din județul Solnoc-Dobâca în localitatea Mașca, studiate de KOSSMAT și C. V. JOHN [1]) și pe care le compară cu acelea dela E i s n e r n în Krain, recunoscute în mod sigur ca fiind de origină sedimentară paleozoică, în complet paralelism cu șisturile.

Celelalte zăcăminte din România, cum sunt acelea din Rodna, Munții Preluca, Bucovina, etc., au făcut pe ROZLOSNIK [2]) să le grupeze într'un acelaș tip, numindu-l «tipul Mașca». Zăcămintele dela Șarul Dornei și din restul cristalinului din Moldova ar intrà deci în acelaș tip.

Aceste roci cu manganez, fiind considerate ca fiind sedimentate în mijlocul altor roci și suferind împreună cu aceste roci acelaș metamorfism, este natural ca să le considerăm că au devenit împreună șisturi cristaline.

Calculând pentru aceste roci cu manganez, valorile de grupă *a*, *c*, *f*, pentru a le puteà compară cu acelea ale diferitelor grupe dintre șisturile cristaline, după cum le-a clasificat GRUBENMANN, găsim că pentru diferite roci cu manganez, deși cu compoziții chimice variate, aceste valori sunt aceleași, toate îngrămădindu-se în vârful *f* al triunghiului lui OSANN. Acelaș caz se întâmplă și cu alte grupe ale șisturilor cristaline.

Pentru clasificarea acestor roci între șisturile cristaline, studiile ce s'au făcut asupra rocelor cu manganez de origină sedimentară metamorfozată din India, au atras în special atenția. LAURA HEZNER [3]), a considerat că în timpul metamorfismului, într'un mod analog ca și la calcare, va aveà loc reacția:

$$Si\,O_2 + CO_3\,Mn \rightleftarrows Si\,O_3\,Mn + CO_2 \quad (1)$$

[1]) F. KOSSMAT und. C. V. JOHN: Das Manganerzlager von Macskamezö in Ungarn, *Z. f. praktische Geologie*, 1905.

[2]) PAUL ROZLOSNIK: Über die Verbreitung des Erzlagerstättentypus Macskamezö in Siebenbürgen, *Földtani Közlöny*, B. I. H. I.

[3]) LAURA HEZNER, Ueber die Manganreiche Kristalline Schiefer Indiens N,. *Jahrb. Min. Geol. Paleont.*, 1913, Heft. I.

Institutul Geologic al României

Această reacție, prin ridicare de temperatură va avea loc în direcția dela stânga la dreapta. In cazul că CO_3 Mn se va găsi în exces, atunci va dispăreà faza Si O_2, astfel că vom puteà scrie:

$$Si\ O_3\ Mn + CO_3\ Mn \rightleftharpoons Si\ O_4\ Mn_2 + CO_2 \quad (2)$$

In cazul când CO_3 Mn se găsește în exces și mai mare, atunci alături de dispariția fazei Si O_3 Mn vom avea apariția unei noui faze Mn O. Vom puteà deci scrie:

$$Si\ O_3\ Mn + CO_3\ Mn \rightleftharpoons Si\ O_4\ Mn_2 + Mn\ O + CO_2 \quad (3)$$
(dispare)

In rezumat, apariția fazei Si O_4 Mn_2 este deci condiționată de dispariția fazei Si O_2 și apariția fazei Mn O prin dispariția fazei Si O_3 Mn.

Aceste faze se pot constată între mineralele de manganez din zăcământul dela Dealul Rusului.

Mineralele de coloare grie, care conțin proporțiuni de magnetit, sunt formate din carbonați alături de tefroit (ortosilicat), deoarece tratate cu acid clorhidric dau un rezidiu gelatinos care nu conține manganez și numai urme de fer, pe când în partea solubilă în HCl, găsim restul de 52,09%Mn O și 12,61 Fe_2 O_3. In asociație cu magnetitul cvarțul lipsește în această rocă, cel puțin acel cvarț de origină primară.

Din contra, în probele de minereu fără magnetit, prin atacarea cu HCl, rămâne un rezidiu insolubil compus în majoritate din rodonit (metasilicat).

In mineralele pe care le-au descris KOSSMAT și JOHN la Mașca, silicatul care apare în părțile bogate în magnetit, este Knebelitul Si O_4 $(Mn, Fe)_2$. Din contra, în roca cu manganez, care nu conține magnetit, apare knebelitul, dialogitul și apatita alături de metasilicatul Danemourit Si O_3 (Fe, Mn, Mg), deci odată cu apariția metasilicatului, dispare oxidul (magnetitul sau manganomagnetitul).

La Iacobeni [1]), în părțile bogate în silicat, de coloare roz deschis, se găsește 78—80% rodonit, 10% danemourit și granat și 5—15% cvarț. Totuș găsim și cazuri, când prevederile noastre, parcă nu se aplică. Astfel, cu toate că la Iacobeni, se admite că magnetitul se găsește numai în părțile bogate în carbonat, totuș după analizele date de QUIRING, găsim magnetita, alături de rodonit (în această lucrare nu se amintește de existența ortosilicatului).

Aceasta ne indică că prevederile deduse din studiul reacțiunilor chimice, nu se pot aplică decât fazelor ce se găsesc în imediata vecinătate, mai ales acolo unde metamorfismul a avut loc fără transport de materie.

[1]) QUIRING, *loc. cit.*

Institutul Geologic al României

In diferite puncte ale unui mineral de manganez, putem găsì reacțiuni diferite, datorite diferenței în compoziție chimică în acele locuri. Dacă se șlefuește o astfel de probă, se poate observà diferența de compoziție chimică prin existența unei stratificări a rocei, care se manifestă prin pături alternative mai bogate în magnetit, altele în rodonit sau cvarț primar.

Făcând analiza chimică a unei astfel de probe, în totalul ei, bine înțeles că aplicațiile teoretice ce le vom încercà să le facem, servindu-ne numai de această analiză, nu va fi în nici un caz în concordanță cu rezultatele găsite prin observație directă.

Pe de altă parte lipsind datele experimentale speciale acestor studii, rezultatele obținute nu pot aveà decât un caracter directiv, care de multe ori nu poate să deà decât oarecari lămuriri în explicația genezei rocelor și mai ales în clasificarea lor, după cum susțin mulți autori moderni [1]).

Cu toate acestea, GOLDSCHMIDT [2]), în aplicația regulei fazelor în cazul rocelor metamorfozate din regiunea Cristianiei, a găsit că aceste prevederi se aplică, în studiul a mai mult de o mie de secțiuni microscopice, iar diferitele excepțiuni ce se semnalau în literatură, au fost mai târziu îndepărtate [3]).

In ce privește rocile cu manganez, în afară de componenții Si O_2, MnO și CO_2, mai pot intervenì FeO și Fe_2O_3 (sau O) și în cantități mai mici CaO, Al_2O_3, MgO, P_2O_5, etc. Pentru a simplificà însă chestiunea, după cum a făcut și L. HEZNER, vom considerà numai sistemul de trei componenți Si O_2-MnO-CO_2, în afară de fazele rezultate prin aplicarea acestora, putând intervenì faze noui prin introducerea a câte unui nou component ca Al_2O_3 etc.

L. HEZNER, după exemplul lui NIGGLI privitor la șisturile cristaline din Seria Tremola [4]), reprezintă sistemul Mn O-Si O_2-CO_2, printr'un triunghiu, împărțit în trei regiuni principale:

I. *a d k e* care corespunde rocelor cu carbonat și oxid de manganez, aceste putând fi cuprinse în grupa X a marmorelor după clasificarea lui GRUBENMANN, formând o nouă clasă a *rodocrositelor*.

II. *e k g f* corespunde silicaților de manganez, analoagă grupei silicaților de calciu (Grupa IX a lui GRUBENMANN).

---

[1]) PAUL NIGGLI und JOHN GOLDSCHMIDT: Einige physikalisch chemische Prinzipien der Gesteinmetamorphose, *N. Jahrb. f. Min. etc.*, XXXVII, B. I[1], 1914, pag. 495—575.

[2]) Dr. V. M. GOLDSCHMIDT: Anwendung der Phasenregel auf Silikatgesteine, *Zeitschr. f. Elektrochemie*, 17 (1910), pag. 686.

[3]) Dr. V. M. GOLDSCHMIDT: Ueber die Anwendung der Phasenregel auf die Gesetze der Mineralassoziation, *Centrbl. f. Min. etc.*, 1912, pag. 574.

[4]) P. NIGGLI: Ueber Gesteinserien metamorphen Ursprungs, *Tscherm. Min. u. Petr. Mitteilungen*, B. XXXI, (1912), pag. 477; V. M. GOLDSCHMIDT: Zu Herrn P. NIGGLIS Abhandlung Ueber metamorphen Gesteinserien, T. M. P. M., B. XXXI (1912), pag. 695.

Institutul Geologic al României

III. *f g c* corespunde cvarţitelor manganesifere putând intrà în grupa cvarţitelor.

Pentru rocile oxidate se mai poate construì un triunghiu analog.

Observăm însă că în triunghiul de mai sus, rocile cu o compoziţie chimică corespunzătoare valorilor între *a* şi *e*, vor aveà după GRUBENMANN-OSANN valorile:

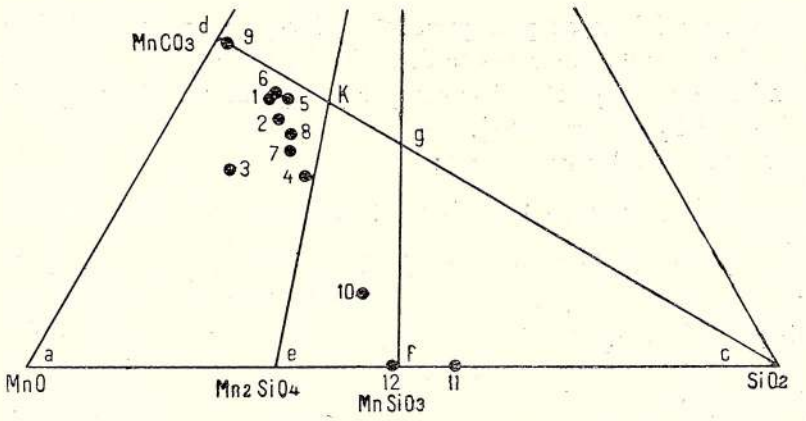
$$S < 33{,}3 \quad ; \quad F > 66{,}6 \quad ; \quad K < 0{,}5$$

Ori grupa marmorelor după GRUBENMANN are:

$$S = 0 \quad ; \quad F = 100 \quad ; \quad K = 0.$$

Pentru rocile din regiunea II-a, vom găsì:

$$S = 33{,}3 - 50 \quad ; \quad F = 50 - 66{,}6 \quad ; \quad K = 0{,}5 - 1$$



Aceste valori însă nu coincid cu acelea ale grupei IX-a a silicaţilor de calciu, care are:

$$S = 51{,}7 \quad ; \quad F = 34{,}8 \quad ; \quad K = 1$$

ci se apropie mai mult de valorile grupei V, a silicaţilor de magneziu:

$$S = 43 \quad ; \quad F = 52{,}5 \quad ; \quad K = 0{,}8$$

Pentru rocile din regiunea III găsim:

$$S > 50 \quad ; \quad F < 50 \quad ; \quad K > 1$$

Acestea corespund cu valorile grupei cvarţitelor (grupa VIII):

$$S = 86{,}7 \quad ; \quad F = 5{,}4 \quad ; \quad K = 7$$

Aceste roci cu manganez, deci, ar puteà intrà în grupele şisturilor cristaline după clasificarea lui GRUBENMANN formând familii separate. Rocile

Institutul Geologic al României

cu silicați de manganez, ar puteà să fie cuprinse într'o grupă mai mare, a silicaților de protoxid (RO).

Pentru a prevedeà, cari sunt mineralele ce intră în constituția acestor roci, în diferite zone de adâncime, vom căutà să aplicăm «r e g u l a f a z e l o r m i n e r a l o g i c e» în felul cum a dat-o GOLDSCHMIDT [1]) considerând în cazul nostru numai sistemul $Si\,O_2$ — $Mn\,O$ — CO_2.

In șisturile cristaline nu se găsesc sistemele invariante și univariante, ci numai acele divariante, adică găsim atâtea faze câți componenți sunt:

GOLDSCHMIDT [2]) a mai arătat, că «dacă un mineral poate fi obținut «prin unirea a două componente, atunci acest mineral nu se poate găsì «decât alături de un singur component, niciodată lângă amândouă».

Astfel, în cazul mineralelor de manganez, nu vom găsì:

$$Si\,O_3\,Mn + Si\,O_4\,Mn_2 + Mn\,O$$

ci sau $Si\,O_4\,Mn_2 + Mn\,O$ sau $Si\,O_4\,Mn_2 + Si\,O_3\,Mn$.

Pentru simplicitate se presupune că la începutul procesului de metamorfism s'a plecat dela un amestec de $Si\,O_2$ și $CO_3\,Mn$, ceeace în triunghiul HEZNER înseamnă că plecăm dela compoziții reprezentate dealungul dreptei $CO_3\,Mn$ — $Si\,O_2$ (dreapta d-c).

Fazele ce pot luà naștere sunt:

$$Mn\,O\ ;\ Mn\,CO_3\ ;\ Mn\,Si\,O_3\ ;\ Mn_2\,Si\,O_4\ ;\ Si\,O_2\ ;\ CO_2$$

Pentru prima regiune, vom plecà dela roci cu o compoziție chimică cuprinsă între *d* (50% CO_2 + 50% MnO + 0% $Si\,O_2$) Mol și *k* (40% CO_2 + 40% $Mn\,O$ + 20% $Si\,O_2$) Mol; pentru a doua regiune vom plecà dela o compoziție cuprinsă între k și *g* (33,3% CO_2 + 33,3% $Mn\,O$ + 33,3% $Si\,O_2$) Mol și pentru a treia regiune, între *g* și *c* (100% $Si\,O_2$) Mol.

Aceste roci fiind supuse la temperaturi din ce în ce mai ridicate, vor pierde din acidul carbonic în timpul metamorfismului și vor duce la un produs final cu compoziția cuprinsă între $Mn\,O$ și $Si\,O_2$, cu pierderea fazei CO_2. In rocile cu metamorfismul cel mai intens, în zona de profunziune (K a t a) a lui GRUBENMANN prezența carbonatului de mangan pare a fi exclusă.

Să considerăm reacția (1):

$$Si\,O_2 + CO_3\,Mn \rightleftharpoons Si\,O_3\,Mn + CO_2$$

Incălzind, reacția în acest sistem, merge către dreapta; la rece și prin presiune ridicată reacția merge către stânga.

---

[1]) Dr. V. M. GOLDSCHMIDT, *Z. f. Elektrochemie*, 17 (1911), pag. 686; *Centrbl. f. Min.* etc., 1912, pag. 574, Ref. de BRAUNS in *N. Jahrb. f. Min.* etc., (1912), I, 216.

[2]) Dr. V. M. GOLDSCHMIDT, Die Kontaktmetamorphose in Kristianiagebiet, Ref. *N. Jahrb. f. Min.* etc., 1912, pag. 67.

Institutul Geologic al României

In cazul rocelor mai puternic metamorfozate, vom aveà deci sistemele:

$$Si\ O_2 + Si\ O_3\ Mn + CO_2$$
$$CO_3\ Mn + Si\ O_3\ Mn + CO_2$$

iar pentru acelea din zona superioară de metamorfism

$$Si\ O_2 + CO_3\ Mn + CO_2$$
$$Si\ O_2 + CO_3\ Mn + Si\ O_3\ Mn$$

In cazul primei regiuni, $CO_3\ Mn$ fiind în exces, face să scadă concentrația în $Si\ O_2$, deci această fază să dispară la cald, căci existența asociației $Si\ O_2 + Si\ O_3\ Mn$ nu este posibilă, ci numai aceea a asociației $CO_3\ Mn + Si\ O_3\ Mn + CO_2$.

In mod analog se poate prevedeà asociațiile posibile, pentru diferitele regiuni, în cazul reacțiunilor (2) și (3).

Insemnând cu T_1, T_2, T_3, temperaturile la care au loc aceste trei echilibre chimice, pentru o aceeaș presiune; sub aceste temperaturi vom găsì sistemele de faze care pot existà în șisturile cristaline din zonele superioare, iar pentru temperaturile superioare vom găsì sistemele de faze, cari se vor găsì între șisturile metamorfice din zonele inferioare de metamorfism. In felul acesta putem alcătuì tabloul alăturat:

	Fazele sub temperaturile de echilibru	Fazele de deasupra temperaturilor de echilibru
Regiunea I Carbonați-Oxizi	$Mn\ CO_3 + Mn\ O$ $Si\ O_2 + Mn\ CO_3 + CO_2$ $Si\ O_2 + Mn\ CO_3 + Mn\ Si\ O_3$	$Mn\ O$ $Mn\ CO_3 + Mn\ Si\ O_3 + CO_2$
	$Mn\ Si\ O_3 + Mn\ CO_3 + Mn_2\ Si\ O_4$ $Mn\ Si\ O_3 + Mn\ CO_3 + CO_2$	$Mn\ CO_3 + Mn_2\ Si\ O_4 + CO_2$
	$Mn\ CO_3 + Mn_2\ Si\ O_4 + Mn\ O$ $Mn\ CO_3 + Mn_2\ Si\ O_4 + CO_2$	$Mn_2\ Si\ O_4 + Mn\ O + CO_2$
Regiunea II Silicați	$Si\ O_2 + Mn\ CO_3 + CO_2$ $Si\ O_2 + Mn\ CO_3 + Mn\ Si\ O_3$	$Mn\ CO_3 + Mn\ Si\ O_3 + CO_2$
	$Mn\ Si\ O_3 + Mn\ CO_3 + CO_2$ $Mn\ Si\ O_3 + Mn\ CO_3 + Mn_2\ Si\ O_4$	$Mn\ Si\ O_3 + Mn_2\ Si\ O_4 + CO_2$
Regiunea III Cvarțite	$Si\ O_2 + Mn\ CO_3 + CO_2$ $Si\ O_2 + Mn\ CO_3 + Mn\ Si\ O_3$	$Mn\ Si\ O_3 + Si\ O_2 + CO_2$

Institutul Geologic al României

Din cauză că $T_3 > T_2 > T_1$, găsim aceleași faze, ce sunt stabile sub temperatura T_3, stabile și deasupra temperaturii T_2. Astfel este cazul fazelor $CO_3 Mn + Si O_4 Mn_2 + CO_2$.

Fiindcă la ponitul dela Muntele Rusului, găsim fazele $CO_3 Mn$, $Si O_4 Mn_2$, Mn O (Mn O corespunzător cu magnetita sau manganomagnetita) și fiindcă acest ponit este intercalat între șisturile cristaline din zonele cele mai superioare de metamorfism, rezultă că toate asociațiile întâlnite sub temperatura T_3, vor fi caracteristice în aceste zone de metamorfism.

In prima regiune a carbonaților și oxizilor, în zonele de metamorfism, medii și de adâncime, se va constată deci dispariția carbonaților și prezența de $Si O_4 Mn_2$ și MnO. In ce privește regiunile II și III carbonații vor dispăreà și mai ușor.

Incercând a înscrie în triunghiul HEZNER, diferitele roci cu manganez cunoscute în literatură ca fiind de aceeaș origină metamorfică, vom fi nevoiți, ca și în alte metode analoage, să considerăm ceilalți protoxizi la un loc cu MnO. Mai greu este cazul aluminei $Al_2 O_3$. Se știe însă că, în toate rocele studiate el intră sub formă de granat și numai în cazuri rari, când în constituția rocei intră și alcalinele, ca în India, apare și feldspatul, iar restul aluminiului rămâne tot sub formă de granat.

Intre granat și $Si O_3 Mn$ există raportul:

$$3 Si O_3 Mn + Al_2 O_3 = Si_3 O_{12} Al_2 Mn_3$$

Din acest raport se vede că dacă considerăm sau eliminăm alumina, raportul între $Si O_2$: MnO : CO_2 rămâne acelaș. Astfel, în înscrierea analizelor în triunghiul HEZNER vom puteà neglijà alumina.

Considerând o serie de 12 analize de roci metamorfice cu manganez, vom găsì următoarele raporturi moleculare:

	1 [1])	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$Si O_2$	11.4	14.0	11.9	22.4	14.5	11.2	18.2	16.6	2.8	39.6	56,8	49.5
Mn O	47.6	48.4	58.7	48.6	44.8	47.0	49.4	48.3	48.6	48.8	43.2	50.5
CO_2	41.0	37.6	29.4	29.0	40.6	41.8	32.4	35.1	48.6	11.6	0	0

[1]) 1. Dealul Rusului, anal. V. C. BUȚUREANU: *Ann. Sc. Univ. Jassy*, 1909; 2. *Idem* anal. Dr. E. DONATH: *Anal. Inst. Geol. Rom.*, 1909; 3. *Idem* M. SAVUL; 4. Dealul Ferului (Broșteni), V. C. BUȚUREANU: *Mem. Științif. An. Acad. Rom.*, T. XXXVIII; 5. Pârâul lui Balaban (Broșteni) V. C. BUȚUREANU: *Ann. Sc. Univ. Jassy*, 1909; 6. Borca, V. C. BUȚUREANU: *An. Acad. Rom.*, T. XXXVIII; 7. Pietrele Arse, M. SAVUL; 8. Rodna, anal. E BUDAI în *P. Rozlozsnik Földtani Közlöny* B. I. H. I., pag. 124; 9. Mașca, anal. C. JOHN: *Z. f. prakt. Geol.*, 13, 325 (1909); 10. Iacobeni (Bucovina), H. QUIRING: *Arch. f. Lagerstättenforschung*, Berlin 1922 anal. de Dr. WACHE; 11. Iacobeni, *idem*; 12. Dewi Chindwara-Distrikt India, L. HEZNER: *N. Jahrb.* etc., 1919, H. I. pag. 13.

Institutul Geologic al României

In diagrama Mn — Si O_2 — CO_2, constituția acestor roci este marcată prin dreapta *d f*, ceeace arată că metamorfismul s'a produs la o temperatură mai puțin ridicată.

Roca dela Mașca, se apropie de compoziția carbonatului de mangan curat.

Dacă ne-am menține să clasificăm aceste roci după regiunile indicate de NIGGLI și HEZNER, n'ar fi practic să așezăm o rocă constituită aproape în întregime din rodonit și cu un mic procent de cvarț, în grupa cvarțitelor manganezifere, ci ar fi mai drept a o așezà tot în grupa silicaților de manganez. Cum fazele ce intră în regiunea cvarțitelor la o temperatură scăzută, se găsesc și în regiunea silicaților, n'ar fi mare inconvenient, dacă s'ar trece o parte din regiunea III, adică acele roci ce conțin minimum 50% Si O_3 Mn tot în regiunea silicaților. Astfel rocele 10, 11, 12, ar trece în acest grup.

Calculând pentru aceste roci, valorile de grupă după GRUBENMANN-OSANN, găsim:

	S	A	C	F	M	T	K	
10	43.7	—	2.5	51,3	2.4	—	0.8	$a_0\ c_1\ f_{19}$
11	56.8	—	—	43,2	2.8	—	1.3	$a_9\ c_0\ f_{20}$
12	48.5	—	1.6	48.3	5.1	—	0.9	$a_0\ c_{0,5}\ f_{19.5}$

Valorile găsite pentru aceste roci, le apropie mai mult de acelea ale grupei V a silicaților de magneziu, iar nu de acelea ale grupei a IX-a a silicaților de calciu, după cum se vede din valorile medii ale acestora:

	S	A	C	F	M	T	K	
grupa IX	51.7	1.5	6.0	34.8	23.1	0.0	1.0	$a_{0.5}\ c_{3.0}\ f_{16.5}$
grupa V	43	0.3	1,2	52.5	3.0	2.2	0.8	$a_0\ c_{0.5}\ f_{19.5}$

Din punct de vedere genetic însă, bineînțeles că rocile cu manganez sunt mai asemănătoare cu acelea ale grupei silicaților de calciu.

In ce privește prima regiune a diagramei MnO — Si O_2 — CO_2, cu toate că în această regiune fazele ce intervin sunt mai diferite, găsind fie carbonați, fie silicați, sau oxizi, însă toate acestea având o relație genetică foarte strânsă între ele, diferența elementelor mineralogice ce constitue roca rezultată fiind datorită numai gradului de metamorfism, s'ar puteà

Institutul Geologic al României

ca în locul atâtor grupe deosebite ca aceea a oxizilor de manganez, a marmorelor de manganez, etc., să se păstreze în întregime o singură grupă, numită «*grupa ponitelor*», pentrucă rocele descrise de d-l Prof. BUȚUREANU ca *ponite*, iau loc tocmai în această regiune.

Calculând pentru ponite, valorile de grupă după GRUBENMANN-OSANN, găsim:

	S	A	C	F	M	T	K	
1	19.1	—	1.2	78.5	2.8	—	0.24	$a_0\ c_{0\cdot5}\ f_{19\cdot5}$
2	22.5	—	0.3	76.9	4.2	—	0.29	$a_0\ c_0\ f_{20}$
3	16.4	—	2.1	79.1	—	0.3	0.2	$a_0\ c_{0\cdot5}\ f_{19\cdot5}$
4	31.4	—	0.5	67.6	3.2	—	0.46	$a_0\ c_0\ f_{20}$
5	24.3	—	1.0	73.7	1.8	—		$a_0\ c_0\ f_{20}$
6	19.0	—	1.9	77.2	5.2	—	0.23	$a_0\ c_{0\cdot5}\ f_{19\cdot5}$
7	26.5	—	1.6	70.3	1.7	—	0.36	$a_0\ c_{0\cdot5}\ f_{19\cdot5}$
8	25.6	—	0.5	73.4	9	—	0.34	$a_0\ c_0\ f_{20}$
Medie	23	0	1.1	74.6	3.5	0	0.3	$a_0\ c_0\ f_{20}$

Aceste valori sunt deajuns de îndepărtate de acelea ale grupei a X-a a marmorelor, care au S = 0, A = 0, C = 0, F = 100, M = 80, T = 0, K = 0; se apropie însă mai mult cu grupa XI, aceeà a rocelor bogate în oxid de fier, unele din aceste roci având o geneză asemănătoare cu a rocelor bogate în mangan, fiind tot de origină sedimentară. Valorile pentru această grupă sunt:

S = 20,0; A = 0,0; C = 0,4; F = 80,0; M = 2,5; T = 0,0; K = 0,3.

$a_0\ c_0\ f_{20}$.

Identitatea valorilor de grupă pentru ponite ca și pentru grupa XI, este un motiv mai mult de a considerà ponitele printre șisturile cristaline. Chimismul și geneza ponitelor le apropie mai mult de această grupă decât de grupa marmorelor, procentul de CO_2 ce îl mai mențin, fiind datorit gradului de metamorfism și a proprietăților termochimice deosebite ale mineralelor de manganez față de acele de fier.

Cât privește *broștenitele*, nume dat de către profesorul P. PONI, și menținut în literatură de alți cercetători, acestea reprezintă un produs de alterare a ponitelor, în zonele de oxidare a zăcămintelor. Ele sunt de natură

Institutul Geologic al României

coloidală. Această alterare se produce cu mare uşurinţă, astfel că fragmente de ponit vechi de 2—3 ani, sunt acoperite la suprafaţă cu un strat de câţivà milimetri grosime de broştenit. Broştenitele pot fi considerate ca varietăţi bogate în fer, ale psilomelanului.

CONGLOMERATUL METAMORFOZAT

In diferite locuri din regiunea Şarul Dornei, s'au putut găsì, alături de alte şisturi cristaline şi un conglomerat metamorfozat. Astfel se întâlneşte acest conglomerat la gura pârâului Burcutului, afluent al pârâului Neagra Şarului pe versantul bucovinean, pe versantul drept al pârâului Ulmului cevà mai sus de confluenţa sa cu pârâul Ursăriei, pe pârâul Podarului afluent al pârâului Chirilenilor precum şi pe acest din urmă pârâu.

In gura pârâlui Burcutului, acest conglomerat apare în stânci, fiind constituit din petricele rotunzite de cvarţ alb sau alte fragmente de roci cristaline, a căror şistuozitate este diferit orientată, dela piatră la piatră. Se vede astfel că în compoziţia conglomeratului, au intrat roci metamorfozate, indicând prezenţa unui metamorfism anterior formării lui. Cimentul ce leagă conglomeratul este şi el şistuoşizat, conţinând mult clorit şi sericit.

In pereţii stâncilor, pietrele ce formează conglomeratul sunt astfel aranjate că dau o şistuozitate grosieră rocei, trecând într'un fel de conglomerat gneis. Aceste conglomerate adesea au aspectul breciform.

Cel mai clar se poate vedeà natura sedimentară a acestui conglomerat, pe pârâul Chirilenilor. Un astfel de fragment, în greutate de câteva kilograme, conţine bolovani rotunjiţi având dimensiuni ce pot ajunge până peste 10 cm. lungime. O secţiune microscopică făcută într'un astfel de bolovan, ne arată următoarea constituţie:

C v a r ţ u l apare în lentile clare, orientate în direcţia şistuozităţii. F e l d s p a t u l relictic, este complet alterat, totuş se pot găsì şi rămăşiţe perfect clare formate din albit nemaclat, deosebindu-se uşor de cvarţ şi prin caracterul său de mineral biax. C l o r i t u l este slab policroic. M a g n e t i t u l este în strânsă asociaţie cu r u t i l u l, acesta din urmă fiind deajuns de abondent, în prisme scurte, de coloare brună, orientate după şistuozitatea rocei.

După compoziţie, această rocă constitue un albitgneis de tip filitic, asemănându-se cu acela de deasupra satului Şarul Dornei.

Ca nivel geologic, aceste conglomerate par ar fi deasupra gneiselor de origină eruptivă şi a unor gneise de tip filitic, cum sunt acelea de deasupra satului Şarul Dornei.

Faţă de majoritatea cvarţitelor sericitoase, şisturi cvarţitice negre şi calcare, conglomeratul apare într'un nivel inferior. In acest grup intră şi o serie

Institutul Geologic al României

de roci de tip filitic, mai tinere ca acelea dela Șarul Dornei, dar care nu pot fi deosebite de ele, nici petrografic, nici pe teren, deoarece prezintă treceri pe nesimțite în roci din ce în ce mai cvarțoase. Acest fapt ne face ca în schița geologică alăturată atât filitele cât și cvarțitele sericitoase să le trecem la un loc.

ROCI NEMETAMORFOZATE

Conglomeratul cretacic. La marginea de vest a șisturilor cristaline, apare în unele locuri, un conglomerat cu bobul mic, cu elemente formate în majoritate din cvarț, prins într'un ciment mai mult calcaros. Acest conglomerat se întâlnește în marginea drumului de pe Șărișorul Mic, peste calcarul cristalin, apoi pe partea de vest a crestei ce coboară de pe Dealul Boambei, precum și în bolovanii ce alcătuesc aluviunile din apropierea regiunii calcarului dolomitic dela Bâtca cu Tisa.

Pe creasta dela Dealul Boambei, acest conglomerat este fosilifer. D. VĂSCĂUȚANU, a recunoscut între aceste fosile prezența unui *Inoceram* și *Plicatula*, forme caracteristice cretacicului. Un studiu mai amănunțit asupra acestor forme, ar fi interesant, cu atât mai mult, cu cât până acum, afară de Cenomanul dela Glodu, în această regiune nu s'a semnalat această formațiune. In marginea de vest a cristalinului din Bucovina se cunoaște prezența cretacicului, cum e cenomanianul dela est de muntele Oușor.

Conglomeratul și calcarul eocenic. In vestul șisturilor cristaline și a conglomeratului cretacic, în regiunea dela Șarul Dornei, apare un conglomerat calcaros compact, în care se păstrează urme de fosile. D-l Prof. SAVA ATANASIU, care a studiat aceste roci sedimentare dela Șarul Dornei, după fosilele găsite, a determinat această formațiune ca aparținând orizontului superior din eocenul mijlociu.

Calcarul eocen din apropierea conglomeratului este de obiceiu compact, de coloare grie deschisă.

Mineralele de arsenic. Pe malul drept al pârâului Șărișor, cam la 800—900 metri mai sus de confluența sa cu Neagra Șarului, se găsesc haldele vechi ale unei exploatări de mineral de arsenic. Aceste halde sunt formate dintr'o argilă vânătă, care, cu HCl produce efervescență, lăsând însă mult rezidiu. Fragmente mai mari, arată că această argilă provine dintr'o rocă șistuoasă, înlăuntrul căreia se văd pături de calcită cristalizată și pături subțiri de o r p i m e n t. Deasemenea, în mod secundar, se produc cristali aciculari de aragonit, pe care le-a descris TH. NECULAU [1]). Această formare de aragonit la temperatura ordinară, nu poate fi explicată decât prin intervenția altor săruri, cum ar fi acele de magneziu.

[1]) TH. NECULAU: Der Aragonit v. Șarul Dornei, *Festschrift. z. siebzigsten Geburtstage v. Harry Rosenbusch.*

Institutul Geologic al României

Origina acestui zăcământ de arsenic, nu poate fi pus decât pe seama unei acţiuni fumeroliene în legătură cu erupţiile Călimanilor, acţiune care se manifestă pe o linie de dislocaţie, dealungul căreia se găsesc numeroase izvoare carbonatate.

C a o l i n. Degajările de acid carbonic, ce au loc în apropierea liniei tectonice amintite, au ca efect pe lângă producerea numeroaselor izvoare carbonatate din apropiere şi alterarea rocelor pe care le întâlneşte. Astfel, bolovanii de andezit, ce constituesc depozitele de terasă de pe dealul Sâhla, în apropierea acestei falii, au fost atât de alterate de către apa încărcată cu CO_2, încât au fost complet caolinizaţi, formând un depozit de caolin perfect plastic, care însă nu poate fi industrializat din cauza cantităţii sale reduse.

I z v o a r e m i n e r a l e. Dealungul liniei tectonice amintite, se găsesc înşirate, aproape în linie dreaptă o serie de izvoare carbonatate. Astfel, pârâul Ruginos din Bucovina conţine un număr de astfel de ape carbonatate feruginoase, ceeace-l face să-şi capete numele de pârâul Ruginos.

In aceeaş direcţie, pe dealul Sâhla, în apropiere de zăcământul de arsenic şi caolin, găsim cel mai renumit izvor carbonatat din această regiune. Acest izvor este alcalin şi conţine mici cantităţi de arsenic, ceeace i-a adus şi renumele.

Alimentarea cu apă a acestui izvor, provine din pânza acviferă ce se scurge de pe panta puţin înclinată a dealului Sâhla, terenul impermeabil formându-l şisturile cristaline, deasupra acestora găsindu-se o pătură permeabilă formată din depozitele de bolovani de andezit.

Apa ce se încarcă cu CO_2, în apropierea crăpăturilor liniei tectonice, are o mare acţiune asupra bolovanilor de andezit, alterându-i, extrăgând calciul şi alcalinele, lăsând materialul andezitic caolinizat.

Calcarul disolvat în apă, a fost depus în împrejurimile izvorului sub formă de tuf calcaros, care a cimentat în el resturi de plante şi scoici de origină recentă.

De partea cealaltă a Dealului Sâhla, în valea Negrei Şarului se găsesc iarăş o serie de izvoare carbonatate. Izvoare asemănătoare se întâlnesc apoi mai în spre sud, aşezate toate în apropierea liniei de fractură de care s'a amintit.

T u r b a. In părţile din regiunea Şarul Dornei întâlnim prezenţa turbei, unde se găseşte o pânză acviferă în apropiere de suprafaţa solului, cu condiţia ca terenul de deasupra pânzei să fie permeabil, cum este acel constituit din depozitele de bolovani andezit. Aceste regiuni apar mocirloase, fiind îmbibate cu apă încărcată cu hidroxizi de fier.

Astfel de turbării sunt numeroase în regiunea Şarul Dornei, cum e de exemplu în apropierea izvorului arsenical dela Şărişor şi mai ales în regiunea

Institutul Geologic al României

Tinovul mare, unde d-nii prof. SAVA ATANASIU [1]) și POPOVICI [2]) au găsit varietăți de *Vaccinum* și *Sphagnum*.

Concluziuni. Din studiul petrografic și chimic al rocelor dela Șarul Dornei, se pot trage următoarele concluziuni:

1. Șisturile cristaline dela Șarul Dornei, fac parte din zona superioară de metamorfism.

2. Șisturile cristaline dela Șarul Dornei sunt, o parte de natură eruptivă: amfibolitele și gneisurile cu albit cu cristalinitatea mai mare, iar altă parte este de natură sedimentară, constituind filitele, cvarțitele, calcarele cristaline.

3. Mineralele de manganez fac și ele parte dintre șisturile cristaline de origină sedimentară.

4. Amfibolitele dela Șarul Dornei sunt în strânsă înrudire cu filoanele eruptive din restul cristalinului din Moldova.

Considerațiuni economice. Una din principalele surse de bogăție ale subsolului regiunii studiate, o constitue mineralele de manganez. Principala importanță o au zăcămintele dela Dealul Rusului și cel dela Pietrele Arse, atât prin procentul ridicat de Mn ce îl au mineralele cât și prin cantitatea lor, care ar puteà aduce o exploatare rentabilă. Sursele naturale de energie din apropiere, ar puteà veni mult în ajutorul acestor exploatări.

La Dealul Boambei, constatându-se numai impregnațiuni de mangan, rămâne ca cercetări ulterioare să arate dacă această regiune prezintă vreo importanță mai deosebită.

Apele minerale și în special apa arsenicală poate fi socotită ca o nouă sursă de bogăție a regiunii. Izvorul arsenical este cunoscut de mai mult de un secol și prin conținutul în arsenic al apei, poate fi clasat printre cele mai de seamă din Europa.

Mineralele de arsenic și turba ar puteà și acestea fi puse în valoare.

Calcarul eocenic servește pe o scară redusă la fabricarea varului. Este concurat de acel fabricat în alte localități ca la Dârmoxa, din calcar cristalin.

* * *

Terminând această lucrare, țin să aduc mulțumiri și să-mi arăt deplina mea recunoștință d-lui *V. C. Butureanu*, profesor de mineralogie la Universitatea din Iași, sub a cărui direcție am lucrat, precum și d-lor prof. Universitari *L. Mrazec* și *Sava Atanasiu*, dela Institutul Geologic din București, pentru prețiosul concurs ce mi l-au dat, spre a puteà aduce la lumină lucrarea de față.

Decemvrie 1924.

LABORATORUL DE MINERALOGIE ȘI
PETROGRAFIE AL UNIVERSITĂȚEI DIN IAȘI

[1]) SAVA ATANASIU, Geol. Beobachtungen etc., pag. 145.

[2]) AL. POPOVICI, *Annales Scientifiques de l'Université de Jassy*, Tome VII, 1913.

Institutul Geologic al României

EXPLICAREA TABLELOR

EXPLICATION DES PLANCHES

TABLA I

Fig. 1. Amfibolit cu albit. Plaiul Şarului. Lumina naturală. Mărit 25 ori. Porfiroblastele de albit clar sunt înconjurate de o ţesătură formată din hornblendă. Albitul este nemaclat; în massa lui se găsesc incluziuni de granat, amfibol şi rutil.

Amphibolyte. Plaiul Şarului. Les porphyroblastes sont formés par de l'albite claire, non maclé et couronnés par un tissu formé de hornblende. A l'intérieur des porphyroblastes d'albite on trouve d'inclusions de granat, d'épidot, d'amphibole et de rutil.

Fig. 2. Gneis cloritos. Confluenţa pârâului Ursariei cu pâr. Juncanilor. Lumina naturală. Mărit 25 ori. Partea clară este datorită cuarţului şi feldspatului albit. Elementul colorat al rocei este format din clorit.

Gneis à chlorite. Les parties claires sont formées de quartz, et de feldspat albite. L'élément coloré est formé de chlorite.

TABLA II

Fig. 3. Cuarţit sericitos. Plaiul Şarului. Nicolii X. Mărit 25 ori. Se observă granulele de cuarţ cu extincţiune onduloasă, iar între ele foiţe de sericit ce indică şistuozitatea rocei.

Quartzite à séricite. Nicols X. Gross. 25 fois. On distingue les granules de quartz avec l'extinction onduleuse. Parmi les granules de quartz on trouve des feuilles de séricite, qui indiquent la schistuosité de la roche.

Fig. 4. Calcar cristalin. Dealul Boambei. Lumina naturală. Mărit 25 ori. Se observă granulele de calcit cu urmele de clivaj după (1011). Locurile albe sunt datorite granulelor de cuarţ.

Calcaire cristalin. Gross. 25 fois. On distingue les granules de calcite avec les traces de clivage d'après (1011). Les taches blanches sont dues aux grains de quartz.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

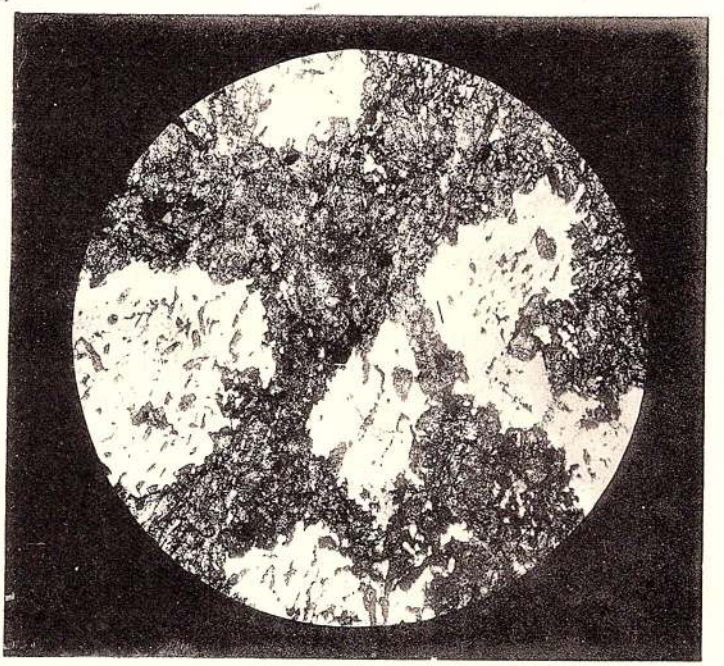


Fig. 1



Fig. 2

Institutul Geologic al României

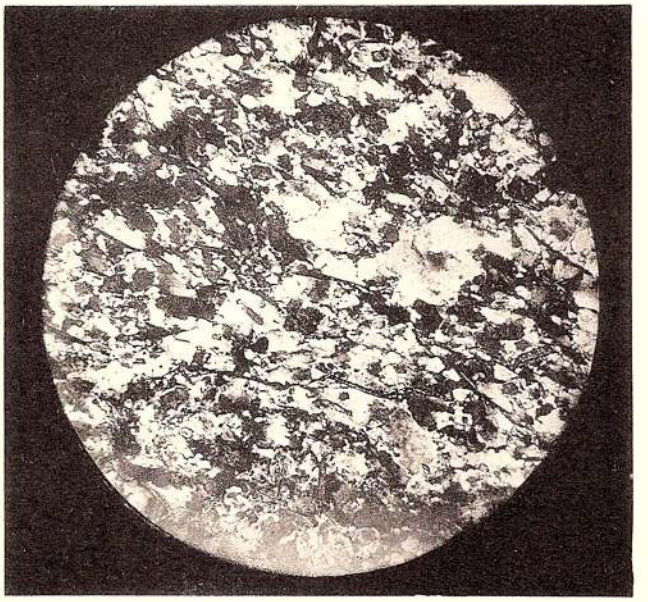


Fig. 3

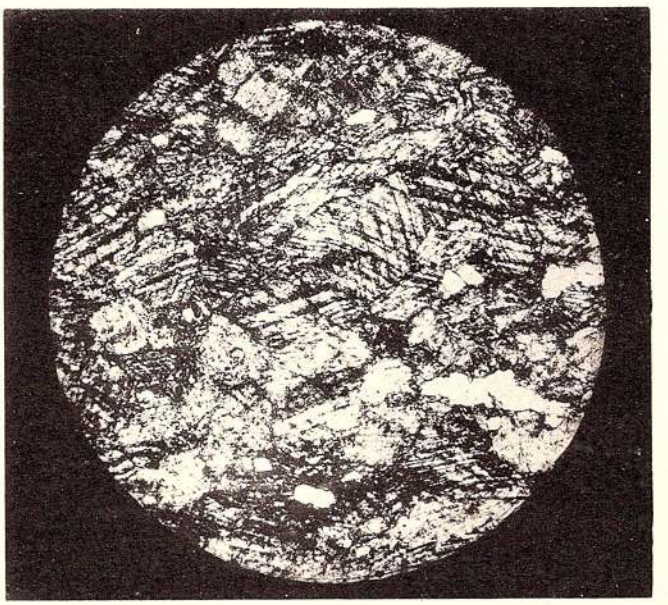
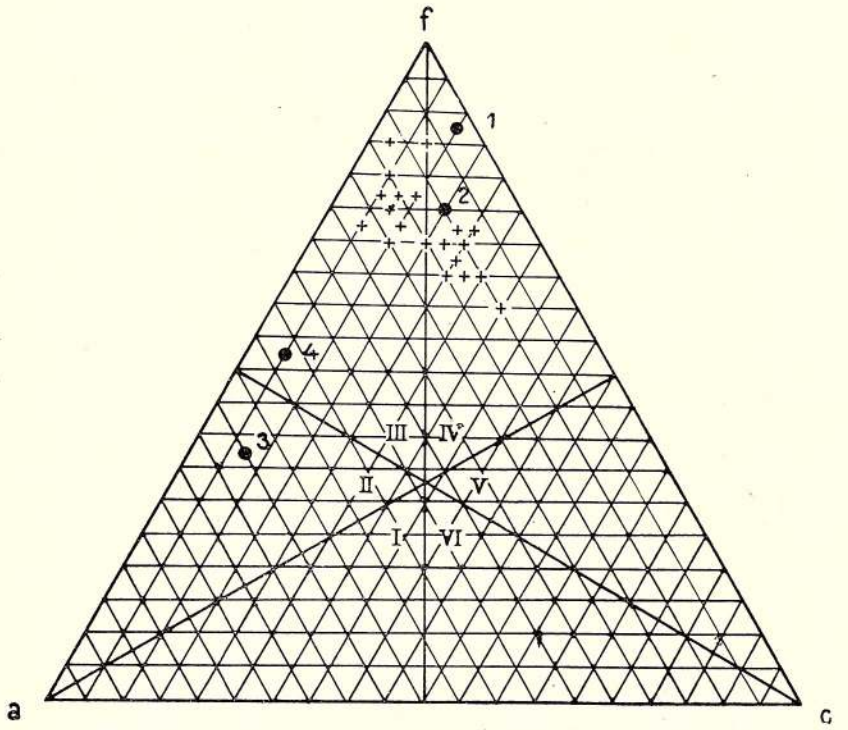


Fig. 4

Institutul Geologic al României



Triunghiul acf după OSANN.

1. Amfibolit cu epidot dela Moroşeni.
2. Amfibolit de pe pârâul Rusului.
3. Gneis cu cristalinitatea mai pronunţată de pe Dealul Ursăriei.
4. Gneis de tip filitic. de pe coasta Şarului, deasupra satului Şarul Dornei.

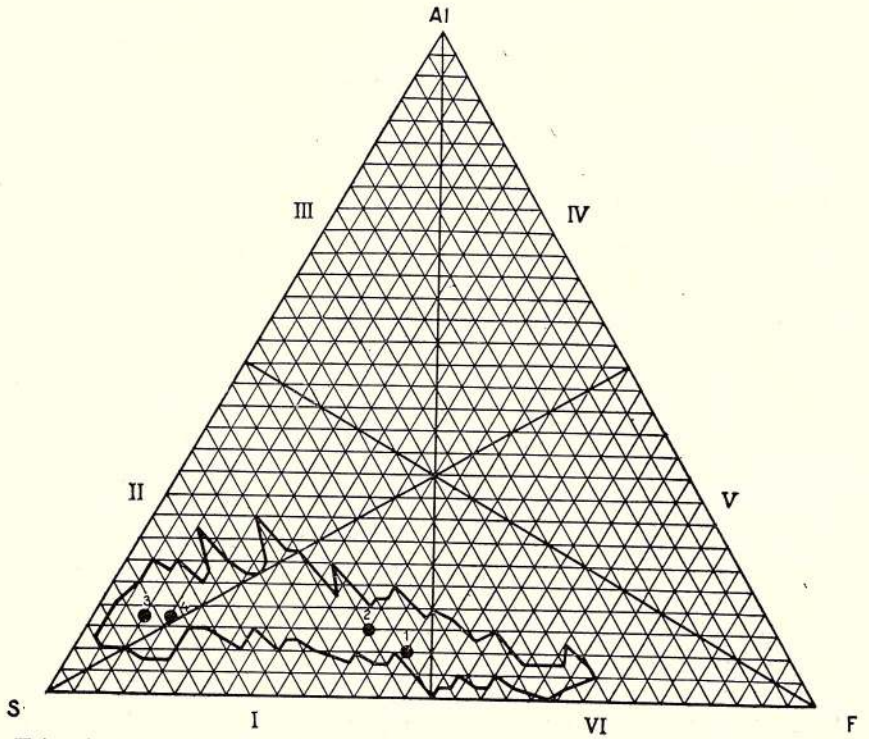
\+ Roci eruptive din regiunea şisturilor cristaline din Moldova.

Triangle acf d'après OSANN.

1. Amphibolite à épidot de Moroşeni.
2. Amphibolite de Pârâul Rusu.
3. Gneiss à cristalinité prononcé de Dealul Ursăriei.
4. Gneiss de type phyllitique, Şarul Dornei.

\+ Roches éruptives de la région des schistes cristallins de Moldavie.

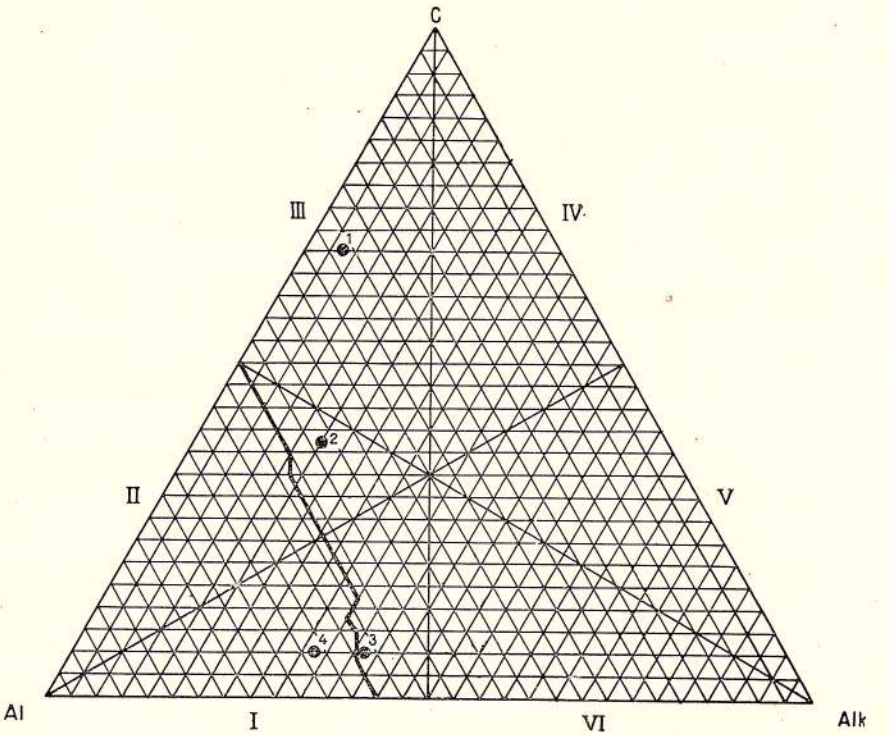
Institutul Geologic al României



Triunghiul S Al F, după OSANN. Toate rocele cad în regiunea rocelor eruptive.

Triangle S Al F, d'après OSANN. Les projections des roches se trouvent dans la région des roches éruptives.

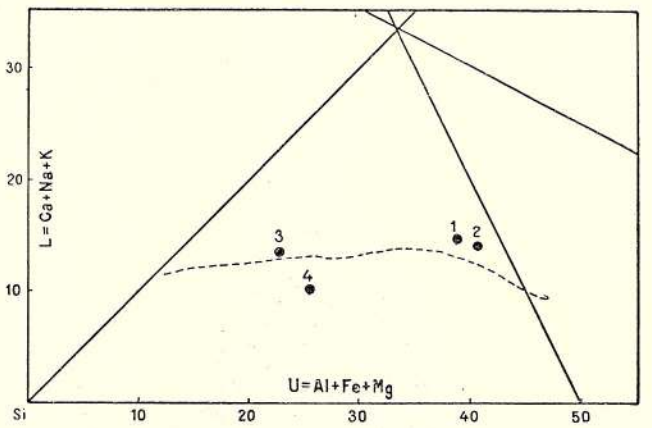
Institutul Geologic al României



Triunghiul Al C Alk, după OSANN în care se vede că rocile 1, 2, 3, cad în regiunea rocelor eruptive, iar roca 4 cade în regiunea rocelor de origină sedimentară.

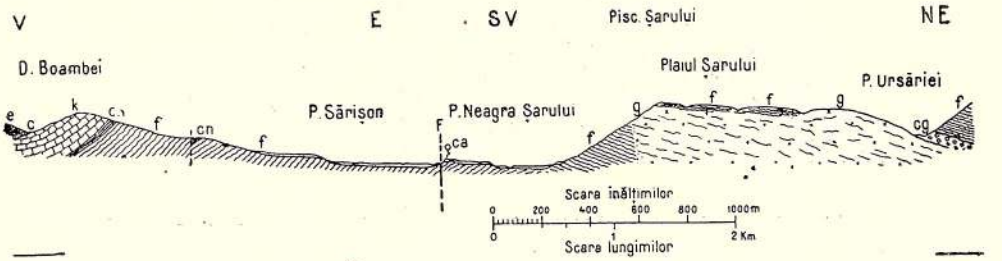
Triangle Al C Alk, d'après OSANN. Les roches 1, 2, 3, se trouvent dans la région des roches éruptives, la roche 4 est placée dans la région des roches d'origine sédimentaire.

Institutul Geologic al României



Porţiune din triunghiul Si-U-L. Rocile 1, 2, 3, cad în regiunea rocelor eruptive, iar roca 4 cade în regiunea rocelor de origină sedimentară.

Portion du triangle Si-U-L. Les roches 1, 2, 3, se trouvent dans la région des roches éruptives, la roche 4 dans la région des roches d'origine sédimentaire.



Secţiune în regiunea Şarul Dornei:

e = eocen, c = cretacic, cn = şist cvarţitic negru, f = filite şi cvarţite sericitoaes, g = epigneisuri de origină eruptivă, cg = conglomerat metamorfozat, k = calcar cristalin, ca = izvor carbonatat arsenical, F = falie.

scara orizontal 1 : 40.000
vertical 1 : 20.000

Section dans la région Şarul Dornei:

e = éocéne, c = crétacé, cn = schistes sériciteux, g = épigneiss d'origine éruptive, cg = conglomérat métamorphisé, k = calcaire cristallin, ca = source carbonatée arsénicale, F = faille.

Échelle horizontale 1 : 40.000
verticale 1 : 20.000

Institutul Geologic al României

ÉTUDE SUR LES SCHISTES CRISTALLINS ET LES GISEMENTS DE MANGANÈSE DE LA RÉGION ŞARUL DORNEI (CÂMPULUNG)

PAR

DR. MIRCEA SAVUL
ASSISTANT À L'UNIVERSITÉ DE JASSY

RÉSUMÉ

INTRODUCTION

J'ai commencé l'étude sur la région Şarul Dornei, d'après les conseils que m'a donné M. le Prof. V. C. BUŢUREANU de l'Université de Jassy, ayant en vue surtout les minéraux de manganèse qui se trouvent en abondance dans cette région. Mais comme la position et la genèse de ces gisements de manganèse sont en étroite liaison avec les schistes cristallins qui les contiennent, l'étude a été étendue et sur les schistes cristallins de cette région.

La région Şarul Dornei située dans le coin Nord-Ouest de la Moldavie et Sud-Ouest de la Bucovine constitue une partie de la zone de l'Ouest du massif cristallin des Carpates orientales.

Les diverses études géologiques qui ont été publiées tant sur la Géologie de la Bucovine que sur ce coin du Nord-Ouest de la Moldavie, ont touché assez souvent la question des schistes cristallins.

PAUL [1]) divise les schistes cristallins de Bucovine en deux groupes:

1. Un groupe inférieur caractérisé par la prédomination du quartz (quartzites, micaschistes riches en quartz, schistes quartzeux noirs), et des schistes chloriteux.

2. Un groupe supérieur représenté par des micaschistes, gneiss à feldspath rouge, avec passage vers les gneiss granitiques et schistes siliceux. Le calcaire cristallin se trouve superposé.

BRUNNO WALTER [2]) partage les schistes cristallins de la Bucovine en: un groupe inférieur (quartzites), un groupe moyen (les micaschistes

[1]) PAUL, Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. Geol. R. A.* 1876.

[2]) BRUNNO WALTER, *Jahrb. d. Geol. R. A.* 1876, IV, Heft.

Institutul Geologic al României

communs) et un autre supérieur (phyllites, gneiss, schistes à hornblende et calcaires cristallins).

Prof. SAVA ATHANASIU[1]) détermine l'âge des schistes quartzeux et calcaires, comme étant paleozoïques par comparaison avec la formation carbonifère de Schela (Distr. Gorj).

Ing. ROMAN v. MOGILNICKI [2]) admet que les schistes cristallins de Bucovina sont triasiques, en considérant les calcaires, déterminés par PAUL comme triasiques, intercalés entre ces schistes.

M. H. QUIRING a montré que ces calcaires, occupent en réalité un niveau supérieur vis-à-vis des schistes cristallins, donc les schistes cristallins sont plus anciens [3]).

Une description pétrographiques systhématique des schistes cristallins d'après les vues de GRUBENMANN est due à Mr. TRAUTH [4]). De même et M. REINHARD [5]) parle souvent des schistes cristallins du distr. Suceava et de Bucovine, en les comparant avec ceux des Carpates méridionales.

En relation avec les minéraux de manganèse qui se trouvent dans ces régions, nous rappellons les études de M. le Prof. V. C. BUȚUREANU [6]) et TH. NECULAU [7]) sur lesquels nous reviendrons plus loin en détail.

Caractères morphologiques. La région de Șarul Dornei est limitée vers le Nord par l'arête qui sépare les eaux de Neagra de Bucovine, et le Sărisorul Mic et Neagra Șarului, ayant une direction approximative WE. La limite entre les roches sédimentaires et les schistes cristallins se trouve sur la montagne Pietrele Arse.

Vers l'Est la région et limitée par une autre arête ayant la direction NS qui sépare les eaux du ruisseau Neagra Șarului de celles des ruisseaux Bărnarel et Bărnar, affluents de la Bistrița. Les points les plus élevés

---

[1]) Dr. SAVA ATHANASIU, Geologische Studien in den nordmoldauischen Karpathen. *Jahrb. d. Geol. R. A.* 1899, Bd. 49. H. 3; Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. *Verhandl. d. k. k. Geol. R. A.* 1899, No. 5, Morphologische Skizze der nordmoldauischen Karpathen etc. *Bull. Soc. Sciences Bucarest.*

[2]) Ing. ROMAN v. MOGILNICKI, Manganerzlagerstätten der südlichen Bukowina. Berg- u. Hüttenmännisches Jahrbuch. 1917.

[3]) H. QUIRING, Die Manganerzvorkommen in den Krystallinen Schiefern der bukowinischen Waldkarpathen. *Archiv. für Lagerstättenforschung.* H. 30, 1922.

[4]) Dr. FR. TRAUTH, Ein Beitrag zur Kenntnis des ostkarpathischen Grundgebirges *Mitt. Geol. Gesell. Wien,* III, B. 1910, pag. 53—103.

[5]) Dr. MAX REINHARD, Șisturile cristaline din Munții Făgărașului. *An. Inst. Geol. Rom.*, 1909, Vol. III, Fasc. I, pag. 28.

[6]) V. C. BUȚUREANU, Étude sur la composition chimique des minerais de manganèse et de fer qui se trouvent dans le massif cristalin de Broșteni. *Ann. Scient. Univ. Jassy,* T. V.; Masivul cristalin dela Broșteni. *Ann. Acad. Rom.*, T. XXXVIII.

[7]) TH. NECULAU, Asupra minereurilor de mangan dela Șarul Dornei. *Ann. Inst. Geol. al României.* Vol. III, 1909, pag. 36.

Institutul Geologic al României

sont: Vf. Şarului (1513 m), et Vf. Rusului (1546 m). Toute cette région est constituée par des schistes cristallins.

Vers l'Ouest, un peu plus loin, s'élève le plateau éruptif des Călimani. Entre ces montagnes qui ont en moyenne 1800 m. et les schistes cristallins, qui ont en moyenne 1600 m. se trouve une excavation qui constitue le bassin de Neagra Şarului situé a une altitude de 900 m.

Les caractères morphologiques de cette région ont été donnés par M. Prof. S. ATHANASIU.

Le fait que la ligne de séparation des eaux du Bărnar et de Bărnărel, de celles de la Neagra, n'est pas symétrique, est expliqué par M. le Prof. ATHANASIU, en admetant que, dans le passé, le bord intérieur de l'arc carpathique se trouvait plus à l'Ouest que maintenant. Les ruisseaux Barnar et Bărnărel avaient alors leurs sources dans la moitié Est d'un grand anticlinal, qui a été détruit par l'effondrement du bord intérieur de l'arc carpatique. Il résulte donc que les ruisseaux qui coulent vers l'Est de la ligne de séparation, sont plus anciens que ceux du bord de l'excavation, qui ont établi leurs cours, après l'affaissement de la masse cristalline. De pareilles excavations se trouvent sur le bord interne des Carpates, séparés par des arêtes, là, oú la masse éruptive des andésites a touché les schistes cristallins. Telles sont celles de Neagra en Bucovine, Gheorgheni (Gyergyó-Szent-Miklós) Ciucul de Sus, et Ciucul de Jos.

Dans le bassin de Neagra Şarului on distingue deux terasses: l'une à 10—15 m au-dessus du niveau de l'eau; l'autre se trouve à 60—80 m.

DESCRIPTION DES ROCHES

Pour faire l'étude des roches, nous nous sommes servi de la classification de GRUBENMANN [1]).

Les roches métamorphiques qui se rencontrent dans la région de Şarul Dornei, peuvent se diviser pétrographiquement et par leur genèse en:

I. Amphibolites (IV-ème groupe de GRUBENMANN).
- *a)* Epiamphibolites à épidote.
- *b)* » à albite.
- *c)* » schisteuses.

II. Gneiss.
- *a)* Epigneiss à albite et séricite du I-er groupe, d'origine éruptive.
- *b)* Epigneiss phylliteux du II-ème groupe d'origine sedimentaire.

III. Quartzites.
- *a)* Quartzites sériciteux;
- *b)* Schistes quartzeux noirs.

[1]) V. GRUBENMANN, Die Kristallinen Schiefer. Berlin. 1910.

Institutul Geologic al României

IV. Calcaires cristallins.
V. Gisements de manganèse.
VI. Conglomérats métamorphisés.

Comme roches d'origine sédimentaire apparaissent: le conglomérat cretacé et le conglomérat et le calcaire éocène.

I. LES AMPHIBOLITES

Pétrographiquement les amphibolites peuvent se diviser en trois types principaux: *a)* Amphibolites à épidote, dans lequel le feldspath manque complètement ou se trouve en petite quantité,— elles ont une schistosité de cristallisation linéaire.—*b)* Amphibolites à albite à texture compacte un peu lenticulaire, à structure poïkiloblastique, les porphiroblastique étant constitués par albite, le tissu fondamental formé par l'amphibole et le chlorite, et *c*) Amphibolites à albite à texture schisteuse.

a) **Les amphibolites à épidote** apparaissent sous forme de filons différemment orientés. On les trouve dans les environs de l'église de Moroşeni sur les ruisseaux Pârâul Burcutului et au fond de Pârâul Adânc.

La roche est compacte, à diaclases parallélipipédiques. On distingue macroscopiquement l'amphibole vert sombre sous forme de prismes orientés dans la même direction, en donnant à la roche une texture de schistuosité par cristallisation, à aspect linéaire, un peu lamellaire. Parmi les prismes d'amphibole, on distingue des petites granules d'épidote.

Sous le microscope la structure est nématoblastique, homéoblastique.

L'Amphibole se presente sous des formes prismatiques, monoclinique, avec extinction: c: $n_g = 26^0$, très polychroïque: n_g = bleu verdâtre, n_m = vert, n_p = jaune pâle; absorbtion: $n_g > n_m > n_p >$.

L'Épidote en granules allongées suivant l'orthodiagonale se trouve à côté de la hornblende. Le Quartz en petites granules, claires, d'origine secondaire, traverse la roche sous forme de petits filons. La Magnétite répandue dans toute la masse de la roche. L'Apatite plus rare en batonnets inclus dans la hornblende.

La roche fait partie du IV-ème groupe des eclogites et amphibolites. L'analyse chimique de cet amphibolite a donneé les résultats suivants:

SiO_2	46.51
TiO_2	1.13
Al_2O_3	9.35
Fe_2O_3	7.52
	64.51

Institutul Geologic al României

Transport .	64.51
Fe O	10.85
Ca O	12.42
Mg O	9.19
Na_2 O	0.76
K_2 O	0.28
H_2 O — 110	0.06
Perte p. calc.	1.21
	99.28

Les valeurs de groupe suivant GRUBENMANN — OSANN sont:

S = 49.5	M = 9.1	$a_{0.5}\ c_2\ f_{17.5}$
A = 1.—	T = 0	
C = 4.8	K = 0.9	
F = 38.9		

La proportion de l'acide silicique descend jurqu'à la limite inférieure du IV-e groupe de GRUBENMANN. La valeur K = 0.9<1 nous indique la présence de la magnetite, de la pyrite ou de l'olivine, la quantité de silice étant inférieure au rapport nécessaire pour la formation des feldspaths ou des métasilicates.

L'Olivine étant caractéristique pour les zones inférieures de métamorphisme, pour les zones supérieures apparaissent en échange: l'épidote, le grénat etc. qui ont des volumes moléculaires plus petits.

Pour déduire, des données analytiques, l'origine éruptive ou sédimentaire, en employant les rapports de OSANN [1]), nous trouvons (voir les planches):

S Al F = 15:2:13 = 30
Al C Alk = 8,5:20:1,5 = 30
N K = 8
M C = 5,1

Le rapport S Al F nous montre que le point de projection, qui représente ces amphibolites, tombe dans le champ des roches éruptives dans le sextant I. Suivant la valeur du rapport Al C Alk., la roche tombe toujours dans la région des roches éruptives; donc l'Amphibolite de Moroşeni est d'origine éruptive.

Le rapport Si — U — L nous donne [2]):

Si = 46,3; U = 38,8; L = 14,9

[1]) A. OSANN, Petrochemische Untersuchungen. Heidelberg. 1913.

[2]) F. BECKE, IV Chemische Analysen v. Krystallinen Gesteine aus der Zentralkette der Ost-Alpen. Wien, 1912.

Institutul Geologic al României

La projection tombe au-dessus de la limite de séparation, entre les roches éruptives et sédimentaires; donc cette roche est d'origine éruptive.

D'après la méthode de M. LINCK [1]), on trouve pour cette roche:

$$A = K_2O + Na_2O = 0.5$$
$$C = CaO = 6 \qquad N = 8$$
$$F = FeO + MgO = 13.5$$

Nous avons moins que 5% d'excès de Al_2O_3, excès de Na^2O, la valeur de C est petite; seulement le rapport Al_2O_3: Ca O est comme pour les roches sédimentaires.

Dans ce cas, la méthode de M. LINCK ne nous donne pas des résultats précis.

Suivant la composition chimique, cette amphibolite, se rapproche des roches éruptives des groupes des essexites, gabbros, pyroxénites et péridotites. Il se rapproche du type: Schöllschits Mähren [2]).

Des roches éruptives de composition chimique voisine, ont été trouvées par M. le Prof. BUȚUREANU [3]) dans la région des schistes cristallins du N-Ouest de la Moldavie.

On rencontre des amphibolites semblables aux précédentes sur l'autre versant de Neagra Șarului et à l'origine de Pârâul Petrenilor. Elles contiennent en plus une quantité d'albite en grandes granules lenticulaires, au milieu des autres éléments, et qui contiennent, sous forme poïkilitique des petites granules d'amphibole et d'épidote. Justement, cette aparition d'albite, indique la place de ces amphibolites dans la zone supérieure de métamorphisme.

b) **Les épialbitamphibolites,** apparaissent au fond de Pârâul Adânc tout près du pic Dealul Negrei et surtout dans la région de Plaiul Șarului spécialement tout près du chemin qui passe sur la terasse du ruisseau, sur Pârâul Șarului et dans la vallée de Pârâul Juncanilor. Elles sont plus répandues tous près de Piscul Șarului, sous forme de filons qui se dirigent vers le hameau Șarul Dornei, et sur la vallée du Pârâul Rusului.

Ces amphibolites ont l'aspect macroscopique des roches éruptives à structure porphyrique dans lesquelles on peut distinguer à l'oeil libre des phénocristaux blancs, arrondis, d'un diamètre de 0.5 cm. formés par un feldspath clair répandu dans une masse de couleur vert sombre, dans laquelle on peut distinguer des prismes de hornblende.

---

[1]) G. LINCK, Über den Chemismus der tonigen Sedimente. *Geologische Rundschau.* IV, pag. 289—311.

[2]) A. OSANN, Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine. *Abhandl. d. Heidelberger Akademie der Wissenschaften,* 8 Abhandl. 1919, pag. 86.

[3]) V. C. BUȚUREANU, Masivul cristalin dela Broșteni. *Analele Academiei Române,* T. XXXVIII, pag. 80.

Institutul Geologic al României

Quand la roche est altérée, on voit à la surface des granules proéminantes, blanches de feldspath. Dans les grands blocs, ces granules blanches apparaissent comme des perles en séries parallèles, ce qui indique la schistuosité de la roche.

Sous le microscope la roche a une structure poïkiloblastique avec porphyroblastes d'albite, tandis que le tissu fondamental est formé par un mélange de hornblende et de chlorite.

Cette amphibolite est composée de:

A l b i t e en grands individus à contour arrondi, entourés quelquefois par une zone d'écrasement. Il est clair et presque toujours sans macles. Ne présente pas la structure zonaire. Contient comme inclusions des idioblastes de grenat, granules d'épidote, amphibole, rutile etc. quelquefois orientés. La h o r n b l e n d e forme la majorité du tissu fondamental, ayant la forme de prismes orientées, dans des directions qui ont souffert des plissements. L'extinction $n_g : c$ varie entre 17^0 et 22^0. Très polychroïque, n_g bleu verdâtre, n_m vert d'herbe, n_p jaune olive pâle. La biréfringence variable entre 0.025 et 0.03.

L' é p i d o t e se trouve en granules allongées suivant l'orthodiagonale, surtout comme inclusions dans l'albite; — faiblement coloré en jaune. Quelquefois apparaît en agglomérations de petites granules. Le g r e n a t idiomorphe est inclus dans l'albite; — souvent transformé en chlorite. Le c h l o r i t e apparaît comme un produit de transformation de la hornblende; quelquefois en très petite quantité, d'autres fois, il intervient comme élément principal. C'est la p e n n i n e n é g a t i v e.

On trouve encore la magnetite et la serpentine et comme éléments accessoirs: le rutile et le zircon.

La présence de l'épidote et du grenat dans les porphyroblastes d'albite, indique l'existence d'un feldspath calcosodique dans la roche primitive, antérieurement au métamorphisme. Par l'action du dynamométamorphisme, spécialement le feldspath a été transformé en albite, et le calcium restant, a pris part à la formation de l'épidote (zoïsite) et quelquefois de grenat. Ce procédé est caractéristique aux schistes cristallins de la zone supérieure du métamorphisme.

La roche fait donc partie des é p i a m p h i b o l i t e s de GRUBENMANN.

c) **Amphibolites schisteuses.** Elles se trouvent sur les bords de Pârâul Rusului, un peu plus haut que son confluent avec Pârâul Coacăze, au fond de Pârâul Huenilor ainsi que sur l'un des affluents de Pârâul Chirilenilor.

La texture de ces roches est schisteuse, de couleur verte, à cause de la grande quantité de chlorite et de hornblende qu'elles contiennent. Quelquefois on observe la structure rélictique d'une roche éruptive hypidiomorphe granuleuse.

Institutul Geologic al României

Le feldspath se présente sous forme tabulaire maclé suivant la loi de l'albite, ainsi que complètement écrasé. Les grandes granules sont claires à la périphérie, remplies par des inclusions d'épidote (zoïsite) vers le centre, ce qui montre l'action du dynamométamorphisme, ce qui fait que le calcium du feldspath calcosodique s'est consommé en produisant l'épidote. L'extinction maxima dans la zone de symétrie est de 14^0—16^0. Les indices de refraction, comparés à celui du bromure d'étylène ($n = 1{,}535$) sont: $n_p < 1{,}535$, $n_g = 1.535$, ce qui indique un feldspath albite.

La hornblende est la même que celles des amphibolites précédentes; quelquefois elle est ouralitisée.

La biotite présente des commencements de chloritisation avec séparation d'aiguilles de sagenite dans un tissu triangulaire.

Le chlorite apparaît comme un produit de transformation surtout de la hornblende.

On trouve comme minéraux accessoires, le sphène, le rutile, la magnetite, la séricite, ainsi que la calcite et la limonite comme produits secondaires.

Ces roches qui d'après quelques auteurs ne peuvent pas être considérées comme roches métamorphisées, suivant GRUBENMANN sont considérée comme faisant partie de la zone supérieure de métamorphisme, constituant les épialbitamphibolites.

L'analyse chimique d'une pareille amphibolite de Pârâul Rusului, nous a donné les résultats suivants:

	%
$Si O_2$	46.49
$Ti O_2$	1.12
$Al_2 O_3$	15.81
$Fe_2 O_3$	2.48
$Fe O$	9.08
$Mn O$	0.09
$Ca O$	7.19
$Mg O$	9.70
$Na_2 O$	3.41
$K_2 O$	0.51
$H_2 O$ (—110)	0.07
$H_2 O$ ⎫ ⎬ $C O_2$ ⎭	4.55
	100.50

Les valeurs de groupe suivant GRUBENMANN-OSANN sont:

$S = 51.4$ $\quad M = 2.2$

$A = 3.9$ $\quad T = 0$ $\quad a_2\ c_3\ f_{15}$

Institutul Geologic al României

C = 6.2 K = 0,8
F = 28,2

Ces valeurs sont très rapprochées de celles du IV-ème groupe des amphibolites, en représentation graphique, car la projection de cette roche tombe tout près de celle de la valeur moyenne pour les amphibolites.

Le pour cent moléculaire de silice 51.4 ne suffit pas pour saturer les oxydes métalliques dans le rapport des métasilicates, ainsi que la valeur de K tombe sous l'unité à K = 0,8. Les alcalis sont en quantités très insuffisantes pour pouvoir saturer l'alumine; spécialement le potassium se trouve en quantité très réduite. Le reste de l'alumine n'est pas suffisant pour saturer le calcium, ainsi que la valeur de F est très grande. Dans le cas des amphibolites dans la zone supérieure, ceci correspond à la formation de calcite libre, d'épidote, etc.

Pour déterminer par voie chimique l'origine de ces amphibolites, nous trouvons:

D'après la méthode donnée par M. LINCK

A = 2.—
C = 4. 5 n = 9
Fm = 13. 5
20.—

On constate un excès plus petit que 5% de $Al^2 O^3$ et un excès de $Na^2 O$; pour excès de $Na^2 O$ la valeur de C est petite et $Al^2 O^3 > Ca O$ (10.1 $Al^2 O^3 > 8.4$ Ca O). Donc la roche fait partie du groupe des roches éruptives, sa place étant dans le triangle inférieur.

D'après OSANN on trouve:

S Al F = 16:3:11 = 30
Al C Alk = 13.5:11,5:5 = 30
M C = 6.5

Le point représentatif du rapport SAl F tombe dans le champ des roches éruptives dans le sextant I. De même le point représentatif du rapport Al C Alk, tombe encore dans la région des roches éruptives.

Les rapports Si:U:L donnent:

Si = 45 : U = 40,7 : L = 14,3

Le point représentatif dans le triangle Si — U — L tombe au-dessus de la limite de séparation entre les roches éruptives et sédimentaires, dans le voisinage du gabbro; donc cette amphibolite est d'origine éruptive.

Dans la région des schistes cristallins du Nord Ouest de la Moldavie, M. le Prof. BUŢUREANU a trouvé, répandues dans toute cette région des

Institutul Geologic al României

roches filoniennes mélanocrates. Toutes sont caractérisées par des petites valeurs de a comprises entre a_2 et a_4, et pour c et f, des valeurs comprises entre c_0 et c_5 et f_{15} et f_{16}. Dans le triangle de OSANN toutes ces roches sont représentées par une zone allongée continue qui conserve la même direction, inscrite dans la partie haute des sextants III et IV. Un peu plus eloignées de cette zone nous trouvons quelques points isolés, comme le picrite de Coasta Bursunelor.

Les amphibolites de la région de Şarul Dornei ne sont pas étrangères de la constitution chimique de ces roches éruptives basiques. Ainsi: l'amphibolite de Pârâul Rusului, en ce qui concerne sa composition chimique est très rapproché des diabases étudiées par le Prof. BUŢUREANU, et l'amphibolite de Moroseni, très rapproché du picrite cité plus haut. Ceci nous indique la parentée commune de toutes ces roches et qui constituent une série de différentiation d'une magma commune.

II. LES GNEISS

Dans la région des schistes cristallins de Şarul Dornei, les gneiss occupent une grande surface et sont répandus surtout sur les pentes du Nord et Ouest de muntele Şaru. Leur cristallinité plus accentuée apparaît surtout dans la région d'entre Pârâul Juncanilor et Pârâul Ursăriei, et ensuite dans la région de Piscul Şarului. Dans le reste de la région leur cristallinité est plus petite en passant à des roches du type phylitique, qui, à leur tour passent à des roches plus riches en quartz, des quartzites sériciteuses.

a) **Les gneiss à grande cristallinité** apparaissent quelquefois avec une texture compacte et une structure grenue, en grandes dimensions, apparaît une texture parallèle. Le plus souvent cette texture parallèle est de plus en plus accentuée suivant que les lamelles de mica blanc et de chlorite orientées sont en quantité plus petite ou plus grande.

Observés à l'oeil nu, on voit dans ces gneiss le feldspath blanchâtre, en granules lenticulaires, le quartz en granules et petits filons lenticulaires qui arrivent a avoir 1 cm d'épaisseur. Dans les variétés de gneiss plus schisteuses on observe des couches en forme de lentilles formées par des aggrégations de feldspath et quartz écrasées, à côtét d'une texture chloriteuse, dans laquelle on peut observer des petits lamelles de mica blanc.

Sous le microscope, les gneiss apparaissent ayant une structure granoblastique jusqu'à lépidoblastique; on trouve aussi la structure porphyroclastique, comme dans le cas du gneiss chloriteux du fond de Pârâul Juncanilor. Dans ce cas les grandes granules de feldspath sont entourées par des petits débris de feldspath et de quartz qui avec la chlorite forment le tissu schisteux de la roche. Des pareilles structures sont

Institutul Geologic al României

connues comme caractéristiques pour les granits, syénites ou le gneiss des zones de profondeur moyenne ou profonde, déformés par des actions dynamiques.

L'Albite se présente en grandes granules, sans contour proprement dit. Quelquefois il est transparent, d'autres fois chargé par des lamelles de mica secondaire microlitique, surtout suivant les traces de clivage. Presque toujours il ne présente pas des macles.

Le quartz est toujours sans contour régulier et souvent il est écrasé; quelquefois il est inclus dans la masse feldspathique.

Le mica blanc apparaît quelquefois en lamelles qui ne présentent pas des ondulations, d'autres fois en couches sinueuses ou lenticulaires, répandues autour des granules de feldspath, constituant la variété séricite. Entre les lamelles plissées de séricite apparaissent intercalées des couches de chlorite.

La chlorite constitue la presque totalité de l'élément coloré de la roche. On la rencontre comme de la pennine négative ou de la clinochlore.

Le grenat apparaît idiomorphe, quelquefois avec une faible biréfringence. On trouve aussi la magnetite. Comme minéraux accessoirs rutile, zircon, zoïsite, apatite, et comme minéraux secondaires la limonite et la calcite.

D'après leur composition minéralogique, ces roches correspondent au I-er groupe des gneiss à feldspath alcalin d'après GRUBENMANN et font partie de l'ordre des épigneiss à séricite et albite. Par la présence d'une plus grande quantité de chlorite, séricite et grenat, elles constituent un passage vers le II-e groupe des gneiss à silicates d'aluminium.

La faible schistosité que possèdent quelques-uns de ces gneiss et leur cristallinité plus prononcée, quoique dans la zone supérieure de métamorphisme des schistes cristallins, nous montre que nous avons affaire avec un produit de métamorphisme d'une roche primitivement éruptive granitique ou même des gneiss provenant d'une zone de métamorphisme plus inférieure.

Le gneiss ayant une cristallinité plus grande provenant de Dealul Ursăriei, étant analysé, nous a donné les résultats suivants:

	%
SiO_2	66.58
TiO_2	0.77
Al_2O_3	16.23
Fe_2O_3	1.97
FeO	3.35
	88.90

Institutul Geologic al României

Transport .	88.90
Mn O	0.02
Ca O	0.96
Mg O	0.19
Na_2 O	5.96
K_2 O	1.34
H_2 O (—110)	0.09
H_2 O (+110)	1.80
	99.26

Les valeurs de groupes d'après GRUBENMANN-OSANN sont:

S = 75.5 M = 0
A = 7.4 T = 2.2 a_{11} $c_{1.5}$ $f_{7.5}$
C = 1.2 K = 1.4
F = 5.1

Par ces valeurs la roche se rapproche plutôt des gneiss du I-er groupe de la classification de GRUBENMANN.

La petite quantité de calcium et le rapport Na > K, vérifie la nature du feldspath-albite et l'absence du feldspath calcosodique, ou en son absence celle de l'albite avec saussurite. L'excès d'alumine, T = 2.2 est caractéristique pour plusieurs gneiss de la zone supérieure de métamorphisme parceque les conditions de métamorphisme dans cette zone sont rapprochées, et même sont en relation avec le processus d'altération de ces roches. Par cet excès d'alumine ces roches forment le passage vers les gneiss du II-ème groupe, riche en aluminium (la moyenne T = 8.5); mais, d'après les autres rapports chimiques et, d'après la place qu'il occupe dans le triangle de projection *a, c, f*, ce gneiss fait partie du I-er groupe des schistes cristallins, dans la zone supérieure de métamorphisme.

Si on applique à cette roche la méthode de LINCK pour trouver l'origine éruptive ou sédimentaire, nous trouvons:

A = 11.—
C = 1.5 n = 9 (Na en excès)
Fm = 7.5
20.—

Cette roche contient un excès de Na^2 O; a un excès plus petit que 5% de $Al^2 O^3$; $Al^2 O^3$ > Ca O, et la valeur de C est petite; donc le point représentatif sera inscrit dans le triangle inférieur, la roche remplissant les conditions d'une roche d'origine éruptive.

En appliquant les rapports S—U—L nous trouvons:

Si = 63,8 : U = 22.7 : L = 13.5

Institutul Geologic al României

Le point représentatif de cette roche tombe au-dessus et tout près de la limite qui sépare les roches éruptives des roches sédimentaires, donc elle fait partie du groupe des roches éruptives, dans la zone des roches pacifiques, près des valeurs moyennes pour les granites et les granodiorites.

D'après la méthode d'OSANN nous trouvons:

$$S\ Al\ F = 24.5:3,5:2 = 30$$
$$Al\ C\ Alk = 16.5:2:11,5 = 30$$
$$NK = 9$$

Le point représentatif pour le rapport S Al F tombe dans le champ des roches éruptives, dans le sextant II, entre les points de projection pour l'albitite et le granite. Pour le rapport Al C Alk, le point de projection tombe toujours dans la région des roches éruptives dans le sextant I, mais très près de la limite qui les sépare des roches sédimentaires.

Le rapport MC ne peutêtre appliqué avec exactitude, parceque les pour cent de calcium et magnésium dans cette roche sont petits, ainsi que les erreurs d'analyse peuvent avoir une grande influence sur ce rapport.

Par l'application de ces méthodes on constate que les gneiss qui ont une grande cristallinité sont d'origine éruptive. Dans la classifignation d'OSANN le chimisme de ces gneiss correspond à celui des granites et quartzdiorites du type U t h a m m a r.

b) **Les gneiss du type phyllitique.** Ils sont très répandus dans la région du Şarul Dornei. Ils sont schisteux, de couleur verte grisâtre, les uns ont un éclat soyeux, et sur les plans de schistosité on peut observer la présence du chlorite ainsi que des lamelles de séricite. A l'oeil libre on ne peut pas distinguer d'autres éléments que des couches minces plissées formées de quartz.

Sous le microscope on observe des petites granules de quartz, les unes sous forme de lentilles, contenus dans un tissus m i c r o d i a b l a s - t i q u e, formé par de la séricite et des petites granules de quartz. Dans ce tissus, on voit, quelquefois surtout en lumière polarisée, les traces des granules de f e l d s p a t h, complètement altérées. On observe aussi la s é r i c i t e, le c h l o r i t e avec faible biréfringence aussi que peu de m a g n é t i t e, quelquefois la t o u r m a l i n e.

L'analyse de cette roche de type phyllitique provenant des rochers qui se trouvent au-dessus du village Şarul Dornei, nous a donné les résultats suivants:

$Si\ O_2$	66.82
$Ti\ O_2$	0.95
$Al_2\ O_3$	16.95
$Fe_2\ O_3$	1.52
	86.24

Institutul Geologic al României

Transport .	86.24
Fe O	3.17
Mn O	0.03
Ca O	0.56
Mg O	1.77
Na_2 O	3.18
K_2 O	2.97
H_2 O (—110)	0.15
H_2 O (+110)	2.18
	100.25

Calculant les valeurs de groupe d'après GRUBENMANN-OSANN nous trouvons:

S = 75,4 M = 0
A = 5,6 T = 4,9 $a_{8\cdot5}\ c_1\ f_{10,5}$
C = 0,7 K = 1,8
F = 7,1

Dans le triangle d'OSANN la projection de cette roche tombe dans le sextant III, à la limite entre les gneiss du groupe I et II.

La grande valeur S = 75.4 et K = 1.8 montre la grande quantité de silice libre par rapport à celle qui est combinée, ainsi que dans la roche se trouve une grande quantité de quartz libre. La somme des alcalis est plus petite que dans le cas des gneiss à grande cristallinité de Dealul Ursăriei; de même, la quantité de potassium a augmenté au détriment du sodium. Le calcium est en petite quantité, et le magnésium dans une proportion plus grande, ainsi que la valeur du F est plus grande que dans les premiers gneiss. Tous ces résultats conduisent a admettre que cette roche se rapproche du groupe II.

Le grand excès d'alumine, qui se constate dans cette roche, fait qu'elle est classifiée dans le groupe II. Le même excès d'alumine fait que le chimisme de la roche s'éloigne de celui des roches éruptives, ce qui indique l'origine sédimentaire de la roche phyllitique.

Si on calcule les valeurs Si U L pour contrôler et par ce moyen l'origine de la roche, nous avons:

Si = 64,5 : U = 23,3 : L = 10,2

La projection du point représentatif de la roche tombe sous la limite qui sépare les roches éruptives des roches sédimentaires; donc la roche entre dans le groupe des roches d'origine sédimentaire.

Nous trouvons d'après OSANN:

S Al F = 24:3,5:2,5

Institutul Geologic al României

Al C Alk = 19:1:10
N K = 6,2
M C = 8,1

En ce qui concerne le rapport S Al F, la projection tombe dans le sext. II tout près de la ligne médiane dans le champs des roches éruptives, tout près du point qui représente le granite. D'après la rapport Al C Alk, le point de projection tombe dans le sextant I à gauche de la ligne de séparation entre les roches éruptives et sédimentaires; donc la roche est d'origine sédimentaire. On trouve souvent des schistes cristallins de la série p a r a qui, dans le triangle S Al F tombe dans la région éruptive et dans Al C Alk, dans la région des roches sédimentaires. Ainsi, des roches ayant la valeur MC analogue a celle de cette roche comprise entre 8—8.9, sont citées par Osann. Ainsi on a le gneiss micacé B a h n h o f W a l d k i r c h qui a:

S Al F = 22.5:3.5:4
Al C Alk = 18.5:2:9.5
MC = 8.4

D'après la discussion de l'analyse du gneiss phyllitique, on constate que cette roche est d'origine sédimentaire, étant classée dans le groupe II des gneiss riches en silicates d'aluminium, dans la zone supérieure de métamorphisme.

III. LES QUARTZITES

a) **Les quartzites à séricite.** La plus grande partie de la région des schistes cristallins est occupée par des quartzites à séricite. Ces roches ont un aspect très ressemblant aux micaschistes, ce qui a fait que, dans d'autres études antérieures, elles soient considérées comme des micaschistes ou des micaschistes riches en quartz.

Si on étudie ces roches de plus près, on constate qu'elles sont formées presque en totalité par du quartz, contenant seulement une mince couche de mica et un peu de chlorite. Ces roches, qui ne font pas partie de la zone moyenne de métamorphisme, et qui ne contiennent que des petites quantités de mica, ne peuvent pas être considérées commes des micaschistes, mais comme des quartzites a séricite.

Leur texture est schisteuse plissée, sans le microscop on observe une structure g r a n o b l a s t i q u e jusqu'au l é p i d o b l a s t i q u e.

L e q u a r t z sous forme de granules entrecroisées forme presque la totalité de la roche. Présente l'extinction onduleuse. L a c h l o r i t e (p e n n i n e) apparaît tantôt séparée, tantôt associée intimement avec le

Institutul Geologic al României

quartz et forme des couches ondulées. Parmi les granules de quartz apparaissent des lamelles ondulées de mica séricite. Comme produit secondaire apparaît la limonite.

D'après la classification de GRUBENMANN ces roches appartiennent au groupe des quartzites de la zone supérieure de métamorphisme, étant des quartzites à séricite.

b) **Le schiste quartzeux noir** se trouve très répandu dans la région des schistes cristallins du Nord de la Moldavie et dans la Bucovine. Les dépôts de manganèse sont en étroite liaison avec ces roches.

Cette roche se présente comme une couche d'origine sédimentaire intercalée entre les autres schistes cristallins. Quelquefois les déplacements tectoniques ont eu une intensité plus grande, et ont eu comme effet que la roche a subi sur place des interruptions et des déplacements plus prononcés. Malgré cela, son caractère de couche, avec une faible inclinaison peut être observé plus facilement dans la région comprise entre Pârâul Rusu et Pârâul Chirilenilor.

Dans la masse de la roche, on peut observer clairement les traces d'une stratification primitive, cette stratification subissant quelquefois des nombreux plissements.

Sous le microscope, surtout en lumière polarisée, on observe une structure porphyroelastique semblable à celle des granites déformés mecaniquement, dans laquelle les granules plus grandes qui ont pu résister, sont comprises dans un tissu formé par les débris plus petits des autres parties. Dans notre cas, les grandes granules (2—3 mm d.) ainsi que les petites, sont formées par du quartz. Les grandes granules de quartz peuvent être composées, soit d'un seul individu cristallin, soit d'une agglomération granoblastique à lépidoblastique, dans le cas ou elles ont été écrasées. On observe toujours une extinction onduleuse.

La séricite se trouve en petite proportion. La couleur noire de la roche est due à une poussière charbonneuse qui se trouve répandue dans la masse de la roche.

Suivant la classification de GRUBENMANN cette roche fait partie du groupe VIII des quartzites, étant un épiquartzite.

IV. LES CALCAIRES CRISTALLINS.

Le calcaire cristallin forme l'horizon supérieur des schistes cristallins. Il apparaît en grandes masses dans la montagne Pietrele Arse, Dealul Boambei, et plus au Sud il forme la hauteur Bâtca en Tissa.

Ces calcaires et dolomies cristallins, très souvent de couleur gris, présentent souvent des couches alternes, indiquant leur stratification primitive

Institutul Geologic al României

Quelquefois, à cause des pressions, ils sont devenus schisteux. Lorsque. leur cristallinité est devenue plus prononcée, ils sont de couleur blanche,

Sous le microscope le calcaire a une structure granoblastique, composé en totalité par des granules de calcite, à côté de quelques granules de quartz, sans contour propre.

En dehors des grandes masses de calcaires, quelquefois apparaissent des calcaires saccharoïdes intercalés sous forme de couches entre les roches de type phyllitique. Ainsi, sur le versant abrupt du côté droit de l'embouchure de Pârâul Rusului, apparaissent des calcaires qui ont une épaisseur de maximum 20 cm.

Sur la crête qui sépare les eaux des Mt. Mihailetul et Mt. Jalovita, apparaît une couche épaisse de 2 m. Cette roche, observée au microscope, apparaît composée de granules de quartz cimentées dans des granules de calcite. On remarque l'absence des silicates de calcium.

Si, dans ce cas, nous nous rapportons aux conditions d'équilibre chimique entre la calcite et le quartz, telles qu'elles ont été étudiées par GOLDSCHMIDT [1]), il resulte que, ces calcaires n'ont pas touché à ces conditions d'équilibre, donc elles sont du type calcitique.

V. LES GISEMENTS DE MANGANÈSE

Les gisements de manganèse se trouvent assez répandus dans la région des Carpates de l'Est. En dehors des gisements de Bucovine [2]), connus et exploités depuis le commencement du siècle précédent, on trouve des gisements semblables dans le Distr. Solnoc-Dobâca [3]), ainsi que dans toute la région des schistes cristallins de Moldavie, comme: à Rarău [4]), Broşteni [5]), dans la Vallé de Pârâul Borca [6]), sur les montagnes Grinţieşul [7]) et Măgura dans le bassin de Bistricioara.

[1]) GOLDSCHMIDT, Die Gesetze der Gesteinmetamorphose mit Beispielen aus der Geologie des südlichen Norwegens. *Videns Kapets. Skrifter*. I, Mat. Nat. Klasse, 1912, No. 22. Kristiania.

[2]) BRUNNO WALTER, l. c.; Ing. ROMAN v. MOGILNICKI, l. c.; H. QUIRING, l. c.; MIRCEA SAVUL, Les gisemments de minerais de manganèse du bassin de Neagra Sarului. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, T. XII, pag. 136.

[3]) FR. KOSSMAT und C. V. JOHN, Das Manganerzlager von Macskamezö in Ungarn. *Zeitschrift für praktische Geologie*, 1905, pag. 305; PAUL ROZLOZSNIK, Über die Verbreitung des Erzlagerstättentypus. «Macskamezö» in Siebenbürgen. *Földtani Közlöny*, B. I. H. I.

[4]) V. C. BUŢUREANU, l. c.

[5]) F. BENQUÉ, Studiu asupra mineralelor de manganez dela Broşteni *Ann. Acad. Rom.*, Seria II, Tom. XVI; P. PONI, Cercetări asupra mineralelor din massivul cristalin deal Broşteni. *Ann. Acad. Rom.*, Seria II, Tom. IV; V. C. BUŢUREANU, l. c.; P. PONI, Fapte pentru a servì la descrierea mineralogică a României. *An. Acad. Rom.*, Seria II, Tom. XXVII.

[6]) V. C. BUŢUREANU, l. c.

[7]) SAVA ATHANASIU, Cercetări în regiunea internă a Carpaţilor din Moldova de nord. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. I, pag. LI.

Institutul Geologic al României

Dans la région de Şarul Dornei, les minerais de manganèse se trouvent répandus autour de quatre centres principaux: au fond de Pârâul Rusului, sur la montagne Pietrele Arse, à l'embouchure de Pârâul Negrei (Theresia) et à Dealul Boambelor.

M. le Prof. SAVA ATHANASIU [1]) a signalé pour la première fois, l'existence des mineraux de manganèse dans la Vallée de P à r â u l R u s u l u i. Ensuite M. le Prof. BUŢUREANU [2]) a étudié ces minéraux et en faisant leur analyse, a constaté qu'ils ont une composition chimique analogue à ceux de Broşteni. TH. NICOLAU [3]) lès a identifié comme étant r h o d o c r o s i t e et r h o d o n i t e et pour le mélange de carbonates il trouve qu'il faut les appeler plutôt: C a l c i o r h o d o c h r o s i t e et C a l c i o d i a l o g i t e.

Les gisements de manganèse se trouvent sous ou dans l'horizon des schistes quartzeux noirs, mais cela ne signifie pas que, n'importe cù on trouve les quartzites noirs il y a aussi des minéraux de manganèse. Il y a seulement une relation stratigraphique dans la succession de ces roches, mais pas une liaison génétique, l'un se déduisant de l'autre.

Les minéraux qui composent ces gisements sont:

Le Ponite de M-t Rusu. Le nom de «P o n i t e» a été donné par M. le Prof. BUŢUREANU pour le minéraux carbonates de manganèse et de fer, qu'il a trouvé à B r o ş t e n i, B o r c a, M-t R u s u, en attribuant à ces minéraux la formule:

$$5\ CO^3\ Mn + CO^3\ Fe.$$

L e P o n i t e apparaît intercalé entre les schistes quartzeux, qui ont une épaisseur de près de 100 m au fond de la Vallée de Pârâul Rusu. Les grands blocs de Ponite peuvent atteindre quelques tonnes chacun.

Ce gisement, se transforme dans la zone d'oxydation, en une série d'oxydes hydratés de nature coloïdale, connus en général sous le nom de P s i l o m e l a n s. M. le Prof. BUŢUREANU a trouvé pour ces minéraux d'origine secondaire de Mt. Rusu, des rapports simples entre les quantités de peroxyde, protoxyde et eau correspondants à la formule: RO. 3 $MnO^2 3H^2O$. Ces minéraux ont été nommés par M. PONI: B r o ş t e n i t e s nom qui a été conservé et par M. le Prof. BUŢUREANU dans ses études sur ces minéraux.

L e P o n i t e quoique compacte, laisse voir surtout sur les surfaces polies des couches alternes, souvent très plissées. Ces surfaces exposées à l'air et à l'humidité, se couvrent d'une couche noire d'oxydes hydratés.

[1]) SAVA ATANASIU, *Verhandl. d. k. k. Geol. R. A.* Wien, 1899, pag. 144.

[2]) V. C. BUŢUREANU, l. c.

[3]) TH. NECULAU, Asupra minereurilor de mangan dela Şarul Dornei. *An. Inst. Geol. al României*, Vol. III, 1909, pag. 36.

Institutul Geologic al României

La structure de la roche sous le microscope est granoblastique, quelquefois faiblement orientée. Dans la composition de la roche apparaît la dialogite en granules entrecroisées avec le tephroïte.

Le rhodonite apparaît seulement en échantillons de couleur rose. Le magnetite apparaît dans quelques échantillons de ponite, en quantité considérable, ce qui donne à la roche une couleur grisâtre. Quelque fois apparaît la pyrite en nids microscopiques.

Quelques variétés de ponite, traitées par l'acide chlorhydrique, après effervescence laissent un résidu de couleur rose, formé par le rhodonite. Les variétés grisâtres se dissolvent complètement dans l'acide chlorhydrique, en laissant un résidu gélatineux de silice coloïdale, due à la dé omposition de l'orthosilicate.

Une telle variété étant analysée, a donné:

Insol HCl . .	$Si O_2$	11.09	
	$Al_2 O_3 + Fe_2 O_3$	0.47	
	Mn O	traces	
Sol. HCl. . .	$Fe_2 O_3$	12.61	(Fe total)
	$Al_2 O_3$	2.26	
	Mn O	52.09	(40.36 Mn)
	Ca O	1.31	
	Mg O	0.09	
	P. calc.	20.31	
		100.23	

Pour le phosphore dosé dans deux échantillons différents, nous avons trouvé:

$$P = 0.213\%$$
$$P = 0.194\%$$

Dialogite à rhodonite de Pietrele Arse. Ce gisement est caractérisé par la prédominence des minéraux secondaires oxydés; mais, on trouve aussi des nids de minéraux primaires.

La roche primaire est de couleur rose, traversée par des veines de quartz, la structure est granoblastique. La dialogite en granules isométriques constitue l'élément principal de la roche.

Le rhodonite en granules plus développées que celles de la dialogite. Le grenat (Spessartin) en dodécaèdres microscopiques.

Le quartz, rarement est d'origine secondaire.

L'analyse chimique donne:

Institutul Geologic al României

Insol. HCl	SiO_2	18.16
	FeO	1.06
	Al_2O_3	1.42
	MnO	11.41
Sol. HCl	FeO	3.62
	Al_2O_3	0.45
	MnO	37.90
	CaO	1.71
	MgO	1.11
	P. calc.	23.61
		100.45

Densité: 3.667.

Le Brostenite de Mt. Rusu est de couleur noire et tache les doigts; — est traversé par des veines de quartz. Contient des cavités remplies de limonite.

Traité par HCl, il laisse une résidu insoluble blanc, de silice. Quelquefois le résidu contient aussi de la Rhodonite.

L'analyse nous a donné:

SiO_2	11.02	
Fe_2O_3	14.92	
Al_2O_3	4.09	
MnO	5.99	41.26 Mn
MnO_2	57.96	
CaO	1.23	
MgO	—	
H_2O	5.61	
	100.61	

Densité: 3.61

Le phosphore dosé a part: P = 0.206%.

Le Brostenite de Pietrele Arse est compacte, de couleur noire, brillante. Contient souvent des petits filons d'asbeste ayant une épaisseur de 2 cm. Soluble dans HCl avec un résidu dans lequel on trouve des fibres d'asbeste et de dodécaèdres microscopiques de grenat spessartin. L'analyse d'un échantillon compacte des plus riches en MnO^2, a donné:

Insol H Cl	2.37
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	5.01
Mn_3O_4	76.18 (54,98 Mn)
CaO	1.20
MgO	0.14
P_2O_5	0.210 (0.092 P)
P. calc.	14.66
	99.77

Institutul Geologic al României

Des gisements de manganèse, semblables à ceux de la région de Şarul Dornei, intercalés entre les schistes cristallins, se trouvent et dans d'autres localités [1]). Leur origine est considérée comme sédimentaire, subissant ensuite le métamorphisme avec les schistes entre lesquels ils se trouvent intercalés.

Le dépôt sédimentaire du manganèse est un fait bien constaté. Dans les océans profonds il se dépose sur des surfaces continues qui peuvent arriver à des dizaines de mille de kilomètres carées, sous forme de concrétions, nodules, etc. La composition de ces nodules peut varier entre des limites très différentes, contenant entre 4, 16 et 63, 23% [2]) de Mn O. On observe ce dépôt dans les mers moins profondes, comme la Mer Noir [3]), la Mer Baltique, etc., ainsi que dans les régions où il y a des lacs: l'Ecosse, Scandinavie, Finlande, Russie de NW, Canada, etc., qui arrivent a avoir entre 20 et 50% manganèse.

Les minéraux de Mn de Şarul Dornei, semblent avoir la même origine sédimentaire; pour soutenir cette idée nous avons le fait, que les gisements de manganèse de cette région se trouvent toujours intercalés entre les mêmes roches, dans des schistes quartzeux d'origine sédimentaire.

Les minéraux de Mn ne traversent pas des roches de natures diverses; il leur manquent les minéraux accessoires qui devaient éxister dans le cas d'une origine filonienne; ne contiennent pas des brèches de filon.

On ne trouve pas des grandes masses compacts de magnetite, des skarnes, ou autres minéraux et roches qui pourraient indiquer des phénomènes de contact.

La structure granoblastique un peu schisteuse que présente la roche primaire, avec des grenats à contour propre, au milieu des autres éléments cristallins en granules entrecroisées, le manque de géodes, la texture en couches qui indique une sédimentation primaire, très plissées par des actions dynamiques, ainsi que son chimisme, nous indiquent de plus l'origine sédimentaire de ces minéraux de manganèse.

On a attribué la même origine sédimentaire et aux autres gisements plus importants de manganèse en Roumanie. Tels sont ceux de Maşca (Macskamezö), de Rodna, les Mt. Preluca, en Bucovine, etc., qui ont été groupés par Mr. ROZLOSNIK autour du même type «Maşca». Les gisements de Şarul Dornei et les autres qui se trouvent dans le cristallin de Moldavie, entrent donc dans le même type.

[1]) Une pareille description qui intéresse aussi la Roumanie, se trouve dans: GEORG BEHAGEL, Die Eisen- und Manganerze Osteuropas. *Osteuropas-Institut in Breslau*. Berlin. 1922.

[2]) F. CLARKE, The Data of Geochemistry. Washington, 1924, pag. 135.

[3]) W. VERNADSKY, La Géochimie. Paris. Félix Alcan 1924, pag. 84.

Institutul Geologic al României

Ces roches à manganèse déposées au milieu d'autres roches, subissant avec elles le même métamorphisme, il est naturel de les considérer parmi les schistes cristallins.

En calculant pour ces roches les valeurs de groupe *a, c, f*, quoiqu' elles ont des compositions variées, leurs projections se rapprochent vers le point *f* du triangle d'OSANN.

C'est LAURA HEZNER [1]) qui s'est occupé avec la classification de ces roches parmi les schistes cristallins. En suivant l'exemple de NIGGLI [2]), LAURA HEZNER considère le système $Mn\,O - Si\,O^2 - C\,O^2$ représenté par un triangle partagé en trois régions principales (voir la fig. pag. 451):

I. *adke* qui correspond aux roches avec carbonate et oxyde de manganèse, qui peuvent être comprises dans le X-ème groupe des M a r b r e s (GRUBENMANN) formant une nouvelle classe des r h o d o c h r o s i t e s.

II. *ekgf* correspond aux silicates de manganèse analogue au groupe des silicates de calcium (GRUBENMANN).

III. *fgc* correspond aux quartzites manganèsifères, pouvant entrer dans le groupe des quartzites.

Pour les roches oxydées on peut construire un triangle analogue.

On peut pourtant observer que dans ce triangle, les roches ayant une composition chimique entre *a* et *e* auront, suivant GRUBENMANN-OSANN, les valeurs:

$$S < 33.3, \quad F > 66.6, \quad K < 0,5$$

Mais le groupe des marbres suivant GRUBENMANN a:

$$S = O; \quad F = 100; \quad K = O$$

Pour les roches de la II-ème région nous trouvons:

$$S = 33,3 - 50; \quad F = 50 - 66,6; \quad K = 0,5 - 1$$

Mais ces valeurs ne coïncident pas avec celles du groupe IX des silicates de calcium qui a:

$$S = 51,7; \quad F = 34,8; \quad K = 1$$

mais se rapproche plutôt des valeurs du groupe V des silicates de magnesium.

$$S = 43; \quad F = 52,5; \quad K = 0.8$$

Pour les roches du III-ème groupe nous trouvons:

$$S > 50; \quad F < 50; \quad K > 1$$

[1]) LAURA HEZNER, Über die manganreiche Kristalline Schiefer Indiens, *N. Jahrb. Min. Geol. Paleont.* 1913, Heft I.

[2]) P. NIGGLI, Über Gesteinserien metamorphen. Ursprungs. *Tscherm. Min. u. Petr. Mitteilungen*, B. XXXI (1912), pag. 477: V. M. GOLDSCHMIDT, Zu Herrn P. NIGGLIS, Abhandlung, Über Gesteinserien, *T. M. P. M.*, B. XXXI (1912), pag. 695.

Institutul Geologic al României

Ce qui correspond avec les valeurs du groupe des quartzites (groupe VIII). $S = 86,7$; $F = 5,4$; $K = 7$

Ces roches à manganèse pourraient donc former dans le groupe des schistes cristallins des familles spéciales.

Si nous essayons d'inscrire dans le triangle HEZNER les diverses roches à manganèse, connues dans la littérature comme ayant la même origine métamorphique, nous serons obligés, comme dans d'autres méthodes analogues, de considérer les autres protoxydes ensemble avec Mn O.

Dans le diagramme $Mn — Si\,O^2 — C\,O^2$, la constitution de ces roches est marquée par la droite *d f* (voir les tableaux pag. 451, 454).

Si nous voulons classifier ces roches suivant les régions indiquées par NIGGLI et HEZNER, nous croyons qu'il n'est pas pratique de placer une roche constituée presque en totalité par le rhodonite et une petite quantité de quartz, dans le groupe des quartzites manganésifères, mais que ce serait plus juste de la placer toujours dans le groupe des silicates de manganèse.

Parceque les phases qui entrent dans la région des quartzites à une température moins élevée, se trouvant et dans la région des silicates, il n'y aurait pas grand inconvénient de passer une partie de la région III, c'est-à-dire ces roches qui contiennent au minimum 50% $Si\,O_3\,Mn$, dans la région des silicates. Ainsi les roches 10, 11, 12 (voir le tableau) passeraient dans ce groupe.

Les valeurs de groupe pour ces roches se rapprochent plutôt de celles du groupe V des silicates de magnesium mais non pas de celle du groupe IX des silicates de calcium. Mais du point de vue génétique, les roches à manganèse se ressemblent plutôt avec celles du groupe des silicates de calcium.

En ce qui concerne la première région du diagramme $Mn\,O — Si\,O^2 — CO^2$, quoique dans cette région les phases qui interviennent sont plus diverses en trouvant soit des carbonates, soit des silicates ou des oxydes, mais tous ayant une relation génétique très rapprochée, la différence des éléments minéralogiques qui constitue la roche résultante, étant due seulement au degré de métamorphisme, il se pourrait qu'à la place de tant de groupes distinctes comme celles des oxydes de manganèse, des marbres de manganèse etc., qu'on conservât un seul groupe, nommé : *«le groupe des ponites»*. parce que les roches décrites par M. le Prof. BUŢUREANU comme *Ponites* prennent place justement dans cette région.

Les valeurs de groupe pour ces ponites d'après GRUBENMANN-OSANN, sont en moyenne:

$S = 23$; $A = O$; $C = 1,1$; $F = 74,6$; $M = 3,5$; $T = O$; $K = 0,3$; $a_0\,c_0\,f_{20}$

(voir le tableau pag. 456). Elles sont assez éloignées de celles du groupe X des marbres, qui ont:

$S = O$; $A = O$; $C = O$, $F = 100$; $M = 80$, $T = O$, $K = O$

Institutul Geologic al României

Elles se rapprochent de plus du groupe XI, des roches riches en oxyde de fer; quelques unes de ces roches ayant une genèse semblable à celle des roches riches en manganèse, étant d'origine sédimentaire; les valeurs pour ce groupe sont:

$S = 20$; $A = 0$; $C = 0{,}4$; $F = 80$; $M = 2{,}5$; $T = 0$; $K = 0{,}3$; $a_0\ c_0\ f_{20}$

L'identité des valeurs de groupe pour les ponites comme pour le groupe XI est un motif de plus pour considérer les ponites parmi les schistes cristallins d'origine sédimentaire.

En ce qui concerne les b r o s t e n i t e s, nom donné par le Prof. P. PONI, elles représentent un produit d'altération des ponites dans les zones d'oxylation des gisements. Elles sont de nature colloïdale et on peut les considérer comme des variétés de psilomelane riches en fer.

VI. LE CONGLOMÉRAT MÉTAMORPHISÉ

Dans certains endroits de la région de Şarul Dornei on rencontre un conglomérat métamorphisé, comme a l'embouchure de Pârâul Burcutului, tout près du confluent de Pârâul Ulmului avec Pârâul Ursărici, sur Pârâul Podarului et sur Pârâul Chirilenilor.

Ce conglomérat est formé par des éléments arrondis de quartz blanc où autres roches cristallines, disposées de telle manière, qu'elles donnent à la roche une schistosité grossière. Le ciment est aussi schisteux, contenant beaucoup de chlorite et séricite. Dans une section microscopique faite dans un cailloux de ce conglomérat, on voit qu'il est formé par un gneiss albitique du type phylitique.

ROCHES NONMÉTAMORPHISÉES

Le conglomérat crétacé apparaît au bord Ouest des schistes cristallins. Il est composé par des petites graines de quartz, englobés dans un ciment plutôt calcaire. Sur la crête de Dealul Boambelor il est fossilifère. M. VASCAUŢANU [1]) a reconnu dans les échantillons examinés, la présence d'un *Inoceramus* et d'une *Plicatula* formes caractéristiques au Crétacé.

Le conglomérat et le calcaire éocène apparait à l'Ouest du bord des schistes cristallins; il est compact. M. le Prof. S. ATHANASIU, qui a étudié en détail ces roches, les a déterminé comme faisant partie de l'horizon supérieur de l'Eocène moyen.

[1]) Communication particulière.

Institutul Geologic al României

Minéraux d'Arsenic se trouvent sur la rive droite de Pârâul Sărişor et ont été l'objet d'une ancienne exploitation, qui est maintenant abandonnée. Le minéral principal est l'orpiment.

Caolin. Dans le voisinage de la mine abandonnée d'arsenic se trouve un petit gisement de caolin provenant de l'altération des blocs d'andésite, qui constituent des dépôts de terrasse sur Dealul Sâhla. Par là se trouve une faille de laquelle se dégage du CO^2. L'eau chargée d'aide carbonique a quelquefois complètement caolinisé les blocs d'andésite donnant naissance à un produit parfaitement plastique qui ne peut pas être industrialisé à cause de la petite quantité qui se trouve.

Sources minérales. Dans le voisinage des gisements d'arsenic et de caolin, se trouve une source carbonatée, qui contient aussi des petites quantités d'arsenic. Cette source est connue depuis longtemps. L'alimentation en eau de cette source provient de la couche aquifère qui s'écoule sur la pente peu inclinée de Dealul Sâhla, le terrain imperméable étant formé par les schistes cristallins, au-dessus desquels se trouve la couche perméable formée par une couche de cailloux d'andésite. L'acide carbonique provient des dégagements qui ont lieu le long des failles, et qui ont donné naissance et à d'autres sources carbonatées.

La Tourbe apparaît dans plusieurs endroits de la région de Şarul Dornei, comme dans le voisinage de la source arsénicale de Şărişor, et surtout dans la région Tânovul-Mare où, M. M. les professeurs S. ATHANASIU [1]) et AL. POPOVICI [2]) ont trouvé des variétés de Vaccinum et Sphagnum.

CONCLUSIONS

On peut tirer de l'étude pétrogranhique et chimique des roches de Şarul Dornei, les conclusions suivantes:

1. Les schistes cristallins de Şarul Dornei apparatiennent à la zone supérieure de métamorphisme;

2. Les schistes cristallins de Şarul Dornei sont: en partie d'origine éruptive (les amphibolites et les gneiss à albite), avec une cristallinité plus prononcée; une autre partie est d'origine sédimentaire, constituant les phyllites, les quartzites et les calcaires cristallins;

---

[1]) SAVA ATANASIU, Geol. Beobachtungen etc., pag. 145.

[2]) Al. POPOVICI, *Ann. Scient. Univ. Jassy*, T. VII, 1913.

Institutul Geologic al României

3. Les minéraux de Mn font partie aussi des schistes cristallins, d'origine sédimentaire;

4. Les amphibolites de Şarul Dornei sont en étroite parentée avec les filons de roches éruptives qui se trouvent dans le cristallin de Moldavie.

Jassy, Décembre 1924.

LABORATOIRE DE MINÉRALOGIE
ET PÉTROGRAPHIE
DE L'UNIVERSITÉ DE JASSY

Institutul Geologic al României

STRUCTURA GEOLOGICĂ A BASINULUI SUPERIOR AL TAZLĂULUI MARE DIN JUD. NEAMȚ

Cu o schiță geologică și 19 profile geologice

DE

H. GROZESCU

CAP. I. — DESCRIERE STRATIGRAFICĂ

Formațiunile geologice ce se întâlnesc în basinul superior al Văii Tazlăul-mare sunt:

Helveţianul

Paleogenul { Oligocenul { superior, mediu, inferior } ; Eocenul { superior, mediu } }

Helveţianul se prezintă alcătuit exact în acelaș mod în care-l găsim în toată zona Subcarpatică în jud. B a c ă u, adică format din marne vinete și cenușii, argile gipsoase, nisipuri argiloase, având intercalațiuni de gipsuri și tuf dacitic.

Paleogenul este reprezentat prin Oligocen și Eocen.

Privite împreună, aceste două formațiuni se caracterizează în modul următor:

1. Eocenul este reprezentat prin Eocenul mediu și cel superior, iar Oligocenul este reprezentat complet;

2. Eocenul conține forme neritico-litorale de Nummuliți, Orbitoide, Briozoari, și fragmente de Pecteni, Ostracode, spicule de Echinizi, Lithothamnium și Fucoide, iar Oligocenul conține o faună litorală-lagunară de pești;

3. Eocenul este alcătuit mai ales din roce calcaroase și argilo-calcaroase, iar Oligocenul este format mai ales din roce silicioase;

Institutul Geologic al României

4. Inceputul Oligocenului este marcat prin o depunere de masse imposante de «conglomerate verzi» de țărm și sublitorale, ceeace ne arată că odată cu stabilirea Oligocenului asistăm la o recrudescență în activitatea abrazivă a mărei, fenomen datorit fără îndoială unei transgresiuni, sau unei ridicări a fundului și țărmilor lagunelor oligocene.

In aceste conglomerate se întâlnesc calcare lutețiane cu Nummuliți mari.

5. Oligocenul inferior se reazămă concordant peste Eocen.

Dăm acum câte o scurtă privire asupra fiecărui din aceste etaje.

Oligocenul. Este alcătuit din trei orizonte:

1. *Orizontul Gresiei de Kliwa* la partea superioară, este format din gresia albă oligocenă, numită Gresia de Kliwa, cu intercalațiuni de conglomerate verzi și șisturi disodilice, care sunt cu atât mai dese cu cât ne coborâm către partea inferioară a orizontului.

Modul în care se succedează aceste roce, mai ales spre baza orizontului, unde găsim de mai multe ori repetându-se alternanța următoare: mai întâiu conglomerate verzi, apoi gresii subțiri și sisturi disodilice, gresii masive peste cari urmează iar conglomerate verzi, gresii, șisturi disodilice, etc., ne permite să conchidem că fiecare succesiune din acestea reprezintă câte o mică fază de redeșteptare a acțiunii mării, sau de mișcări ale coastelor și fundului său.

2. Orizontul mijlociu, numit orizontul șisturilor menilitice, care este format din șisturi disodilice, cu gresii albe, sau gălbui silicioase, cu siliexuri, marne de culori brune, etc., și conglomerate verzi.

3. Oligocenul inferior sau orizontul Stratelor de Bisericani, format din marne de culori brune sau vinete, uneori bituminoase, cu rare intercalațiuni de gresii silicioase albe și cu foarte numeroase intercalațiuni de conglomerate verzi.

De remarcat în acest orizont sunt: silicifierea metasomatică a marnelor sale în partea de est a regiunei și marea desvoltare a conglomeratelor verzi.

In această din urmă privință amintim că conglomeratele verzi au o desvoltare preponderentă zonară și anume întâiu pe marginea de apus a Zonei-Marginale, apoi în zona axială a acesteia și în fine ele ating cea mai mare desvoltare în marginea de est a Zonei Marginale sub Măgura Tazlăului, atât în Eocen, cât și în Oligocen.

Amplasamentul zonelor de maximă desvoltare al conglomeratelor verzi coincide, cum vom vedeà, cu țărmurile mării Flișului sau cu unele creste submarine, din care unele părți se ridicau poate chiar afară din mare.

Eocenul. Este reprezentat prin două diviziuni: Eocenul superior, care pe întinsul Zonei Marginale este alcătuit din depozite marnoase și gresoase (marne vinete cu Fucoide), rare intercalații de marne roșcate, gresii

Institutul Geologic al României

calcaroase, conglomeratul verde tipic, alte conglomerate verzi (asemănătoare celor din Oligocen), gresii verzi, etc. iar în zona internă a Flișului este format din așà numita Gresie de Tarcău masivă; și Eocenul mediu format din depozite marnoase predominante, cari trec necondiționat din Zona Internă în Zona Marginală fără nici o întrerupere și fără ca nici o variație petrografică să intervină.

Din această cauză noi socotim că cele două brațe de mare în care se depuneau stratele Zonei Interne și cele ale Zonei Marginale, au format un singur basin până în Eocenul mediu și abia odată cu Eocenul superior ele s'au despărțit. Despărțirea s'a făcut prin ieșirea la suprafață a unei bariere.

Odată făcută această scurtă expunere asupra stratigrafiei locale, trecem la obiectul principal al lucrării noastre.

CAP. II. — DESCRIEREA TECTONICII REGIONALE

In cursul acestui capitol ne vom ocupà despre structura Zonei Marginale a Flișului din basinul Tazlăului și despre raporturile sale spre Vest față de Zona Internă a Flișului și spre Est față de Regiunea subcarpatică miocenă.

Din această cauză împărțim acest capitol în trei părți, fiecare dintre acestea cuprinzând câte una din chestiunile arătate mai sus, care vor fi expuse foarte pe scurt.

A. Structura geologică a Zonei Marginale a Flișului din basinul Tazlăului

(A se vedeà planșele)

In basinul Tazlăului, Zona Marginală, dacă o privim în totalitatea sa, prezintă aspectul unui sinclinal alungit în direcțiunea Nord-Sud, al cărui ax este recutat în formă anticlinală. Flancul răsăritean al acestui anticlinal se ridică în sus deasupra regiunii Subcarpatice, iar flancul apusean se termină, căzut în jos, la picioarele munților înalți cari aparțin Zonei Interne a Flișului.

Din cauza ivirei anticlinalului median, Zona Marginală apare ca fiind despărțită în două sub-zone, alungite în direcțiunea nord-nord-vest.

a) Prima sub-zonă, Subzona marginală răsăriteană, se mărginește spre Est cu regiunea Subcarpatică spre apus cu anticlinalul median, spre Nord se continuă până în Valea Nichitului, iar spre Sud se efilează și dispare în basinul Văii Frumoasa.

Ea este formată din mai multe cute, anticlinale și sinclinale, alungite Nord-Sud, cari se pot urmări pe aproape toată întinderea acestei subzone.

Institutul Geologic al României

Aceste cute se prezintă câte odată normale, mai ales acelea cari se află mai aproape de anticlinalul mijlociu, adică cele situate în partea de apus a subzonei.

Alte dăți ele se transformă în cute plecate spre Est, iar de câteva ori ele se transformă în cute-solzi și prezintă falii de alungul cărora găsim depozitele inferioare ale Oligocenului, sau Eocenului, încălicate peste depozite superioare oligocene. Acest din urmă fel de cutare se observă mai ales în partea dinspre răsărit a sub-zonei.

In mod general vorbind, cutările acestea nu prezintă o mare amplitudine în sens vertical. Din această cauză ele abia dacă se resimt în Gresia de Kliwa; în schimb însă sunt foarte intense în Oligocenul inferior și în Eocen în stratele cărora produc câteodată fenomene de strivire și de brecifiare (vezi schița geologică și profilele geologice).

b) Anticlinalul median, care străbate dela Sud spre Nord toată regiunea studiată, adică taie în curmeziș basinul superior al Tazlăului, este format din depozitele Eocenului.

Spre răsărit, stratele Eocenului încalică pe aproape toată lungimea cutei peste stratele Oligocenului inferior și mijlociu. Spre apus stratele Eocenului se bagă în mod normal sub cele ale Oligocenului inferior. Spre miază-zi capătul anticlinalului se ascute ca un colț de butonieră și se bagă sub stratele Oligocenului. Spre miazănoapte însă capătul anticlinalului se recutează în două cute anticlinale, plecate spre Est, cari se transformă mai departe în două cute-solzi, despărțiți între ei printr'un sinclinal de strate oligocene. Aceste cute-solzi se ascund pe rând fiecare sub stratele Oligocenului.

In cuprinsul acestui anticlinal stratele sunt foarte cutate în cute secundare.

c) Subzona marginală apuseană prezintă o structură asemănătoare cu cea a sub-zonei răsăritene.

Și în cuprinsul său observăm mai multe cute normale, mai multe cute plecate spre Est și câteva cute-solzi încălicate spre Est.

De remarcat este faptul că cea mai puternică cutare o întâlnim în apropiere de marginea Zonei Interne, unde găsim și cutele-solzi.

Deasemenea în cuprinsul acestei sub-zone se remarcă și mai bine decât în cuprinsul sub-zonei răsăritene, cum cutarea stratelor, care este foarte intensă în depozitele inferioare (Eocen și Oligocen inferior), se pierde în mod progresiv către partea superioară a Paleogenului și abia dacă se mai manifestă prin câteva ondulațiuni largi în Gresia de Kliwa.

Dacă acum rezumăm și privim tectonica Zonei Marginale în total, trei sunt faptele mai importante pe care le observăm:

1. Intâiu este ivirea anticlinalului median de Eocen. Acesta s'a format pe amplasamentul pragului submarin care străbăteà marea paleogenă încă de la finele Eocenului mediu și ale cărui urme le găsim sub formă de conglomerate până în Oligocenul superior.

Institutul Geologic al României

2. Sub-zona răsăriteană Marginală prezintă aspectul unui sinclinal asimetric având flancul de apus mai scurt, căzut în jos și încălecat de către anticlinalul median de Eocen, iar flancul răsăritean mult mai larg, și ridicat în sus peste Zona subcarpatică.

Bordura răsăriteană a acestui din urmă flanc este formată de către depozitele Oligocenului inferior, între cari conglomeratele verzi de sub Măgura Tazlăului joacă un rol foarte însemnat. Cea mai mare ridicare coincide cu ivirea acestor conglomerate.

Bordura de răsărit a sub-zonei marginale răsăritene coincide cu amplasamentul insulei, sau pragului, din distrugerea căruia s'au format conglomeratele verzi, începând cu cele masive (de țărm) din Oligocenul inferior și terminând cu cele din baza Gresiei de Kliwa din Măgura Tazlăului. Ridicarea sa în sus, se datorește fără îndoială presiunilor exercitate de jos în sus de tendința de ridicare a acestui prag sau insulă.

3. Sub-zona marginală apuseană se prezintă în acelaș mod ca și cea răsăriteană.

Bordura sa dinspre Est a fost ridicată în sus în spinarea anticlinalului median de Eocen, în vreme ce bordura sa dinspre apus se prezintă căzută în jos și încălicată de către Zona Internă.

B. **Raporturile Zonei Marginale față de Zona Internă**

(A se vedeà planșa cu profile anexată)

Dacă privim schița și profilele geologice anexate și căutăm să vedem cari sunt raporturile generale tectonice între Zona Internă și cea Marginală, vedem că bordura răsăriteană a Zonei Interne este ridicată în sus față cu bordura corespunzătoare a Zonei Marginale, între ambele unități existând o denivelare de 400 m — 600 m, și tot odată observăm că Zona Internă încalecă prin bordura sa răsăriteană, care este formată din stratele Eocenului mediu, peste Zona Marginală, a cărei bordură este formată când din stratele Eocenului mediu, sau superior, când din stratele Oligocenului, indiferent dacă sunt Oligocen inferior, mijlociu sau superior.

Mecanismul acestei încălecări este însă destul de complicat, iar fenomenul în sine se prezintă cu aspecte destul de interesante, pentru ca să merite să fie studiat mai de aproape și de oarece, în profilele ce le-am putut face în regiune, am căutat să lămurim acest fenomen, vom insistà mai mult asupra lui, studiind câteva profile mai de aproape.

Primul profil, cel mai nordic, este dus pe Valea Nichitului. In acest profil găsim stratele Eocenului mijlociu cari formează bordura Zonei Interne intrând sub Gresia de Kliwa cu o înclinare puternică.

Prin urmare în această regiune Zona Internă este despărțită de cea Marginală prin o linie de dislocațiune înclinată spre Est, dealungul căreia s'a

Institutul Geologic al României

produs laminarea Oligocenului inferior și a celui mijlociu. Cu alte cuvinte raporturi puțin depărtate de normal.

Profilele pe cari le ducem mai spre Sud, în Valea T a z l ă u l u i, Valea N e g r u l u i, Valea G e a m ă n e i, Valea B r a t u l u i și Valea J u n c i l o r, ne arată cum stratele eocene mijlocii ale Zonei Interne încalecă pe rând peste Gresia de Kliwa, sau peste șisturile menilitice, sau peste Stratele de Bisericani, adică pe rând peste indiferent ori care dintre subdiviziunile Oligocenului.

Cea mai mare încălecare s'a produs în Valea T a z l ă u l u i, care dealtfel este și cea mai adâncă și deci ne dă profilul cel mai instructiv din acest

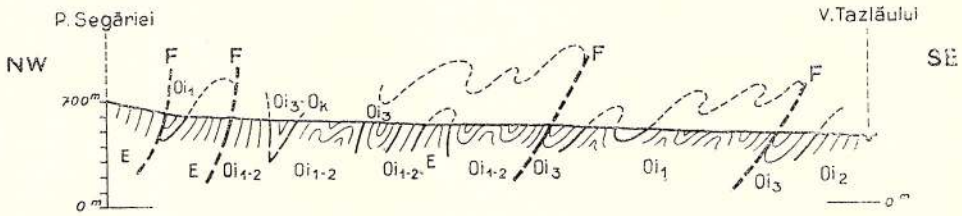


Fig. 1

Oi_3 = Oligocen superior
Oi_{1-2} = Oligocen inferior și mijlociu neseparate
Oi_2 = Oligocen mijlociu
Oi_1 = Oligocen inferior
E = Eocen
F = Falie

punct de vedere. Acì încălecarea atinge circa 400 m. Cea mai mică încălecare s'a produs în partea de Sud a regiunii, în Valea Bratului și Juncilor, unde ea nu are o amplitudine prea mare, ci se transformă în falii de cute-solzi.

Prin urmare raporturile de încălecare dintre Zona Internă și Zona Marginală, variază între Valea Juncilor și Nichitului de la Sud spre Nord, începând prin a fi o cutare în solzi în partea de Sud, trecând la o încălecare propriu zisă înspre mijlocul limitei celor două unități și devenind raporturi aproape normale în partea de Nord, în Valea Nichitului.

Pentru ca să înțelegem și mai bine aceste raporturi trebuie să intrăm în câteva detalii descriptive.

In partea de Sud a regiunii în Valea Juncilor, un pachet de strate eocene medii, se detașează din bordura Zonei Interne și trece în Zona Marginală ca un mic pinten. Acì ele se cutează dimpreună cu stratele Oligocenului și formează împreună cu acestea o cută culcată spre Est, care poate fi urmărită pe o distanță de câțiva Km, iar după aceea cade în adâncime și dispare spre Nord.

Un fenomen analog se întâmplă și în partea de Nord a regiunei între Văile Tazlăul și Nichitul. Acì constatăm deasemenea că din bordura Zonei

Institutul Geologic al României

Interne se detaşează un pachet de strate, care înaintează în Zona Marginală ca un pinten, şi se cutează dimpreună cu depozitele Oligocenului.

In legătură cu aceste fapte bordura Zonei Interne poate fi considerată ca fiind formată din trei porţiuni: 1. O porţiune în partea de Sud şi care se termină în Valea Juncilor; pe această porţiune stratele Zonei Interne sunt puţin încălecate spre Est peste cele ale Zonei Marginale; 2. O a doua porţiune ocupă mijlocul liniei de contact dintre aceste două mari unităţi; pe acest parcurs în partea de Sud, în Valea Bratului, încălecarea este foarte slabă, însă cu cât ne apropiem mai tare de Valea Tazlăului încălecarea creşte ca intensitate, până ce atinge amplitudinea de circa 400 m; 3. O a treia porţiune începe din valea Nichitului, unde raporturile dintre Zona Internă şi cea Marginală sunt aproape normale.

Aceste trei porţiuni ale Zonei Interne reprezintă trei pachete, sau fâşii de strate, alungite în direcţiunea Nord-Sud şi aşezate nu cap la cap, ci cu capetele alăturate şi terminându-se ca nişte pinteni în modul următor: prima fâşie de strate, care vine dinspre Sud (din Valea Tazlăului Sărat), se termină în Valea Juncilor; capătul său dinspre Nord părăseşte în acest loc Zona Internă şi trece în Zona Marginală, unde se cutează împreună cu Oligocenul acesteia, în forma unei cute-solz încălecată spre Est: In momentul când capătul nordic al acestei fâşii a părăsit Zona Internă intrând în cea Marginală, cea de a doua fâşie vine şi îi ia locul, ca să constitue ea bordura Zonei Interne; această fâşie se menţine pe bordura Zonei Interne până în Valea Tazlăului, când şi ea părăseşte Zona Internă şi trece în zona Marginală; atâta vreme cât această fâşie de strate alcătuieşte bordura Zonei Interne, ea este încălecată peste stratele Zonei Marginale; în partea sa sudică încălecarea este mai slabă. în partea nordică ea este însă mai puternică, atingând un maximum de amplitudine în Valea Tazlăului de circa 400 m. De acì în colo aceasta cută intră în Zona Marginală ca să ia parte constitutivă intre cutele acestei zone, iar în locul său vine să se aşeze cea de a treia fâşie de strate, pe care o găsim în Valea Nichitului şi care probabil, la o depărtare oarecare spre Nord, va părăsì şi ea Zona Internă pentru a trece în Zona Marginală, ca şi celelalte două fâşii de strate precedente. La început, în Valea Nichitului, când această fâşie de strate abia se formează, stratele sale intră sub Gresia de Kliwa, de care o despărţeşte o linie de dislocaţiune.

De acì se desprinde un fapt important şi anume:

Contactul între Zona Internă şi Zona Marginală din basinul Tazlăului nu se face după o linie tectonică (de falie, sau de încălecare, etc.), ci într'un mod cu totul de altă natură.

Zona Marginală nu se termină brusc printr'o linie, dela care mai încolo să înceapă Zona Internă; ci între aceste două unităţi se interpune o bandă de teren, sau o fâşie de strate, cari sunt cutate în mod special şi care are

Institutul Geologic al României

rolul de a înlesni trecerea, din punct de vedere tectonic, între cele două mari unități tectonice. Ea alcătuește un fel de punte de legătură între acestea și o vom numi din aceasta cauză «Fâșia interzonară», înțelegând prin acest termen zona care face legătura tectonică între Zona Internă și Zona Marginală.

Rolul pe care-l împlinește Fâșia interzonară prin poziținea sa între cele două mari unități tectonice, este multiplu: mai întâiu ea înlesnește stabilirea denivelării reale geologice de circa 700 m — 800 m între bordurile celor două unități ce vin în contact; după aceea ea înlesnește încălecarea Zonei Interne cu Gresia sa masivă de Tarcău, peste stratele Zonei Marginale; și în fine stabilește continuitatea tectonică între cutările acestor două unități în modul arătat mai sus.

Un fapt deosebit de important și care trebuie relevat în mod special, este acela că Fâșia interzonară coincide ca amplasament, cu poziția vechiului prag submarin format de Catena Kimerică și care separa marea în care se depunea Zona Internă de marea în care se depunea Zona Marginală între începutul Eocenului superior și sfârșitul Oligocenului.

Acest fapt ne arată că linia de separațiune dintre cele două mări, care a fost schițată încă din Eocenul superior și care la început a avut un rol aparent puțin însemnat, a căpătat în mod progresiv o însemnătate din ce în ce mai mare până în Cuaternar când a atins forma actuală; pe de altă parte ne arată că cea mai importantă linie tectonică a scoarței pământului din regiunea noastră trebuie considerată ca o repercutare în stratele superficiale paleogene a unei linii tectonice profunde și vechi, care-și are locul în Catena Kimerică.

Vom vedeà mai pe urmă cari sunt consecințele acestui fapt.

C. Raporturile dintre Zona Marginală a Flișului și Zona miocenă Subcarpatică

(A se vedeà planșa cu profile anexate)

Raporturile aflătoare între Zona Marginală a Flișului și Zona miocenă subcarpatică, sunt mult mai simple decât cele aflătoare între Zona Marginală a Flișului și Zona Internă a Flișului; iar descrierea lor este deasemenea mult ușurată din cauză că ele au putut fi prinse în câteva profile foarte clare și precise, cari se succed dela Nord spre Sud la distanțe destul de apropiate ca să permită întregirea riguroasă a liniei de dislocațiune.

Aceste profile sunt cele ce le-am putut observà pe văile: Nichitul, Peștiosul, Tazlăul, Stejerișul (cele două brațe ale sale) și Slătioara.

1. In partea de Nord a regiunii noastre, în valea Nichitului, Zona Marginală se termină la extremitatea sa de Est prin stratele Oligocenului

Institutul Geologic al României

inferior (Stratele de Bisericani), cari sunt cutate în mod puternic în formă de cute asimetrice, străbătute de câteva mici falii și din când în când brecifiatee

Contactul între cele două unități se face printr'o falie, care arată o înclinare de 70°—80° spre Est.

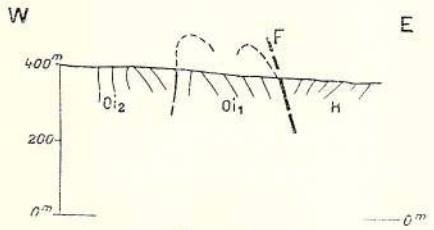


Fig. 2
H = Helvețian
Restul legendei ca în fig. 1

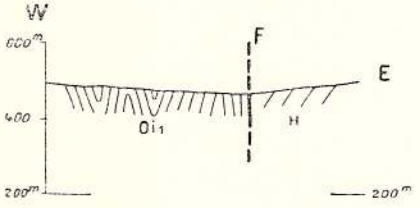


Fig. 3
Legenda ca în figurile anterioare

Lângă linia de contact stratele Miocenului sunt strivite și brecifiate, iar ceva mai departe de aceasta se prezintă în formă de cute culcate spre Est.

2. Pe Valea Peștiosului bordura externă a Zonei Marginale este formată tot de către Oliogcenul inferior, Stratele de Bisericani, în cari mar-

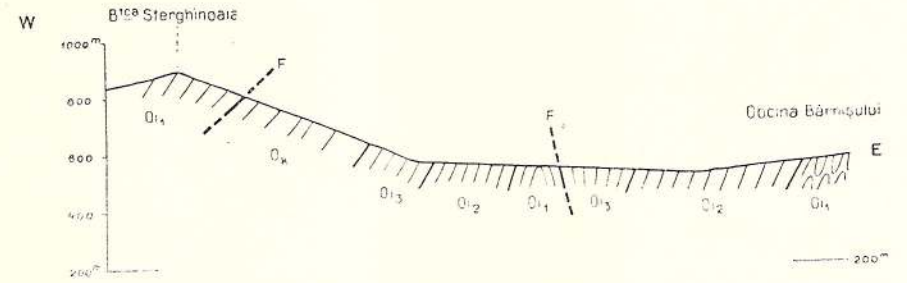


Fig. 4
Ok = Oligocen superior (Kliva)
Restul legendei ca în fig. anterioară

nele silicifiate și conglomeratele verzi ocupă o poziție preponderentă. Ele sunt cutate în cute foarte strânse în cuprinsul cărora stratele au mai totdeauna poziținni cuprinse între 70°—90°.

Contactul între Zona Marginală a Flișului și Zona subcarpatică se face printr'o falie înclinată cu 80° Est—85° Est.

Stratele Miocenului helvețian, cari formează bordura corespunzătoare a Zonei subcarpatice sunt îndoite în formă de sinclinal izoclinal răsturnat spre Est.

3. Pe Valea Taz'ăului nu se poate prinde linia de contact dintre Zona Marginală și Zona subcarpatică, deoarece este acoperită de către aluviuni recente și depozitele terasei inferioare.

Institutul Geologic al României

Bordura exterioară a Zonei Marginale se poate cunoaște însă într'un mod foarte detailat, din cauză că ea este taiată aproape transversal de câteva profile aproape continue, cum sunt cele de pe cele două maluri ale Tazlăului, precum și din cauză că stratele sale sunt foarte adeseori deschise, atât pe coastele Măgurei Tazlăului și ale celorlalte dealuri învecinate, dar și pe toate pâraele ce se scurg în Tazlău.

Această bordură este formată din stratele Oligocenului inferior, care la rândul său este alcătuit mai mult din marne silicifiate și din conglomerate verzi. Aceste depozite formează în apropiere de marginea externă a zonei marginale un anticlinal îndreptat aproape N-S, al cărui

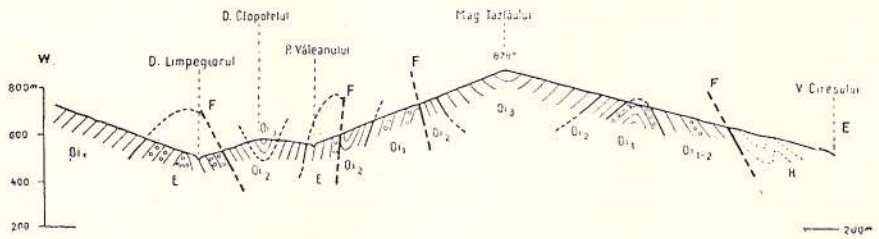


Fig. 5. — Legenda ca în figurile anterioare

flanc dinspre apus este format din marne silicifiate, iar al cărui ax este format din conglomerate verzi. Între conglomeratele verzi masive și marnele silicifiate, constatăm că se face o transițiune prin împuținarea progresivă a numărului de intercalațiuni de conglomerate verzi și prin înmulțirea concomitentă a numărului de intercalațiuni de marne silicifiate.

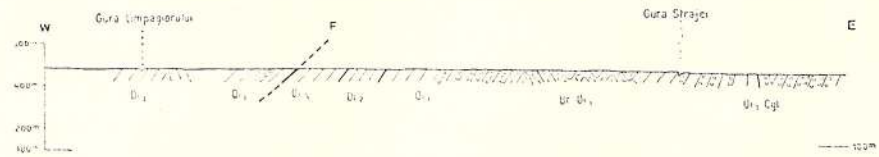


Fig. 6

Br = Brecii
Restul legendei ca în figurile anterioare

Axul acestei cute nu este complect desvoltat, ci constatăm că el este tăiat de către linia de dislocațiune, care are probabil o înclinare tot spre răsărit, și o direcțiune cam piezișă față de direcțiunea cutei, pe care o interceptează sub un unghiu de 10^0—15^0. Dislocațiunea trece numai peste conglomeratele masive, așà încât trebuie să presupunem că flancul dinspre Est al cutei este căzut în adâncime, sub depozitele Helvețianului.

4. Pe Valea Stejerișului, un pârăiaș care curge pe poalele dinspre Est ale Măgurei Tazlăului și care este format din două brațe, găsim o secțiune foarte clară.

Institutul Geologic al României

In această secțiune vedem că bordura externă a Zonei Marginale este formată tot de către Stratele de Bisericani (marne silicifiate, brune, cu foarte multe intercalațiuni de conglomerate verzi), cari descriu un anticlinal îndreptat N-S, poate prelungirea spre Sud a celui din Valea Tazlăului. Pe flancul de răsărit al acestei cute găsim stratele Oligocenului intrând sub gipsurile Helvețianului cu o înclinare de 70° spre Est.

Gipsurile Helvețianului se urcă peste depozitele Oligocenului în mod vizibil.

5. Pe Valea Slătioarei, (vezi planșa cu profile anexate), contactul dintre Zona Marginală și Zona Subcarpatică este făcut dealungul unei linii de falie înclinat spre Est cu 45°—50°.

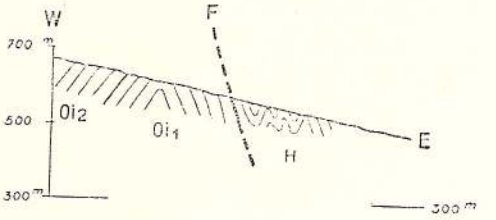


Fig. 7. — Legenda ca în fig. anterioare

In această regiune bordura Zonei Marginale este formată de o cută anticlinală alcătuită din stratele Oligocenului mijlociu (Șisturile menilitice, cu șisturi disodilice, cu gresii silicioase având eflorescențe de sulfați și cu foarte multe intercalațiuni de conglomerate verzi). Această cută nu este decât prelungirea spre miazăzi a cutei observate în Valea Tazlăului și în Valea Stejerișului. La această cută observăm, dacă o urmărim dela Nord spre Sud, în primul rând o cădere progresivă în jos a axului anticlinalului (adică tendința de a se ascunde în adâncime), care rezultă din

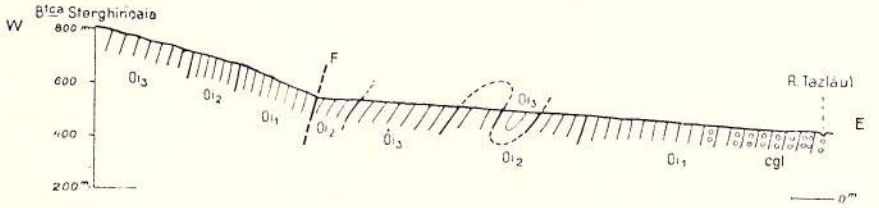


Fig. 8.
Cgl = Conglomerate
Restul legendei ca în fig. anterioare

acoperirea axului său în spre Sud, în mod succesiv, cu depozite din ce în ce mai nouă (în Valea Tazlăului avem în axul său conglomeratele verzi masive, cari presupunem că reprezintă baza Oligocenului inferior, în Valea Stejerișului acestea s'au învălit complect în marnele brune silicifiate; iar în Valea Slătioarei de asupra acestora din urmă au venit să învelească cuta noastră stratele Oligocenului mijlociu), — iar în al doilea rând o inflexiune a axului său în direcțiunea Sud-Vest.

Institutul Geologic al României

Din cercetarea acestor profile, se degajează următoarele fapte de natură generală, cari dacă sunt reunite laolaltă, ne dau imaginea reală a raporturilor dintre Zona Marginală a Flișului și Zona Subcarpatică miocenă din basinul Tazlăului.

1. Primul fapt, pe care îl reamintim, este acela că bordura externă a Zonei Marginale este ridicată în sus în fața bordurei corespunzătoare a Zonei Subcarpatice, la o înălțime mijlocie de circa 200 m.

Această denivelare variază din punct de vedere orografic între 120—190 m. în partea de Nord, 56—157 m pe Valea Peștiosului și 370—380 m. în dreptul Măgurei Tazlăului, adică atinge un maximum tocmai în zona în care depozitele cele mai inferioare ale Oligocenului (conglomeratele masive sublitorale) se ivesc la zi și-și fac opoziținne cu depozitele Helvețianului din Regiunea Subcarpatică.

Denivelarea reală geologică este în partea dela Nord de Valea Tazlăului cuprinsă între 450—500 m., iar în dreptul Măgurei Tazlăului ea atinge 600—700 m.

2. Un al doilea fapt este acela că stratele Zonei Marginale sunt cutate uneori în formă de cute normale, mai deseori în forma de cute plecate spre Est și cele mai deseori în forma de cute-solzi încălecate spre Est, arătând tendința generală a acestei unități de a înainta spre Est, încălecând peste Regiunea Subcarpatică.

3. Infine faptul cel mai de seamă pe care ținem să-l relevăm este acela că dislocațiunea externă a Zonei Marginale se găsește tocmai în zona în care în marea eocen-oligocenă a existat cel mai însemnat prag submarin, sau poate șirag de insule, ceeace ne îndreptățește să stabilim și în acest caz, ca și în cazul dislocației interne a Zonei Marginale, aceleași legături interesante cu cutările Catenei Kimerice.

CAP. III. — CONCLUZIUNI GENERALE ASUPRA STRUCTUREI GEOLOGICE A ZONEI MARGINALE A FLIȘULUI DIN BASINUL TAZLĂULUI ȘI ASUPRA MODULUI SĂU DE FORMARE

Dacă recapitulăm faptele expuse, la lumina lor putem încercà să stabilim, în liniamente generale, care este structura geologică a regiunei și să reconstituim istoria geologică a sa începând din Eocenul mijlociu și până în timpurile actuale.

După cum am arătat, cele mai vechi strate ce se întâlnesc în regiune și despre a căror vârstă suntem documentați, sunt stratele Eocenului mijlociu.

Aceste strate s'au depus într'o mare largă, care se întindeà și acopereà cu apele sale și întinderea de teren care corespunde astăzi Zonei Interne a Flișului și aceea ce corespunde Zonei Marginale.

Institutul Geologic al României

Pe fundul și pe țărmii acestei mări s'au depus în timpul Eocenului mijlociu, strate cari sunt alcătuite aproape în acelaș mod din punctul de vedere petrografic (cu foarte mici deosebiri) și cari conțin aceleași resturi paleontologice.

Judecând după formele predominante de Numuliți și Orbitoide, ca și după alcătuirea petrografică a rocelor componente, trebuie să admitem că Eocenul mediu s'a depus într'o mare relativ adâncă, având un caracter neritico-litoral, mai probabil neritic.

Țărmii acestei mări, ca și fundul său, erau alcătuiți din strate între cari jucau un rol preponderent acele formate din roce verzi.

Este probabil că încă în timpul Eocenului mijlociu se ridicau din fundul mării, către suprafață, o serie de praguri submarine mai mult sau mai puțin adânci, și cari erau formate deasemeni în mare parte din roce verzi.

Din distrugerea țărmilor mării, precum și din distrugerea pragurilor submarine, au provenit fără îndoială toate rocele verzi pe care le întâlnim astăzi în depozitele Eocenului.

Fundul mării Eocenului mediu, dimpreună cu pragurile cari se ridicau spre suprafață, ca și țărmii acestei mări, reprezintau de sigur o porțiune din prelungirea spre Nord a Catenei Kimerice dobrogene (MRAZEC), sau cu alte cuvinte, Marea Eocenului mijlociu s'a născut prin invaziunea apei asupra unui teritoriu ce a rezultat prin scufundarea prelungirilor Catenei Kimerice.

Aceste prelungiri scufundate trebuie să ni le închipuim ca fiind formate din mai multe creste despărțite între ele prin tot atâtea văi alungite în direcțiunea Nord-Sud, sau NNW-SSE.

Este probabil că încă din acest timp, în fundamentul mării Eocenului mijlociu în regiunea noastră, prelungirirle Catenei Kimerice aparțineau la două unități tectonice, cărora mai târziu le-au corespuns cele două zone (Zona Marginală și Zona Internă a Flișului), recunoscute ca mari unități tectonice în Flișul Carpaților moldoveni.

Admitem această ipoteză pentrucă noi vedem că odată ce începe Eocenul superior, apar semne neîndoelnice despre individualizarea acestor două unități.

Intr'adevăr odată cu venirea Eocenului superior, marea s'a despărțit în două basine, fiecare dintre acestea având regimuri particulare. Despărțirea aceasta s'a datorit ridicării până aproape de suprafața mării, sau chiar de asupra apei, a unor praguri sau insule, cari nu sunt altceva decât creste de ale Catenei Kimerice.

Prin ridicarea acestor creste, marea a fost împărțită la începutul Eocenului superior, în două basine, unul apusean și altul răsăritean, ale căror arii corespund una, și anume aceea a basinului Eocenic apusean, cu răspândirea Zonei Interne a Flișului; iar cealaltă, aceea a basinului Eocenic răsăritean, cu extensiunea Zonei Marginale a Flișului.

Institutul Geologic al României

Incepând deci încă din Eocenul mijlociu, dar căpătând ființă în mod precis dela începutul Eocenului superior, vedem că fundamentul Kimeric al mării Flișului se desparte în două unități tectonice cari, precum vom vedeà mai jos, vor continuà să se desemneze din ce în ce mai bine, până în timpurile actuale, ca două unități absolut deosebite.

Din această cauză stratele Eocenului superior nu mai sunt la fel constituite, dacă le privim pe tot întinsul mării Eocene superioare în Carpații noștri. De acì provine deosebirea dintre Eocenul superior din Zona Internă și cel din Zona Marginală.

Incepând cu Marea Oligocenului inferior constatăm că individualizarea celor două unități tectonice observate în prelungirile Catenei Kimerice se prezintă și mai clar.

Astfel, de o parte avem unitatea apuseană, căreia îi corespundeà, în Eocenul superior, basinul marin în care se depuneà Gresia de Tarcău masivă și care odată cu venirea Oligocenului se exondează, dând naștere prin urmare celei mai vechi forme a Zonei Interne; iar de altă parte unitatea răsăriteană, care rămâne acoperită de apă, în care se vor depune toate stratele Oligocenului și care se va exondà abia după sfârșitul Oligocenului superior, dând naștere Zonei Marginale a Flișului.

Granița dintre aceste două unități trece în regiunea noastră pe la izvoarele Tazlăului, având o direcțiune aproape Nord-Sud sau Nord câteva grade Vest.

Odată cu începutul Oligocenului s'a produs însă și o mișcare de natură mai generală în Zona Marginală.

Această turburare a fost cauzată de către ridicarea în bloc a fundului mării, fapt care a avut mai multe consecințe.

O primă consecință a fost schimbarea condițiunilor de adâncime ale mării, care a căpătat un caracter litoral-lagunar.

Această consecință este de natură generală, căci ea a interesat toată Zona Marginală a Flișului din Carpații noștri.

O a doua consecință, care însă nu este tot atât de generală ca și cea dintâiu, având o însemnătate mai mică, dar care interesează în deosebi regiunea noastră, este faptul că prin ridicarea în bloc a fundului mării s'a produs și scoaterea afară din apă, sau ridicarea lor până aproape la suprafața apei, a unora din crestele Catenei Kimerice, cari au dat astfel naștere la niște șiruri de insule sau de praguri puțin adânci, cari se înșiruiau în direcțiunea Nord-Sud.

Dintre aceste șiraguri de insule, sau praguri puțin adânci, trei au fost mai însem ate, pentrucă au produs prin existența lor modificări mai însemnate în alcătuirea depozitelor Oligocenului.

Un prim șirag treceà cam prin dreptul Măgurei Tazlăului. Din materialul său constitutiv s'au format toate conglomeratele verzi, cari sunt

Institutul Geologic al României

atât de răspândite în tot Oligocenul aflător către bordura răsăriteană a Zonei Marginale și în special conglomeratele verzi masive din Oligocenul inferior cari formează fundamentul Măgurei Tazlăului.

Un al doilea șirag, acesta fiind format din praguri submarine, se găseà cam prin amplasamentul în care găsim astăzi anticlinalul median de Eocen care am văzut că împarte în două subzone Zona Marginală a Flișului.

Cel de al treilea șirag de praguri treceà cam pe acolo pe unde găsim astăzi Fâșia interzonară dintre Zona Internă și Zona Marginală. Din distrugerea sa au rezultat iarăș foarte multe conglomerate în Oligocen.

Cel dintâiu șirag coincide cu limita răsăriteană a Zonei Marginale, iar cel de al treilea cu limita apuseană a acesteia. Șiragul mijlociu ocupà o poziție care s'a tradus în timpul cutărilor posterioare transformându-se în cea mai importanta cută ce se poate deslușì în cuprinsul Zonei Marginale din basinul Tazlăului.

De acì putem desprinde două fapte.

Mai întâiu faptul că la începutul Oligocenului, crestele vechei Catene Kimerice au limitat atât spre Est cât și spre Vest întinderea mării Oligocene, prin faptul că țărmii acestei mări erau formați de către două din aceste creste.

Prin urmare, odată cu venirea Oligocenului se precizează în limitele sale definitive aceea unitate tectonică răsăriteană din Catena Kimerică ale cărei începuturi le-am observat schițându-se încă din Eocen. Toate depozitele Oligocenului, întocmai ca și cele ale Eocenului superior, cari alcătuesc Zona Marginală a Flișului de astăzi s'au depus în lagune și brațe de mare, cari ocupau spațiile cuprinse între cele două șiraguri externe de creste ale acestei unități.

In al doilea rând, un fapt care vine să complecteze pe cel dintâiu, vedem că încă dela începutul Oligocenului inferior s'a schițat tectonica regională deoarece șiragul apusean de praguri și insule Kimerice corespunde cu Fâșia interzonară care despărțește Zona Internă de Zona Externă a Flișului, șiragul răsăritean corespunde cu linia de dislocațiune care despărțește Zona Marginală a Flișului de Zona miocenă subcarpatică, iar șiragul mijlociu coincide cu zona de cea mai mare cutare, care desparte în două subunități tectonice Zona Marginală a Flișului.

Din cele arătate până acì rezultă că am puteà să considerăm că atât Zona Internă a Flișului, cât și Zona Marginală, au fost schițate ca limite tectonico-stratigrafice, încă dela începutul Oligocenului inferior, sau Eocenului superior.

In tot timpul cât a durat Oligocenul mișcarea de ridicare a fundului mării a continuat să se producă în mod lent, și probabil sacadat, pragurile și insulele fiind ținute astfel mereu în bătaia valurilor.

Institutul Geologic al României

Din această cauză între depozitele Oligocenului găsim intercalațiuni de conglomerate verzi până în partea inferioară a Gresiei de Kliwa.

Tot din această cauză, ca și din cauza colmatării necontenite, adâncimea mării, a lagunelor, sau a brațelor de mare, a mers scăzând în mod progresiv până când în Oligocenul superior apa a fost gonită cu totul din regiunea noastră.

Reamintim cu această ocaziune modul atât de instructiv cum se pot recunoaște astăzi după depozitele dela baza Gresiei de Kliwa, cele din urmă faze din viața acestei mări oligocene, după care a urmat apoi umplerea ei complectă cu Gresia de Kliwa și retragerea ei definitivă.

După retragerea mării oligocene, regiunea noastră a mai fost supusă la mișcări însemnate.

Mai întâiu cele două mari unități tectonice au fost supuse la o mișcare de ridicare verticală datorită căreia ele au căpătat forma lor definitivă, fiind ridicate în bloc, în sus, purtate în spinarea celor două unități corespunzătoare ale Catenei Kimerice, cari de sigur că sunt cauza și a acestei mari mișcări post-oligocene.

Prin aceste mișcări Zonele Flișului și-au căpătat pozițiunile lor actuale creindu-se deci denivelările constatate astăzi între aceste două unități.

Dar odată cu aceste mișcări verticale s'au produs și o serie de forțe tangențiale, fie din cauza unei tendințe de încalecare datorită impulsiunei în acest sens ce veneà din partea unităților tectonice kimerice, fie mai probabil din cauza tendinței de sub-împingere a marginei Podișului sarmatic.

Oricare ar fi fost cauza deslănțuirii acestor forțe tangențiale, noi constatăm astăzi efectele lor asupra stratelor noui formate, eocene și oligocene.

Aceste efecte sunt de mai multe feluri.

Intră în primul rând, în această ordine de observațiuni, așezăm faptul că toate, sau aproape toate cutele din regiune, au tendința clar manifestată de a se culcà spre Est. Așà avem întâiu tendința Zonei Interne de a încălecà peste Zona Marginală și apoi tendința tuturor cutelor mai mici de a se aplecà către răsărit și chiar de a se transformà în cute-solzi încălecate spre Est.

După aceasta urmează faptul că Zona Marginală a fost cu toată grosimea stratelor sale Eocene și Oligocene, îndoită în chip de două sinclinale mari, cari dinpreună cu anticlinalul median de Eocen, prezintă o asimetrie manifesta, și tendința unei încălecări spre Est. Astfel am văzut că ambele sinclinale prezintă flancurile răsăritene mai desvoltate decât cele dinspre apus și ridicate și împinse spre răsărit peste unitățile vecine, iar anticlinalul mijlociu eocenic este în realitate o cută-solz încălecată spre răsărit.

Aceste fenomene sunt de vârsta post-oligocenă și probabil cel puțin post-helvețiană, deoarece noi găsim că au fost afectate cu această ocaziune și depozitele Helvețianului din cuprinsul bordurei apusene a Zonei Subcarpatice și ale căror strate au fost rupte, strivite și îndoite în forma de cute culcate spre Est.

Institutul Geologic al României

(Regiunea noastră nu ne permite să ne închipuim ce se va fi petrecut în timpul Mediteranului superior și Pliocenului, pentrucă aceste depozite lipsesc în basinul superior al Tazlăului).

In timpul Cuaternarului și începând anume din Cuaternarul mijlociu, s'au mai produs însă, încă cel puțin trei faze de ridicare a zonelor Flișului, după cum ne arată succesiunea alternantă a fazelor de eroziune și de sedimentare a râurilor.

In timpurile actuale, cele două zone se găsesc într'o a patra fază de ridicare.

Din toate cele cari au fost expuse mai sus se degajează o idee de natură generală: Cele două mari unități tectonico-stratigrafice ale Flișului cari alcătuiesc regiunea noastră, nu sunt alt ceva decât păturile superioare, care acoperă două unități tectonice mai adânci și cari, acestea, fac parte din prelungirea vechei Catene Kimerice dobrogene. Tectonica regională, în liniamentele sale mari, ni este dată de către liniile tectonice adânci, ce aparțin Catenei Kimerice.

In acest chip trebuie privită fără îndoială și Zona miocenă subcarpatică din basinul Tazlăului, zona la care, ca și la prelungirea sa din jud. Bacău, se observă o strânsă legătură între desvoltarea sa și existența și manifestările probabile ale vechilor prelungiri ale Catenei Kimerice; și ne îngăduim ca încheând această lucrare, să ne întrebăm, dacă pentru a ajunge la o dreaptă înțelegere a fenomenelor mari tectonice ale Carpaților Moldovei, exemplul din basinul Tazlăului nu ne arată că este locul să ne îndreptăm atențiunea spre a cercetà mai de aproape această remarcabilă continuitate tectonică dintre unitățile noui și unitățile vechei Catene Kimerice.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

LA GÉOLOGIE DU BASSIN SUPÉRIEUR DU TAZLĂUL MARE

(DISTRICT DE NEAMTZ)

Avec une carte géologique et 19 profils

PAR

H. GROZESCU

RÉSUMÉ

CAP. I.

LA STRATIGRAPHIE DE LA RÉGION

Les formations géologiques qu'on rencontre dans le bassin supérieur du Tazlăul mare sont les suivantes:

Néogène	Helvétien		
Paléogène	Oligocène	supérieur	
		moyen	
		inférieur	
	Eocène	supérieur	
		moyen	

L'Helvétien est constitué, comme partout ailleurs dans la région subcarpatique, par des depôts surtout vaseux: marnes bleuâtres et grises, argiles, argiles gypseuses, sables, sables argileux, avec intercalations de gypses et de tufs dacitiques.

Le Paléogène.

Nous remarquons d'abord l'absence de l'Éocène inférieur, fait que nous atribuons plutôt au manque d'affleurements qu'à une absence stratigraphique. De la même manière nous expliquons l'absence du Sénonien.

Au point de vue paléontologique l'Éocène contient des formes néritico-lithorales: des Nummulites, Orbitoïdes, Bryozoaires, fragments de Pecten,

Institutul Geologic al României

Ostracodes, debris d'Échinides, de Lithothamnium et des Fucoïdes. L'Oligocène renferme une faune de poissons de faciès littoral-lagunaire.

L'Éocène est composé principalement par des roches calcaires et argilo-calcaires. Dans l'Oligocène on rencontre surtout des roches siliceuses.

Le début de l'Oligocène est marqué par des masses considérables de Conglomérats verts littoraux et même peut être côtiers. Au commencement de cet étage nous assistons à une recrudescence de l'activité abrasive de la mer, phénomène dû, soit à une transgression, soit à certains relèvements du fond et des rivages.

Les conglomérats verts de l'Oligocène contiennent des calcaires lutétiens à grandes Nummulites. L'Oligocène inférieur est légèrement transgressif.

Les sousdivisions du Paléogène.

L'Oligocène comprend trois horizons.

L'Oligocène supérieur, ou l'horizon du *grès de Kliwa*, est constitué par des grès blancs siliceux appelés *grès de Kliwa*, conglomérats verts et schistes dysodiliques, avec des rares intercalations marneuses.

Le mode de succession de ces roches présente une importance particulière, parce que d'un coté par le passage des conglomerats verts au grès et schistes, et d'un autre coté, par la répétition 4—5 fois de cette succesions au cours du sous étage, nous pouvons avoir une très instructive vue sur les oscilations de la mer dans laquelle ces couches se sont déposées. En verité ou peut de cette manière se rendre compte des évolutions répétées 4—5 fois de cette mer. Ces évolutions commençait chaqu'une par des manifestations de vie marine intensive, qui se rallentissaient progressivement en donnant l'apparence d'une vieillesse raprochée de la mort, pour que de nouveau après quelque temps la jeunesse et la vie reviennent et avec cella une nouvelle phase d'évolution de la mer recomence. D'ici la conclusion, que pendant l'Oligocène supérieur nous assistons à plusieurs phases de réveil dans l'actions de la mer, dûs, sans doute, aux mouvements côtièrs et des fonds.

Le fin de l'Oligocène est marqué par la sedimentation par ennoyage des grèsmassifs d'origine continentale. Par ces sediments la mer oligocène a été complétement colmatée et s'est retiré définitivement de notre région.

L'horizon moyen, dénommé horizon des *Schistes ménilitiques*, est formé par des schistes dysodiliques, grès blancs ou jaunes, silex, marnes brunes, conglomérats verts, et des rares intercalations de marnes brunes silicifiées. Il est carractérisé par la présence de *Meletta crenata*.

L'Oligocène inférieur, ou «*Couches de Bisericani*», est constitué par des marnes brunes ou bleuâtres, parfois bitumineuses, avec rares intercalations de grès blancs siliceux; il présente des nombreuses intercalations de conglomérats verts.

Il faut remarquer dans cet horizon la silicification métasomatique des marnes surtout dans la partie Est de la région et le grand développement des

Institutul Geologic al României

conglomérats verts. À ce dernier égard nous remarquons que le phénomène présente un caractere zonaire tres interessant. Les conglomérats vers ont leur plus grand développement le long de trois zones: d'abord sur la bordure Ouest de la zone marginale, puis dans l'axe de celleci et enfin et surtout sur la bordure Est de la zone marginale; le montagne Măgura Tazlăului en est meilleur exemple.

L'emplacement de ces trois zones coïncide soit avec les rivages de la mer du Flysch de la zone marginale, soit avec certains crêtes sous marines ou émergées.

En ce qui concerne l'Éocène nous remarquons une difference de facis entre la zone interne et la zone marginale du Flysch. Dans la zonne interne, il est constitué surtout par le «*grès de Tarcău*» massif, avec des rares intercalations marneuses; tandisque dans la zone marginale il est formé de dépôts marneux et gréseux, avec beaucoup de conglomérats verts, celles ci ayant la même dispositions zonnaire que dans l'Oligocène.

Dans l'Eocène moyen ces différences n'existent pas.

CAP. II.

LA TECTONIQUE RÉGIONALE.

La structure de la zone marginale du Flysch.

La zone marginale du Flysch présente en général l'aspect d'un grand synclinal allongé nord-sud, ayant l'axe relevé en forme d'anticlinal. Le flanc Est s'élève au dessus de la région souscarpathique, tandisque le flanc Ouest se termine par un abaissement progressif au pied des hautes montagnes, qui appartiennent à la zone interne du Flysch.

De cette manière, par l'apparition de l'anticlinal médian, la zone marginale du Flysch se trouve divisée en deux souszones, l'une à l'Est, l'autre à l'Ouest.

En ce qui concerne la souszonne orientale, nous remarquons, comme faits importants, les suivants:

Dans son ensemble cette sous-zonne se présente comme un grand synclinal assymetrique ayant le flanc Ouest, moin dévelopé que le flanc Est. Celui-ci présente une inclinaison de beaucoup plus grand que le premier. Les couches sont replissées en plis secondaires, parmis lesquelles nous trouvons beaucoups de formes tectoniques de détail intéréssantes, qui commencent par des plis normaux, passent par des plis couchés, par des plis écaïlles, et vont jusqu'a donner naissance à des lignes de chevauchement fréquentes, des écrassement et formations de brèches tectoniques.

Cette souszone se termine vers le Sud en s'effilant et en se recouvrant avec les dépôts helvetiens de la zonne souscarpathique.

Institutul Geologic al României

De la même manière se présente la souszone occidentale, aves l'exception qu'elle ne se termine pas vers le Sud dans notre région.

En deuxieme ligne, et s'appliquant aussi aux deux souszones, nous remarquons le fait que le plissement des couches varie d'intensité, étant plus faible et réduit à des larges anticlinaux et synclinaux dans les couches supérieurs, sur les hauteurs, tandisqu'il atteint son maximum d'intensité dans les couches proffondes, dans les vallées proffondément entaillées.

L'anticlinal médian est formé par des couches éocènes très riches en conglomerats verts. Il est assymetrique et chevauche vers l'est sur le bord de la souszonne orientale. Vers le Sud il se termine en boutonière; vers le Nord le même phénomène se répète avec la seule différence qu'il se subdivise en deux plix couchés.

L'anticlinal médian correspond avec une des trois zonnes où les conglomerats verts sont très développés tant dans l'Éocène que dans l'Oligocène; les deux autre zonnes correspondant l'une avec le bord occidental de la zonne marginale, l'autre, et la plus importante en même temps, avec la bordure orientale de cette zone.

Rapports de la zone marginale avec la zone interne du Flysch.

La zone interne du Flysch chevauche, cella est sur, sur la zone marginale. Mais, ce chevauchement n'est pas un phenomène tout à fait simple, car ce n'est pas toute la zone interne du Flysch qui chevauche, seul le grès de Tarcău produisant le chevauchement. Et puis il est, il nous parrait, très intéressant de constater comment ce fait il, dans ses details, ce chevauchement.

Les choses se passent de la manière suivante:

Le grès de Tarcău, avec ses bancs massifs et peu plissés, constitue une espèce de masse puissante, qui se deplace en bloc, et qui repose sur les couches de l'Éocène inférieur, plus moles et plus succeptibles d'être plissées.

Tandisque le premier a avancé en bloc, en masse, vers l'Est (ou que les couches de la zonne marginale ont avancés, par souspoussée sous lui, vers l'Ouest), les couches de l'Éocène inferieur se sont plissé sous cette masse en plusieurs plis dans la region bordière, en retrecissant de cette manière leurs étendue de quelques centaines de mêtres et en lui donnant la possibilité d'avancer vers l'Est. Il est à remarquer que ces plis passent de la zone interne obliquement dans la zone marginale, et que les couches de cette dernière sont aussi affectées par ce plissement. Il s'établit de cette manière une continuité de structure entre les deux zones voisines.

Un chevauchement existe donc, mais seul le grès de Tarcău chevauche. En outre, nous assistons donc à la naissance d'une unité tectonique intermédiaire qui sert de passage pour les plis d'une unité à l'autre. Nous appelons cette unité la bande ou le faisceau interzonaire, ayant pour role tectonique celui de faciliter le chevauchement du grès de Tarcău, ainsi que l'établissement

Institutul Geologic al României

de la dénivélation qui atteint parfois 700—800 m. entre les deux grandes zones du Flysch.

L'emplacement de la bande interzonaire jouant le très important role que nous voyons, coïncide de près avec la zone Ouest du développement des conglomerats verts.

Rapport entre la zone marginale du Flysch et la zone miocène subcarpathique.

La zone marginale du Flysch est separée de la zone miocène subcarpathique par une dislocation, le long de laquelle nous constatons quelques fois des raports peu éloignés de la normale, d'autres fois des faïlles plus ou moins accusées, et rarement la tendence visible de chevauchement.

Les faits les plus importants à ce sujet sont: en première ligne le dénivellement qui existe entre les deux unités en contact, et qui arrive jusqu'à 600—700 m.; et puis le fait que l'emplacement de la dislocation, et du dénivellement coïncide avec la zone du plus grand développement des conglomérats verts dans notre région.

CAP. III.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES. MODE DE FORMATION DE LA ZONE MARGINALE DU FLYSCH

Si nous récapitulons les faits précédement exposés, nou pourons essayer d'esquisser en ses lignes générales, la structure géologique de la région et de reconstituer son histoire en partant de l'Éocène moyen.

Comme nous l'avons vue, les couches les plus anciennes que nous rencontrons, et sur l'âge des quelles nous sommes documentés, sont d'âge éocène moyenne.

Ces couches ont été deposés dans une mer qui couvrait l'étendue de terrain correspondant à la fois à la zone marginale et à la zone interne du Flysch.

Nous arrivons à cette conclusion par ce que, sauf quelques légères différences, l'Éocène moyen est le même, tant dans la zone interne que dans la zone marginale du Flysch. Cette mer a du avoir un caractère néritico-litoral, plutôt néritique, à en juger d'après la faune qu'elle contenait, et d'après les couches qui s'en sont déposés.

Les rivages, ainsi que quelques îles ou crêtes soumarines, étaient constitués, en grande partie, par des roches vertes, d'où proviennent les roches verts répandus, soit sous forme de conglomérats, soit sous d'autres formes, dans les couches éocènes moyennes de notre région.

On atribue aux prolongements de la Catène Kimérique dobrogéenne, l'origine de ces roches verts. (Mrazec).

Institutul Geologic al României

On pourrait donc dire, en d'autres termes, que la mer de l'Éocène moyen occupait un territoire formé par suite de l'affaissement d'une unité appartenant à la chaine Kimérique.

Il est probable que, dès cette époque le fondement Kimérique de la mer appartenait à deux unités tectoniques, qui plus tard ont correspondu aux deux unité du Flysch.

Nous admetons cette hypothèse, en considérant que dès le début de l'Éocène superieur, ces deux unitées se sont individualisés. D'un côté nous avons le bassin occidental, dans lequel c'est déposé le grès massif de Tarcău, de l'autre côté les couches marno-sableuses, marno-argileuses et calcaires du bassin oriental.

Cette séparation des deux bassins a été due sans doute au soulévement des crêtes soumarines, ou îles de la crète Kimérique dont l'emplacement correspondait avec la ligne actuelle de séparation des deux unitées du Flysch.

En commençant par l'Oligocène inférieur le phénomène s'est précisé de plus en plus.

D'une part, le bassin occidental, dans lequel s'étaient déposés les couches du grès de Tarcău s'est exsondé deffinitivement; de l'autre côté le bassin oriental a continué a rester submérgé, mais il a subit lui aussi des conséquences importantes.

Parmis ces dernières il convient de rappeler d'abord le soulévement en bloc du fond de la mer, qui en modifiant les conditions de profondeur de la mer, donna à celleci un caractère littoral-lagunaire. Cella a eut comme consequence, en même temps que l'etablisement des comunications avec les mers oligocènes du nord, le changement de la faune.

En seconde ligne nous rappelons le fait de l'émérsion de plusieurs îles ou bancs de bas fond, parmis lequels trois ont été plus importants. L'un correspondait au bord Ouest, l'autre au bord Est, et un autre passait quelque part près du milieux de la mer oligocène de notre région. Ceux ci ont donné naissance, par leurs destruction, aux puissants bancs de conglomerats riches en roches verts, que nous avons constaté dans tout l'Oligocène.

Et il faut remarquer dès à present le fait très important, que ces trois crêtes Kimériques occupaient des emplacements qui correspondent pour l'un avec la «bande interzonaire» qui facilite le chevauchement de la zone interne sur la zone marginale, pour l'autre avec la dislocation qui sépare la zone marginale de la zone subcarpathique, et pour le troisième avec l'antichinal médian de la zone marginale du bassin de Tazlăul mare.

Voilà donc comment on peut maintenant préciser que la mer oligocène du Flysch de notre région, et cella s'applique à presque toute la Moldavie, était contenue dans un bassin d'effondrement d'une unité de la chaîne Kimérique; et voila en même temps comment les grands lignes de la tectonique

Institutul Geologic al României

régionale du Flysch de notre région correspondent aux lignes et aux unités tectoniques profondes Kimériennes.

Aux cours des temps, pendant l'Oligocène moyen et supérieur, ces faits se précisent de plus en plus, par des manifestations encore plus nombreuses, parmis lesquelles nous nous contentons de rappeler la manière dont on peut déchifrer d'après les alternances des couches de l'Oligocène superieur, les exhaussements par saccades du fond de la mer, qui conduisirent à la fin, en même temps qu'un puissant colmatage, à la retraite, à la mort définitive de la mer.

* * *

Lorsque la mer oligocène se fut retirée, notre région a été encore l'objet de modifications importantes.

Tout d'abord, les deux grandes unités tectoniques ont subi une poussée de relévement vertical, par suite duquel elles ont acquis leur forme définitive. Elles ont été soulevées, et portées sur l'arête des deux unités correspondantes de la chaîne Kimérique. Il faut voir, ici, sans doute, la cause de ces grands mouvements post-oligocènes.

Par suite, de ces mouvement, les zones du Flysch ont pris leurs positions actuelles; de là viennent les dénivellations que l'on constate maintenant entre ces deux unités.

Mais, en même temps que ces actions se produisaient dans le sens vertical, sont intervenues des forces tangentielles, en raison d'une tendance au chevauchement, due à l'impulsion provoquée, dans ce sens, par les unités tectoniques Kimériques, ou, plus probablement, à la sous-poussée, du bords de la Plate-forme sarmatique.

Quelle qu'ait pu être la raison du déchaînement de ces forces tangentielles, on peut constater actuellement leurs effets sur les sédiments éocènes et oligocènes.

Ces effets sont de natures diverses:

Nous devons tout d'abord, dans cet ordre d'idées, remarquer le fait que tous, ou presque tous les plissements de la région ont une tendance très manifeste à se coucher vers l'Est. Ainsi, nous observons que la zone intérne tend à chevaucher la zone marginale; et que toutes les plis secondaires de cette dernière s'orientent vers l'Est, jusqu'à se transformer même en plis écailles toujours orientées dans la même direction.

Un fait résulte de ces constatations: La zone marginale a été, malgré la forte épaisseur de ses couches éocènes et oligocènes, repliée en deux grands synclinaux, lesquels, avec l'anticlinal moyen de l'Éocène, présentent une asymétrie manifeste, et une tendance au chevauchement vers l'Est.

Ces phénomènes sont d'âge post-oligocène, tout au moins, ou probablement, post-helvétienne. On peut, en effet, constater que les sédiments de

Institutul Geologic al României

l'Helvétien en ont été atteints, sur la bordure occidentale de la zone sub-carpatique.

Notre région ne nous permet pas de savoir ce qui s'est passé aux époques du Mediterranéen supérieur et du Pliocène, car les sédiments de ces âges font défaut dans le bassin supérieur du Tazlău.

Au temps du Quaternaire, toutefois, et à commencer, spécialement, par l'époque du Quaternaire moyen, il s'est produit au moins trois phases de relèvement des zones du Flysch; c'est ce que nous démontre l'alternance successive des phases d'érosion et de sédimentation des cours d'eau.

A l'heure actuelle, les deux zones traversent une quatrième phase de relèvement.

* * *

De ce qui vient d'être exposé, il se dégage une idée de nature générale, que voici:

Les deux grandes unités tectonico-stratigraphiques du Flysch, qui constituent notre région, ne sont autre chose que des couches supérieures qui recouvrent deux unités tectoniques plus profondes et faisant partie du prolongement de l'ancienne chaîne Kimérique de la Dobrogea. La tectonique régionale nous est éclaircie, dans ses grandes lignes, par les lignes tectoniques profondes qui appartiennent à la chaîne Kimérique.

On doit considérer sous le même aspect, sans nul doute, la zone miocène subcarpatique du bassin du Tazlău. Dans cette zone, et dans son prolongement (district de Bacău), ou peut observer une relation étroite de son développement, avec l'existence et les manifestations probables des anciens prolongements de la chaîne Kimérique.

En terminant cette étude, nous nous demandons si, pour parvenir à l'intelligence exacte des grands phénomènes tectoniques survenus dans les Carpates de la Moldavie, l'exemple du bassin du Tazlău ne nous prouve pas qu'il est la région spécialement digne d'attirer notre attention, en vue d'études plus approfondis sur la continuité tectonique remarquable qui caractérise les éléments de la nouvelle et de l'ancienne chaînes Kimérique.

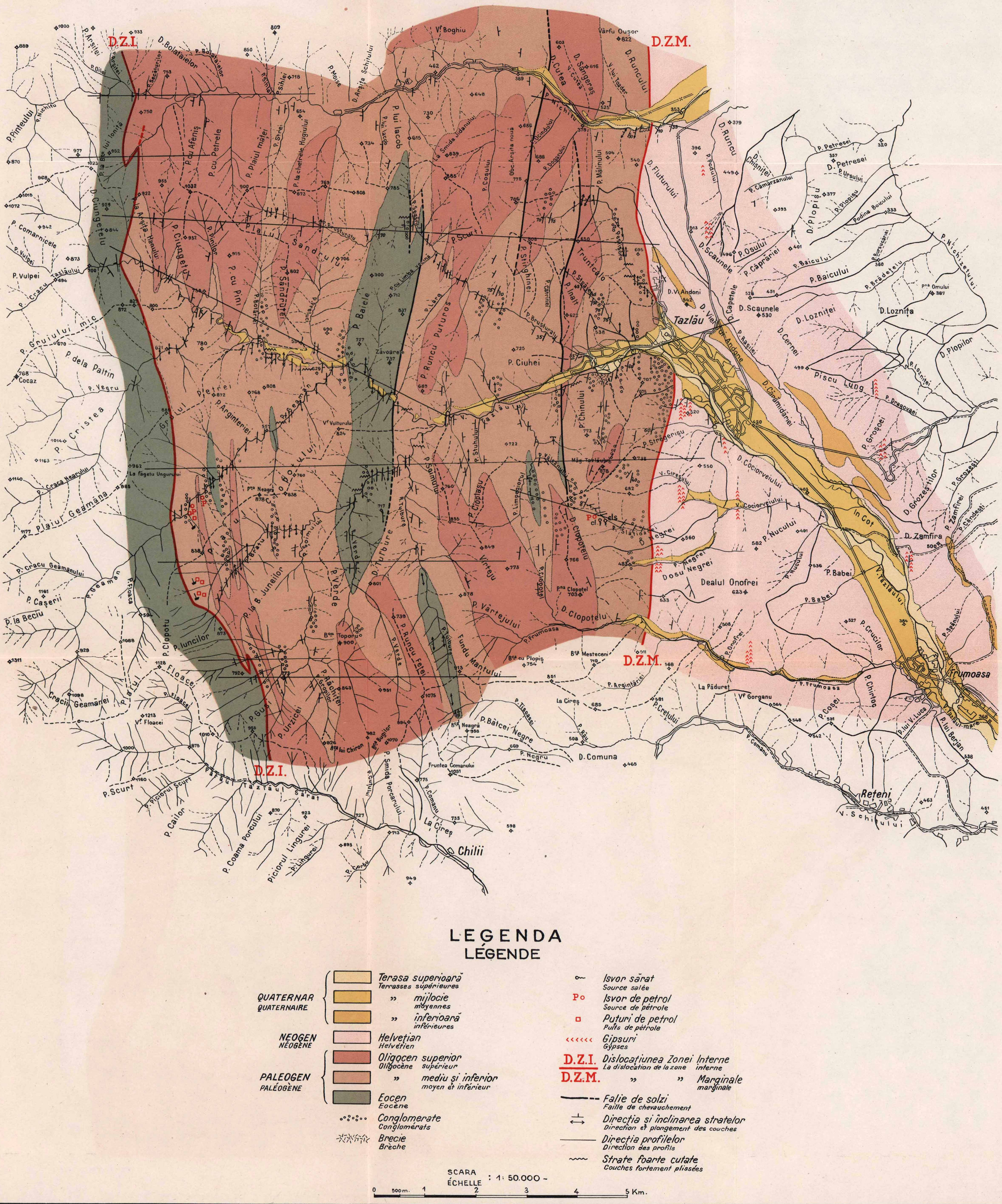
Institutul Geologic al României

SCHIȚA GEOLOGICĂ
A BASINULUI SUPERIOR AL VĂEI TAZLĂUL MARE
DIN JUDEȚUL NEAMȚ

de Dr H. Grozescu.
Geolog șef la Institutul Geologic al României, Profesor la Scoala Politechnică din Timișoara

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DU BASSIN SUPÉRIEUR DE TAZLĂUL MARE, DISTRICT NEAMȚ

PAR : Dr H. GROZESCU
Géologue en chef à l'Institut Géologique de Roumanie, Professeur à l'Ecole Polytechnique de Timishoara


D.Z.I.
D.Z.M.
Tazlău
Frumoasa
Reteni
Chilii
D.Comuna
Dealul Onofrei
Dosu Negrei
La Cireș
Piciorul Lingurei
Fundu Mantului
Trunticalo
Zăvoarele
Piscu Lung
D.Loznița
D.Scaunele
Vf Boghiu
Vf Vulturului
Vf Floacei
Vf Gorganu
Vârfu Oușor
Vf Andone
Vf Cocaz
Vf Cracu Geamanului
Vf Craca Neamțului
Vf Cracu Geamanei
Vf Caprei
Vf Fluturului
Vf Scaunele
Vf Cracu
Vf Vulpei
Vf Cristea
Vf Floare
Vf Ciungetelu
Vf Comarnicele
Vf Cetățuia
Vf Cetățuia
Vf Cetățuia

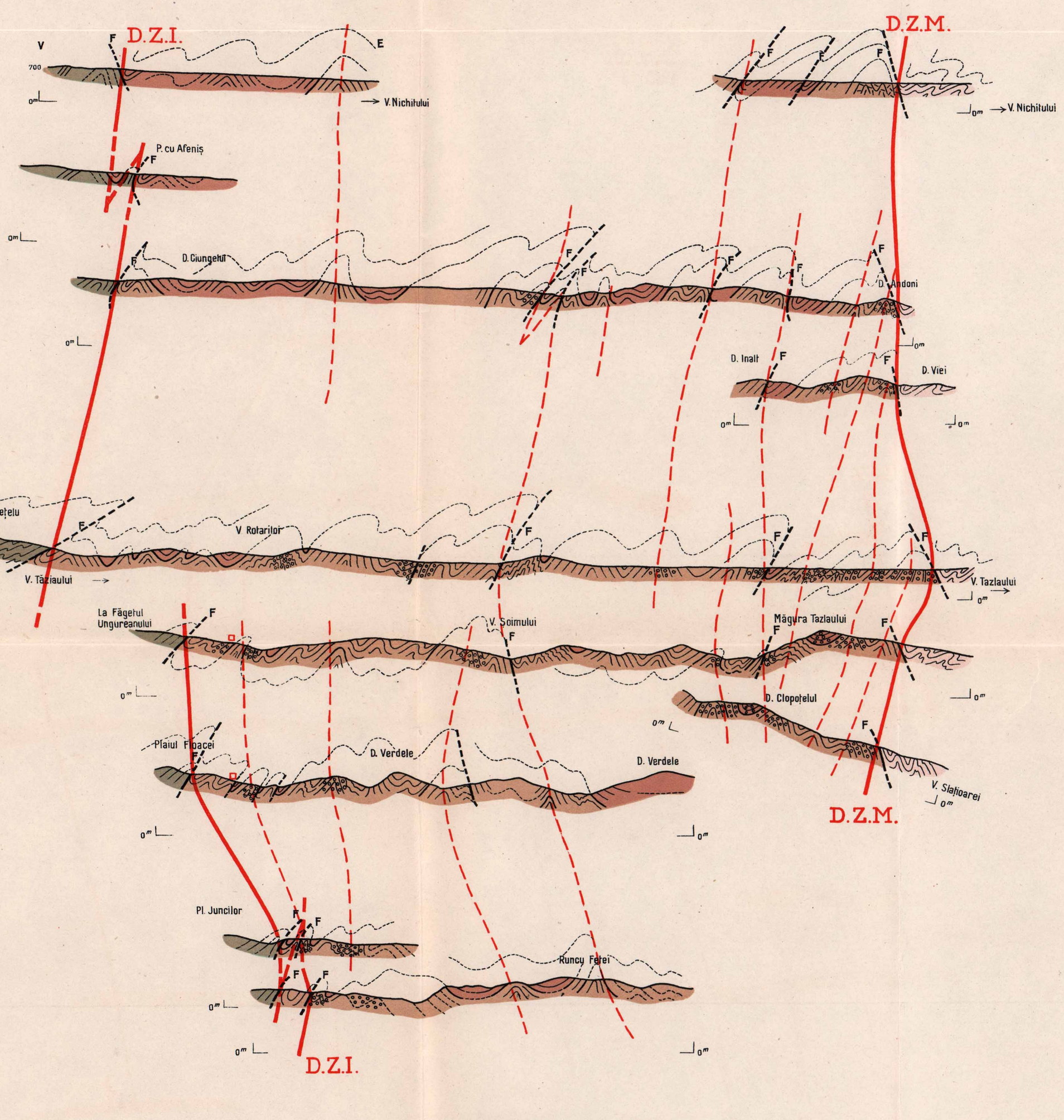
PROFILE GEOLOGICE
PRIN BASINUL SUPERIOR AL VĂEI TAZLĂUL MARE DIN JUD. NEAMȚ

DE Dr. H. GROZESCU
Geolog șef la Institutul Geologic al României, Profesor la Scoala Politechnică din Timișoara

PROFILS GÉOLOGIQUES DANS LE BASSIN SUPÉRIEUR DE TAZLĂUL MARE, DISTRICT NEAMȚ

PAR Dr. H. GROZESCU
Géologue en chef à l'Institut Géologique de Roumanie, Professeur à l'École Polytechnique de Timishoara

SCARA
ÉCHELLE 1: 50.000



LEGENDA
LÉGENDE

- Helvetian — Helvétien
- Oligocen superior (Oi_3) — Oligocène supérieur
- " mediu și inferior (Oi_2 Oi_1) — moyen et inférieur
- Eocen (din Zona Internă și din Zona Marginală) — Eocène (de la zone interne et de la zone marginale)
- Conglomerate — Conglomérats
- Brecie — Brèche

- D.Z.I. — Dislocațiunea Zonei Interne — Dislocation de la zone Interne
- D.Z.M. — " " Marginale — Marginale
- F — Falie de solzi — Faille de chevauchement
- Direcțiunea cutelor principale și a faliilor de solzi. — Direction des plis principaux et des failles de chevauchement.
- Puțuri de petrol — Puits de pétrole

CULTURA NAȚIONALA BUCUREȘTI.

Institutul Geologic al României

ZĂCĂMINTELE AURIFERE DIN MUNTELE BOTEȘ. ABRUD [1])

DE

IOAN BÁNYAI

I. DATE ISTORICE

Regiunile aurifere din Transilvania sunt cunoscute din timpul romanilor, ba poate și mai de mult. Minieritul din muntele Boteș datează însă abia de un secol, deși se mai pot vedeà ruinele coloniei romane din vârful Corabia — abia la depărtare de câteva sute de metri numai — iar locul de înmormântare al romanilor erà chiar coasta de E a Boteșului.

TÉGLÁS GAVRILA [2]), cel mai bun cunoscător al minieritului de aur, nu crede că aceste lucrări, dela Boteș să fie așà de vechi încât să le poată considerà din timpurile romanilor.

Cele câteva gropi mai mici sau mai mari dintre stâncăriile de conglomerate din vârf despre cari minierii băștinași spun că ar fi romane, nu sunt de comparat ca dimensiuni cu puternicele lucrări romane, dela suprafață (Roșia-montană, Corabia).

Primele date referitoare la minierit le găsim în dosarele Prefecturei miniere din Zlatna, cu ocazia înregistrării terenului de mină donat familiei SCHAFKOVITS la 1805 și anume:

Societatea minieră «Ana și Iacob« din Boteș.

«Jacob und Ana Grubenfelder zwei einzelne zu 3528 Schemnitzer oder 4025.6 Wiener Quadratklafter, zusammen 8051.2 Wiener Quadratklafter in der Gegend am Gebirge Botes Gemeinde Bucium, Bezirk Abrudbánya, Kreis Karlsburg im Kronlande Siebenbürgen».

Hotarele concesiunilor s'au fixat la 1805 sub No. 1700.

Minieritul la început a progresat în împrejurări foarte favorabile: la 1848 însă, din cauza revoluțiunii, exploatarea sistematică a minei s'a întrerupt pentru câtăva vreme. In anul 1857 AUGUSTIN LUCACIU locuitor în

---

[1]) Această lucrare a apărut în ungurește în revista minieră, «Bányászati és kohászati lapok» 1919, Schemnitz și Budapesta.

[2]) Földtani Közlöny, 1892, pag. 82.

Institutul Geologic al României

Zlatna ajungând directorul minei, în lipsă de instalații pentru extragerea minereurilor, a fost nevoit, ca după obiceiurile locale, să arendeze mina, ca cel puțin prin aceasta, să scape galeriile de ruină complectă. Din acest moment s'a și început minieritul de contrabandă. Noui deschideri nu s'au mai făcut, ci se exploatau numai filoanele dejà începute. In anul 1870 exploatând orizonturile superioare au fost nevoiți ca sub galeria cea mai adâncă [1]), să deschidă o nouă galerie inferioară, (poate aceasta va fi fost galeria «Ioan») care prin bogăția în aur a prevestit începutul unei epoce mai norocoasă. Până acum exploatările s'au făcut în special pe două filoane, «Ana» și «Iacob», după cari s'a numit însăși mina. Filonul «S l a v a z i a n a» erà considerat mai mult, ca un filon secundar.

La 1873 conducerea minei o ia cavalerul OELBERG FRIEDERICH.

La 1878 mina ajunge, să fie proprietatea familiei LUCACIU cu numirile de: Sf. Vasile, Sf. Nicolaus, Prințul Rudolf, în acelaș timp mărindu-se și hotarele. In toamna anului 1880, s'a dat peste cea mai mare cantitate de aur liber, când la deschiderea unei pungi lentiforme de 2 m. lată și de 4 m. lungă s'a găsit 20 kg. aur curat.

La 1892 mina e cumpărată de POPA IANCU locuitor în Bucium, care prin numirile protectoare de «Ioan», «Alexandru», «David», «Vasile al II» obține ca donații noui concesiuni.

Insuflețindu-se prin descoperiri norocoase, în raport cu împrejurările de aici, încep și alte noui întreprinderi. La 70 m. sub nivelul galeriei «Ioan» s'a deschis galeria inferioară de azi, proectată de 500 m. lungime. Dela 50 m. încolo însă ea a fost continuată și terminată de noul ei proprietar «S o c i e t a t e a p e a c ț i u n i p e n t r u t o p i t ș i m i n e r i t d i n U n g a r i a s u p e r i o a r ă» (Felsőmagyarországi bánya- és kohomü-részvénytársaság).

Lucrările de deschidere fiind în așà de mari proporții au necesitat perfecționarea instalațiilor pentru prelucrarea minereurilor. La gura Văii Rusii, de lângă șoseaua Abrud-Zlatna, s'au ridicat șteampuri cu instalații moderne, sistem Californian, steampul «B e r t a», iar pentru ameliorarea transportului, șteampurile au fost puse în legătură cu galeria inferioară, prin funiculare.

Societatea care lucrà, cu capital mare a mai adaus la teritoriul minei și alte terenuri noui (R o s u , L u d o v i c , J o s i f , B o t e ș , S o m o l n â c), încât muntele întreg dela vârf până jos la nivelul Văii Petrii, ba chiar și mai în jos, a ajuns într'o singură mână. In acest timp și numărul lucrătorilor a fost atins cifra 250, un maximum neîntrecut până acum.

Întreprinderea aceasta începută cu mari speranțe și chiar cu rezultate frumoase, începe să decadă așà că la 1906 ea a trecut ieftin în mâna

[1]) Probabil că aceasta a fost galeria «S i m e o n - I u d a». Cele mai multe date însă se contrazic atât de mult încât e greu a le indentificà cu cele oficiale.

Institutul Geologic al României

«Societății maghiare pe acțiuni pentru minieritul aurului» (Magyar aranybánya részvénytársaság).

Prin epuizarea filoanelor deschise s'a redus și minieritul. Au mai incercat sub galeria inferioară în etajul «Paul» și «Gheorghe» a urmări filonul printr'un puț, dar natural, au fost siliți a renunță având de a luptă cu apa. In acest timp produceau anual în general 25 kgr. aur pur și 500 qu. șlic.

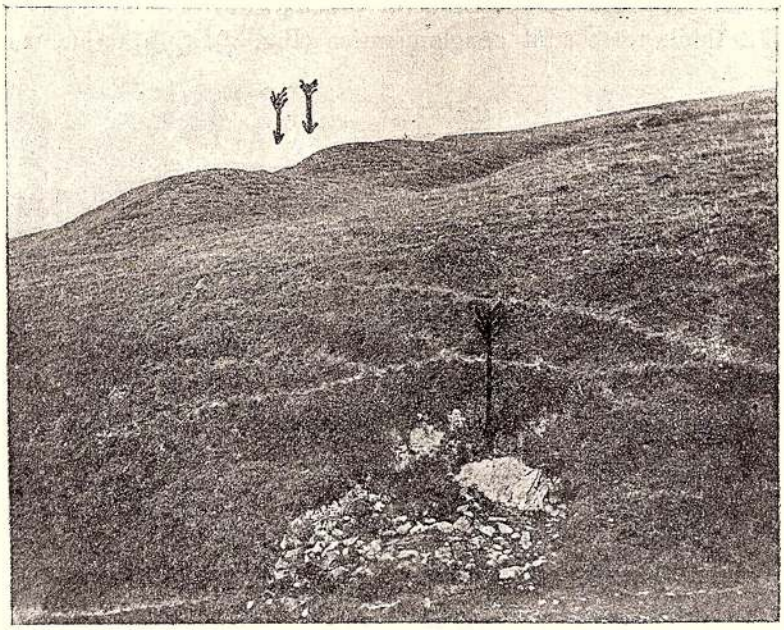


Fig. 1. Vârful muntelui Boteș cu săpăturile considerate ca lucrări din timpul Romanilor.

Așadar, mina cu speranțe mari a ajuns din nou terenul speculatorilor. După cât sunt informat, acum în urmă a cumpărat-o ARMAN FARKAS locuitor din Budapesta.

II. CONSIDERAȚIUNI ORO-HIDROGRAFICE ȘI GEOLOGICE

Muntele Boteș cu spinarea sa plană și înalt de 1263 m. (Fig. 1) este situat în județul Alba inferioară, la E de șoseaua comunală Abrud-Zlatna (la 40° 50′—52″ longitudine estică de Ferro și 46° 13′—14″ latitudine nordică) [1]), formând o parte din gigantica cumpănă a apelor dintre Arieș și Mureș. Cursurile de ape, cari izvoresc din coasta sa de S. le adună Ampoiul,

[1]) După datele hărții militare depe foaia «Zlatna», z. 21. C. XXVII.

Institutul Geologic al României

iar pe cele din coasta de N. valea Abrudului. Ampoiul se varsă în Mureș lângă Alba-Iulia, iar valea Abrudului în Arieș în dreptul Câmpenilor. Catenele de munți, cu crestele late sunt constituite mai ales din gresie cretacică. Conurile proeminente mici, sunt formațiuni vulcanice des întâlnite în această regiune. Iar stâncăriile pleșuve cari dau o înfățișare caracteristică acestei regiuni sunt formate din calcar. Conurile mai mici vulcanice (Citeri, Nanuște) sunt împădurite, ceeace se datorește probabil unui sol bun, format prin dezagregarea andesitelor. Stâncile proeminente depe spinarea rotunjită a Boteșului, toate sunt conglomeratice (Fig. 2). Sub aceste urmează



Fig. 2 Blocuri de conglomerate cretacice din vârful muntelui Boteș.

gresie și un complex de șisturi cari fac, ca toate apele în circulație să curgă spre N., din care cauză cele mai bogate izvoare sunt în valea Zenoaga. Adevărat că și deschiderea minelor absoarbe foarte multă apă dinspre N., trecându-o apoi spre coasta sudică. Apele, cari ies prin deschideri, depun în vale toate materiile minerale solvite, încât aceste trădează din depărtare intrarea minei.

Privind văile de Sud și Nord din punct de vedere al morfologiei externe, găsim o legătura între ele, a cărei importanță o explică filonul principal, ce cade chiar în această direcție și traversează dealul. Spinarea muntelui Boteș e plașuvă și pădurile, ale căror produse sunt la nord bradul, iar la sud fagul, se încep numai cam dela treimea de deasupra a coastei. La vârf singurul decor îl formează marea masă de *Calluna vulgaris*.

Institutul Geologic al României

In partea de V. a vârfului se văd nişte săpături superficiale cari abia ajung la 10 m. adâncime. Mulţi minieri le consideră drept lucrări ale romanilor. Probabil însă, că nu tare de mult minieri ţărani ai acestei regiuni, mânaţi de dorul aurului au scormonit după apariţiile de minereuri tradate prin pălăriile de fier (Eiserne Hut), dar le-au părăsit, neputând infruntà dificultăţile lucrărilor la adâncime mai mare.

La tabloul acestei regiuni aparţine şi spinarea lată caracteristică a Boteşului, conul de andesit al Vulcoiului cu vârful său preominent şi tăiat, cât şi Corabia cu Negrileasa legată de coasta estică a aceluia, toate dominând prin proeminenţa lor impozantă. Această triplă spinare de dealuri e totodată şi linie administrativă, deoarece casele depe coasta de N. aparţin comunei Bucium, pe când cele dela Sud comunei Valea-Dosului.

* * *

Raporturile geologice ale Boteşului şi a împrejurimei sale erau puţin cunoscute până în timpurile din urmă, când Dr. PAPP şi K. v. MÜCKE au publicat o lucrarea amănunţită asupra acestei regiuni.

Masivul Boteşului este alcătuit din bancuri de gresie cu înclinarea de circa 30° spre N. Baza o formează şisturile argiloase încreţite; partea de mijloc e din bancuri de gresie având grosime de 1—2 m. şi alternând cu şisturi gresoase mai subţiri, iar vârful este format din conglomerate. Gresia este fin grăunţoasă şi cenuşie, din cauza conţinutului bogat în moscovită. In părţile superioare, aproape de filoane, din cauza dizolvării cimentului e poroasă, sau devine o masă brună în urma pătrunderii limonitei. La orizonturile mai adânci de regulă e împregnată cu pirită. Spre Corabia, în jurul galeriei «Dacia Superioară», găsim gresii cu ciment silicios cari se disting prin marea lor duritate. Acestea trec în cuarţite şi ar fi rezultatul acţiunii de metamorfozare, datorită vulcanismului din apropierea Corabiei. Conglomeratele constituesc stâncăriile cele mai înalte şi conţin pietrişuri din rocele cele mai vechi dela N. de Arieşi, printre cari chiar bucăţi de calcar şi porfirit. Conglomeratele în urma dizolvării cimentului calcaros, se dezagregă repede în bucăţi din care cauză pe vârful muntelui Boteş, în mai multe puncte, s'au format grămezi de nisip şi pietriş. In deschiderile minei întâlnim deasemeni intercalaţii de conglomerate printre gresii, cari întotdeauna însoţesc filonul, iar materialul lor e identic cu cel din orizonturile externe. O grupă a şisturilor e formată din strate gresoase subţiri. Trei serii de şisturi gresoase, în grosimi variate, (30—15—10 m.) separă bancurile de gresie, din cari e alcătuit masivul muntelui. Acestea în apropierea filoanelor, sunt cunoscute de către minieri sub numirea de «scaune». Afară, la suprafaţă, se desfac uşor în strate subţiri din cauza conţinutului mare de muscovită.

Altă grupă a şisturilor, care reprezintă orizonturile mai adânci, e formată din şisturi argiloase, foiase, subţiri şi cari sub galeria inferioară sunt

Institutul Geologic al României

foarte încreţite: înaintând prin galerie, în apropierea gresiilor, se acomodează şi ele înclinării dominante.

In apropierea galeriei «Ioan» greziile şi şisturile sunt deranjate. Deschiderea minei începe în gresie dincolo de vâlceaua, ce curge în apropierea atelierului de fierărie, însă găsim dejà grupul de şisturi, ba chiar dăm peste două blocuri de conglomerate căzute dela vârf.

Şi gresia provenită din galeria «Ioan» o găsim chiar jos în vale, deci este evident, că pârăiaşul de lângă galeria «Ioan», indică o importantă linie

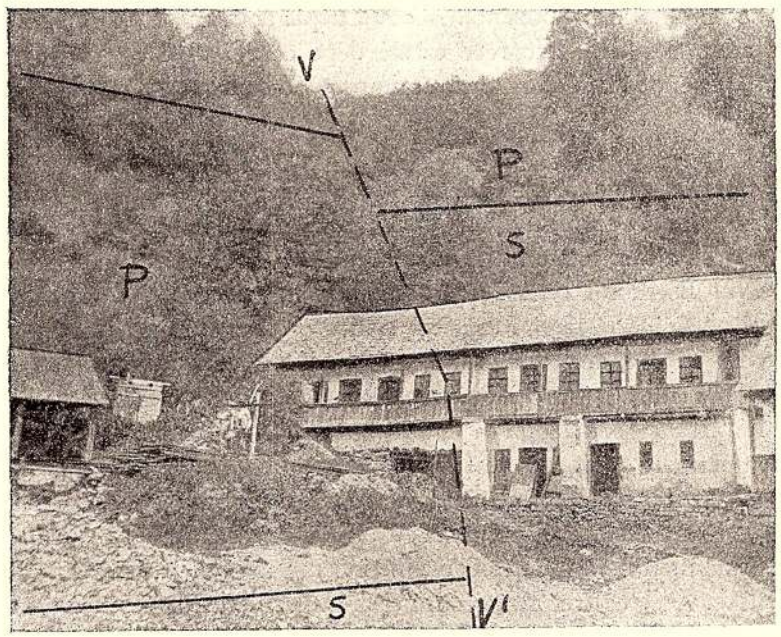


Fig. 3. Intrarea în galeria «Ioan» din muntele Boteş. VV' = falie, P = şisturi. S = şisturi argiloase încreţite.

tectonică, ce coincide în întregime cu filionul principal, care traversează muntele. (Fig. 3).

Urmărind cursul pârăiaşului sub galeria inferioară, dăm peste tot de dislocări puternice, ale căror cauză deasemenea o găsim în filonul de andesit, ce taie valea. Această linie cu andesit se poate urmări dela vârful Bradu (1118 m.) peste Citer (1137 m.) până la conul împădurit al Gruiului (1131 m.), chiar şi văile în mai multe puncte descoper foarte frumos aceste andezite introduse între şisturi. Andesitul, care în stare nealterată e negru de tot, asemănător basaltelor, reprezintă un tip cu totul deosebit de cel ce se găseşte în partea nordică, deoarece primul este un andesit cu hipersten pe când cel din urmă este amfibolic.

Institutul Geologic al României

Inaintând spre sud în cursul văii, datele precise asupra măsurărilor ne indică două sinclinale, separate prin o linie de fractură.

Boteșul și teritoriul dela sud, e caracterizat prin lipsa complecată de fosile, încât aici nu întâlnim date cari să ne determine vârsta formațiunilor. Ce e drept, între stratele de gresie ale Boteșului întâlnim hieroglife și urme de plante carbonizate, dar acestea pot servì mai mult la determinarea diferențelor de facies și la arătarea vechiului țărm.

Mergând spre nord în imediata vecinătate a Boteșului întâlnim date mai importante. Inaintând către stâncele de calcar numite «Plaiu», găsim deasemenea mari dislocări. Pe laturea unui mic anticlinal, se vede câte un peticel al conglomeratelor de Boteș. Iar la vârful 1131 m., în pădure apar stâncile de calcar, cărora până în prezent nu li-s'a dat nici o atenție. Peste un nou anticlinal ajungem la cele mai pronunțate dislocări din regiunea aceasta. Aici sunt frământate pe o mică suprafață șisturi, strate de marne conglomerate, brecii de porfirite, blocuri mai mici, sau mai mare de calcar, mase de profirite, încât o cartare precisă este absolut imposibilă, chiar și pe hărțile cele mai detailate. Totuș în acest loc s'au putut află câteva date, cu privire la determinarea vârstei formațiunilor din această regiune.

Din calcarelele compacte cenușii puțin bituminoase Dr. PAPP K. și K. v. MÜCKE au determinat formele următoare:

Ellipsactinia ellipsoidea. STEIMANN.
Latimaeandra Soemmeringi. GOLDFUSS.
Nerinea Wosinskiana. ZEUSCHNER.

PAPP K. comparând aceste fosile cu acele din stâncile dela Bucium, consideră calcarele ca aparținând la etajul Kimeridgian din Jurasicul superior.

Din colecția lui K. v. MÜCKE cunoaștem următoarele fosile (26).

Pedina Michelini, COTTEAU aff.
Terebratula Moravica, GLOCKER.
Terebratula Haidingeri, SUESS.
Lima sp.
Exogyra? sp.

K. v. MÜCKE consideră aceste stânci de vârsta Tithonicului superior, mai mult doar sub influența literaturii de până acum. Noi însă primim clasificarea lui PAPP K., care în urma cercetărilor din munții Metalici posedă mai bine datele comparative.

Pe Plaiu, afară de aceste stânci, mai găsim niște bancuri de calcar, cari la prima vedere se deosebesc de celelalte. Aceste bancuri în părțile inferioare sunt complect brecifiate, conținând ca inclusiuni străine chiar bucăți de cuarț și porfirite rostogolite. Mai sus ele lipsesc și trec mai mult într'un calcar conglomeratic cu aspect oolitic.

Institutul Geologic al României

Din aceste bancuri de calcar K. v. MÜCKE a determinat următoarea faună:

Miliolina sp.
Nodosaria monile.
Nodosaria communis d'ORB.
Clavulina tripleura, REUSS.
Textularia sp. (4 specii deosebite).
Rotalina sp.
Orbitolina sp. (des întâlnită).
Orbitolina (lenticularis ?).
Placocoenia sp. (2 specii).
Dimorphastraea sp.
Terebratul A. Bauhinii. Etallon.
Dromia Dacica nov. spec.

Pe baza acestei faune, putem pune bancurile de calcar în cretacicul inferior, sau mai exact după PAPP K., în etajul Urgo-apțian. O formă interesantă în această faună este *Dromia* pe care MÜCKE, probabil din greșeală, o consideră în cretacicul superior. Aceste date îndoelnice îndeamnă la un studiu mai amănunțit.

Fără a luà în considerare diferențele de facies, MÜCKE consideră o parte din regiunea aceasta la cretacicul superior și în special, partea dinspre S de Boteș, pe când PAPP K. pune toată regiunea în Cretacicul inferior, cu excepția conglomeratelor.

După rezultatele de până acum aflu mai potrivit a pune conglomeratele în cretacicul superior, iar bancurile de calcar cu întreaga lor faună precum și șisturile argiloase, în cretacicul inferior, și în sfârșit bancurile de gresie cu complexul de șisturi dintre acestea, în grosime de circa 150 m., le-am trece deocamdată la Cretacicul mijlociu.

Din rocele eruptive deasemenea găsim porțiuni și la N. de Boteș. Foarte corect a procedat PÁLFY M. când a separat umplutura craterului de andesit amfibolic dela Corabia, de acoperișul de lavă, deoarece săpăturile au justificat că andesitele filoniene, cari apar în unele locuri (lângă drumul dela Plaiu spre biserica dela Izbita și la mina dela Izbicioara cât și în valea Zenoaga) au ajuns accidental între stratele de gresie, numai cu ocazia alunecărilor repetate. (Fig. 4).

Acoperișul de lavă în urma denudațiunilor continue devine din ce în ce mai restrâns, și cu încetul regresează spre filonul Corabia, încât numai pe alocurea se poate constată încă din petecile rămase că aveà cândva dimensiuni foarte mari, deci presupunerea că lava aceasta s'a putut extinde și peste Boteș, e foarte probabilă, ceeace s'a și putut verificà cu ajutorul datelor aflate. (v. partea miniero-geologică).

Raporturi tectonice. In jurul Botețului putem vedeà o desvoltare atât de variată a gresiilor dominante dela bază cum rar mai putem găsì. Această regiune deși e numai o mică parte a Munților Metalici din Transilvania, totuș posedă toate caracterele acestora.

Dislocațiile antemergătoare vulcanismului terțiar și seria erupțiunilor din imediata apropiere, au creiat cele mai frumoase forme structurale.

Institutul Geologic al României

Foarte potrivit la caracterizează PAPP K. prin câteva cuvinte (24 246 p.): «cine vreà să vadă cutări adevărate, să vină aici și nu va regretà». Intre feluritele cutări, unde găsim sinclinale (Valea Petrii și Ruzii) cu anticlinale mai mici și mai mari (între Plaiu și Boteș), se ridică brusc masivul Boteș alcătuit din șisturi și gresii cretacice. Stratele, ce cad cu 30° spre N prezintă o oareșicare regularitate. Peste șisturile argiloase urmează bancuri de gresie în grosime de 150 m. apoi șisturi de 30 m. și în fine din nou 60 m. gresie în bancuri. De aici în sus e o serie de șisturi de 15 m. grosime, apoi 34 m. bancuri de gresie, 15 m. șisturi, dela cari în sus până la vârf se găsește o

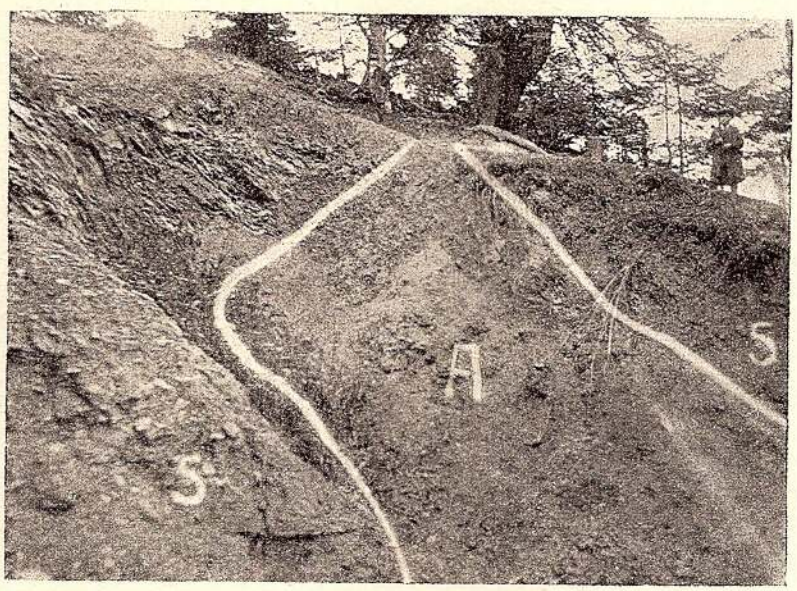


Fig. 4. Lava andesitică din muntele Boteș alunecată ulterior între șisturi. A = andesit, S = șisturi argiloase. Bucium-Izbita.

gresie, care trece spre conglomerate. Această succesiune o găsim începând dela albia pârâului, ce trece pe lângă galeria «Ioan» până la erupțiunea andesitică dela Piatra Corbului, în a cărei imediată apropiere aflăm încă șisturile încrețite. Dislocarea aceasta uniformă a Botești sub forma de mase se poate urmări până la puternicle dislocații premergătoare vulcanismului terțiar și al căror rol important pentru aceasta regiune l-a arătat dejà Dr. PĂLFY M. Masa Botești cu o ușoară alunecare se ridică deasupra Brădoaei (1259), astfel că la S paralel cu direcția E-W a stratelor se naște o puternică fractură, care la începutul vulcanismului se umple cu andesit și ca un frumos filon eruptiv (ce se reliefează din împrejurime sub forma conică, cu trei vârfuri) el traversează văile pâraelor Petrii și Ruzii (Fig. 5).

Institutul Geologic al României

Separarea Boteșului de Brădoaia (în urma observațiunilor dela suprafață) pare a fi datorită unei falii.

Schimbarea bruscă a stratelor, prin urmare și semnele exterioare ale acestei falii, se pot observà dealungul pârâului mic din apropierea galeriei «Ioan». Această falie e pusă în evidență și de galeria minei, deoarece filonul principal din zona gresiei este peste tot brecios din cauza sfărâmăturilor de gresie căzute în crăpătură. Inspre mijlocul muntelui, stratele arată mai mult o laminare. Stratele din stânga și dreapta filonului nu se mai deosebesc

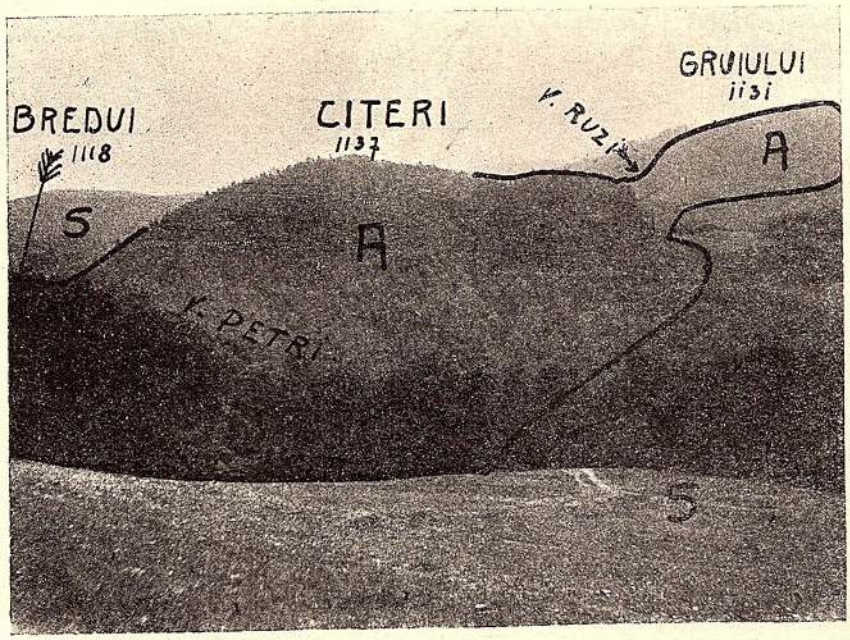


Fig. 5. Filonul de andesit cu cele 3 vârfuri eruptive la sud de Boteș, văzut de pe Nanu. A = andesit, S = grezie.

prea mult unele de altele, încât mișcările se mai pot constatà numai din puținele deosebiri, ce se ivesc la căderile stratelor; deci această falie cu încetul trece în flexură. Acestor dislocări radiale li-se poate atribuì și nașterea filonului principal, ce traversează întregul munte.

Direcția filonului principal dela Boteș coincide cu direcțiile principale ale regiunii (seria eruptivă) adică traversează muntele în direcția N-S, cu o cădere în general de 70°. Așadar presupunerea d-lui Dr. PÁLFY (ce a binevoit a mi-o comunicà printr'o scrisoare) este justă, deoarece nașterea importantului filon principal dela Boteș în felul mai sus amintit, s'a dovedit și cu ocazia ridicărilor geologice parțiale. (Fig. 6).

In fractura formată din cauza ridicării treptate a Boteșului, intrând pietrișurile conglomeratelor dela suprafață și înaintând în jos s'au îngrămădit

Institutul Geologic al României

în porțiunile mai strâmte ale crăpăturii și cimentându-se cu nămolul și calcarul apelor de infiltrație, au format blocuri de conglomerate. Astfel ne putem explică prezența unor asemenea intercalații din galeriile minei numai dealungul filoanelor. După cum vedem, cu ridicarea Boteșului, s'a format la sud un filon eruptiv. Această mișcare s'a simțit și spre N, deoarece în jurul Plaiului, ajungând până la stratele de calcar acoperite, masa Boteșului s'a separat de masivul Brădoaia încât stâncile dintre ele au fost împinse la suprafață. Atât împrejurimile Plaiului, în interiorul zonei cutate, cât și rocele stâncăriilor inferioare au ajuns la suprafață ca o îngră-

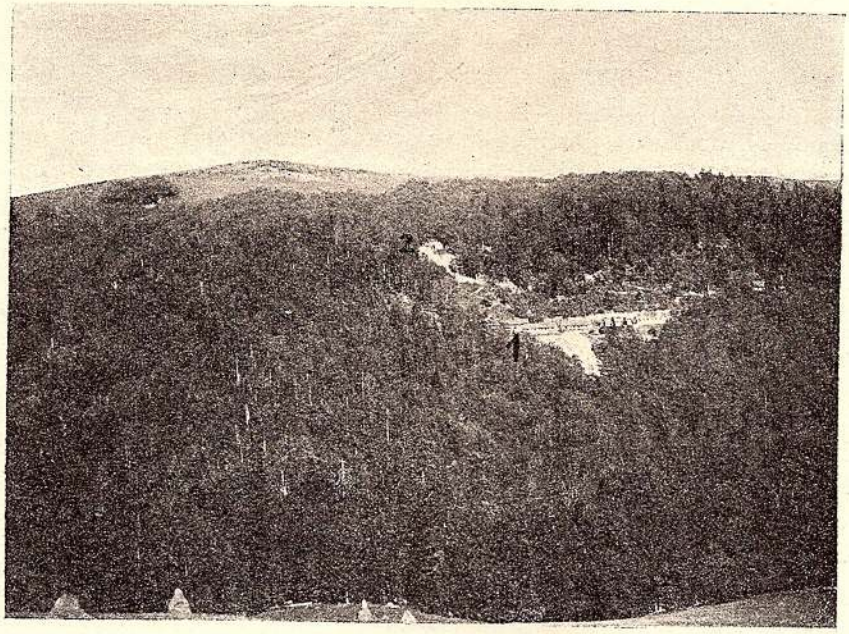


Fig. 6. Muntele Boteș văzut dinspre sud. 1 = mina cu galeria Ioan, 2 = galeria Simeon-Iuda.

mădire haotică. Acestor mișcări le-a urmat vulcanismul terțiar. Erupțiunea puternică a Vulcoiului și a Corabiei vecine, au adus la suprafață mase mari andesitice, cari prin lava lor au acoperit o mare parte a masivului fundamental de gresie. Insă pătura aceasta subțire de lavă e spălată prin denudație în special de pe înălțimile mai mari (și de pe Boteș) rămânând numai pe alocurea câteva petece. In mina Izbicioara găsim andesitul sub formă de filon intrus între șisturi. Profilul tradează, că o mică parte din acoperișul andesitic a ajuns aci prin alunecare. Acelaș lucru se observă și pe drumul ce duce pe plaiu, la S de biserica comunei Bucium-Izbita. (Fig. 4). Adevărata cauză a formării o tradează însă așezarea haotică a șisturilor,

Institutul Geologic al României

deoarece colinele din față toate s'au format prin alunecare și se formează chiar și azi. Tot acestor alunecări se poate atribui și originea filoană a andesitelor, cari au păstrat astfel relictele marelui acoperiș al lavei de odinioară.

III. DESCRIEREA ZĂCĂMINTELOR AURIFERE

1. **Despre filoane în general.** Filonul principal, ce cade cu circa 70° E deviind puțin spre N traversează întregul munte Boteș în direcția N-S, ramificându-se către suprafață în trei filoane, cari sunt cunoscute sub numirile de: «Ana», «Iacob» și «Slavaziana».

Filoanele «Ana-Jacob» se unesc la nivelul deschiderii galeriei «Simeon-Iuda» de unde apoi spre adâncime înaintează ca filon principal. «Slavaziana» intră în filonul principal la nivelul galeriei «Ioan», dar numai în partea de N, deoarece spre S se îndepărtează încetul cu încetul în unghiu de 30°—40°. In acest punct de întâlnire al filoanelor s'a născut o zonă de zdrobire, care apoi a dat naștere la două filoane secundare. Aceste două vine sunt așà numitele filonul secundar sudic și sud-estic. Această zonă de zdrobire se poate explică prin contactul grupului de șisturi de 30 m. cu bancurile de gresie, care zonă după datele asupra înclinării stratelor, ar fi și un centru de dislocație. Prin acest loc trece falia, — ce se poate evidenția în părțile sudice — în flexură. Filonul principal a suferit și dislocări mai mici, cari împreună îi dau o înfățișare de trepte, dar cu toate aceste nu-i schimbă caracterul zăcământului, deoarece erau efectuate totdeuana paralel, încât deplasările niciodată nu treceau peste 1—2—3 m. Astfel de mișcări putem observà lângă galeria descendentă, la un metru sub nivelul galeriei «Iuda», la 4 m. sub al II-lea «Etaj-mijlociu», între primul «Etaj-mijlociu» și galeria «Ioan», cât și între «Etajul-mijlociu» nou și galeria inferioară, pe urmă la nivelul cel mai adânc cunoscut în etajul «Gheorghe»; aceste locuri erau importante pentru aparițiile bogate în aur nativ.

După experiențele minierilor «Scaunele» au mare influență asupra conținutului filonian. Sub denumirea de «scaune», ei înțeleg intercalațiile subțiri de șisturi argiloase cu căderea spre S, care apoi despart bancurile de gresie în prizme-diaclaze. Tot numirea de «scaune» o portă însă și faliile sus amintite, cari din punct de vedere minier au aceeaș importanță asupra bogăției minereurilor, ca și «scaunele» adevărate [1]).

Grosimea filoanelor nu este aceeaș. In general se poate spune, că în bancurile de gresie filoanele sunt mai subțiri și cu pereții netezi, încât depunerile filoniene au o structură simetrică foarte frumoasă, pe când filonul din șisturi se lărgește, având marginele fracturate iar în interior o structură brecioasă.

[1]) Scaunele având un rol atât de important, ele au influențat și technica exploatărilor miniere.

Institutul Geologic al României

Sinuozitățile orizonturilor superioare sunt pline cu caolină, pe când golurile inferioare se păstrează de cele mai multe ori, având pereții acoperiți cu o crustă de cristale de cuarț. Când cristalele sunt orientate cu vârfurile înspre centrul golului, minierii știu că acolo nu se va găsi aur liber. Plăcile de cuarț, cari se desprind ușor de pe pereții filonului sunt numite «pocnitoare» deoarece lovite puțin cu ciocanul pocnesc și cad cu ușurință. Acest control e necesar tuturor galeriilor noui, pentrucă aceste cruste, ce cad pe neașteptate pot cauzà multe nenorociri.

Privind galeriile în secțiune transversală observăm o structură simetrică dominantă.

Pereții filonului sunt căptușiți cu o poșghiță de cuarț în a cărei masă fundamentală, la orizonturile mai adânci, sunt incluziuni de pirită, calcopirită, galenită, sfalerită și rareori aur.

Când filonul e destul de spațios cristalele de cuarț sunt crescute înspre interior, peste cari la rândul lor se depun ca formațiuni secundare: a u r, h e s s i t, t e t r a e d r i t, c a l c i t ă, p i r i t ă c r i s t a l i z a t ă, c a l c o p i r i t ă.

Este caracteristic la formarea filoanelor, că pereții galeriilor mai mari de regulă sunt căptușiți numai cu cristale de cuarț, foarte rar cu cristale de gips sau calcită. In punctele unde golurile se strâmtează, găsim asociația cea mai variată de minerale. In porțiunile îngustate (0.5—1 cm.) și în filoanele secundare se găsește cuarț compact cu strate subțiri de minereuri.

Structura simetrică amintită mai sus, o putem găsì în porțiunile filoanelor, ce traversează bancurile de gresie. In grupul șisturilor de 30 m. deci în zona de flexură, filoanele cu pereții fracturați sunt pline de material măcinat, încât capătă o structura brecioasă, din cauza bucăților colțuroase provenite din șisturile argiloase și gresoase. După COTTA și NEUMANN filoanele acestea trebuiesc considerate ca filoane compuse față de cele anterioare, simple.

Cimentul filoanelor de brecie îl formează tot cuarțul în care sunt împrăștiate minereuri.

Aici trebuie să menționez cuiburile conglomerate, cari în aparență strâmtează filonul deviindu-l din poziția lui naturală. Conglomeratul acesta în orizonturile inferioare (etajul «Gheorghe») este format din cuarț cu bobițe de mărimea lintei și a alunei, dar aproape de suprafață se găsesc deja de mărimea nucilor și chiar a pumnului. Diametrul cuibului variază între 1—2 m. Cimentul este calcarul, dar pe laturi acesta e înlocuit aproape în întregime de pirită, prin urmare și duritatea i-se mărește simțitor. Pe lângă materialul constituitiv de cuarț dominant, se mai găsesc bucăți de șisturi argiloase, marne gălbui, porfirite verzi și fluturași de mică. La prima vedere rolul cuiburilor de conglomerate pare a fi foarte nedeslușit în raport cu filonul. Legătura o vom puteà înțelege însă imediat, gândindu-ne puțin asupra condițiunilor genetice, dovedite în toate galeriile. Filonul născut

Institutul Geologic al României

în parte prin faliare, lărgindu-se în unele locuri, formează goluri sub cari imediat se strâmtează. In locurile acestea petrișurile transportate de sus, aglomerându-se, s'au cimentat prin calcar, pe urmă, după depunerea mineralelor, această cimentare de pe margini e făcută de pirită.

Astfel explicând geneza, putem înțelege și formarea filoanelor în aceste locuri, la aparență fiind despărțite, deoarece e evident că ambii pereți ai golurilor de odinioară au servit ca loc de depunere pentru materiile solvite, cari goluri umplându-se cu încetul azi apar deja în formă de filoane.

2. **Minerale filoniene.** O tratare mai amănunțită a mineralelor pare neobișnuită. Exceptând câteva lucrări recente din literatura minierogeologică a țării (PAPP K. (24) și ROZSLOZSNIK P. [1]) toate lucrările se bazează mai mult pe considerațiuni de vulcanologie și de tectonică. Ori, atât exploatările, cât și cercetările asupra genezei filoanelor metalifere, sunt posibile numai după un studiu amănunțit al acestor materiale. In această direcție a adus lămuriri KRUSCH, care a pus în lumină fenomenele în mare parte neexplicabile până acum, nu însă prin sporirea ipotezelor, ci dovedind experimental cu procedeuri chimico-mineralogice. Cercetările lui KRUSCH au fost întărite în urmă de LIESEGANG [2]), prin introducerea chimiei coloizilor în studiul geologiei.

A u r. In primul rând trebuie, să vorbesc despre aur, care formează adevăratul scop al minieritului și a cărui origine din Boteș, o trădează la prima vedere prezența cristalelor de cuarț provenite din gresie ca rocămumă [3]).

Principalele forme întâlnite sunt laméle de un galben intens, mai rar fibriforme, ramificate reticular, iar cristalele sunt adevărate rarități. Lamelele de aur sunt de mărimi variate (1—3 cm.) și netede, dar găsim exemplare și cu structură cristalină. Pe marginile acestora se depun asociații de octaedri în mărimea 1—2 mm. astfel aranjați și legați între ei, încât par a formă un șir de mărgele. După demonstrările lui HESSENBERG, o astfel de desvoltare este în legătură cu geneza cristalelor gemeni. Partea mijlocie netedă e decorată de colțurile abia ieșite ale octaedrului, unele fiind tăiate prin fețe de hexaedri. Am găsit și lame cu gropițe dese, făcând impresia negativelor colțurilor de octaedri invecinați. Cele mai multe zăcăminte de aur le avem din galeria «Ioan», din partea superioară a zonei de cimentare.

In orizonturile mai adânci, aurul are mai mult un rol de cimentare al materialului din filoane.

Raporturile paragenetice ale aurului sunt foarte variate. Se poate zice, că nu există nici o succesiune din seria minereurilor de aur, care să nu fie

---

[1]) Aranyida bányageologiai viszonyai. M. K. Földt. Int. Evk. XIX. (Raporturile miniero-geologice ale Uroiului).

[2]) Geologische Diffusionen, Dresden-Leipzig, 1913.

[3]) La adunarea materialului am fost ajutat de Josif Florea pentru care îi aduc și aici mulțumirile mele.

Institutul Geologic al României

reprezentată aici (afară doar de tetraedrit). Mai des se întâlneşte aurul pe cristale de cuarţ în tovărăşia mineralelor următoare [1]):

1. Impreună cu cristalele de calco-pirită şi sfalerită. Pe calco-pirită sunt crescute lamèle de aur. («Simion-Iuda», filon.)

2. Aur filiform, la capetele căruia deasemenea se depun cristale gemeni în cruce, peste prizme piramidate de cuarţ (2—3 mm.).

3. Pe lângă sfalerite şi calco-pirite se găsesc fire de aur cu o nuanţă violacee, la capete cu cristale de sfalerită. (Orizontul mijlociu II).

4. Lame de aur cu o bogată ornamentaţie de şisturi, în cantele cărora sunt concrescute pe jumătate cristale de spat de Islanda lungi de 3 mm. (Orizontul mijlociu I).

5. Aur lamelar în tovărăşia cristalelor de gips, crescute în masa fundamentală a cuarţului împreună cu pirite, calco-pirite, sfalerite. (Galeria «Ioan»).

6. Cristale de aur între calco-pirite şi sfalerite negre. (Galeria inferioară).

7. O interesantă apariţie a aurului ne-o arată bucata din filonul aflat în etajul «Paul». In cazul acesta aurul umple filonul gros dela 3—4 mm., care apoi se continuă în ramurile laterale din gresie.

P i r i t a. Piritele în minele dela Boteş, faţă de celelalte minerale nu se găsesc în cantităţi aşà de mari, ca în minele din Munţii Metalici, unde în general au un rol dominant. Cauza acestui fapt după cum vom vedeà, trebuie să o căutam în originea specială a filoanelor dela Boteş. Deşi cantitativ, n'au importanţă, totuş cât priveşte geneza filoanelor metalice, ele fac parte din grupa mineralelor principale. Pirita ca formaţiune primară e cuprinsă în masa fundamentală cuarţoasă, împreună cu celelalte sulfuri. In schimb piritele secundare, la nivelele inferioare se întâlnesc sub formă de cristale filoniene [2]). Acelaş lucru îl putem spune şi despre calco-pirite, sfalerite şi galenite.

Din cauza procesului de oxidaţie sulfura de fier din orizonturile superioare, trece în soluţiune; transportată apoi de apele minei în orizonturile inferioare cristalizează nu numai în cristale de pirită, ci formează frumoase încrustaţii de marcasită (la nivelul galeriei inferioare), iar jos de tot se prezintă numai ca o subţire poşghiţă. Caracteristica marcasitelor dela Boteş este că la aer se alterează cu greu.

Apele din mine conţinând în totdeauna produsele de dezagregare ale piritei, le depun ca limonită stalactitică fragilă în unele locuri potrivite

[1]) Aceste toate erau proprietatea lui Josif Florea locuitor în Abrud, iar acum — după cât sunt informat ulterior — majoritatea exemplarelor a trecut în posesiunea Institutului de Geologie-Mineralogie al Universităţii din Cluj. Despre asociaţia cu hessite voiu vorbì la capitolul hessitelor.

[2]) Vezi BÁNYAI I.: Bánya ácsolataink veszedelme. Bányászati és kohászati Lapok, 1914.

Institutul Geologic al României

cum sunt pereții galeriilor și miceliile ciupercii *Agaricus melleus* de pe lemnărie.

Calco-pirita. Acțiunea cea mai puternică și mai variată a fenomenelor de oxidare o găsim la calco-pirite. Calco-pirita alterată depune, ca prime produse în orizonturile superioare, un amestec de cuprită și limonită sub formă de încrustațiuni. Părțile interne ale cupritei se alterează mai mult și în goluri formează cristale de azurită și malachită.

Sulfatul de cupru din soluțiuni se coboară la nivelele mai inferioare și la un moment dat, ex. picurând pe șinele galeriei «Ioan», se separă partea metalică în mici geode. Calco-piritele secundare cristalizate, se găsesc la nivelul galeriei inferioare sub forme foarte avariate și cu o bogăție de fețe, de multe ori cu o irizație de nuanța spectrului solar.

Cristalele provenite de aici au format baza cercetărilor clasice de cristalografie ale lui MAURITZ B. (20). Aceste cristale cu diametru de 3—8 mm. s'au desvoltat, împrăștiate și diforme, mai adeseori în cristale gemeni. Ca forme sunt prea puțin variate.

Forme mai caracteristice sunt: p = x (111), r = x ($1\bar{1}1$), d = (110), e = (101), f = (201), (605).

Forma dominantă a figurilor simple cu desvoltare piramidală este (201) sau (605).

Sfalerita. In raport cu celelalte minereuri primare se găsește în cantități subordonate. In orizonturile inferioare apare mai mult în cristale negre, diforme, pe când aproape de suprafață se găsește într'o măsură mai mică.

Galenita. Un mineral, care se găsește în toate orizonturile având aproape acelaș rol, ca și sfalerita, în geneza filoanelor metalifere [1]).

ZIMÁNYI K., (18) studiind galenitele însoțite de tetraedrite, află, pe lângă combinațiile (111), (100) și o față îngustă (110) cât și un icositetraedru.

Galenita primară cuprinsă în cuarțul orizonturilor superioare, alternând cu el, trece în cerusită și piromorfită. Locul rămas după galenită e ocupat de regulă de piromorfită, iar soluția de cerusită difuzând în materialul filonian limonitic, se separă în grupuri de cristale sub forma unor mici mănunchiuri.

Procedeul de transformare în cerusită e explicabil prin nașterea soluțiunilor de sulfat feros ($Fe_2 (SO_4) 3$).

$$PbS + Fe_2 (SO_4) 3 = SO_4Pb + 2 SO_4 Fe + S$$

Sulfatul de Pb face schimb cu calcarul gresiilor:

$$SO_4Pb + CO 3 Ca = CO 3 Pb + SO_4 Ca.$$

[1]) Acest mineral, în opoziție cu sfalerita, se găsește reprezentat mai mult în zonele superioare.

Institutul Geologic al României

In felul acesta, ca produs final se formează cerusita (CO 3 Pb) iar în adâncime se depune gipsul.

Deoarece galenele primare ca amestec accesoriu mai conțin și argint, acesta cu ocazia descompunerilor nu rămâne în stare de argint liber, ci cristalizează în forme de tetraedrite sau hessite în orizonturile mai adânci.

M a n g a n i t u l. In orizonturile superioare formează slabe incrustațiuni pe cristale de cuarț, sau combinându-se cu ferul piritelor din soluțiuni, depune cuiburi de minereuri fero-manganice, în special pe marginele depunerilor filoniene din galeria «Zenoaga».

Conținutul de mangan, în orizonturile inferioare se mai poate constată numai prin coloarea rozacee a calcitelor, cari dejà se pot considerà drept rhodocrosite.

C u a r ț u l, este cunoscut în cruste de 1—3 cm. groase, ce acoperă pereții filoanelor, sau crescute sub formă de cristale de cuarț peste primele. Cuarțul astfel format se consideră ca fiind primar, pe când cristalele mici de 1—2 mm. cari se găsesc pe toate mineralele, afară de gips, sunt formațiuni secundare destul de des întâlnite.

Se observă o interesantă regularitate în desvoltarea dimensiunilor cristalelor de cuarț. Aproape de suprafață ele lipsesc, la nivelul galeriei «Coșomandra» sunt numai cristale mici de 2—3 mm., iar la etajul «prim mijlociu» se găsesc și de 10 cm ca marime maximă. Mai în jos sunt în general de 2—3 cm.

B a r i t i n a. Koch A. (11) amintește, că baritina albă cu structură lamelară se găsește numai rareori între stratele duble de cuarț ale filoanelor din gresia carpatică. Azi numai formele lamelare de pseudomorfosă mai trădează locul baritinei, pe care a înlocuit-o calcita. Asemenea bucăți frumoase am întâlnit în etajul «Gheorghe».

T e t r a e d r i t. Acest mineral s'a găsit încă înaintea hessitelor cu ocazia deschiderii orizonturilor inferioare ale minelor dela Boteș.

Ackner (3) și Cotta (5) îl amintesc pentru primadată sub numirea de F r e i b e r g i t, după localitatea unde s'a găsit și care localitate tocmai din acest motiv a devenit încurând renumită, dar mai târziu se lămurește, că nu poate fi vorbă de altceva, decât de tetraedrite antimonice. Primele, date de analize, ni-le dă Seiben, (7) ale căror exactitate o confirmă și analiza lui Loczka (19).

Neînsemnatele deosebiri sunt datorite progresului metoadelor de analiză și foarte probabil faptului, că probele analizate sunt luate din diferite orizonturi (Seiben din orizontul «Șimeon-Iuda», iar Loczka din cel infer.). Iată ce ne spun datele de analiză:

Părțile constitutive	după Seiben 1865	după Loczka 1901.
S	24.07	25.16
As	1.60	0.38

Institutul Geologic al României

Părțile constitutive	după SEIBEN 1865	după LOCZKA 1901.
Sb	25.49	26.61
Ag	0.843	1.51
Pb	1.284	0.33
Cu	38.605	37.22
Fe	1.455	0.80
Zn	5.056	6.59
Mn	—.—	0.69

Din acestea reiese, că tetraedritele dela Boteș nu corespund formulelor deduse dejà de ROSE H. și PRIOR G. T. ci se apropie mai mult, în ce privește compoziția lor chimică, de acele dela Andreasberg (19).

Cristalele cenușii-metalice, adeseori variat colorate, se deosebesc nu numai prin desvoltarea lor frumoasă, ci și prin mărimea lor. Cele mai frumoase s'au găsit la nivelul galeriei «Ioan» și în «galeria inferioară».

Alte cristale frumoase, ale căror raporturi cristalografice le publică ZIMÁNYI K., se găsesc în galeria inferioară. El dă lungimea cantelor de tetraedrite de 2 mm.—4 cm.

După observațiile făcute la fața locului s'a aflat o regularitate caracteristică pentru mărimea lor și anume, ele se măresc dela galeria «Simeon-Iuda» către «galeria inferioară», unde ating mărimea maximă și apoi din nou se micșorează incontinuu. Am văzut multe asemenea tetraedrite, dar nici unul nu aveà cantele mai lungi de 2 cm. Acelaș lucru îl amintește și KOCH A. (11).

Tetraedritele se găsesc pe cristale de cuarț și fac parte dintre mineralele rari, caracteristice zonei de cimentare. Se găsesc însoțite de toate mineralele, afară de aur, cel puțin un asemenea exemplar n'am văzut, nici nu am auzit vorbindu-se despre el.

H e s s i t. Minele dela Boteș au devenit însemnate și prin hessite, nu numai prin frumoasele lame galbene de aur.

Minierii le considerau drept galenite, iar adevăratul descoperitor a fost KRENNER S., care în exemplarul cumpărat pe la anul 1870 dela un vânzător de minerale vienez GENTZSCH, a descoperit mineralul rar de teluriu. Dintre hessitele aflate am examinat mai multe exemplare, dar puține dintre ele erau cristalizate în așà fel ca să poată fi măsurate. Ca înfățișare externă seamănă cu plumbul topit și vărsat în apă. Predomină suprafețele de cristale rotunzite și indivizii diformi, alungiți ca niște stâlpi. Foarte interesant e exemplarul spadiform de 13 cm. lung și 4 mm. lat[1]) găsit în

[1]) Aceste împreună cu celelalte minerale originale din Boteș, sunt în muzeul școalei medie din Abrud.

Institutul Geologic al României

galeria «Paul». Totuș prin studiul exemplarelor de hessite din Boteș s'au putut determină definitiv locul lor în sistematică.

Szabó I. le amintește încă în sistemul rombic, în cartea sa de mineralogie dela 1875. După Krenner cristalele bogate în fețe ar corespunde, următoarelor combinații ale cristalelor din sistematică: (100), (110), (122), (210), (310), (211). Mai târziu Becke (11, p. 284) găsește, că forma cristalină a acestui mineral e din sistemul triclinic, dar stă aproape de sistemul cubic, prin urmare ar fi o formă de trecere a sistemului triclinic, cu o simetrie în aparență regulată.

Rosicky V. (21), mai nou măsurând un cristal de 3 mm, a găsit formele următoare din sistemul cubic (regulat): h (100), d (110), e (210), f (310), c (111), z (322), s (552), m (311), p. (221), r (441). Formele (552) și (441) sunt forme de tot noui pentru hessite.

Analiza chimică a hessitelor după Loczka (14) este următoare:

	% aflat	% calculat
Te	37·77	33·73
Ag	61.52	63.27
Au	1.01	—
Fe	urme	—

Din cauza conținutului de aur stau foarte aproape de *petzite*, adică de argintul teluric, cu conținut de aur. Conținutul lor de aur e așà de mic; încât îl putem considerà, ca un element accesoriu. E posibil, că atât aurul, cât și fierul au ajuns pe suprafața hessitelor, ca împurități. (Am văzut multe exemplare de acest fel).

Acest mineral rar n'a fost găsit în orizonturile superioare, ci provine numai din cele de sub galeria «Simion-Iuda», ca minereu caracteristic pentru zona de cimentație.

Raporturile genetice, ale hessitelor, sunt foarte variate și din feluritele asociații găsite putem deduce fenomene de cimentare cari și azi sunt în curs. Formele cele mai frequente le întâlnim pe cristale de cuarț și anume:

1. Solitare.
2. In asociație cu sfaleritele, pegmatite și calcopirite.
3. In asociație cu aurul.
4. Pe aur ramificat și invers.
5. Pe tetraedrite sub forma picăturilor de plumb topit.
6. Acoperind cristalele de cuarț ca o scufie de plumb topit, iar acesta la rândul lui este acoperit de cuarț secundar.

Rezultă că hessitele se găsesc pe toate mineralele nefăcând abstracție nici de cristalele de cuarț de 1—2 mm. cari acoper des suprafața hessitelor.

Institutul Geologic al României

Calcita e foarte frequentă ca depunere filoniană, având clivaj romboedric, grupându-se radiar în scalenoedri diformi, în mici romboedri pe cristale de cuarț, iar ca lame pseudomorfe în locul baritinelor deplasate, se mai găsește și în locul gipsului cum am observat la exemplarele din etajul «Gheorghe».

Dolomita. Grupările acestui mineral în formă de drupă (mură) sunt foarte des întâlnite, în special în orizonturile inferioare.

Feldspat. Dintre mineralele filoniene ale gresiei dela Boteș, feldspatul are cel mai important rol. Filonul «Jacob», care aproape de suprafață se lărgește la mai mulți dm (4—6), e plin de caolină compactă, care în părțile mai superioare e albastră -verzuie, din cauza soluțiunilor de cupru și fier. In părțile inferioare și pe margini găsim caolina infiltrată cu minereuri fero-manganice, iar în crăpături sunt încrustații negre (Glaskopf).

Din zona de cimentare, KRENNER amintește feldspatul sub numele de adular, probabil din eroare, în legătură cu hessitele. Dacă rezervăm numirea de adular pentru feldspații potasici transparenți, atunci aparițiile dela Boteș sunt pegmatolite. Formele cu lungimea cantei de 0.5—1 cm. dela fețele dominante T (101) x ($\bar{1}$01) a cristalului desvoltat, fac impresia mai mult a unui romboedru de calcită.

Gipsul. Se găsește de regulă, pe cristale de cuarț, sub forme frumoase de cristale subțiri aciculare, fiind cel mai nou component al asociațiilor minerale. Formele de 3—4 cm. lungi cu creșterea radială, sunt în general maclate în vârf de lance.

3. **Studiul Microscopic al filoanelor.** Pentru cunoașterea mai precisă a raporturilor genetice, a fost necesar și studiul microscopic al unor părți din filoane. Cercetările mele s'au îndreptat mai mult asupra minereurilor primare, așezate în masa fundamentală cuarțoasă, deoarece mineralele de cimentare fiind dispuse pe cristale de cuarț, s'au putut studià și macroscopic destul de bine. (Vezi descrierea mineralelor filoniene).

In secțiunile făcute din materialul filonian, pirita și calcopirita nu se poate bine deosebì. Pentru determinarea amănunțită a raporturilor paragenetice trebuiau separate complect la microscop, într'un mod oarecare, și aceste două minerale.

In acest scop am tratat secțiunile după sistemul lui LEMBERG I. [1]). După fierberea secțiunei, într'un amestec de acid sulfuric diluat și câteva picături de nitrat de argint (NO_3Ag), calcopirita capătă o culoare foarte frumoasă, violetă (cu toate nuanțele acesteia), pe când pirita rămâne neschimbată. In acest fel aceste două minerale se pot deosebi complect unele de altele, prin contururile culorilor, ce se deosebesc atât de pregnant.

[1]) Zeitschrift der Deutsch. Geol. Ges. XLVI, (1894).

Institutul Geologic al României

In cursul cercetărilor mele am ținut, ca în serie să fie reprezentate toate orizonturile filonului.

La «Zenoaga» calcopirita, pirita, sfalerita, sunt cuprinse în masa fundamentală cuarțoasă, pe ai cărei pereți externi se atașează cuprita și limonita, pe când pe marginele interne, locul galenitei complect alterată, îl umple piromofita verde [1]).

In primul rând s'a separat pirita, calcoprita și în fine sfalerita. Tetraedritul depe alte cristale mari, bine desvoltate, este o formațiune secundară, ca rezultat al fenomenelor de cimentare.

Mineral de cimentare e și hessita, ce acopere cristalele de cuarț ca o scufie, ca apoi din nou să fie acoperită de cuarț, încât acesta îl putem considerà și ca formațiunea recentă, deoarece în multe cazuri îl găsim pe minerale caracteristice. Depunerile din fisurile înguste (filoane secundare), ce merg paralel cu filonul principal, totdeauna sunt formate din cuarț, în care de regulă se găsesc numai cristale de pirită. Sunt cazuri, când atât filonul secundar, cât și fisurile înguste, ce dau în roca mumă, sunt deasemeni umplute cu aur; astfel de exemplare întâlnim multe și frumoase în exploatările de sub «galeria inferioară».

4. **Raporturile genetice ale filoanelor.** Nașterea fisurilor se datorește în mare parte dislocațiilor precursorii vulcanismului terțiar (v. partea tectonică). Direcția N-S a filonului principal dela Boteș coincide în întregime cu zona eruptivă al cărui efect s'a simțit și în tectonica acestei regiuni.

Masa Botești ridicată dinspre S s'a separat de vârful Brădoaia printr'o falie, ce trece în flexură cu direcția N (aproape în mijlocul muntelui). Aceste presupuneri sunt justificate atât prin morfologia externă, cât și prin galeriile minei (filon brecios și cuiburi de conglomerate etc.). Făcând o comparație între materialul de umlputură, cât și între desvoltarea morfologică a filoanelor și calitatea conținutului, găsim că acela nu poate provenì decât din acoperișul de lavă. Acest acoperiș de lavă s'a născut numai din erupțiunea Vulcoiului (Corabia) însă cu încetul a fost îndepărtat prin denundație.

Existența acoperișului de lavă au dovedit-o chiar și ridicările geologice amănunțite ale regiunii. Dejà PALFY M. (22. 445) a separat acoperișul de lavă de umplutura craterului. Petece din acesta găsim pe partea de N a Botișului în locurile mai scutite, iar spre mina «Arama» îl găsim ca înveliș continuu. De altfel probabilitatea acestei păreri o arată și asemănarea între mineralele filoaniene, de origine comună, din andesitele amfibolice. (V. PAPP K., 24, 251).

[1]) In proprietatea lui K. ÜRMÖSSY, fost advocat în Abrud, se găsește un eșantion de aur nativ provenit de aici, la care pe lamele de aur sunt cristale de pyromorfită verde.

Institutul Geologic al României

Mineralele dela Boteș sunt la fel cu cele din filoanele dela Vulcoi (Corabia). Dealtfel fără aceasta presumpție nu s'ar puteà explicà nici originea caolinei, ce umple galeriile filonului superior.

O astfel de explicare a genezei filoanelor ar demonstrà aplicarea teoriie descendente a lui WERNER. In schimb geneza finală, respectiv și cea în curs a filoanelor, o putem clarificà numai prin explicarea dată de KRUSCH. Așadar la Boteș nu poate fi vorbă de o acțiune postvulcanică, în sensul strict al cuvântului și nici despre agenți mineralizatori născuți pe calea aceasta — chiar nici dacă am presupune existența formațiunilor de lacolite — deoarece un efect caracteristic postvulcanic, adică metamorfozarea rocelor învecinate, aici lipsește. Cu toate astea, pe lângă filoane în mai multe puncte se găsesc umpluturi argiloase și de minereuri, cari se deosebesc de roca-mumă, iar după observările actuale și cercetările microscopice, acestea n'ar fi altceva decât depunerile apelor măloase de infiltrație. In nămol sunt împrăștiate și cristale de pirită. In schimb, se găsesc împregnații și în gresia tipică. Din mineralizarea aceasta a rocei-mume, putem deduce, că apele minelor au disolvat cimentul calcaros din gresie, iar porozitățile născute astfel, s'au umplut cu pirită. Prin urmare găsim exemple și pentru secrețiunile laterale.

In geneza mineralelor filoniene, trebuie să deosebim cel puțin două faze principale.

a) Depunerea cuarțului și a minereurilor aflătoare în el, sub forma de incluziuni.

b) Separațiunile pe cale secundară după orizonturi.

Chestiunea, că de unde și-a luat învelișul andesitic conținutul mineral, o lămurește în deajuns explicările lui PAPP K. (24, 291). El a dovedit într'un mod destul de evident, părerea susținută de COTTA, că filoanele cu minereuri apar de regulă în astfel de regiuni, unde șisturile cristaline sunt străbătute de roce eruptive [1]). Erupțiunea andesitică a Vulcoiului însă ar cădeà în zona filoniană care coincide cu cea a șisturilor cristaline (Baia de Arieș-Săcărâmb) descrise de PAPP K.

a) Să vedem acum, în ce chip s'a depus cuarțul filonian și incluziunile lui din conținutul mineral al stratului de lavă.

Pereții filonului sunt închiși întâiu cu cuarț coloidal [2]), în care apoi prin difuziune au ajuns piritele, calcopirita și galenita, toate primare. Aceste combinațiuni, chimicește impure, natural mai conțin și alte părți constitutive, în mod accesoriu. Un astfel de element a fost și aurul, care separându-se din andesite, se găsește pe de o parte între minereurile primare, pe de

[1]) A jelen Geologiája. Budapest 1873, p. 186.

[2]) Astfel de acid silicic recent în stare coloidală a găsit SPEZZIA în gneisurile sondajelor dela tunelul Simplon. Atti. Acad. Torino, 1899, pag. 705.

Institutul Geologic al României

alta parte s'a separat prin difuziune în cuarțul coloidal. Solvantul a fost sulfatul feric [1]), din care prin reducere și în acelaș timp și prin difuziunea în cuarț s'a format aurul primar. Aceste experiențe chimice, se datoresc lui HATSCHEK E. și SIMON A. Experiențele lor sunt următoarele: lasă să dializeze metasilicat de sodiu cu acid clorhidric (ClH), peste care se toarnă clorură de aur 1% corespunzător la 1/10 din metasilicatul de sodiu și apoi după difuziunea acesteia, ca reductor, se va pune sulfatul de fier. In locul sulfatului de fier se poate întrebuința sulfit de sodiu, acid oxalic, bioxid de sulf, oxid de carbon, etc. [2]). Prin această experiență mi-a reușit și mie să prepar analogul unui filon străbătut de aur, ba chiar prin împrăștierea graunțelor de cuarț am putut imità și filonul brecios. In filoanele astfel obținute am putut observà chiar și succesiunea diferitelor minerale pe verticală, așà de ex. galenita se găsește în cantități mai mari în orizonturile superioare (galeria «Zenoaga»), pe când sfalerita se găsește mai mult în adâncime, (galeria inferioară) chiar și aurul, ca incluziuni în cuarț se găsește mai des în etajele mai adânci, (galeria «Ioan») prin urmare diferențierea aceasta după orizonturi se face dejà dela începutul genezei. (Deosebire primară de orizonturi).

b) Din starea aceasta primordială, s'au format mai târziu pe cale secundară filoanele de azi, dar am mai amintit și mai sus, nu din cauza efectelor postvulcanice, ci datorită descompunerilor prin oxidare. Natural, că oxidarea a început mai repede și în mai mare măsură, în părțile apropiate de suprafață și a produs o serie întreagă de minerale noui.

Astfel din galenită a devenit cerusita (v. mineralele filoniene) și piromorfita, iar din pirită limonita, ca produse locale. Soluțiunea de sulfat de cupru, provenită din calcopirită, se descompune făcându-se un schimb între ea și calcarul dizolvat din rocele învecinate.

$$2\ SO_4Cu + 2CO_3Ca = Cu_2O + 2SO_4Ca + 2CO_2.$$

Cupritul cu limonita — ce s'a format tot atunci — ne dă o substanță roșietică, ce închide pereții filonului, iar pe de altă parte prin absorbirea de CO_2 și apă trece în malachit și azurit.

Sulfatul de calciu, adică gipsul rămâne în soluțiune și împreună cu celelalte soluțiuni se scurge în profunzime, unde ca produs de cimentare se depune în cristale frumoase pe cristale de cuarț.

Prin decompunerea minereurilor primare se dizolvă și aurul, care aici are rolul de element accesoriu și trece astfel pe de o parte în orizonturile mai inferioare, unde prin reducere (însuș sulfatul feros, sulfurile sau chiar

---

[1]) Sulfatul ferric nu e absolut necesar la solvirea aurului după cum a arătat ZSIGMONDY R. deoarece 100 cm^3 apă pot dizolvà 5 mgr. aur. Ann. de chimie 1898.

[2]) Koll. Zeitschr. 1912, pag. 265.

Institutul Geologic al României

materii organice [1]) pot servì de reductoare) se depune sub forme mimetice, rar cristaline, sau crescute pe cristale de cuarț.

Argintul galenitelor trecând în soluțiuni, coboară în adâncime și ia parte la formarea hessitelor și a tetraedritelor.

Minereurile primare nu numai că se descompun, ci se disolvă și emigrează neschimbate în adâncime, unde pe cristale de cuarț alcătuesc, sub formă cristalină, asociații variate de minerale (cristale de calcopirită studiate de MAURITZ).

Mineralele nou-crescute prin acest proces de descompunere, după așezarea lor schimbă complect aspectul — în aparență destul de uniform — al conținutului filonian. Aproape de suprafață unele părți din filoane sunt caracteristice prin cuprită, limonită, azurită, malachită, cerusită, piromorfit, manganit, cari toate sunt produsele descompunerilor prin oxidare (zona de oxidare). Aceasta zonă se întinde în jos până la galeria «Simeon-Iuda», dar urmele de descompunerea apar dejà în galeria «Ioan».

Măi jos de acest nivel urmează concentrarea soluțiunilor minerale, transportate în adâncime de apele minei, respectiv acì se întâmplă separarea soluțiunilor (zona de cimentare).

De rolul mare al apelor de mina în geneza filoanelor, ne putem convinge din prețioasele observări, ale lui FRANZEL A.[2]) făcute în galeriile lui ROTSCHÖMBERGER din Freiburg. Apele de mine, ce se scurg în cantitate de 500 l. pe minut, au transportat combinații de fier pe litru corespunzând la 9.5 mg oxid de fier. Socotind pe an numai oxidul de fier, găsim că apele au scos din mină 146 mii kg, afară de alte minerale.

5. **Aparițiile de aur.** Cu privire la aparițiile de aur, minierii au observat o anumită regularitate, astfel că există o metodă practică pentru căutarea și cunoașterea apropierii aurului. Bogate apariții de aur sunt:

1. La încrucișarea filoanelor;
2. la intrarea scaunelor în filoane;
3. la îngustările filoanelor și
4. în apropierea hessitelor.

LIESEGANG K.[3]) în urma experiențelor de difuziune făcute pe baza chimiei coloidale (după HACSEK E. și SIMON A.) a adus lumina în geneza aurului, atât a celui din cuarț, cât și a celui accesoriu din minereuri, pe când KRUSCH a arătat separațiunile zonare, ale filoanelor cu minereuri. In acest fel aurul nativ format pe cale secundară, cât și separația din soluțiune a mineralelor crescute deasupra, și-au găsit o explicare acceptabilă.

[1]) In muzeul mineralogic din München am văzut aur nativ pe lemnării din mină original din ZILLERTAL.

[2]) Jahrb. f. d. Berg- ut Hutw. im Königreich Sachsen. 1885.

[3]) Geologische Diffusionen. Dresden-Leipzig, 1913.

Institutul Geologic al României

Aur liber în cea mai mare cantitate s'a găsit în apropierea galeriilor «Iuda» și «Ioan»; chiar și astăzi fisurile din galeria «Ioan» te duc sigur la aur nativ. Considerând răspândirea minereurilor filoniene pe verticală găsim, că aceste sunt aproximativ la marginea zonei de cimentare și oxidare a galeriilor. Aurul dela suprafață coborându-se aici prin soluțiuni s'a separat mai mult din cauza concentrației soluțiunilor și a prezenței materiilor reductoare, iar spre adâncime rămânând din ce în ce mai puțin aur în soluțiuni. In felul acesta se justifică observările minierilor, că aurul spre adâncime scade.

6. **Valoarea economică a filoanelor.** Minieritul s'a îndreptat în special spre exploatarea aurului liber, deoarece minereurile pentru șteampuri — chiar din cauza raporturilor genetice speciale ale filoanelor din Boteș — n'au avut o importanță atât de mare, cum de fapt aveau la oricare dintre minele vecine, unde pentru exploatarea minereurilor filoniene au recoltat chiar și roca-mumă din vecinătatea acestora. In rocele laterale, rar se găsesc împregnații, deci puteau conta numai la materialul filoanelor. Producția în masă a minereurilor pentru șteampuri se află natural numai cu ocazia deschiderii scaunelor, ce traversează filoanele, deoarece aceste exploatate chiar până la 1—2 m. dela filon, procurau material destul de bun pentru șteampuri. Deși cu exploatarea filoanelor, s'au coborît destul de adânc, totuș mai sunt părți nerecoltate; chiar și filoanele secundare nefiind încă complect epuizate (arendașii și hoții de mine până în ziua de azi mai lucrează în orizonturile pe unde se poate străbate).

Filoanele verticale (70°—80°) reduc simțitor spesele de exploatare. Inaintând în adâncime peste câteva orizonturi, găsim că aici după separarea filoanelor, materialul exploatat se și zdrobià pe loc.

Datele statistice asupra producției, cari ar evidenția mai bine raporturile economice, nu le comunic. Cei ce cunosc împrejurările regiunii își pot ușor închipuì cauza.

Lucrări sistematice mai noui nu s'au făcut decât într'o perioadă foarte scurtă din viața minei. Mai mult timp mina a fost în mâinele arendașilor, sau ale societăților mici, cari lucrau mai mult nesistematic, încât datele, ce ne stau la dispoziție, ne-ar da o idee falsă asupra raporturilor de exploatare.

DESCHIDERILE MINEI

a) Galeriile de pe versantul nordic

1. «Zenoaga». Sub această numire sunt cunoscute trei galerii, aproape de creastă, deasupra zonei de pădure, cari sunt dintre cele mai vechi galerii dela Boteș. Minierii le deosebesc sub numirile de: «inferioară» «mijlocie», și «superioară». Din timpurile mai vechi, e cunoscută numai

Institutul Geologic al României

«Zenoaga inferioară» și «superioară», deoarece la început numai aceste au fost accesibile și apoi numai într'un târziu, după afirmațiile unui minier bătrân din Bucium, — că s'ar găsi aur — se deschide deasupra «Zenoagei superioare» o altă galerie părăsită înainte de 1848, încât astfel «galeria superioară» veche a devenit acum mijlocie.

Galeriile acestea, după 1848, abia au mai fost exploatate, deoarece ele sleindu-se în curând, trebuiau să se deschidă noui orizonturi mai adânci. La 1908 s'au încercat lungirea «Zenoagei inferioară» cu 50 m. dar fără rezultat.

Cea mai accesibilă e «Zenoaga mijlocie» de azi, săpată numai în gresie, și care abia la capăt înaintează cam 10 m. în șisturi.

«Zenoaga inferioară» se începe în șisturile de 10 m. și traversând gresia ajunge în șisturile de 15 m. pe cari le taie în întregime și se continuă din nou în gresie.

Toate trei Zenoagele sunt îndreptate după filoanele «Ana» și «Jacob» cari se află la distanță de 10 m. unul de altul. Conținutul de minereuri al filoanelor e puternic alterat, încât numai scheletul din cuarț îl mai poate uni întrucâtva. Golurile sunt umplute de minerale caracteristice de oxidare. Porțiunile mai lărgite (Drüsen) ale filoanelor, sunt umplute de caolină, care din cauza apelor cu sulfat de cupru, e colorată în verde-vinețiu, iar pe margini sunt separațiuni de minereuri fero-manganice.

2. Galeria «Craiul sfânt» (Szentkirály). Această galerie a exploatat-o «Societatea minieră din Ungaria sup. (Felsőmagyarországi bányatársulat) printr'o deschidere transversală, având de scop, să descopere la E filoanele paralele cu cel principal, dar lucrările, ce înaintau în gresie curată, n'au întâlnit decât două vine neînsemnate.

b) Galeriile de pe versantul sudic

1. «Coșomandra». Sub acest nume sunt cunoscute două galerii foarte apropiate de vârful dealului. «Coșomandra inferioară» începe în șisturile groase de 15 m.; dela deschidere cam la 20 m. intră în gresie și întretaie mai întâiu filonul «Ana», apoi cam la 10 m. filonul «Jacob», dela care la 30 m. descopere filonul «Slavasiana». Azi fiind dărâmate, ambele galerii sunt părăsite. Conținutul acestor filoane îl putem afla cercetând materialul vechilor «halde». Bucățile scoase din aceste filoane sunt căptușite cu cristale mici de cuarț și colorate în negru din cauza separațiunilor fero-manganice, iar pe alocurea au și manganit sub formă de mici globurele. După spusele lui Florea I. exploatările s'au îndreptat mai mult înspre filonul «Ana» unde s'au găsit bogate apariții de aur.

2. Galeria «mijlocie» se găsește sub galeria anterioară. Incepe în gresie dar după 200 m. intră în șisturile de 15 m. groase. Filoanele în bună parte sunt exploatate. Aceasta însă e dărămată.

Institutul Geologic al României

3. «Simeon-Iuda» înainte de anul 1850 a fost galeria inferioară a minei «Ana-Jacob», numită după filoanele cu acelaș nume. Prin deschiderea orizonturilor inferioare și-a pierdut orice importanță. La măsurările mai noui gura acestei galerii s'a luat drept punct de Est al rețelei. Galeria la început merge prin șisturile de 30 m. și înaintea galeriei secundare de S cu vre-o 25 m. intră în gresia de 45 m. grosime, iar pe urmă dă peste șisturile de 15 m. Filonul «Jacob» al orizonturilor superioare aici e atât de desvoltat încât i-se dă numele de filon principal, iar filonul «Ana» micșorându-se la proporțiile unei vine secundare, se apropie la 3 m. de filonul principal, ba la câțiva metri sub nivelul galeriei, chiar se întâlnește cu acesta.

Hessitul, care în orizonturile superioare e cu totul necunoscut, îl găsim pentru primadată aici, la începutul șisturilor de 15 m., în așà numitul filon (fir) de W. Acesta propriu zis nu e altceva decât continuarea filonului «Ana».

La 22 m. spre E de filonul principal e deschis un altul, secundar, «Slavaziana» a cărui continuare minierii crezându-o drept alt filon au și numit-o «vâna secundară sudestică». In punctul unde «Slavaziana» trece în șisturile de 15 m. s'au găsit admirabile încrustațiuni de marcasite pe cristale de cuarț.

Foarte bogate apariții de aur s'au găsit în galeriile secundare din partea sudică a filonului «Ana», unde se întâlnește un scaun nordic cu altul sudic. Alte apariții bogate s'au găsit la începutul tăieturilor (gal. sec.) transversale, făcute înspre filonul «Slavaziana». Filonul principal în bună parte e exploatat, dar în filoanele «Ana» și «Slavaziana» mai sunt locuri potrivite pentru noui deschideri.

4. Galeria «Ioan». Deschiderile cunoscute de mai înainte sub numirele de: mina «Jacob» și «Ana», în bună parte fiind sleite, cam pe la mijlocul dealului s'au deschis în anul 1870 galeria «Ioan» din orizonturile inferioare. Deoarece se pregăteau exploatări miniere și mai mari — deodată cu acestea — în punctul cel mai potrivit din jurul galeriei «Ioan» au construit o colonie pentru muncitori (pe timpul Soc. din Ungaria sup.). Casele ce odinioara erau în stare bună, azi pe jumătate sunt ruinate, nelocuite și părăsite.

Galeria e începută în gresie curată, cu toate că abia la 20—30 m. peste pârâul ce vine dinspre W, dejà se găsesc ataşate la gresiile puternice și șisturi. Schimbarea aceasta bruscă a stratelor indică falia ce e în legătură genetică cu filonul.

Inaintând spre interiorul galeriei, găsim bancurile de gresie cu o cădere de 20° spre N, desvoltate destul de uniform pe o distanță de 200 m. De acì înainte, putem găsì scaunele argiloase intercalate discordant între gresii și cari desfac bancurile acestora în prisme puternice. La cota 315 m. ajungem la filonul principal, ce inclină cu 75° spre E, fiind caracterizat aici prin o

Institutul Geologic al României

structură brecioasă. De aici înainte galeria se continuă peste tot în direcția filonului principal. Inainte de traversarea filonului «Slavaziana», cam la 20 m. peste gresia în bancuri, urmează șisturile de 30 m.

Partea aceasta e cea mai complicată din toată mina. Limita dintre șisturi și gresie nu urmărește direcția stratelor, deoarece șisturile încalecă peste gresie.

Filoanele sunt brecioase și gresia în lungul lor se vede dislocată deși își păstrează căderea dominantă nordică. Această parte e locul, cred eu, unde falia, ce se observă bine în partea sudică, trece în flexură, din care cauză, această regiune străbătută de filoane, eu o numesc «zona flexurată».

Mai înspre interior aceste dislocații par a se întrerupe, dar făcând comparație între raporturile căderii straturilor, micile diferențe ne arată modul de naștere al filonului. In partea de W (1^h 30′) și în cea de E (2^h 40′) găsim șisturi cu o așezare deosebită, iar gresia atât la gura galeriei (N 30^0) cât și în filonul principal (2^h 20′) arată căderi deosebite.

La E și W de filonul principal s'au făcut mai multe săpături de încercare, pentru a găsi eventualele filoane paralele, dar fără prea mult folos, deoarece de ex. săpăturile vestice pe o lungime de 300 m. au mers numai în șisturi sterile.

Săpăturile în gresia dela «Craiul sfânt» (Szentkirály) la o distanță de 100 m. au atins două filoane subțiri cu direcția 19^h și înclinarea 80^0, cari probabil mai în jos vor întâlni filonul principal și deci ar fi de dorit să se caute această întâlnire.

Din galeria săpată în linie dreaptă, încă înainte de a fi ajuns filonul principal, au început o nouă galerie laterală în direcția vestică, care înaintează după filonul așà numit «Bogár», numai în gresie curată. Conținutul mineral al acestuia e foarte sărac, cu toate că a dat și aur în deajuns.

Se spune, că minele aceste și-au atins apogeul cam pe timpul deschiderii galeriei «Ioan».

5. Galeria inferioară», este galeria principală pentru transport care e în legătură prin funicular cu șteampurile «Berta» din valea Ampoiului.

Cu orizonturile superioare comunică prin puțuri cu scări și scocuri, iar materialul din galeriile secundare mijlocii «Gheorghe» și «Paul» se transportă prin puțuri cu ascensoare. (Toate aceste instalațiuni au fost distruse de ape).

Galeria laterală, la început înaintează prin grupul cel mai inferior al șisturilor, dar la 460 m. dă peste gresie, pe urmă întâlnește filonul principal, înaintând de a lungul lui, ca pe urmă să treacă în șisturile de 30 m. Galeriile secundare — laterale descoper vinele și filoanele secundare cunoscute dejà din orizonturile superioare.

Institutul Geologic al României

Materialul de umplutură al filoanelor și aici este cuarțul, ca și în orizonturile mai superioare, dar cevà mai întunecat, astfel că cea mai mare parte se poate considerà ca cuarț fumuriu. Pereții geodelor des întâlnite, sunt căptușiți cu cristale de cuarț, în schimb în porțiunile îngustate până la 1—2 cm. cristalele sunt concrescute pe pereții filonului, față în față, încât umplu golurile, având aspectul fibros, ca și gipsurile.

Minerale de cimentare obișnuite pe cristalele de cuarț sunt: Tetraedritele, calcopiritele, sfaleritele, piritele și calcita în scalenoedri scurți, sau în romboedri foarte mici (lungimea cantei 2 mm.), precum și dolomita în grupe de forma drupelor.

c) «Etajele mijlocii»

In orizonturile de sub «Simeon-Iuda» filoanele fiind mai îndepărtate dela suprafață, au necesitat intercalarea etajelor-mijlocii, ale căror material exploatat e aruncat prin scocuri în galeria de sub ele, sau în galeria inferioară. Aceste etaje-mijlocii sunt următoarele:

1. Al «doilea etaj mijlociu» e dealungul filonului principal cu 30 m. sub «Simeon-Iuda», dând cu capătul nordic în șisturile de 15 m. iar cu cel sudic intră în șisturile de 30 m. La distanță de 20 m. înaintea șisturilor de 15 m. intră și filonul «Slavaziana» în filonul principal, care s'a născut din întâlnirea filoanelor «Ana» și «Jacob», dar neurmând în totul adevărata direcție, ci numai cu capătul de N, căci în direcția S deviază și se depărtează de filonul principal. Coborând la 3—4 m. în puț, găsim filonul principal deplasat, de o falie că căderea 20° E, paralel cu poziția lui originală, strivindu-l totodată. Acest loc a devenit important din cauza aparițiilor bogate de aur.

2. Primul «etaj-mijlociu» e situat la 25 m. sub cel anterior, tot pe filonul principal, astfel că taie șisturile de 30 m. chiar pe la mijloc. Materialul filonian e cât se poate de variat. Aici s'a găsit și cel mai lung cristal de cuarț diformat (8—10 cm.). Se întâlnesc des și lame de aur liber și noduli cu o structură fin spongioasă. Calcopirita, sfalerita, cu dolomita, sau rodocrozita roz-palidă, se găsesc totdeauna.

Scoborând în puț, la jumătatea căii, găsim filonul principal din nou deplasat la câțiva metrii prin o mică falie.

3. Etajul «Mijlociu-nou»: servește la exploatarea porțiunilor filoniene dintre galeria «Ioan» și cea «inferioară». Etajul e săpat în gresie și numai cu capătul de N trece în șisturile de 30 m. Peretele filonului cu grosimea generală de 12 cm. e acoperit cu cuarț, după care mai înspre interior se găsește calcopirită și sfalerită. Acest material după spusele minierilor dau minereuri foarte bune pentru șteampuri. In cavitățile căptușite cu cristale de cuarț se întâlnește adeseori calcita în grupuri foarte interesante de culoare roză (după minieri «floarea minei)».

Institutul Geologic al României

Din etajul nou-mijlociu, coborînd în puț, observăm aproape de galeria inferioară filonul deplasat cu 4 m. dela planul unei falii, ce inclină cu 65° spre E, în care timp planul acesta se îndreaptă spre S cu 50° înclinare, când apoi filonul devine steril.

4. Etajele mijlocii «Paul» și «Gheorghe». Pentru exploatarea filonului principal și în partea de sub galeria inferioară, s'au creiat două orizonturi la distanțe de câte 30 m. în gresie curată.

In etajul mijlociu «Paul» se găsesc adeseori cuiburi de conglomerate, cari pe de o parte par a traversà filonul, iar în alte părți a-l închide. In urma acestor însușiri minierii le numesc incluziuni; dintre toate deschiderile scaunele aici își au rolul cel mai important, deoarece cele mai bogate apariții de aur sunt legate de aceste. Etajul-mijlociu «Paul» e un adevărat focar al zonelor de cimentare, unde într'adevăr apar toate mineralele caracteristice. Orizontul cel mai adânc al minelor dela Boteș, este cel din etajul-mijlociu «Gheorghe», ba chiar și din acesta mai coboară un puț, dar din cauza reducerii exploatărilor miniere, n'au mai putut luptà contra apei — cu toate că au găsit chiar și aur liber — fiind siliți în cele din urmă să întrerupă lucrările. Conținutul filonian e acelaș ca și în etajul «Paul».

Deschiderile societăților mai mici. In acest capitol va trebuì să înșirăm toate acelea mine cari sunt întreprinderile societăților mai mici, lucru obișnuit în regiunea aceasta și cari nu sunt situate pe filonul principal, ci în partea de E și W a muntelui Boteș, cu scopul de a exploatà și ramificațiile îndepărtate ale filoanelor ce merg paralel cu filonul principal. Aceste lucrări foarte primitive, azi complect părăsite, ne dau icoana fidelă a spiritului de întreprindere și a dorului de încercare cu care e înzestrat poporul român din această regiune.

Cele mai importante sunt: «Dacia inferioară» și «superioară», deschideri săpate în gresie pe partea de E a Botești, cari spre interior au intrat și în grupul șisturilor. Fisurile subțiri sunt neînsemnate și n'au satisfăcut câtuș de puțin speranțele legate de ele. Aici sunt dese mici cristale de cuarț, decorate cu calcopirită, sfalerită și pirită. Aurul este foarte rar. Un singur exemplar am văzut în proprietatea supraveghetorului I. Florea.

La Inspectoratul minier din Abrud sunt înregistrate 12 mine în partea de E și W al versantului sudic dela Boteș. Aceste mine recunoscute în mod oficios sunt următoarele: 1. «Niculae cel Nou-Boteș» (înainte Carol); 2. «Sf. Gheorghe din dealul Botești»; 3. «Baia Dungului Andrássy»; 4. «Sf. Ana Botes»; 5. «Todor»; 6. «Paraschiva»; 7. «Roma»; 8. «Bucium-Zapodea»; 9. «Vulpea-Paraschiva»; 10. «Calvaria»; 11. «Sf. Ana și Josif»; 12. «Baia Crucii».

Minierii cunosc însă la față locului numai 5 mine, cari merită mențiune dar și aceaste au alte numiri.

Institutul Geologic al României

In valea Poenii cea mai cunoscută e mina «Carol» (poate «Paraschiva» care e săpată până la 50 m. în șisturi, iar după aceea trece în gresie. Aici în filoanele subțiri, cu cristale de cuarț, adeseori se mai găsește și calpcoirită, marcasită, pirită, sfalerită și calcită (Zona de cimentare). In părțile mai lărgite, filonul are o structura brecioasă, ce pare a dovedì existența unei mici falii paralele cu filonul principal.

Minele învecinate «California», «Victoria», «Apodia», «Baia», «Bughi», și din coasta contrară mina «Zăpodea», toate sunt mine mai mici, formate depe o zi pe alta și părăsite tot așà de curând.

REZUMAT

Din cele spuse reiese, că atât filonul principal dela Boteș, cât și fisurile cari îl însoțesc, din punct de vedere al conținutului nobil-metalic, nu sunt încă complect epuizate, ba chiar și părțile exploatate ar puteà fi încă cercetate. Galeria cea mai nouă, pornită la 100 m. sub galeria inferioară, ar deschide o bună parte din filonul principal, pe o distanță de 40 m. având posibilitatea astfel, să scape și orizonturile superioare de apa inundată. Așadar, numai cu un capital mai mare, s'ar puteà începe lucrările, deoarece încercările mai mici ar aveà desigur aceeaș soartă tristă caș încercările anterioare.

Din părțile exploatate se poate construì o imagine destul de fidelă, despre raporturile miniero-geologice ale întregului munte Boteș, care singură ar puteà servì de calauză la lucrările viitoare. Botesul dovedește eloquent, că lucrarea geologului nu e anunțul de deces al minei, după cum susținea minierul ARGALD PHILIP. Ba chiar din contra, trebuie să vedem o nouă fază în viața acestei mine, când ne gândim numai la aurul primar din orizonturile inferioare și la cel ce se formează chiar și azi prin procesele de cimentare, fără să mai ținem seamă de părțile neexploatate ale galeriilor existente.

După datele comunicate în această lucrare cred că problema Botesului crezută neclară până acum se poate considerà ca și rezolvită, atât din punct de vedere technic cât și al genezei filoanelor. O lumină mai clară, asupra geologiei întregului ținut s'ar puteà aduce, numai ținând seamă de cunoștințele referitoare la zona de gresie din toți munții Metalici.

Institutul Geologic al României

LITERATURA

1. BECKER W. G. E., Journal einer bergmännischen Reise durch Ungarn und Siebenbürgen. Freiberg. 1816.
2. FRENDL FR., Description des mines Zalatna. Journal de Geol. publ. p. A. Boné c. II. p. 1851.
3. ACKNER M. I., Mineralogie Siebenbürgens, mit geognostischen Andeutungen. Hermannstadt. 1855.
4. BEITZ E. A., Handbuch der Landeskunde Siebenbürgens. Hermannstadt. 1857.
5. COTTA B.-FELLENBERG E., Die Erzlagerstätten Ungars und Siebenbürgens. Freiberg. 1862.
6. HAUER-STACHE. Geologie Siebenbürgens. Wien. 1863.
7. SEIBSN O., Egy új lelhelyű faköérc. A m. kir. Term. Tud. Társ. Közlönye vol. IV. Budapest.
8. HERBICH F. Geologiai tapasztalatok a mészszirtek területén az Erdélyi Érchegység keleti szélén. Földt. Közlöny. Budapest. 1877.
9. KRENNER I. S., Tellurezüst Erdélyből. Term. Tud. Közlöny. p. 386. Budapest. 1879.
10. TOTH MIKE, Magyarország ásványai. Budapest. 1884—1885. 1882.
11. KOCH A., Erdély ásványainak kritikai átnézete. Orv. Term. Tud. Értesitő (Kolozsvár) Cluj. 1884—1885.
12. PALFY S., Erdély aranybányászata. Cu ocazia congr. min. topit. şi geologic din Budapesta. 1885.

12 b. WEISZ T., Az erdélyrészi bányászat. Magy. Földt. Int. Évk. IX. 1892.

13. WEISZ T., Az erdélyrészi bányászat rövid ismertetése. M. kir. Földt. Int. Évkönyve IX 67. Budapest. 1891.
14. LOCZKA I., Ásványelemzések. Math. és Term. Tud. Közlöny No. 6. Budapest.
15. HEREPEY K., Alsó-Fehér-vármegye monográfiája. Nagyenyed (Aiud). 1892.
16. SEMPER E., Beiträge zur Kenntnis der Goldlagerstätten des siebenb. Erzgebirges. Abh. d. k. Preuss. geol. Landesanst. Neue Folge. Heft. 33. Berlin. 1900.
17. GESELL S., A kornai völgyben és a Botes, Corabia, Vulcoi hegyek körül Alsó-Fehér megyében fekvö aranybányászat bányageologiai viszonyai. A. M. kir. Földt. Int. évi jelentése 1899-ről Budapest. 1901.
18. ZIMÁNYI K., Tetraedrit a Botes hegyről. Magyar chémiai Folyóirat VII, p. 2. Budapest.
19. LOCZKA I., A Botes hegyről való Tetraedrit kémiai elemzése. (tot acolo p. 7).
20. MAURITZ B., Botesi chalkopyrit kristálytani viszonyai. Természetrajzi füzetek. p. 449. Budapest. 1902.
21. BOSICKY V., Hessit von Botes in Siebenbürgen. Bulletin intern. de l'Académie des Sciences de Bochem. 13. 1908.
22. Dr. PÁLFY M., Az erdélyrészi érchegység bányáinak földtani viszonyai és érctelérei. A m. kir. Földt. Int. Evk. XVIII, 4, Budapest. 1910—1911.
23. FERENCZI I., Zalatna környékének geologiai viszonyai. Muzeumi Füzetek II, Vol. Koloszvár (Cluj). 1913.

Institutul Geologic al României

24. Dr. PAPP K., Bucsony környéke Alsó-Fehér-vármegyében. Földt. Int. Évi jelentése 1913-ról. Budapest. 1914.
25. MÜCKE K., Über die Entstehung der Erzlagerstätten des Siebenbürgischen Erzgebirges. Glück auf. Jahr. 50 p. 1397.
26. MÜCKE K., Beitrag zur Kenntnis der Karpathesandstein im Siebenbürgischen Erzgebirge. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bericht v. 1. Iuni, p. 154. Wien. 1915.

Literatura, privitoare la regiunea aceasta mică, pare a fi destul de bogată, dar cele mai multe lucrări tratează despre minereurile minei Boteș, așà că lucrări propriu zise geologice sunt numai vreo câteva și acestea ne redau mai mult, numai generalități.

Prima lucrare geologică este a lui BECKER (1). Datele din acesta le găsim citate de către autori și mai târziu, aceștia luându-le unii dela alții (2, 6, 12, 13, 15).

Cu ridicările miniero-geologice a fost însărcinat oficial GESSEL S. (17), dar și d-sa a preferit să se ocupe mai mult de minele învecinate dela Bucium.

SEMPER (16) și PÁLFY M. (22) abia amintesc ceva despre Boteș în lucrările lor mai mari despre munții Metalici.

Lucrări geologice mai de valoare sunt ale lui PAPP K. (24) și MÜCKE K. (26) întrucât ei prin numeroase date noui au căutat, să lămurească chestiunea acestei regiuni. Lor li-se datoresc și cele mai bune hărți geologice.

Aruncând o privire asupra literaturii vedem, că minele acestea, situate în gresie sunt tratate cu prea puțin interes, chiar contrar celorlalte regiuni aurifere. De un interes deosebit sunt lucrările mineralogilor, în cari au publicat rezultatele cercetărilor făcute asupra mineralelor filoniene dela Boteș (3, 4, 5, 7, 9, 10, 11, 14, 18, 19, 20, 21, 25).

(Cifrele ne indica No. de serie din literatură).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

SUMARUL GENERAL

AL

ANUARULUI INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

SUMARUL VOLUMELOR I — XII (1907—1927)

VOL. I. 1907

G. MURGOCI. Terțiarul din Oltenia cu privire la sare, petrol și ape minerale.
Das Tertiär Olteniens mit Rücksicht auf das Vorkommen von Salz, Petroleum und Mineralwasser.

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 Subkarpathen.
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 des collines de la Moldavie.

I. SIMIONESCU și D. CĂDERE. Notă preliminară asupra stratelor fosilifere devonice din Dobrogea.
Note préliminaire sur les couches devoinennes de Dobrogea.

L. EDELEANU și G. GANE. Hidrocarburi extrase din gudroanele acide de petrol.
Hydrocarbures extratais 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.
Co unication préliminaire sur le Bartonien du district Prahova.

I. POPESCU-VOITEȘTI. Contribuțiuni la studiul geologic și paleontologic al regiunii Muscelelor 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'Olt.

Institutul Geologic al României

W. TEISSEYRE. Über die maeotische, pontische und dacische Stufe in den Subkarpathen der östlichen Muntenia.
Asupra etajelor meotic, pontic şi dacic din regiunea subcarpatică a Munteniei de Răsărit.
MAX REINHARD. Cercetări în Munţii Făgăraşului.
Vorläufiger Bericht aus dem Fogaraser-Gebirge.
SAVA ATHANASIU. Contribuţiuni la studiul faunei terţiare de mamifere din România. III. *Mastodon Arvernensis*.
Beiträge zue Kenntniss der tertiären Säugetierfauna Rumäniens. III. *Mastodon Arvernensis*.
L. EDELEANU şi G. GANE. Comparaţia din punct de vedere chimic între petrolul românesc şi petrolurile străine.
Comparaison entre les pétroles roumanis et les pétroles étrangères.

VOL. III. 1909

I. SIMIONESCU. Stratele jurasice dintre Hârşova şi Boasgic (Dobrogea).
Sur le système jurasisque de Hârşova-Boasgic (Dobrogea).
TH. NICOLĂU. Asupra minereurilor de mangan dela Şarul Dornei.
Über die Manganerze von Şarul Dornei im Distrikte Suceava (Nord-Moldau).
R. SEVASTOS. Contribuţiuni la studiul Gasteropodelor pleistocene din România.
G. MACOVEI. Basenul terţiar dela Bahna.
Le Bassin tertiaire de Bahna.
MAX REINHARD. Şisturile cristaline din Munţii Făgăraşului.
Die kristallinen Schiefer des Fogaraser-Gebirges in den rumänischen Karpathen.
I. SIMIONESCU. Asupra cretacicului superior din împrejurimile satului Başchioi.
Note sur le Neocretacée de environs des Baschioi (Dobrogea).
I. POPESCU-VOITEŞTI. Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépresion gétique. (Roumanie occidentale).
Contribuţiuni la studiul stratigrafic al Numuliticului depresiunii getice (România apusană).
RADU PASCU. Asupra prezenţei Pliocenului în Dobrogea.
Über das Vorkommen des Pliocän (dacische Stufe) in der Dobrogea.
L. EDELEANU, D. G. MANY, GR. PFEIFER şi G. GANE. Studiu asupra lampantelor obţinute din principalele ţiţeiuri româneşti.
Étude sur les lampants obtenus des principaux pétroles bruts roumains.
— şi G. GANE. Studiu comparativ între ţiţeiuri de origine diferite.
Étude comparative sur les pétroles bruts d'origines différentes.
— şi SILVIA DULUGEA. Determinarea viscozităţii uleiurilor de uns cu viscosimetrul Engler.
Determination de la Viscocité des huiles de graissage avec le viscosimètre Engler.
L. EDELEANU şi SILVIA DULUGEA. O metodă de separaţiune a hidrocarburilor aromatice şi a produselor reşinoase din petrolurile brute.
Séparation des hydrocarbures aromatiques et des produits résineux du pétrole brut par l'acide sulfurique.
C. TH. PETRONI. Coeficenţii de dilataţie a petrolurilor brute din România şi a derivatelor lor.

Institutul Geologic al României

C. TH. PETRONI. Les coefficientes de dilatation des pétroles bruts de Roumanie et de leur dérivés.

— Studiu comparativ între punctele de inflamabilitate a petrolurilor lampante determinate cu aparatele Abel-Pensky şi Granier.

Étude comparative entre les points d'inflamabilité des pétroles lampants-déterminès à l'aide des appareils Abel-Pensky et Granier.

V. DUMITRIU. Compoziţiunea gazului obţinut prin destilaţiunea uscată a Lignitului din România.

Note préliminaire sur la composition du Gaz qui résulte de la distillation séche du lignite roumain.

VOL. IV. 1910

G. MURGOCI. Zonele naturale de soluri în România.

Die Bodenzonen Rumäniens.

D. ROTMAN. Comunicare preliminară asupra masivului eruptiv dela Greci.

Vorläufige Mitteilung übei das Eruptivmassiv von Greci.

ST. CANTUNIARI. Notă preliminară asupra Granitului cu Riebeckit şi Egirin dela Muntele Carol şi Piatra Roşie.

Vorläufige Mitteilung über den Riebeckit und Aegyringranit des Muntelc Carol.

RADU PASCU. Cercetări preliminare asupra lacului Techirghiol.

Vorläufiger Bericht über den Techirghiolsee.

R. SEVASTOS. Geologia regiunii Mogoşeşti din Nordul Moldovei.

Description géologique de la région Mogoşeşti (N. de la Moldavie).

MAX REINHARD. Cercetări în partea orientală a Munţilor Făgăraşului.

Geologische Beobachtungen aus dem östlichen Theil des Fogarasergebirges.

— Cercetări în regiunile şisturilor cristaline ale Carpaţilor meridionali şi orientali.

Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete der krystalinen-Schiefer der Süd- und Ostkarpathen.

I. POPESCU-VOITEŞTI. Contribuţiuni la studiul faunei calcarului numulitic dela Albeşti (Muscel).

Contributions à l'étude de la faune du Calcaire nummilutique d'Albeşti (Muscel).

I. SIMIONESCU. Jurasicul dela Cârjelar (Dobrogea).

Note sur le jurassique de Cârjelar (Dobrogea).

D. M. CĂDERE. Notă asupra granitului dela Măcin.

Note sur le Granit de Măcin (Dobrogea).

AUREL PANĂ. Cursul inferior al Calmăţuiului.

Étude morphologique de la vallée inférieure de Calmaţui.

GR. ANTIPA. Das Überschwemmungsgebiet der unteren Donau.

G. PAMFIL 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 Nord-Albanien.

L. EDELEANU. La dissociation des produits de distillation du pétrole.

Disociaţia produselor de distilaţie a petrolului.

Institutul Geologic al României

SILVIA DULUGEA. L'action pyrogénique sur les acides naphténiques.
Acţiunea pirogenică asupra acizilor naftenici.
MAX REINHARD. Die granitisch-körnigen Gesteine der transylvanischen Decke (Süd- und Ostkarpathen).
Rocele granitice-granulare ale pânzei transilvanice din Carpaţii de Sud şi Est.
I. TĂNĂSESCU. Studii preliminare asupra regimului termic în regiunile petrolifère din România.
Études préliminaires sur le régime thermique dans les régions pétrolifères de la Roumanie.
— Statistique de la production minière en Roumanie.
R. SEVASTOS. Descrierea geologică a împrejurimilor oraşului Iaşi.
Description géologique des environs de la ville d'Iassy.
G. MURGOCI. Cercetări geologice în Dobrogea Nordică.
L. MRAZEC et I. POPESCU-VOITEŞTI. Contribution à la connaissance des nappes du flysch carpatique en Roumanie.
Contribuţiuni la cunoaşterea pânzelor flişului carpatic în România.

VOL. VI. 1912

ST. N. CANTUNIARI. Masivul eruptiv Muntele Carol-Piatra Roşie (judeţul Tulcea).
Das Eruptiv-massiv Muntele Catol-Piatra Roşie (Distrikt Tulcea, Dobrogea).
N. DĂNĂILĂ. Studiul ligniţilor româneşti.
Zur Kenntniss der rumänischen Braunkohlen.
C. PETRONI. Recherches sur les produits obtenus par la pyrogénation du pétrol brut de Buştenari (Roumanie) et des ses derivés.
I. TĂNĂSESCU. Consideraţiuni asupra variaţiunii de temperatură a petrolului brut în conducta Băicoi-Constanţa.
Considerations sur la variation de température du pétrole brut dans la conduite de Baïcoi-Constantza.
A. OSTROGOVICH. Étude chimique d'un pétrole brut de Hârja, district de Bacău (Moldavie).
I. POPESCU-VOITEŞTI. Date noui asupra prezenţei Tortonianului fosilifer în zona flişului Subcarpaţilor meridionali cu consideraţiuni asupra vechimii 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 formations salifère en général.
SAVA ATHANASIU. Resturile de mamifere cuartenare dela Măluşteni, în districtul Covurlui.
Mammifères quaternaires de Maluşteni, district de Covurlui, Moldavie.
— Resturile de mamifere pliocene superioare dela Tulucești în districtul Covurlui.
Mammifères pliocènes de Tulucesti, district de Covurlui, près de Galatz.
— Fauna de mamifere cuaternare dela satul Drăghici, distr. Muscel.
Mammifères quaternaires de Drăghici, district de Muscel.
— *Capreolus cfr. Cusanus* CROIZET din lignitele daciane dela Aninoasa, Dâmboviţa.
Capreolus cfr. Cusanus CROIZET du Dacien d'Aninoasa, district de Dambovitza.

Institutul Geologic al României

SAVA ATHANASIU. *Cervus (Elaphus) cfr. Perrieri* CROIZET din terasa veche a Dunării dela Frățești lângă Giurgiu.
Cervus cfr. Périer CROIZET de la terasse ancienne du Danube près de Giurgiu.
G. MURGOCIU. Études géologiques dans la Dobrogea de Nord. La tectonique de l'aire cimmériene.
V. DUMITRIU, SILVIA DULUGEA, G. GANE, 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 de la région subcarpatique de la partie méridionale du district de Bacău.
V. DIMITRIU, G. GANEA, C. PETRONI, SILVIA DULUGEA. Analize executate în laboratorul de chimie.

VOL. VIII. 1914

POPESCU-VOITEȘTI. Pânza conglomeratului de Bucegi în Valea Oltului cu date noui asupra structurii acestei văi în regiunea Carpaților Meridionali.
— La nappe du conglomerat des Bucegi dans la Vallée de l'Oltu avec de nouvelles données sur la structure de cette vallée dans la région des Carpathes Méridionales.
HORIA G. GROZESCU. Geologia regiunii subcarpatice din partea de Nord a districtului Bacău.
— Géologie de la région subcarpatique de la partie septentrionale du district de Bacău.
I. P. IONESCU-ARGETOAIA. Pliocenul din Oltenia.
— Le Pliocène de l'Oltenie.
— Contribuțiuni la studiul faunei molusce pliocene din Oltenia.
Beiträge zur Kenntniss der pliocänen Molluskenfauna Olteniens.
OTTO PROTESCU. Câteva date asupra Paleogenului din regiunea Șotrile-Brebu-Breaza (Jud. Prahova).
— Quelque données sur le Palèogène de la région Șotrile-Brebu-Breaza (District de Prahova).
RADU PASCU. Zăcământul de minereuri dela Altân Tepe-Ciamurli de sus, districtul Tulcea.
V. DIMITRIU, C. PETRONI, G. GANE. Analize executate în laboratorul de Chimie.

VOL. IX. 1915—1920

I. TĂNĂSESCU. Condițiunile fizice de acumulare ale hydrocarburelor și normele pentru evaluarea zăcămintelor de petrol.
— Les conditions physiques d'accumulation des hydrocarbures et les normes d'évaluation des gisements de pétrole.
M. DAVID. Cercetările geologice în podișul moldovenesc.
— Recherches géologiques dans le plateau Moldave.

Institutul Geologic al României

OTTO PROTESCU. Contribuţiuni la studiul faunei de foraminifere terţiare din România. Contributions à l'étude de la faune des foraminifères tertiaires de Roumaine.
R. SEVASTOS. Limita Sarmatianului, Meotianului şi Pontianului între Siret şi Prut.
— Depozitele cuaternare din şesul Prutului şi al Jijiei.
N. L. COSMOVICI. Proidotea Haugi, izopod din oligocenul mediu din România.
— Proidotea Haugi, isopode de l'Oligocène de Roumanie.
I. SIMIONESCU. Fauna vertebrată dela Măluşteni.
— Les vertebrès fossiles de Malusteni. Moldavie.

VOL. X. 1921—1924

D. M. PREDA. Geologia şi tectonica părţii de Răsărit a judeţului Prahova. Géologie et tectonique de la pcrtie orientale du district de Prahova.
NICOLAS METTA. Application de l'analyse microchimique des gaz à l'annalyse des gaz des roches.
D. M. CĂDERE. Rocile eruptive de la Camena, Dobrogea, jud. Tulcea. Studiu geologic, petrografic şi chimic.
Les roches eruptives de Camena.
F. LAUFER. Contribuţiuni la studiul geologic al împrejurimilor oraşului Haţeg.
Beitrag zur Kenntniss der Geologie der Umgebung von Hatzeg.
D. M. PREDA şi I. ATANASIU. Structura geologică a părţii superioare a văii Trotuşului.
La structure géologique de la partie supérieure de la vallée du Trotush.

VOL. XI. 1925—1926

PROF. N. FLOROV. Degradarea cernoziomului în antestepă.
— Über die Degradierung des Tschernosioms in den Waldsteppen.
DR. THEODOR SAIDEL. Contributions à la connaissance des solutions aqueuses de sol.
INGINER RADU PASCU. Zăcămintele de minereuri feromanganifere din regiunea Broşteni. jud. Neamţ.
— Mangan-Erzlagerstätten in der Region Broşteni, Bezirk Neamţ.
SAVA ATANASIU. Elephas planifrons dans le pliocène supérieur de Roumanie.
DR. ENCULESCU, DR. SAIDEL şi EM. PROTOPOPESCU-PAKE. Privire generală asupra solului din Ardeal, Bucovina şi Basarabia.
DAVID ROMAN. Studii petrografice în Yemen (Regiunea Hodeida-Saava).
— Petrographical studies in Yemen (Arabia) (Résumé).
DR. ŞTEFAN I. MATEESCU. Observaţiuni geologice şi morfologice asupra depresiunii Huedinului din Nordvestul Transilvaniei.
— Observations géologiques et morfologiques dans la dépressions de Huedin (N-W de la Transylvanie).

VOL. XII. 1927

DR. GEORGE S. ATHANASIU. Radioactivité de quelques sources minérales, thermales et d'eau douce de Transylvanie, de Crişana et de Banat.
DR. STEFAN I. MATEESCU. Cercetări geologice în partea externă a curburei sudestice a Carpaţilor români, Districtul Râmnicu-Sărat.
— Recherches géologiques sur le versant extérieur de la région de courbure Sud-est de Carpates roumaines. District de Râmnicu-Sărat et zone limitrophe du District de Putna.

Institutul Geologic al României

MAX REINHARD (BASEL) und I. ATANASIU. Geologische Beobachtungen über die Kristallinne-Schiefer der Ost-karpathen.

DR. MIRCEA SAVUL. Şisturile cristaline şi zăcămintele de manganez din regiunea Şarul Dornei. Districtul Câmpulung.

— Les schistes cristallins et les gisements de manganèse de la région Şarul Dornei. District de Câmpulung.

HORIA GROZESCU. Geologia basinului superior al Tazlăului Mare.

— Géologie du bassin supérieur du Tazlăul Mare. District de Neamtz.

IOAN BANYAI. Zăcămintele aurifere din muntele Boteş. Abrud.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PUBLICAȚIUNILE INSTITUTULUI GEOLOGIG AL ROMÂNIEI 1907—1927

A) *Anuarul Institutului geologic*, Vol. I (1907)—Vol. XII (1927).

B) *Dările de seamă ale ședințelor Inst. geol.*, Vol. I (1910—Vol. XI (1923).

C) *Comptes-rendus des séances de l'Institut géol.*, Vol. I (1910)— Vol. VI (1915).

D) *Rapoarte asupra activității Institutului geologic* pe anii 1909—1915.

E) *Memoriile Institutului geologic*, Vol. I (1924): P. ENCULESCU, Zonele de vegetație lemnoasă din România (Les zones de végétation ligneuse de Roumanie).

F) *Studii tehnice și economice*:

Vol. I. G. N. LEON: Politica minieră în diferitele state și raporturile ei cu politica minieră din România, 1915.

Vol. II. I. TĂNĂSESCU: Sistemul de organizare a proprietății miniere și politica minieră în diferitele state, 1916.

Vol. III. Zăcămintele de cărbuni în România.

Fasc. I. E. JEKELIUS: Cărbunii liasici din împrejurimile Brașovului, 1923.

Fasc. 2. E. JEKELIUS: Zăcămintele de lignit din bazinul pliocenic din Valea superioară a Oltului (Transilvania), 1924.

Fasc. 3. I. ATANASIU: Zăcămintele de lignit din bazinul pliocenic dela Borsec (Transilvania), 1924.

Fasc. 4. H. GROZESCU: Zăcămintele de lignit din pliocenul Olteniei, 1925.

Fasc. 5. O. PROTESCU: Zăcămintele de lignit de lângă Curtea de Argeș și din împrejurimile Câmpulungului (Muscel), 1926.

Vol. IV. Forțele hidraulice din România. Inventarierea lor.

Fasc. 1. N. I. GEORGESCU și I. S. GHEORGHIU: Organizarea studiilor și datele obținute relativ la forța idraulică a râurilor din basinul Jiului, 1924.

Vol. IV. Fasc. 2. N. LEON: «Die Rumänische Petroleumwirtschaft» unter besonderer Berücksichtigung des Bergbaugesetzes (Nationalisierungsgesetzes).

Vol. V. Fasc. 2 și 3. Statistica economiei energetice în România la finele anului 1923.

Vol. VI. Fasc. 1. RADU-PASCU: Carierele din Dobrogea 1927.

Fasc. 2. Carierele și apele minerale din județul *Arad*, 1927.

Fasc. 3. Carierele și apele minerale din județul *Brașov*, 1927.

Fasc. 4. Carierele și apele minerale din județul *Făgăraș*, 1927.

Fasc. 5. Carierele și apele minerale din județul *Târnava-Mare*, 1927.

Vol. VII, IX. Fasc. 1. X, XI. Fasc. 1—3. Legiuirile miniere vechi și noui ale României, adunate și rânduite de G. STOIAN și V. GHEORGHIADE.

G) *Rapoarte tehnice și economice.*

N-rul 1. L. MRAZEC: Dare de seamă asupra activității comisiunii pentru studiul electrificării țării și coordonării exploatării factorilor ei naturali, producători de energie, 1926.

Institutul Geologic al României

N-rul 2. M. SOPHIAN: Quelques considérations sur l'économie énergétique en Roumanie, 1926.

H) *Bibliografia geologică a României de* D. ROMAN și AL. CODARCEA.

I) *Harta geologică a României* 1 : 50.000.
Foaia Vălenii de Munte (Seria XVIII, Col. P).

K) *Atlasul fisiografic și statistic.* Au apărut foile:
1. Harta geologică a României 1 : 1.500.000.
2. Harta solurilor 1 : 1.500.000.
3. Harta orografică 1 : 1.500.000.

SUB AUSPICIILE INSTITUTULUI GEOLOGIC S'AU PUBLICAT:

1. *Compte rendu du Congres international du pétrole.* 3-e ses. București, 8—13 Sept., 1907 2 volume.
2. *Guide du Congrés internat. du pétrole.* 3-e ses. 1907.
3. *Etat de l'étude et de la Cartographie du Sol dans divers pays* de l'Europe, Amerique, Afrique et Asie. (Congrés internat. de pédologie), Roma, 1924.
4. *Guide des excursions, de l'Association pour l'avancement de la géologie des Carpates.* Deuxieme réunion en Roumanie, Bucarest, 1927.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României