REPUBLICA POPULARĂ ROMÎNĂ

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXIX

INTREPRINDEREA POLIGRAFICĂ No. 4
BUCUREŞTI
1956

316

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXIX

INTREPRINDEREA POLIGRAFICĂ No. 4
BUCUREȘTI
1956

Institutul Geologic al României

COMITETUL DE REDACȚIE

Președinte . . . . . M. G. FILIPESCU

Responsabili:

Specialitatea Mineralogie și Petrografie . . . . . N. GHERASI

» Statigrafie și Paleontologie . . . . . E. SAULEA

» Hidrogeologie . . . . . H. GROZESCU

» Geologie Tehnică . . . . . M. STAMATIU

» Pedologie . . . . . N. CERNESCU

» Geofizică . . . . . S. ȘTEFĂNESCU

» Chimie . . . . . C. CREANGĂ

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

Pag

V. MANILICI. Studiul petrografic al rocelor eruptive, mesozoice, din regiunea Poiana Mărului—Şinca Nouă 5

MIHAIL PASCU. Contribuţiuni la studiul susceptibilităţii magnetice a rocelor şi minereurilor din R.P.R. 77

I. MATEESCU. Studiul petrografic al cărbunilor din Bazinul Văii Jiului, cu privire specială asupra cărbunilor din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag 125

P. PETRESCU. Manifestările hidrominerale carbogazoase bicarbonatate-alcaline din Văile Slănicul Moldovei, Sălăria şi Ciungetul 197

EMILIA SAULEA. Contribuţiuni la stratigrafia Miocenului din Subcarpaţii Munteniei 241

GR. RĂILEANU şi E. SAULEA. Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (NW Bazinului Transilvaniei) 271

TEODOR JOJA. Observaţii de ordin stratigrafic în regiunea din jurul oraşului Jibou . 309

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDIUL PETROGRAFIC AL ROCELOR ERUPTIVE, MESOZOICE, DIN REGIUNEA POIANA MĂRULUI—ŞINCA NOUĂ

DE

V. MANILICI

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	7
Scurt istoric al cercetărilor geologice	9
Descrierea petrografică şi geologică	11
I. Fundamentul cristalin	11
A) Seria de Ciuta	12
1. Filite	12
2. Şisturi cloritoase	12
3. Cuar ite grafitoase	13
B) Seria de Holbav	13
1. Paragnaise	13
Paragnaise cu epidot	14
2. Micaşisturi cu granat	14
3. Amfibolite	15
a) Amfibolite cu augit	15
b) Amfibolite cu biotit	15
c) Amfibolite cu granat	15
4. Calcare c istaline	16
5. Gnaise oculare	16
6. Pegmatite	17
7. Filoane de cuarţ	18
II. Masivul granodioritic de B`rsa	18
1. Granite	19
2. Granodiorite	20
3. Diorite	21
4. Consideraţii asupra compoziţiei mineralogice a masivului granodioritic	22
5. Fenomene de contact	23

Institutul Geologic al României

Pag.

III. Roce sedimentare 23
Permo-Mesozoicul 23
Triasicul 24
Jurasicul 24
IV. Complexul filonian mesozoic 24
Studiul fiziografic 25
A) Sienite şi bostonite 26
1. Porfire sienitice cuarţifere 29
2. Sienite porfirice 30
3. Sienite cuarţifere cu riebekit 31
4. Bostonite cuarţifere 32
5. Porfire bostonitice cuarţifere 33
6. Bostonite porfirice 34
7. Brecii bostonitice 36
8. Aplite sienitice 37
9. Trahite 37
a) Trahite cu sanidin 38
b) Trahite alcaline cu anortoză 38
10. Porfire cuarţifere 39
B) Diabaze şi camptonite 40
1. Diabaze porfirice 40
2. Diabaze 43
3. Camptonite 44
a) Camptonite cu biotit 44
b) Camptonite cu barkevikit 47
c) Camptonite cu barkevikit şi augit 47
4. Serpentine 50
Caracterizarea chimică a rocelor filoniene-mesozoice 50
V. Mineralizări 58
A) Galenă argentiferă 59
B) Mineralizări polimetalifere 59
1. Mineralizările de pe Valea Ruda Mică 61
a) Descrierea macroscopică 61
b) Descrierea microscopică 61
α) Sulfuri 61
β) Minerale de gangă 64
c) Consideraţiuni genetice 65
2. Mineralizările de pe Valea Băiţei 65
a) Descrierea macroscopică 65
b) Descrierea microscopică 66
α) Sulfuri 66
β) Minerale de gangă 68
c) Consideraţiuni genetice 69
C) Mineralizări piritoase 70
Concluzii 70
Bibliografie 73

Institutul Geologic al României

INTRODUCERE

Regiunea care face obiectul studiului de față este situată în partea sud-estică a Transilvaniei.

Spre N este delimitată de depresiunea Vlădeni—Șinca Nouă, spre E de o linie convențională care trece pe versantul vestic al Măgurei Codlei, creasta de la E de Comuna Holbav, D. Vulcanului și Piscul Mîndrului, spre S de V. Bîrsei și D. Braniscei, iar la W de P. lui Dumitru (Pojorâțelului), Făgetul Alb, cursul superior al Bîrsei Fierului, și cursul inferior al Bîrsei lui Bucur [1]).

Regiunea este formată din două unități morfologice distincte: Prima, Platforma Poiana Mărului, jalonată prin cîteva înălțimi mai importante cu aceeași altitudine, care ar corespunde aproximativ altitudinii sale inițiale de cca 950 m și anume: Vf. Ciuta, D. Căpățînoasa, D. Pietroasa, D. Hoapecului, D. Braniscei și Măgura Codlei, care prezintă de asemenea la altitudinea de cca 950 m o denivelare marcată.

Spre W înălțimile cresc treptat fără să se poată trasa o delimitare netă a platformei față de zona muntoasă care reprezintă a doua unitate morfologică.

După N. ORGHIDAN (33) această platformă ar fi fost nivelată în Pliocen. După retragerea apelor Lacului Levantin, Platforma Poiana Mărului a intrat sub influența Bazinului Făgărășului, care găsindu-se la un nivel inferior Bîrsei a înlesnit săparea unor văi foarte adînci.

O curiozitate a acestei platforme este înclinarea sa în sens contrar cursului actual al apelor. În timp ce înălțimile scad de la NW spre SE, arătînd o ușoară înclinare a platformei spre SE, întreaga rețea hidrografică are direcția de curgere spre NW, datorită diferenței de nivel între cele două bazine amintite.

Analizînd în detaliu formele de teren, observăm forme de terase pe V. Poiana Mărului și afluenții săi, corespunzînd altitudinii de 700—800 m. Existența lor se face cunoscută și în toponimia locală (Masa Mare, Masa Mică, etc.). Înspre izvoarele Pîrîului Poiana Mărului poate fi urmărită și o terasă inferioară care urmărește văile laterale după o linie sinusoidală.

Cu toate că formele de teren arată neîndoielnic existența acestor terase, nu se întîlnește nicăieri prundișul caracteristic ele fiind acoperite cu sol rezultat din dezagregarea pe loc a rocelor. În unele cazuri grosimea păturii de sol atinge cîteva zeci de metri.

Regiunea cercetată este străbătută de o rețea de pîraie tributare ambelor bazine de colectare din vecinătate. Astfel, P. Poiana Mărului și P. Holbav, care

[1]) Suprafața de teren de la W de Pîrîul lui Dumitru și de cursul inferior al Bîrsei lui Bucur a fost cartată în 1952.

Institutul Geologic al României

după confluența lor formează P. Șinca Nouă, își drenează apele către NW spre Țara Oltului. Bîrsa Fierului avînd cursul paralel cu al Pîrîului Poiana Mărului pe o distanță de aproximativ 10 km și numai la cca 2 km spre W, se îndreaptă către Depresiunea Bîrsei. Diferența de nivel dintre albia acestor două pîraie este de 200 m.

Totalitatea văilor care brăzdează regiunea, au, ca de altfel în tot cuprinsul Țării Bîrsei, direcția SE—NW, sau SW—NE. Pîraiele principale, ca: Bîrsa Fierului, P. Mărului, Holbav și Găunoasa își schimbă foarte des direcția formînd coturi în unghi drept. Acest fenomen este întîlnit foarte des în Țara Bîrsei și se datorește poate existenței a două sisteme de dislocațiuni. Văile sînt în genere adînci de 100—300 m, dînd regiunii un aspect variat. Singura vale largă este Șinca Nouă. Pe ea se dezvoltă și o terasă care poate fi urmărită de la confluența Pîrîului Poiana Mărului cu P. Holbav. De la comuna Șinca Nouă această vale se deschide mai mult grație sistemului de fracturi ce limitează platforma spre N, de la Depresiunea Vlădeni spre Șinca Nouă (O. SCHMIDT, 46).

O adevărată curiozitate în regiunea Văii Șinca Nouă este apariția cîtorva izvoare sărate semnalate în Cristalin încă de multă vreme de M. REINHARD (39) și H. WACHNER (52), care observă că aceste izvoare apar pe zone de zdrobire. Un astfel de izvor există la Piscul Sărăturii, iar al doilea la marginea de S a comunei Șinca Nouă. Existența izvoarelor sărate a fost considerată de către D. PREDA (38) ca argument pentru încălecarea Cristalinului peste formațiuni salifere de vîrstă probabil triasic-inferioară.

Din punct de vedere geologic, regiunea este formată aproape exclusiv din Șisturi cristaline, care reprezintă prelungirea înspre NE a formațiunilor din catena Făgărașului. Această serie este formată preponderent din paragnaise, micașisturi și amfibolite în care se intercalează gnaise oculare. Numai la S de Făgetul Alb și la E de Șinca Nouă apar formațiuni epizonale reduse cuprinzînd filite, cuarțite, șisturi cloritoase și conglomerate metamorfozate.

În complexul cristalin este semnalat un masiv granodioritic a cărui grosime atinge uneori 1 km și care se urmărește pe o distanță de 9 km. Vîrsta acestui masiv este greu de precizat, în tot cazul este mai vechi decît filoanele mesozoice.

Pe Bîrsa Fierului și la NE de comuna Șinca Nouă constatăm existența unor petece de sedimente vechi, aparținînd probabil Verrucanului.

În partea estică a regiunii Cristalinul încalecă peste formațiuni triasice, iar către SE Cretacicul mediu este transgresiv peste Cristalin.

Obiectul principal al lucrării de față îl formează însă studiul filoanelor eruptive intruse în seria micașisturilor și paragnaiselor cu granați precum și mineralizările asociate acestor erupțiuni care în totalitatea lor sînt manifestațiuni mesozoice.

Harta geologică ridicată la scara 1: 25.000 reprezintă rezultatul cercetărilor de teren în campaniile de vară ale anilor 1946, 1947, 1948. Ea este însă

Institutul Geologic al României

departe de a da o imagine completă a dezvoltării sistemului filonian din cauza acoperirii terenului.

Cercetările de teren au fost înlesnite de către Institutul Geologic al Academiei R.P.R., iar cele de laborator au fost executate în Laboratorul de Mineralogie al Universității din București.

SCURT ISTORIC AL CERCETĂRILOR GEOLOGICE

Regiunea Poiana Mărului — Șinca Nouă a format încă de multă vreme obiectul cercetărilor geologice. Cele mai vechi scrieri le avem de la MESCHENDÖRFER (24), care în 1860, ne dă o sumară descriere a formațiunilor de Șisturi cristaline, semnalînd pentru prima dată masivul granodioritic și cîteva filoane de porfir lîngă Șinca Nouă, asociate cu filoanele metalifere.

Mai tîrziu, la 1863, F. v. HAUER și G. STACHE (17) caută să dea o descriere a formațiunilor cristaline și sedimentare încercînd să stabilească și raporturile dintre ele. Ei semnalează în același timp cîteva filoane de porfir cuarțifer, ocupîndu-se mai pe larg de exploatările miniere.

La 1884, G. PRIMICS (37) publică o lucrare asupra Munților Făgărașului, iar în 1910, M. REINHARD (40) prezintă un studiu de ansamblu asupra Cristalinului Făgărașului. REINHARD consideră întregul complex format din filite, micașisturi, gnaise și amfibolite ca rezultînd din metamorfozarea unei singure serii sedimentare sub influența punerii în loc a «gnaisului de Cumpăna». În acest complex care formează grupul I al lui MRAZEC (28) apar pe alocuri filoane eruptive, ca: aplite, pegmatite, porfire diabazice și mai rar blocuri granitice larg cristalizate.

H. WACHNER în 1914 (52) și 1915 (53) ocupîndu-se de zona meridională a Munților Perșani, menționează în regiunea Șinca Nouă și P. Mărului frecvente filoane de diabaze, porfire sienitice și pegmatite, iar în cursul superior al Bîrsei Fierului, mineralizări de pirită.

Toate aceste lucrări însă nu sînt decît ridicări de orientare neputînd lămuri probleme de detaliu.

Mai recent E. JEKELIUS (20) publică o notă asupra cărbunilor liasici din împrejurimile Orașului Brașov[1]) iar O. SCHMIDT (47) se ocupă mai de aproape de regiunea nord-estică a catenei Făgărașului. El separă în această parte patru grupe de Șisturi cristaline în următoarea succesiune de la S spre N: 1, seria micașisturilor feldspatizate formată din micașisturi sericitice și cloritoase cu frecvente porfiroblaste de albit; 2, seria de gnaise, micașisturi și amfibolite, denumite de el «Zona gnaiselor de Holbav», descrisă pentru prima dată de MESCHENDÖRFER (24) în regiunea Holbav. În această serie el include și intercalațiuni de gnaise de injecție, care se pot urmări din regiunea Cumpăna pînă

[1]) Astăzi Oraşul Stalin.

Institutul Geologic al României

la NW de Măgura Codlei; 3, seria reprezentată prin formațiuni epizonale și șisturi sericito-cloritoase, șisturi albe cuarțoase cu muscovit și sericit, conținînd numeroase intercalațiuni de sedimente slab metamorfozate pe care o denumește « Seria de Ciuta »; 4, partea superioară a Seriei de Ciuta este formată din gnaise și micașisturi caracterizate printr-un metamorfism diaftoritic, alcătuind « Gnaisele de Strîmba ».

Dintre rocele eruptive, SCHMIDT (47) menționează filoane de aplite sienitice, porfire sienitice, granite porfirice și granite cu bobul mărunt pe care le pune în legătură genetică cu masivul granodioritic. El consideră că filoanele de diabaze și lamprofire ar avea o origine diferită.

A. STRECKEISEN (48) bazîndu-se pe cercetările lui WACHNER (53), M. REINHARD (40) și O. SCHMIDT (47) subliniază împreună cu REINHARD unitatea genetică a Cristalinului Făgărașului și încălecarea acestuia peste Grupul de Leaota.

E. JEKELIUS (21) precizează raporturile dintre Cristalin și formațiunile sedimentare din regiunea Holbav și Tohanul Vechi.

Anterior SZENTPÉTERY (49) descrie filoanele de aplite sienitice, sienite porfirice și porfirele din Munții Perșani între care și un porfir cu sanidin provenind de la Holbav. Acesta din urmă apare în filoane reduse localizate în strate liasice inferioare. După V. UHLIG, vîrsta acestor filoane ar fi cuprinsă între Liasicul superior și Tithon. Alte filoane eruptive asemănătoare de granit porfiric cu arfvedsonit descrise de M. SAVUL și TH. KRÄUTNER (45) în împrejurimile Orașului Brașov, străbat marnele liasice superioare de lîngă fabrica de ciment. La cca 700 m spre SW apar pe harta lui E. JEKELIUS două filoane trahitice asemănătoare, iar M. BIELZ (4) descrie în V. Baciului filoane de porfir trahitic.

În regiunea dintre Poiana Mărului, Holbav, Șinca Nouă și izvoarele Bîrsei Fierului, pe lîngă numeroase iviri filoniene se semnalează și mineralizări variate de galenă, blendă, pirită, mai rar de calcopirită, care au format încă din cele mai vechi timpuri obiectul unor mici exploatări miniere. Toponimia regiunii P. Mărului dovedește că aceste iviri metalifere au fost cunoscute de mai multe secole. Întîlnim astfel numeroase denumiri, ca: Ruda Mare, Ruda Mică (slav, ruda = minereu) Rudărița, Băița, Bîrsa Fierului, etc. Date sigure menționează HAUER și STACHE (17) care arată că la 1641 ar fi fost exploatări de fier pe V. Bîrsei Fierului. Ei semnalează de asemenea un zăcămînt de hematit la Fața lui Ilie și arată că la 1750 s-au reluat lucrările miniere de pe V. Cioragului, însă acestea au trebuit să fie părăsite în curînd din lipsă de randament. Aceste lucrări de explorare au fost reluate din nou la 1833 săpîndu-se două galerii, una de 60 și alta de 75 stînjeni.

Alte iviri semnalate de HAUER și STACHE sînt cele de pe V. Dracului, unde s-a exploatat galena argentiferă. Minereul se găsea aici sub formă de lentile, avînd uneori cîțiva stînjeni lungime intercalate cîteodată între filoane de porfir.

Institutul Geologic al României

Tot aici s-au găsit și lentile constînd aproape exclusiv din blendă. În afară de aceste exploatări, autorii mai arată că pe un afluent al Văii Stimbavului, au fost scoși la iveală bolovani de blendă. Alte iviri menționate după 1830 sînt cele de pe V. Șutilii unde s-ar fi găsit blendă, alabandin și siderit, iar la Piscul Ursului, Fața lui Ilie și SW de Măgura Codlei, galenă argentiferă.

Dintre toate aceste iviri menționate, singurele exploatate par a fi fost cele de pe V. Dracului și P. Gherdana. Asupra lor există date oficiale la Inspectoratul minier din Zlatna. În a doua jumătate a secolului al XIX-lea, aceste lucrări au fost întrerupte. În anul 1932 a fost descoerită o lentilă de galenă compactă pe V. Vulcănița, ceea ce a dus la reluarea lucrărilor. Între anii 1937—1938, s-au executat lucrări de explorare e V. Ciorașului, Ruda Mare, Ruda Mică și P. Groșilor, unde s-au redeschis lucrări vechi, iar pe V. Vulcănița, Groapa Roșu, P. Cărbunarilor și V. de Mijloc, au fost efectuate deschideri noi.

Cum însă și aceste lucrări nu au scos la iveală decît filoane lenticulare sau lentile cu totul modeste, lucrările au trebuit să fie din nou părăsite în anul 1943.

DESCRIEREA PETROGRAFICĂ ȘI GEOLOGICĂ

I. FUNDAMENTUL CRISTALIN

Rocele cristalofiliene, care formează fundamentul regiunii, sînt reprezentate prin formațiuni epi-mesozonale în care distingem două serii:

A) Seria de Ciuta cu filite, șisturi cloritoase și conglomerate metamorfozate;

B) Seria de Holbav cu micașisturi biotitice deseori granatifere, paragnaise și amfibolite. În Seria de Holbav se dezvoltă gnaise oculare care împreună cu celelalte formațiuni reprezintă prelungirea spre NE a celor întîlnite în catena Făgărașului și studiate în detaliu de M. REINHARD (40).

O. SCHMIDT a deosebit la S de Poiana Mărului o serie cloritoasă cu porfiroblaste de albit (Seria de Leaota) și consideră un raport tectonic între Seria de Holbav și aceasta. Suprafața de încălecare se desemnează în continuarea dislocației în vecinătatea Holbavului unde Cristalinul încalecă peste sinclinalul mesozoic. Investigațiile de detaliu pe care le-am făcut nu arată nici o deosebire petrografică esențială între cele două serii în sectorul examinat, întrucît și la S de linia de dislocație desemnată de SCHMIDT, am întîlnit preponderent micașisturi și paragnaise cu granați cu intercalațiuni de gnaise oculare și amfibolite. Deoarece zonele cloritoase care apar aici nu sînt străine nici în Seria de Holbav, credem că ambele serii aparțin aceluiași complex. Suprafața studiată fiind foarte limitată și acoperită, cercetările noastre nu pot aduce o contribuție esențială în chestiunea importanței acestei linii de dislocație. Impresia noastră este că sîntem în prezența unei dislocații puțin importante în complexul Seriei de Holbav și această linie nu are semnificația tectonică care i s-a atribuit. Menționăm pe traseul acestei linii, brecii tectonice slab dezvoltate.

Institutul Geologic al României

Direcția generală a șisturilor este SW—NE, iar între Șinca Nouă și Poiana Mărului, se orientează spre N descriind un arc deschis în interiorul căruia întîlnim direcțiuni foarte variate. Înclinarea întregului complex este de 45°—75° NW.

A) SERIA DE CIUTA

Seria epizonală de Ciuta (după Vf. Ciuta situat la est de Șinca Nouă), este reprezentată printr-un complex de roce filitice slab metamorfozate. Grosimea acestei zone atinge uneori 800 m, ea putînd fi urmărită dinspre izvoarele Bîrsei Fierului pe la S de Făgetul Alb, NW de Poiana Marianului spre Șinca Nouă. Ea se mai ivește la E de Șinca Nouă pe culmea de la NW de P. Sorii și la Izvorul Mesteacănului apoi de la Vf. Ciuta înspre N. Direcția generală a stratelor este SW—NW, iar înclinarea de 25°—45° NW. Această serie este formată din șisturi cuarțoase albe cu sericit sau muscovit, șisturi sericito-cloritoase, cuarțite grafitoase și intercalațiuni de conglomerate, slab metamorfozate. Întregul complex de roce prezintă fenomene de zdrobire cu zone complet milonitizate.

1. FILITE

Filitele au culoare albă-cenușie și textură ușor șistoasă care devine mai accentuată prin dezvoltarea lamelelor de muscovit. Roca este formată din cuarț, sericit, muscovit și rareori cristale roz de almandin.

La microscop se mai observă deseori mici insule slab birefringente ce nu au putut fi identificate, pulbere de grafit și zoizit. Structura are un caracter cataclastic pronunțat, observîndu-se deseori plane de alunecare marcate prin dispoziția lamelelor de muscovit care prezintă dese inflexiuni sau rupturi.

Cuarțul este în cea mai mare parte zdrobit, iar cristalele mari prezintă extincție rulantă foarte pronunțată. Cuiburile neidentificate sînt de regulă înconjurate de substanță cărbunoasă, iar zoizitul apare în sfărîmături cu extincție onduloasă. El are refringență puternică și $n_g - n_p = 0{,}006$. Este optic pozitiv cu 2V mic. Almandinul formează cristale de 0,5 mm conținînd numeroase incluziuni de cuarț și uneori muscovit. În unele secțiuni se observă de asemenea numeroase filonașe de calcit.

2. ȘISTURI CLORITOASE

Șisturile cloritoase de culoare verde au o șistozitate foarte pronunțată fiind formate din clorit, sericit, cuarț și albit. Roca este intim cutată, lamelele de clorit și sericit, avînd o dispoziție sinusoidală. Penninul are culoare verde deschisă fiind foarte slab pleocroic (n_g = verde deschis, n_p = galben-verzui), cu birefringență foarte scăzută, polarizînd uneori în culori anormale ($n_g - n_p = 0{,}002$). Albitul este în cea mai mare parte sericitizat.

Institutul Geologic al României

3. CUARȚITE GRAFITOASE

Cuarțite grafitoase, rezultate din metamorfozarea unor gresii cărbunoase, formează rare intercalațiuni în Seria de Ciuta fiind asociate cu șisturile cloritoase. Astfel de intercalațiuni se întîlnesc pe creasta de la NW de P. Sorii.

B) SERIA DE HOLBAV

1. PARAGNAISE

Paragnaisele sînt rocele cele mai frecvente din extremitatea nord-estică a catenei Făgărașului. În zona gnaiselor oculare și la N de aceasta, rocele sînt formate din oligoclaz asociat cu cuarț, biotit sau muscovit. La S de fîșia gnaiselor oculare predomină paragnaise cu plagioclaz albitic (8 % An).

Ca o consecință a caracterului albitic al plagioclazului în zona sudică prezintă o tendință de dezvoltare porfiroblastică ce apare ca un caracter fiziografic a rocelor din această zonă. Ținînd seamă de această situație paragnaisele prezintă un caracter de altfel asemănător. În unele cazuri, însă, paragnaisele din așa numita « Serie de Leaota » au un aspect mătăsos după planele de șistozitate, iar porfiroblastele de albit se pot distinge cu ochiul liber.

Paragnaisele alternează cu micașisturi de culoare cenușie cu textură foarte șistoasă și sînt formate din cuarț, plagioclaz, biotit, muscovit și rar almandin. Cristalele de almandin sînt rareori vizibile cu ochiul liber. În vecinătatea Gnaisului de Cozia cristalele de almandin se dezvoltă atingînd uneori 1 cm. Prin alterarea ocazională a biotitului, roca devine ușor verzuie.

La microscop se descifrează o structură granoblastică sau porfiroblastică datorită dezvoltării granatului sau a feldspatului. Mărimea cristalelor este de 0,1—0,5 mm, iar porfiroblastele depășesc de regulă 1 mm. Pe lîngă componentele vizibile cu ochiul liber, se mai disting: magnetit, apatit, zircon, rareori clinozoizit și sfen.

Oligoclazul conținînd 15—25 % An, maclează după legea albit, uneori și după periclin, avînd cîteodată structură zonară. Învelișul exterior este de regulă mai albitic. Participarea sa este destul de variată oscilînd între 25—65 %. Prin alterare se încarcă cu paiete fine de sericit, fenomen ce se dezvoltă paralel cu cloritizarea biotitului.

Albitul, conținînd 2—8 % An, formează componenta feldspatică principală în zona situată la S de fîșia gnaiselor oculare, apărînd în xenoblaste maclate polisintetic, deseori însă în porfiroblaste, care pot fi observate chiar cu ochiul liber.

Biotitul, de culoare brună, cu policroism accentuat (n_g = brun închis, n_p = galben-brun), conține numeroase incluziuni de zircon cu aureole pleocroice. Prin alterare el este pseudomorfozat de pennin slab pleocroic, prezen-

Institutul Geologic al României

tînd deseori culori de birefringențe anormale. Muscovitul însoțește biotitul, de obicei în cantitate redusă. Almandinul este incolor și conține incluziuni de cuarț, magnetit sau biotit. Prin alterare el se transformă în agregate cloritoase cu incluziuni de sfen secundar. Clinozoizitul este foarte rar în paragnaisele cu oligoclaz, în cristale prizmatice bine dezvoltate, uneori maclate polisintetic după (100). Constantele optice $\measuredangle c$: $n_p = 5°$; $n_g - n_p = 0{,}008$, $2V \sim 90°$. Dintre componentele accesorii mai des întîlnite sînt: magnetitul, zirconul și apatitul, mai rar sfenul.

Paragnaise cu epidot. Aceste roce apar sub formă de intercalațiuni reduse pe cursul mijlociu și inferior al Văii Maleșiului, un afluent al Bîrsei lui Bucur. Ele sînt de culoare verde-cenușie cu textură liniară, conținînd uneori cristale de almandin de mărimea unui bob de linte. Structura este granoblastică, roca fiind formată din plagioclaz, epidot, cuarț, biotit, clorit, tremolit, calcit, la care se adaugă apatit, zircon și magnetit. Oligoclazul cu 10 % An este componenta principală a rocei, de regulă turbure prin dezvoltarea lamelelor de sericit. Epidotul apare în cristale prismatice izolate sau dîre paralele cu planul de șistozitate, fiind de culoare galben-verzuie ușor pleocroic. Birefringența este de 0,023, $\measuredangle c$: $n_g\,(n_p) = 0—3°$, iar 2V mare. Biotitul este în cantitate redusă și în parte transformat în pennin. Tremolitul apare în sporadice cristale aciculare.

2. MICAȘISTURI CU GRANAT

Se întîlnesc în numeroase intercalațiuni distribuite neregulat pe tot cuprinsul regiunii. Cele mai importante sînt cele de pe valea dela E de Șinca Nouă, P. Hontului, P. Paltinului, P. Gherdana, cursul inferior al Pîrîului Holbav, V. Tilfa, V. Lunei, V. Stînei, la obîrșia Văii Pleșii, V. Maleșiului, pe Bîrsa la poalele Pietrei Craiului și cursul superior al Pîrîului Poiana Mărului. Rocele sînt de culoare cenușiu-verzuie, alcătuite din cuarț, biotit, albit, muscovit și uneori cristale de almandin. Ca elemente accesorii se observă apatit, zircon, magnetit, rareori clinozoizit. La obîrșia Văii Sorii se întîlnesc micașisturi cu turmalină larg dezvoltată. Structura este granoblastică sau lepidoblastică, dimensiunile cristalelor oscilînd între 0,1—0,5 mm. Uneori structura devine heteroblastică prin dezvoltarea ocazională a porfiroblastelor de albit, granat sau cuarț.

Cuarțul este componenta principală, atingînd uneori 60 %. El conține incluziuni pulverulente de natură cărbunoasă, creîndu-se o structură helicitică. Extincția rulantă este foarte accentuată. Biotitul este însoțit în proporții variabile de muscovit. Lamele micacee au adeseori forme sinusoidale mulînd porfiroblastele de albit sau granat. Prin cloritizare, biotitul trece în pennin, putîndu-se urmări astfel zone reduse de cloritizare de ambele părți ale intercalației

Institutul Geologic al României

Gnaisului de Cozia. Albitul cu 2—7 % An ia parte la compoziția rocei în cantitate variabilă, observîndu-se astfel trecere către paragnaise. În intercalațiunile de micașisturi din zona meridională a regiunii, el apare adeseori sub formă de porfiroblaste nemaclate, în care se concentrează uneori cristale mărunte de granat. Granatul este incolor conținînd incluziuni de cuarț, magnetit, mai rar biotit. Paralel cu cloritizarea biotitului, el este de asemenea transformat în agregate cloritoase însoțite de sfen. Cloritul este în întregime secundar. Turmalina apare cu totul excepțional în cristale de cîțiva milimetri cu pleocroism accentuat: (n_g = verde închis, n_p = galben-verzui).

3. AMFIBOLITE

Amfibolitele apar în rare intercalațiuni în Seria de Holbav, lărgimea lor depășind chiar 200 m. Ele derivă foarte probabil din intercalațiunile marnoase în complexul sedimentogen originar.

Ele au culoare verde închisă și textură liniară, fiind formate din hornblendă verde în prisme alungite paralele cu șistozitatea, asociate uneori cu lamele de biotit la care se adaugă oligoclaz, augit și eventual almandin. După asocierile dintre diferitele minerale vom avea de deosebit: amfibolite cu augit, amfibolite cu biotit și amfibolite cu granat.

a) *Amfibolite cu augit* caracterizate prin asocierea dintre hornblendă verde, plagioclaz și augit, apar pe V. Lungă, P. Ruda P. Mare, Ruda Mică și P. Sorii. Hornblenda formează cristale prismatice dispuse de regulă după șistozitate. Mineralul este pleocroic: (n_g =verde-albăstrui, n_m = verde, n_p = verde-gălbui), cu următoarele constante optice ($n_g - n_p = 0{,}024$, $\sphericalangle\ c : n_g = 17—24°$). El apare în cantitate variabilă oscilînd între 60—85 %. Augitul se întîlnește în mică cantitate (pînă la 5 %). El este incolor cu $\sphericalangle\ c$: $n_g = 43°$ și $n_g - n_p = 0{,}025$. Oligoclaz-andezinul (29—32 % An) este maclat după legea albit sau periclin, formează xenoblaste mărunte, iar dintre mineralele accesorii mai frecvente apare sfenul, ce prezintă conture rombice sau alungite. Apatitul, magnetitul și pirita sînt rare.

b) *Amfibolite cu biotit* sînt de regulă rubanate, formate din benzi de culoare verde închisă în care predomină hornblenda verde, alternînd cu benzi brune biotitice. Grosimea benzilor este în medie de 2—4 cm. Astfel de roce se întîlnesc pe V. Cheii, Masa Mare și P. Vulcănița. Plagioclazul este un oligoclaz cu 20—25 % An asociat cu biotit sau hornblendă verde și cuarț în cantitate variabilă (pînă la 5 %). Biotitul conține numeroase incluziuni de zircon, înconjurate de aureole pleocroice al căror diametru atinge 0,2 mm.

c) *Amfibolite cu granat* se aseamănă cu cele piroxenice, fiind caracterizate prin asocierea dintre feldspat, plagioclaz, hornblendă verde și grosular. Ele au

Institutul Geologic al României

fost întîlnite pe Piscul Tîlfa și pe V. Lungă. Grosularul, de culoare cenușiu-roșcată, se ordonează după planurile de șistozitate. Cristalele (0,5—2 mm) sînt trapezoedrice și conțin numeroase incluziuni de feldspat, apatit sau magnetit dispuse uneori în spirală.

4. CALCARE CRISTALINE

Acestea apar sub formă de slabe intercalațiuni în Seria de Holbav pe Muntele Murișorii. Sînt de culoare albă, cîteodată vărgate cu benzi verzi sau cenușii de diferite grosimi. Cristalinitatea este pronunțată, cristalele putînd fi distinse cu ochiul liber. La microscop roca apare formată din agregate grăunțoase de calcit maclate polisintetic după (0112), grăunțe rotunjite de cuarț și sporadice lamele de muscovit, incluse adesea în calcit. Cuarțul cu extincția ușor ondulatorie contribuie cu 1—4 % la masa rocei.

5. GNAISE OCULARE

Formează un element important al Seriei de Holbav, putînd fi urmărite continuu de pe cursul inferior al Bîrsei lui Bucur de la Poiana Mărului pînă la NW de Măgura Codlei. Ele reprezintă continuarea zonei de gnaise de injecție dinspre Robești — Cumpăna, care în extremitatea nord-vestică a catenei Făgărașului, se prezintă cu caracterul de gnaise oculare. În regiunea studiată, lărgimea zonei de injecție este de 2—3 km, ea fiind formată din corpuri lenticulare foarte alungite cu direcția SW—NE, care se schimbă brusc la NE de comuna Poiana Mărului în direcția N—S. Intercalațiuni mai reduse se întîlnesc atît spre N, cum este aceea de la NE de comuna Șinca Nouă, la S pe P. Munteanului, la Gura Bîrsei lui Bucur și pe creasta dintre V. Plaiului și Bîrsa.

Mărimea cît și prezența ochiurilor de feldspat în aceste gnaise este în strînsă legătură cu extinderea intercalațiunilor lenticulare, putîndu-se urmări treceri gradate de la micașisturi sau paragnaise, prin dezvoltarea de ochiuri sporadice, avînd abia cîțiva milimetri diametru pînă la o rocă compactă, formată preponderent din ochiuri feldspatice de cîțiva centimetri diametru. Rareori ele pot ajunge pînă la mărimea unui pumn în interiorul intercalațiunilor mai puternice. În genere, ochiurile sînt formate din cristale unice de microclin, mai rar albit. Feldspatul potasic este de regulă maclat după legea Karlsbad, cu suprafața de albire neregulată. Structura rocei este granoblastică sau porfiroblastică, șistozitatea fiind marcată de orientarea lamelelor de muscovit și biotit.

În participarea componentelor feldspatice se constată variațiuni însemnate, fiecare din ele putîndu-se dezvolta în dauna celeilalte. Muscovitul și biotitul se întîlnesc adeseori asociate.

Microclinul apare în cristale mari, idioblaste, sub formă de ochiuri și în xenoblaste de dimensiuni reduse (0,1—0,5 mm) cu structura în ostrețe. În

Institutul Geologic al României

unele cazuri sistemele de macle sînt vizibile numai pe marginile cristalelor, interiorul fiind lipsit de maclații, în locul acestora apărînd în schimb structura pertitică (fig. 1), filonașele de albit fiind orientate după (010). În jurul ochiurilor de microclin, xenoblastele feldspatice sînt străbătute de cuarț vermicular dispus uneori în evantai. Același cuarț vermicular poate fi observat și în interiorul inclusiunilor feldspatice din ochiurile de microclin. Constantele sale optice sînt $\sphericalangle c: n_m = 6°$ și $n_g - n_p = 0{,}008$. Albitul cu 1—3% An formează uneori componenta principală a rocei, fiind maclat după legea albit, asociate uneori cu pericliu.

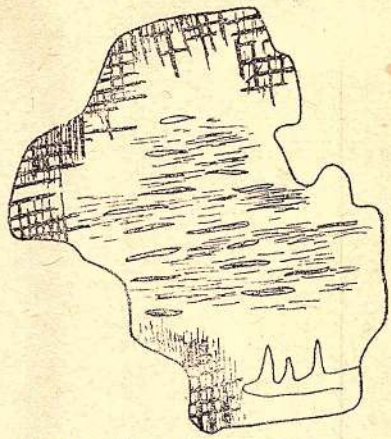


Fig. 1.— Microclin maclat periferic interiorul avînd structură pertitică, ×60.

Biotitul și muscovitul sînt adesea ușor îndoite. Dintre mineralele accesorii apatitul apare uneori în cristale de dimensiuni apreciabile. Incluziunile sale în biotit ca și cele de zircon produc aureole slab pleocroice. Magnetitul este sporadic.

La gnaisele de la Gura Bîrsei lui Bucur și creasta dintre V. Plaiului și Bîrsa, caracterul glandular este determinat de agregate feldspatice fine. Ele se mai deosebesc și prin aspectul mătăsos pe care-l prezintă după planele de șistozitate. Intercalațiuni similare au fost descrise de A. Streckeisen (48) și N. Oncescu (32) în Seria micașisturilor feldspatizate sub denumirea de gnaise aplitice. Acestea sînt însoțite de micașisturi cu biotit pe care le consideră ca formațiuni de contact ale gnaiselor aplitice. Între gnaisele oculare pe de o parte, micașisturile și paragnaisele de altă parte, există treceri marcate prin gnaise de injecție lit par-lit.

Pe V. Maleșiului, pîrîul de la SW de Sihla cît și pe versantul vestic al Măgurii Codlei, se întîlnesc brecii slab dezvoltate, formate pe seama gnaiselor oculare. Ele sînt alcătuite din fragmente de microclin plutind într-o pastă foarte fină cu caracter milonitic. Pe versantul vestic al Măgurii Codlei ele sînt impregnate adeseori cu pirită.

6. PEGMATITE

Ele apar în Seria de Holbav sub formă de filoane discordante, ajungînd uneori la cîțiva metri grosime. Ele sînt localizate îndeosebi în vecinătatea gnaiselor oculare, fiind probabil în legătură genetică cu acestea. Le-am găsit pe Valea de Mijloc, V. Lupului, P. Cotului și Pîrîul cel Bun, afluenți ai Pîrîului Holbav, cursul mijlociu al Pîrîului Vulcănița, V. Lungă, P. Vadului, D. Șoarecului și Bîrsa Fierului. În partea vestică a regiunii ele se întîlnesc numai sub formă de bolovani, fără să poată fi găsite în loc. Sînt formate din

Institutul Geologic al României

cuarț, albit și muscovit la care se adaugă uneori și almandin, mărimea cristalelor fiind de 1—7 mm, cu excepția lamelelor de muscovit, ce ating 2 cm diametru.

7. FILOANE DE CUARȚ

Întreaga Serie de Holbav este caracterizată prin intercalațiuni de cuarț, paralele cu șistozitatea rocelor, grosimea lor variind de la cîțiva centimetri pînă la un metru. Aceste silexite arată foarte des zone de zdrobire străbătute uneori de filonașe de calcit cu lamele de muscovit. Cristalele de cuarț conțin numeroase incluziuni dispuse uneori liniar și paralel cu conturul prismatic al mineralului.

II. MASIVUL GRANODIORITIC DE BÎRSA

Acest masiv semnalat încă de WACHNER (54), are o formă foarte alungită și este deschis pe o distanță de aproximativ 9 km între V. Șutilei și D. Frasinului, cu lățimea maximă de aproape 1 km în dreptul Poienii Marianului. Iviri mai reduse de roce similare se întîlnesc pe V. Vulcănița, reprezentînd continuarea aceluiași masiv spre E, apoi pe ambele flancuri ale Văii Rachiții la cca 1 km de Gura Văii și pe V. Șinca la 300 m S de marginea comunei Șinca Nouă.

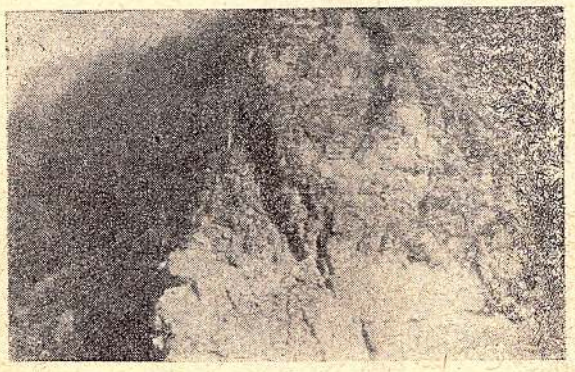


Fig. 2. — Apofiză de granit de pe V. Bîrsei Fierului.

O. SCHMIDT (47) consideră că vîrsta acestui masiv este anterioară formării filoanelor de schizolite mesozoice. Pe marginile masivului se observă numeroase apofize întîlnite pe V. Bîrsei Fierului la Gura Văii Bolovanului și a Șorogarului. În masa lui se întîlnesc adeseori enclave de micașisturi cornificate, iar la contactul său frecvente zone de zdrobire.

Granodioritul formează sîmburele masivului și apare la zi pe V. Șutilei, V. Stînii, Bîrsa Fierului, între Gura Văii Stînei și P. Iuzii, la SE de Poiana Marianului și pe V. Lungă.

Pe Bîrsa Fierului la S de Poiana Marianului unde masivul atinge lățimea maximă, au fost găsite în granodiorite și separațiuni neînsemnate de diorite. De aici pe urcușul înspre Poiana Marianului roca prezintă tipuri de trecere spre granit, componentele melanocrate fiind mai reduse. Prin scăderea acestora roca trece pe nesimțite într-un granit, care se urmărește pe toate culmile. Apofizele de la Gura Văii Bolovanului, Șorogarului sînt de asemenea granitice (fig. 2).

Institutul Geologic al României

1. GRANITE

Pe tot întinsul masivului, granitele formează învelișul periferic. Alte iviri reduse de granit se întîlnesc pe V. Vulcăniței, V. Răchiții și la S de comuna Șinca Nouă. O caracteristică a acestor granite sînt frecventele zone de zdrobire transformîndu-se uneori în milonite.

Granitele sînt cenușii sau brun-roșcate după preponderența cloritului sau a limonitului, lăsînd să se recunoască albitul, cuarțul și biotitul. Uneori roca prezintă mici spații microlitice în care s-au dezvoltat cristale de feldspat. Pe Valea Lungă zonele de milonitizare sînt străbătute de numeroase filonașe cu pirită compactă sau în cristale cubice mărunte. Structura este hipidiomorf grăunțoasă, uneori porfirică. Mărimea cristalelor este în medie de 0,5 mm, iar fenocristalele ating 2,5 mm. Ca un facies marginal se dezvoltă microgranite în care cristalele au numai 0,1—0,2 mm. Uneori roca prezintă o ușoară tendință porfirică grație prezenței de pastă fin grăunțoasă (0,08 mm). Neomogenitatea este accentuată prin desele zone de zdrobire. Mineralele apar în mare parte strivite sau pulverizate și invadate de clorit. În zonele de zdrobire se observă adesea depuneri abundente de pirită dezvoltîndu-se pînă la o impregnație generală cu cristale cubice avînd latura pînă la 5 mm. O astfel de impregnație se întîlnește pe V. Răchiții. Într-un stadiu mai avansat roca este complet milonitizată și invadată de clorit. În acest din urmă caz cuarțul și feldspatul apar frecvent în porfiroclaste.

Albitul se dezvoltă în cristale alungite după direcția axului *c*, uneori cu tendință idiomorfă. El formează în genere componenta principală a rocei, iar în ivirile de pe V. Răchiții și comuna Șinca Nouă, este singurul reprezentant al feldspaților alcalini. Adeseori el apare inclus în microclin. După caracterele sale optice se deduce un conținut de 7—10 % An, mai rar pînă la 15 %, cînd arată o ușoară structură zonară.

Microclinul apare în cristale xenomorfe cu macle fine caracteristice în formă de grătar. El formează uneori fenocristale ce includ frecvent mici cristale de albit maclat polisintetic sau mirmekit. În alte cazuri se dezvoltă o structură pertitică fină, rezultînd microclin-micropertit, în care separațiile albitice urmăresc direcțiile clivajelor. În secțiunile paralele cu pinacoidul (010), ele fac cu urma clivajului bazal unghiul de 65°. În acest caz se dezvoltă plaje mai mari de albit, care ajung să înlocuiască feldspatul potasic, care rămâne sub formă de mici resturi răzlețe (fig. 3).

La ivirile granitice de pe V. Răchiții și cea din comuna Șinca Nouă, feldspații sînt parțial sericitizați. Acest fenomen se observă uneori și în rocele zdrobite.

Cuarțul este unul dintre componentele principale ale rocei, apărînd în cristale xenomorfe cu numeroase inclusiuni pulverulente.

Institutul Geologic al României

Muscovitul se întîlnește numai rareori, mai ales în microgranite sub formă de lamele fine. Întrucît se observă o asociere a acestui mineral cu sericitul, el pare a fi de origine secundară. Biotitul poate fi observat numai rareori, fiind în cea mai mare parte cloritizat. Cloritul, însoțit uneori de calcit, formează pseudomorfoze după lamelele de biotit sau neoformații frecvente în zonele de zdrobire. Este de culoare verde sau galben-verzuie și slab pleocroic. Varietatea verde are alungirea pozitivă și birefringența ($n_g - n_p = 0{,}005$), iar cea galben-verzuie mai feriferă este negativă, avînd totodată și birefringența mai ridicată.

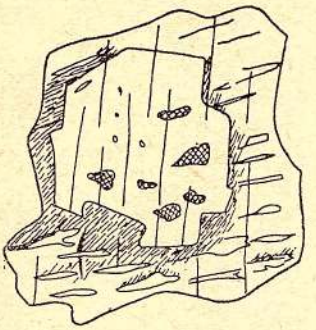


Fig. 3. — Cristal de pertit albitizat interior. × 48.

Dintre componentele accesorii mai frecvent întîlnit este zirconul inclus în feldspat sau biotit, înconjurîndu-se în acest din urmă caz de aureole pleocroice. Apatitul este mai rar și apare în cristale foarte fine. Ca mineral opac se întîlnește aproape exclusiv pirita în mici cristale cubice, în timp ce ortitul slab pleocroic (n_g = brun-gălbui, n_m = brun-închis, n_p = brun-verzui) este foarte rar.

Frecvența liniară:

	122	131 b
Cuarț	27,5	17,9
Microclin	30,0	58,0
Albit	40,7	17,5
Clorit	1,3	6,3
Minereu	0,5	0,3
	100,0	100,0

122. Granit, Creasta dintre V. Lungă și Bîrsa Fierului
131 b. » Bîrsa Fierului.

2. GRANODIORITE

Astfel de roce apar masive, cenușiu-deschise cu pete brune sau negre. Structura lor este hipidiomorf grăunțoasă, iar mărimea cristalelor variază între 1—2,5 mm, cristalele de feldspat atingînd chiar 4 mm lungime.

Compoziția lor mineralogică variază în largă măsură, observîndu-se treceri îndeosebi spre diorite cuarțifere și diorite.

Oligoclazul în cristale uneori idiomorfe alungite după axul *c*, este maclat după legea albit sau periclin, mai rar după legea albit-Karlsbad. După constantele sale optice conține cca 25% An, în zona centrală și 15 % An în învelișul periferic. Prin alterare zonele centrale ale cristalelor trec în agregate sericitice, cele periferice rămînînd de regulă limpezi. În rare cazuri se observă o decalcificare a oligoclazului care se transformă în albit, paralel cu formare de epidot, ce apare inclus în albit sau este depus pe crăpături.

Paralel cu scăderea componentelor colorate, feldspatul plagioclaz trece într-un albit-oligoclaz alături de care se dezvoltă mai mult microclin-pertitul.

Institutul Geologic al României

Cîteodată acesta este lipsit de maclație fină, fiind însă de regulă maclat după legea Karlsbad. În unele cazuri el este antrenat într-un proces de albitizare, marcat prin numeroase vine de albit.

Biotitul formează lamele mari idiomorfe, de culoare brună cu pleocroism foarte intens. (n_g = brun-măsliniu pînă la negru, n_m = brun închis, n_p = galben-brun). Lamelele sale prezintă des ușoare îndoituri, alteori rupturi sau resorbții marginale. El conține incluziuni de minerale opace, apatit sau zircon înconjurat de aureole pleocroice. Prin alterare trece în clorit pseudomorf.

La ivirile granodioritice întîlnite spre extremitățile masivului, biotitul formează componența melanocrată principală, iar pe V. Bîrsei Fierului, între V. Bolovanului și V. Cheii, granodioritele sînt preponderent amfibolice.

Hornblenda ce însoțește biotitul este o varietate verde pleocroică (n_g = verde închis, n_m = verde, n_p = verde pal), avînd $\sphericalangle c$: $n_g = 22°$ și $n_g - n_p = 0{,}024$). Cloritul provenit din descompunerea biotitului sau a hornblendei este de culoare verde, slab pleocroic (n_g = verde închis, n_p = verde-gălbui) cu birefringența negativă, $n_g - n_p = 0{,}005$, fiind concrescut cu sfen. Un alt mineral de neoformație întîlnit pe crăpăturile rocei este prehnitul formînd de regulă agregate radiare.

Zirconul apare de preferință în varietățile mai acide, găsindu-se în cristale prismatice cu fețe terminale, inclus în componentele principale. În biotit, hornblendă și clorit, el produce aureole pleocroice. Sfenul se observă în special în separațiuni mai bazice și prezintă forme rotunjite. Dintre mineralele opace, am remarcat magnetitul în cristale rotunjite sau neregulate și pirita în cristale cubice.

Greutatea specifică: 2,62.

Frecvența liniară:

	150	S 87
Feldspat plagioclaz	52,6	59,5
Feldspat potasic	21,4	11,5
Biotit	4,3	0,1
Hornblendă	—	10,4
Clorit	2,6	2,4
Cuarț	18,9	15,4
Minereu	0,2	0,8
	100,0	100,0

150. Granodiorit, V. Lungă
S 87. » , Bîrsa Fierului

3. DIORITE

Ele formează separațiuni neregulate în masa granodioritului. Roca este cenușiu-închisă sau verzuie cu textura masivă și structură hipidiomorf grăunțoasă; mărimea cristalelor variază între 0,5—2 mm.

Feldspatul plagioclaz este mai calcic decît în granodiorite, avînd 25—35 % An, cu structură zonară pronunțată. Maclele de tip periclin sau albit-Karlsbad sînt

Institutul Geologic al României

rare. Zonele centrale sînt puternic sericitizate. Printre mineralele colorate biotitul este de regulă preponderent, uneori el devine însă subordonat prin dezvoltarea hornblendei verzi.

Augitul ușor verzui ($\sphericalangle c: n_g = 52°$, $n_g - n_p = 0{,}025$), formează cristale cu conture neregulate prezentînd frecvente resorbții marginale și un înveliș de hornblendă care se dezvoltă luînd conture cristalografice. El conține incluziuni de biotit, apatit sau magnetit. Transformările hidrotermale în afară de sericitizarea plagioclazului duc și la formarea actinotului sub formă de mici aglomerări insulare. Cloritul este pseudomorf după biotit sau hornblendă.

Greutatea specifică: 3,00.

Frecvența liniară:

	395 a	347 a
Feldspat plagioclaz	63,9	61,5
Feldspat potasic	2,5	8,9
Biotit	20,5	12,3
Hornblendă	3,2	—
Augit	6,1	6,2
Clorit	—	6,6
Cuarț	2,0	4,0
Minereu	1,5	0,5
Apatit	0,3	—
	100,0	100,0

395 a. Diorit, V. Bîrsa Fierului
347 a. » » »

4. CONSIDERAȚII ASUPRA COMPOZIȚIEI MINERALOGICE A MASIVULUI GRANODIORITIC

Analiza planimetrică a tipurilor reprezentative scoate în relief o largă variație în participarea diferitelor componente. Astfel raportul dintre feldspat potasic și plagioclaz variază între 1:25 la diorite, pînă la 3:1 la granite. În același timp se constată o variație oarecum paralelă cu modificarea raportului dintre cuarț și totalitatea componentelor leucocrate între 1:30 la diorite și 1:3 la granite.

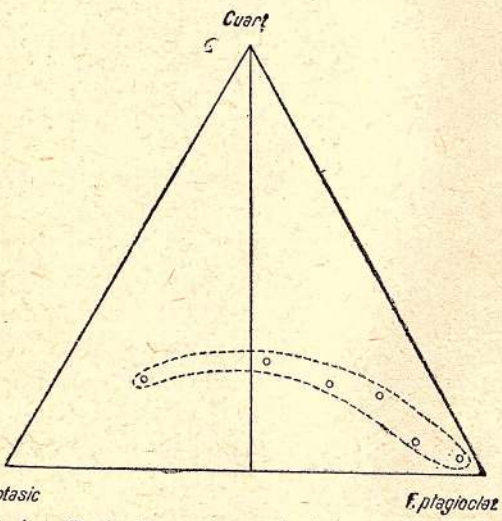


Fig. 4. — Proiecția rocelor masivului granodioritic în triunghiul: cuarț, feldspat alcalin, feldspat plagioclaz.

Pe de altă parte, raportul dintre cuarț și ortoză, variază foarte puțin, menționîndu-se aproape de unitate și numai la granite atinge valoarea 1:3.

Datorită acestor variații importante, cîmpul de proiecție în triunghiul « Cuarț, feldspat potasic, feldspat plagioclaz» este foarte

Institutul Geologic al României

alungit și îngust (fig. 4) scoțînd în evidență procesul de diferențiere al magmei granodioritice, care a condus la formarea rocelor granitice și dioritice prin separarea și concentrarea progresivă a plagioclazului.

Paralel cu variația mineralogică se pot urmări și deosebiri structurale datorită tendinței marcante de idiomorfism a plagioclazului care devine din ce în ce mai evidentă în separațiile dioritice.

5. FENOMENE DE CONTACT

Efectele metamorfismului termic se resimt pe o distanță redusă. Masivul eruptiv este înconjurat de o zonă de corneene cu o lățime de cîteva zeci de metri ce se urmăresc pe V. Lungă, Poiana Marianului și V. Bîrsei, iar către extremitățile sale, această zonă de metamorfism este abia marcată. Corneene similare se întîlnesc sub formă de enclave lenticulare vizibile pe V. Bîrsei și V. Lungă. Pe V. Stînii și V. Șutilii unde masivul se îngustează foarte mult, aceste enclave prezintă de asemenea fenomene de contact cu totul reduse.

Corneenele sînt de culoare brun-roșcată cu textură șistoasă relictă și alcătuite din: biotit, andaluzit, albit, cuarț, turmalină, zircon și minerale opace. Structura este în genere lepidoblastică, mai rar granoblastică.

Biotitul formează lamele foarte fine intens pleocroice (n_g = brun-roșcat, n_m = brun, n_p = gălbui pal), fiind în parte cloritizat.

Andaluzitul apare în cristale prismatice foarte alungite orientate oarecum după șistozitate, conținînd uneori incluziuni de biotit sau minerale opace. Este incolor, ușor pleocroic (n_p = roz și $n_g - n_p = 0{,}011$).

Participarea albitului este neînsemnată. Turmalina apare în cristale sporadice avînd conturele rotunjite. Lungimea lor depășește uneori 1 mm. Pleocroismul este accentuat (n_g = brun-gălbui, n_p = incolor) $n_g - n_p = 0{,}022$. Cuarțul este în parte crăpat; muscovitul apare numai sporadic. Zirconul inclus în mineralele principale atinge uneori 0,05 mm.

III. ROCE SEDIMENTARE

Permo-Mesozoicul. Rocele sedimentare vechi, aparținînd probabil Permianului, se întîlnesc sub formă de intercalațiuni în Seria de Ciuta. Ele sînt reprezentate prin conglomerate foarte cuarțoase, gresii cărbunoase, de culoare cenușiu-închisă sau roșcată, impregnate cu limonit și dolomite sau calcare albe în care SCHMIDT (47) a găsit urme de Moluște. Astfel de sedimente în parte slab metamorfozate se întîlnesc pe V. Bolovanului, Izvorul Murișoara, P. Sorii și Creasta de la NE de Șinca Nouă. Tot asociate cu Seria epizonală apar șisturi argiloase avînd abundente impregnații de substanțe cărbunoase cărora SCHMIDT le-a acordat vîrsta triasic-medie. Astfel de intercalațiuni prinse între cloritoșisturi și paragnaise, apar pe V. Bîrsei Fierului în dreptul Pîrîului Ruginii.

Institutul Geologic al României

Oswald Schmidt le mai semnalează la izvoarele Bîrsei lui Bucur legate de aceleași formațiuni epizonale. Ca și acestea ele formează lentile cu direcția SW — NE.

Triasicul. Este reprezentat printr-un mic petec de calcare dolomitice prinse în șisturi cristaline ce aflorează la cca 1 km E de vatra comunei Poiana Mărului.

Jurasicul ocupă partea nord-estică a regiunii. În sectorul Holbav întîlnim formațiuni liasice reprezentate prin șisturi și gresii argiloase cu numeroase strate de cărbuni, formînd un îngust sinclinal cu direcția NNE prins între Gnaise de Cozia și micașisturi biotitice. Aceste formațiuni au fost studiate de E. Jekelius (20—21), fiind străbătute de filoane trahitice și diabazice semnalate și în literatura veche (49—50).

Deasupra Liasicului urmează gresii cuarțoase de culoare deschisă, iar peste acestea profilul se continuă cu calcare tithonice constituind Măgura Codlei.

Peste formațiunile Jurasicului inferior și mediu, încalecă Cristalinul, reprezentat aproape exclusiv prin gnaise oculare. Pe tot traseul acestei linii de încălecare întîlnim brecii impregnate uneori cu pirită.

În partea sud-estică a regiunii între izvoarele Pîrîului Vulcănița, P. Albului și P. Munteanului, se urmăresc gresiile Cretacicului mediu, avînd un orizont de conglomerate la bază. Această formațiune apare transgresivă atît peste Cristalin cît și peste Liasic.

La nord-est de comuna Șinca Nouă se urmăresc marnele cretacic-superioare sub forma unei benzi înguste. În acest sector formațiunile cretacice sînt separate de Cristalin printr-o linie de ruptură cu direcția E—W, care poate fi urmărită de la N de Măgura Codlei pînă la Valea Strîmba (Schmidt, 46). Peste toate aceste formațiuni stau transgresiv șisturile argiloase oligocene.

IV. COMPLEXUL FILONIAN MESOZOIC

În extremitatea nord-estică a catenei Făgărașului, erupțiunile mesozoice alcătuiesc o rețea deasă de filoane discordante localizate aproape exclusiv la N de gnaisele oculare. În sectorul meridional al regiunii studiate, ele nu apar decît sporadic. Pe o suprafață de aproximativ 250 km² am putut identifica peste 250 filoane sienitice și aplitice și 150 de filoane lamprofirice și diabazice. Aceste iviri nu reprezintă decît o mică parte din numărul total al filoanelor. Deschiderile miniere făcute în diferite puncte, au arătat că ele sînt mai numeroase, neputînd fi urmărite din cauza acoperirii terenului.

Spațiul în care se dezvoltă este o zonă alungită în direcția SW—NE, cele mai multe fiind localizate între vatra comunei Poiana Mărului, Poiana Marianului, Șinca Nouă și cursul superior al Pîrîului Holbav. În această parte predo-

Institutul Geologic al României

mină aplitele, filoanele lamprofirice fiind mai rare. De la cursul superior al Pîrîului Poiana Mărului spre W, filoanele aplitice ca și cele lamprofirice devin mai rare, în locul lor întîlnindu-se filoane diabazice, care după afirmațiile lui REINHARD (40) se continuă spre W, fiind însoțite uneori de aplite și pegmatite. În zona centrală și vestică a catenei Făgărașului ele sînt mult mai rare.

În continuarea spre N a regiunii studiate, se întîlnesc diabaze și porfire în bazinul Oltului, descrise de SZENTPÉTERY (49) și H. WACHNER (52). În împrejurimile Orașului Brașov au fost descrise de către M. SAVUL și TH. KRÄUTNER (45) filoane de porfir granitic cu arfvedsonit intruse în marnele liasic-superioare. În aceleași formațiuni au fost semnalate filoane trahitice, iar M. BIELZ (4) le găsește și pe V. Baciului. Toate aceste iviri sporadice pot fi socotite ca aparținînd aceleași faze eruptive, dată fiind înrudirea lor petrografică.

În Cristalinul Carpaților orientali se întîlnesc roce filoniene bazice în regiunea Tulgheș, Broșteni, Borca și Ditrău, unde au fost descrise diabaze, kersantite, vogesite, camptonite, monchiquite și melafire. Ele formează aici filoane discordante foarte rar concordante cu Șisturile cristaline. După I. ATANASIU (1) filoanele lamprofirice din Carpații orientali se pot grupa în două serii: 1, camptonite și monchiquite 2, kersantite, vogesite, pe care le atribuie la două magme diferite puse în loc, probabil, în epoci relativ apropiate. Din punct de vedere chimic între aceste două serii există asemănări foarte mari. I. ATANASIU consideră filoanele de Tulgheș pretriasice. Camptonitele din regiunea Tulgeș se deosebesc de cele de la Poiana Mărului prin lipsa aproape totală a feldspatului plagioclaz.

În regiunea Ditrău, apar de asemenea filoane camptonitice și monchiquite, care au fost descrise pentru prima dată de I. SZADECZKY (50), iar studiul lor chimic a fost făcut mai tîrziu de B. MAURITZ (25) și M. VENDEL (51). Camptonitele și monchiquitele din regiunea Broșteni cît și cele din regiunea dintre Broșteni și Dorna, ne sînt cunoscute prin publicațiile lui V. BUȚUREANU (6, 7, 8) și D. CĂDERE (13), care analizează două camptonite provenind de pe P. Borca, un afluent al Bistriței.

STUDIUL FIZIOGRAFIC

Rocele filoniene din regiunea Poiana Mărului — Șinca Nouă se pot împărți în:

A) Sienite și bostonite

B) Diabaze și camptonite,

dintre care primele sînt mai frecvente. Filoanele au în genere dimensiuni reduse. Grosimea lor este cuprinsă între cîțiva centimetri și cîțiva metri, în rare cazuri trece de 10 m. Lungimea depășește rareori cîteva zeci de metri. Fiind de dimensiuni reduse, ele nu produc în genere fenomene de contact.

Institutul Geologic al României

A) SIENITE ȘI BOSTONITE

Sienitele și bostonitele frecvent cuarțifere sînt caracterizate prin asocierea anortozei cu biotit sau amfibol. Deoarece compoziția mineralogică este foarte uniformă, am ales drept criteriu de clasificare structura și dimensiunile cristalelor care variază în limite foarte largi.

După aceste criterii, ținînd cont și de compoziția mineralogică, vom deosebi:

1. Porfire sienitice cuarțifere;
2. Sienite porfirice;
3. Sienite cuarțifere cu riebeckit;
4. Bostonite cuarțifere;
5. Porfire bostonitice cuarțifere;
6. Bostonite porfirice;
7. Brecii bostonitice.

La aceste grupe se adaugă:

8. Aplite sienitice;
9. Trahite;
10. Porfire cuarțifere,

care nu apar decît în filoane cu totul sporadice.

Redăm mai jos o figură sugestivă după WAHLSTROM (55), care ne ușurează înțelegerea acestui principiu de clasificare (fig. 5).

Aceste roce se disting printr-o culoare cenușiu-deschisă, roșcată sau verzuie, și au de regulă un caracter porfiric. Uneori dispoziția paralelă a fenocristalelor pune în evidență o textură fluidală. Cu ochiul liber se pot distinge anortoza, în cristale albe sau roz, mai rar albitul în cristale foarte alungite, fiind în unele cazuri invadate de clorit. Un alt element este pirita în mici cristale cubice înconjurate de produse de oxidare. Maclația feldspaților după legea Karlsbad sau albit, este de asemenea uneori vizibilă chiar cu ochiul liber. În unele eșantioane se remarcă frecvente spații microlitice în care s-au dezvoltat cristale idiomorfe de feldspat. Cloritul are tendința de a forma aglomerațiuni impregnînd masa feldspatică. El este asociat de asemenea în filonașele de cuarț pe crăpăturile rocei. Ca elemente accesorii se întîlnesc zircon, apatit, pirită și leucoxen.

Anortoza apare în cristale idiomorfe maclate foarte des după legea Karlsbad, în unele cazuri delimitarea dintre indivizi fiind o suprafață neregulată. Clivajul bazal perfect, mai slab după (010) și abia distinct după (100). Anortoza se întîlnește atît în fenocristale cît și în pastă.

Identificarea anortozei rezultă din următoarele constante optice: $\measuredangle c : n_m = 3°$, $\measuredangle a : n_p = 9°$, refringența scăzută $n_g < n$ (Balsam de Canada), $n_g - n_p = 0{,}008$, biax negativ cu $2V = 35 - 53°$.

O caracteristică a anortozei studiate este structura pertitică. Ea este mai evidentă la fenocristale, majoritatea cristalelor din pastă trădează această structură numai printr-o extincție ondulatorie. În secțiunile după (100) și (001), cristalele prezintă un aspect pertitic caracteristic, fiind alcătuite din lamele

Institutul Geologic al României

subțiri de albit maclate polisintetic după legea albit sau rareori după periclin. Albitul alternează cu anortoză, deosebindu-se de aceasta printr-o refringență mai ridicată. În unele cazuri separarea dintre cei doi feldspați este mai puțin accentuată, iar extincția variază continuu, avînd un caracter rulant. Coexistența ambelor legi de maclă dă anortozei aspectul asemănător microclinului.

După fața (010) aspectul pertitic este deosebit de cel de pe fețele precedente. Lamelele de albit se orînduiesc de regulă după direcția axului *c*, prezentînd

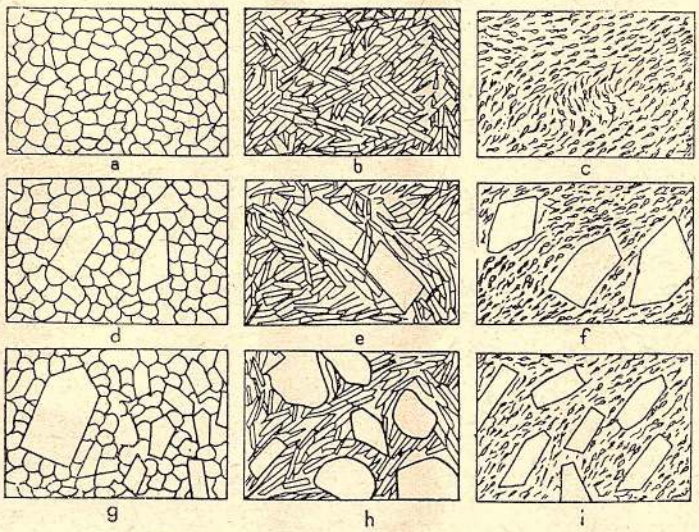


Fig. 5. — Structura rocelor filoniene.

a) sienit; *b*) bostonit; *c*) trahit;
d) sienit porfiric; *e*) bostonit porfiric; *f*) trahit porfiric;
g) porfir sienitic; *h*) porfir bostonitic; *i*) porfir trahitic.

conture cu totul neregulate. Delimitarea dintre plajele de albit și cele de anortoză este în unele cazuri puțin accentuată, iar între pozițiile de extincție există treceri continui. Extincția rulantă este mai evidentă decît în zonele (100) și (001).

La cristalele din pastă separarea albitului este foarte puțin accentuată. De regulă aceste cristale sînt omogene, prezentînd însă o evidentă extincție ondulatorie. La unele cristale, totuși, această separare este tot atît de pronunțată ca și la fenocristale.

Cele două minerale componente ale anortozei se caracterizează prin următoarele date optice: $\sphericalangle c : n_m = -14°$, $\sphericalangle c : n_p = +18°$, corespunzînd unui albit cu 8 % An și $a : n_p = 9°$ corespunzînd anortozei sau $a : n_p = 6°$ corespunzînd ortozei.

După E. Beier (3) și W. Eitel (14) pertitul s-ar forma printr-un dezamestec dintre feldspatul sodic și potasic după scăderea temperaturii. La temperaturi înalte între cei doi feldspați există o miscibilitate perfectă. Odată cu scăderea

Institutul Geologic al României

temperaturii, începe dezamestecul, care se datorește aptitudinii de migrare a ionilor de sodiu cu un diametru mai mic. Ionii de potasiu avînd un diametru mai mare, au puterea de difuziune mai scăzută. Efectuarea procesului de dezamestec depinde în primul rînd de răcirea magmei. Prin răcire amestecul de feldspați, din momentul cînd se ajunge la temperatura de dezamestec, cele două componente feldspatice încep să se separe, albitul avînd tendința de a forma filonașe. Cu cît răcirea este mai înceată, cu atît cele două componente au posibilitatea de a se separa mai complet, ajungîndu-se la ceea ce denumește BEIER « Sistem grosolan dispers ».

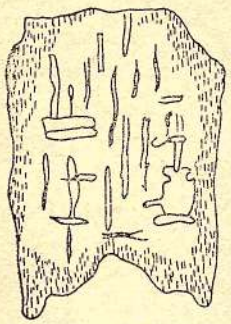


Fig. 6. — Cristal de anortoză albitizat periferic. × 45.

Într-adevăr în cazul fenocristalelor care s-au individualizat în prima fază a consolidării rocei, efectuată la adîncimi apreciabile, cînd procesul de răcire a evoluat lent, cele două componente au avut posibilitatea de a se individualiza aproape complet. Delimitarea dintre lamelele pertitului este în acest caz netă.

În cazul cînd procesul de răcire se efectuează mai repede, componentele nu au timpul necesar pentru o separare completă, posibilitățile de deplasare ale particolelor fiind cu mult reduse. În acest caz se realizează un edificiu cristalin puternic dispers, aproape coloidal, rezultînd un dezamestec la scară submicroscopică.

După BEIER (3) tendința cea mai puternică de dezamestec prin răcire se manifestă cînd amestecul de feldspați se proiectează pe mijlocul curbei ce delimitează spațiul de dezamestec de cel cu miscibilitate completă. Cristalul apare atunci format din părți aproximativ egale de feldspat potasic și sodic. Urmărirea acestei proporții în cazul de față este greu de făcut din cauza procesului de albitizare, ce a intervenit ulterior.

Un alt caz de asociere între anortoză și albit este datorit unui proces metasomatic. În acest caz structurile sînt cu totul deosebite, permițînd urmărirea în detaliu a evoluției acestui proces. Fenomenul de albitizare poate fi observat la fiecare secțiune și este ulterior procesului de consolidare. El afectează în special învelișul cristalelor (fig. 6), propagîndu-se înspre interior prin înlocuirea treptată a feldspatului potasic prin cel sodic. Această înlocuire este mai accentuată în direcțiunile de clivaj. Într-un stadiu mai înaintat cristalele de anortoză apar înconjurate de un înveliș albitic, iar în stadiile de înlocuire mai avansată acest înveliș se mărește propagîndu-se spre interior de-a lungul direcțiunilor de clivaj. În ultima fază rezultă cristale de albit înglobînd insule neregulate de feldspat potasic.

Fenomenul este datorit soluțiunilor hidrotermale sodice derivînd din cuptorul magmatic, canalizate pe direcția filoanelor după punerea în loc a acestora. Paralel cu procesul de albitizare a feldspatului potasic s-a efectuat și cloritizarea biotitului și a amfibolilor.

Institutul Geologic al României

Albitul primar se întîlneşte relativ rar, formînd cristale prismatice alungite după direcţia axului *c*. În fenocristale el se întîlneşte numai cu totul sporadic. El este de regulă maclat după legea albitului, cîteodată după periclin. După constantele optice el are un conţinut de 5—6 % Anortit.

Atît albitul cît şi anortoza sînt impregnate cu numeroase incluziuni foarte fine, brun-roşcate, nedeterminabile microscopic, care le dau un aspect turbure. Ele sînt de regulă mai numeroase în cristalele de anortoză.

Cuarţul umple golurile dintre cristalele de feldspat, conţinînd numeroase incluziuni de clorit, mici cristale de feldspat sau magnetit. Extincţia rulantă este pronunţată, datorită deformării reţelei sale din cauza presiunilor orogenetice la care a fost supusă roca.

Biotitul apare numai în mică cantitate nealterat, cea mai mare parte fiind transformat în clorit. De remarcat este faptul că în timp ce feldspaţii sînt bine conservaţi, biotitul a fost cloritizat în majoritatea cazurilor aproape în întregime.

Lamelele de biotit, adesea uşor îndoite au culoare brună, conţinînd frecvente incluziuni de minerale opace. Pleocroismul este accentuat (n_g = brun-roşcat, n_p = galben-verzui), iar $n_g - n_p = 0{,}033$.

Cloritul de culoare verde sau roşcată apare pseudomorf după biotit sau pe fisurile rocei. Pleocroismul este în genere puţin pronunţat (n_g = verde deschis, n_p = galben-verzui). Varietatea brună este mai slab pleocroică. Alungirea pozitivă, $n_g - n_p = 0{,}006$ pentru varietatea verde şi $n_g - n_p = 0{,}007$ pentru varietatea brun-roşcată.

Dintre mineralele opace se identifică pirita în mici cristale cubice, magnetitul în cristale rotunjite, excepţional limonit arborescent. Prin alterare aceste minerale trec în limonit, care însoţeşte de obicei cloritul.

Apatitul în cristale prismatice hexagonale apare inclus în biotit sau feldspat. Zirconul în secţiuni alungite sau pătratice cu contur foarte pronunţat apare de asemenea inclus în feldspat sau biotit. În acest din urmă caz, el se înconjoară cu aureole pleocroice.

1. PORFIRE SIENITICE CUARŢIFERE

Filoane de porfire sienitice se întîlnesc într-o regiune relativ întinsă între comuna Şinca Nouă şi Poiana Mărului, alternînd cu filoanele bostonitice şi lamprofirice. Astfel de filoane destul de numeroase se semnalează pe Ruda Mare, Ruda Mică, Creasta de la SE de V. Murişoara, cursul inferior al Pîrîului Holbav, D. Frasinului, P. lui Bodan, P. Mesteacănului, etc.

Puterea lor variază între 0,5 — 10 m şi numai excepţional — cum sînt filoanele întîlnite pe versantul meridional al Dealului Şovîrna în dreptul Pîrîului Vulcăniţa şi cel de pe P. Frasinului, care apare la contactul masivului granodioritic — ea depăşeşte 20 m.

În unele iviri, în special la cele de pe D. Şovîrna, se observă frecvente diaclaze paralele pe care s-au depus oxizi de fier.

Institutul Geologic al României

Pasta rocei are structura hipidiomorf grăunțoasă, mărimea grăuntelui variind între 0,04 — 0,1 mm, ultimile dimensiuni fiind mai frecvente. Caracterul porfiric este foarte accentuat prin numeroasele fenocristale de anortoză, mai rar albit, atingînd uneori 4 mm lungime (pl. 2, fig. 3). În unele secțiuni se observă o ușoară tendință de dezvoltare a formelor alungite care nu ajung însă să imprime rocei un caracter deosebit.

Procesul de albitizare este în genere destul de avansat, albitul luînd aspect caracteristic în scîndură de șah.

Greutatea specifică 2,78.

Din frecvența liniară rezultă evident caracterul porfiric al rocei:

Nr. 154. Porfir sienitic cuarțifer, D. Frasinului.

Feldspat	91,3	(64,3 fenocristale)
Cuarț	4,9	
Clorit	3,7	
Minereu	0,1	
Total	100,0	

Analiza chimică a aceleiași probe dă următoarele rezultate:

		Valorile Niggli	
SiO_2	69,78	*si*	337
TiO_2	0,17	*al*	45
Al_2O_3	15,74	*fm*	9
Fe_2O_3	0,40	*c*	4
FeO	2,05	*alk*	42
MnO	0,01	*k*	0,27
MgO	0,11	*mg*	0,08
CaO	0,85	*ti*	0,28
Na_2O	6,52	*p*	0
K_2O	3,67	*c/fm*	0,48
H_2O-	—	*qz*	+69
H_2O+	0,62	*Sect.*	IV
P_2O_5	0,01	*Valorile Becke*	
CO_2	—	ξ	87
Total	99,93	η	49
		ζ	46

După valorile Niggli, roca corespunde unei magme intermediare între magma alcali-granitică și una alcali-sienit-aplitică (albitică), deosebindu-se printr-o valoare scăzută a parametrului *mg*, și mai ridicată a lui *al*, asemănătoare unui paisanit de la Red Hill New Hampshire.

2. SIENITE PORFIRICE

Filoane de sienite porfirice se întîlnesc împrăștiate în regiunea de la W de comuna Holbav pînă la W de Șinca Nouă. Astfel de filoane și iviri au fost semnalate pe V. Epei, P. Cotului, P. Paltinului, Știmbav, Ruda Mare, Holbav, P. lui Bodan, D. Frasinului, D. Piscului, etc.

Institutul Geologic al României

La microscop roca se caracterizează printr-o structură slab porfirică, cantitatea de fenocristale variind între 10—20 %, dimensiunile lor atingînd cca 2 mm. Spre deosebire de porfirele sienitice, pasta este alcătuită din grăunțe mai mari a căror dimensiuni sînt cuprinse între 0,1 și 0,3 mm. Structura pastei este hipidiomorf grăunțoasă, iar prezența cristalelor, a căror diametru depășește 0,4 mm îi dă de asemenea un caracter ușor porfiric.

Ca și în porfirele sienitice pe lîngă formele izometrice, se dezvoltă sporadic cristale alungite cu dispoziție divergentă. La filoanele de pe Ruda Mare se observă deseori zone de zdrobire. Intensitatea fenomenului de albitizare poate fi urmărită pe o suprafață relativ întinsă. După materialul studiat se constată că acest fenomen este mai înaintat la filoanele din regiunea Văii Poiana Mărului și cursul inferior al Pîrîului Holbav, el fiind mai slab sau aproape inexistent la filoanele din vecinătatea comunei Holbav. În unele secțiuni o parte din fenocristalele de anortoză sînt complet sericitizate, lamelele foarte fine de sericit fiind dispuse după suprafețele de clivaj.

Cloritul pennin este pseudomorf după amfibol, fiind asociat cu leucoxen. Unele pseudomorfoze ating 0,4 mm.

Măsurătorile făcute cu masa de integrare dau următoarele proporții dintre diferite componente:

Feldspat	89,0 (19,6 fenocristale)
Cuarț	5,2
Clorit	4,5
Minereu	1,3
Total . . .	100,0

3. SIENITE CUARȚIFERE CU RIEBEKIT

Sienitele cu riebekit se întîlnesc în cîteva iviri pe D. Piscului grupate în jurul înălțimii 1037. Sînt singurele în care amfibolul apare nealterat.

Roca este de culoare verde-albăstruie, compactă, neputîndu-se distinge decît cu greu cristalele componente. Structura este ușor porfirică marcată prin prezența fenocristalelor sporadice de anortoză de culoare roz, ale căror dimensiuni nu trec de 2,5/1 mm.

La microscop se observă o tendință de îngrămădire a fenocristalelor dînd rocei un caracter neomogen. Pasta este formată din grăunțe a căror dimensiune medie este de 0,2/0,1 mm.

Forma cristalelor este destul de variată întîlnindu-se aproximativ în proporții egale grăunțe izometrice cît și cristale alungite la care raportul dintre lungime și lățime este de cca 4/1. În ceea ce privește repartiția lor în spațiu, se observă zone în care se aglomerează de preferință cristale cu forme izometrice, roca apărînd grăunțoasă, în timp ce asocierea cristalelor alungite imprimă rocei o textură ușor fluidală (pl. II, fig. 4).

Institutul Geologic al României

Procesul de albitizare este abia marcat, fapt care explică și conservarea riebekitului. O altă particularitate a acestei roce sînt numeroasele incluziuni întîlnite numai în cristalele de anortoză din pastă, fenocristalele rămînînd limpezi. Prin abundența lor, ele imprimă feldspatului o nuanță roșcată caracteristică.

Riebekitul în cristale prismatice de cca 0,1 mm lungime este răspîndit uniform în masa rocei. El se distinge printr-o colorație intensă și pleocroism accentuat (n_g = galben-verzui, n_m = albastru-clar, n_p = albastru-închis). Unghiul de extincție c: $n_p = 5°$, $n_g - n_p = 0{,}005$. Prin alterare el trece într-un clorit de culoare galben-verzuie, care apare însă în cantitate neglijabilă.

Greutatea specifică: 2,60.

Frecvența liniară a probei nr. 383. Sienit cu riebekit, D. Piscului:

Feldspat	80,0	(0,7 fenocristale)
Cuarț	5,3	
Riebekit	14,1	
Clorit	0,6	
Total	100,0	

Analiza chimică a aceleași probe dă rezultatele următoare:

SiO_2	66,04	*Valorile Niggli*	
TiO_2	0,16	*si*	271
Al_2O_3	17,68	*al*	43
Fe_2O_3	1,92	*fm*	11
FeO	1,27	*c*	4
MnO	0,05	*alk*	41
MgO	0,06	*k*	0,24
CaO	0,94	*mg*	0,04
Na_2O	7,52	*ti*	0,50
K_2O	3,66	*p*	—
H_2O-	0,09	*c/fm*	0,30
H_2O+	0,53	*qz*	+12
P_2O_5	0,01	*Sect.*	III
CO_2	—	*Valorile Becke*	
Total	99,93	ξ	84
		η	47
		ζ	45

Roca este intermediară între un keratofir de la Hamilton Hill, Schothland și un trahit de la Portobello Dunedin, N. Seel.

4. BOSTONITE CUARȚIFERE

Bostonitele cuarțifere sînt localizate în regiunea confluenței dintre P. Holbav și P. Poiana Mărului. Le întîlnim în număr restrîns pe cursul inferior al Pîrîului Vulcănița, pe cursul mijlociu al Pîrîului Gherdana, pe versantul sud-vestic al Dealului Șovîrna și în cîteva aflorimente pe Piscul Tîlfa.

Institutul Geologic al României

Studiul microscopic al acestor roce, pune în evidență o mare varietate a structurii, texturii și a raporturilor cantitative între componente (pl. I fig. 1, 2, 4). Această diversitate este atît de importantă, încît o paralelizare între secțiunile studiate devine foarte grea, fiecare avînd caracteristicile sale proprii. Structura pastei este panidiomorf grăunțoasă, iar caracterul porfiric variază în limite destul de largi de la tipuri în care fenocristalele apar numai sporadic (aproximativ 1% din masa rocei) pînă la tipurile la care fenocristalele trec de 25%. Rareori se întîlnesc tipuri cu caracter porfiric mai pronunțat, roca trecînd într-un porfir bostonitic.

De asemenea forma fenocristalelor variază cînd prima generație este bine reprezentată, fenocristalele de anortoză și albit sînt alungite după direcția axului *c* și turtite după pinacoidul (010), mai rar izometrice. În rocele mai slab porfirice fenocristalele de feldspat sînt de regulă izometrice, rareori alungite.

Orientarea fenocristalelor este de obicei paralelă. Această dispoziție se observă mai ales la rocele cu caracter porfiric mai pronunțat, la care cristalele sînt turtite după (010). Aceste cristale sînt mai apte de a se orienta după direcțiuni paralele. Deseori apare foarte pronunțată tendința de distribuire divergentă, în care caz cristalele de anortoză au dispoziție radiară.

Mărimea cristalelor este în medie de 0,5 — 1,5 mm. Componentele rocei sînt cele întîlnite în întreaga serie, biotitul fiind reprezentantul componentelor melanocrate. El nu apare de altfel decît în cantitate mică fiind în cea mai mare parte cloritizat. Și în acest caz se remarcă conservarea feldspaților în timp ce biotitul este cloritizat.

Din frecvența liniară a componentelor rezultă o largă variație a participării fenocristalelor:

	Nr. 59	Nr. 22
Feldspat	90,2 (0,7 fenocristale)	84,8 (3,3 fenocristale)
Clorit	9,0	8,7
Cuarț	0,7	5,9
Minerale opace	0,1	0,6
Total	100,0	100,0

	Nr. 99	Nr. 41
Feldspat	86,2 (10,3 fenocristale)	93,6 (18,8 fenocristale)
Clorit-biotit	11,6	5,0
Cuarț	2,0	1,1
Minerale opace	0,2	0,3
Total	100,0	100,0

59. bostonit cuarțifer, V. Vulcănița
22. » » D. Șovîrna
99. » » D. Tîlfa
41. » » V. Holbav

5. PORFIRE BOSTONITICE CUARȚIFERE

Aceste roce se disting prin caracterul lor porfiric foarte accentuat, fenocristalele depășind uneori 50 %. Le găsim răspîndite în bazinul mijlociu și

Institutul Geologic al României

inferior al Pîrîului Holbav, semnalîndu-se pe V. Paltinului, Gherdana, Vulcănița, Holbav și Pîrîul Mîntuloaia, un afluent al Pîrîului Șinca.

Structura este panidiomorf porfirică cuprinzînd o largă varietate de tipuri, determinată atît de forma cît și de dezvoltarea felurită a cristalelor. Relativ la forma lor se observă variațiuni privind ambele generații. Fenocristalele de anortoză au în acest caz forme izometrice, rar alungite după axul *c*. În pastă se observă treceri de la cristale alungite spre forme izometrice în care caz roca are un aspect grăunțos. Asocierea microlitelor alungite cu a celor izometrice dă naștere la o mare varietate de imagini microscopice care se accentuează prin variația largă a dimensiunilor cristalelor din pastă. În cele mai multe cazuri însă predomină microlitele. Mărimea cristalelor variază de asemenea în limite întinse. Fenocristalele au dimensiuni cuprinse între 0,6 — 4 mm, cele mai frecvente avînd 1 mm, pe cînd microlitele au 0,05 — 0,2 mm cu preponderența celor de 0,1 mm.

Textura fluidală sau masivă este strîns legată de forma cristalelor.

Anortoza apare des în cristale curbate. Structura sa pertitică este în genere fină, iar fenomenul de albitizare este pronunțat.

Componentele colorate sînt în genere cloritizate, observîndu-se pseudomorfoze după cristale de amfiboli. Cloritul este însoțit de regulă de leucoxen. Cuarțul formează uneori mici cuburi, înglobînd microlitele de anortoză, iar mineralele opace se observă de preferință în varietățile mai cloritoase.

Greutatea specifică : 2,63.

Analiza planimetrică a unei probe reprezentative arată următoarele conținuturi:

Feldspat	94,5 (48% fenocristale)
Cuarț	1,1
Clorit	3,1
Minereu	1,3
Total . . .	100,0

6. BOSTONITE PORFIRICE

Aceste filoane, cele mai numeroase, sînt răspîndite pe o largă zonă cuprinsă între comuna Șinca Nouă, P. Poiana Mărului și comuna Holbav. Ele se deosebesc de porfirele bostonitice prin participarea mai redusă a fenocristalelor cît și prin lipsa eventuală a cuarțului.

Ele prezintă o structură panidiomorfă sau ușor porfirică, relevată prin prezența unui mic număr de fenocristale de anortoză, mai rar albit în scîndură de șah, avînd conture perfect idiomorfe. Textura fluidală caracteristică bostonitelor este evidențiată prin orientarea cristalelor din pastă antrenînd totodată și orientarea cristalelor de primă generație. În jurul fenocristalelor, pasta se dispune adesea în așa fel încît dă impresia înaintării unei nacele printr-un fluid. Cristalele din pastă se dispun paralel cu fenocristalele, iar în urma lor ele se îngrămădesc dezordonat pentru a ocupa locul devenit liber (planșa 1, fig. 4). La unele secțiuni, în special

Institutul Geologic al României

la cele microlitice, textura fluidală este mai puțin evidentă dînd loc unei orînduiri divergente. În această așezare feldspații au tendința de a se grupa concentric formînd rozete. De asemenea la tipurile cu structură fluidală se întîlnesc sporadice cuiburi în care pachetele de stinghii feldspatice au dispoziție concentrică. Mărimea cristalelor este în medie de 2—3 mm în prima generație și 0,1 — 0,4 mm în pastă.

Stadiul de separare a feldspatului sodic de cel potasic, este relativ puțin avansat, albitul prezentîndu-se în lamele foarte fine, paralele cu zona (010), (100). Această separare este mai avansată la prima generație. La microlite starea de dispersiune este destul de puternică relevîndu-se în extincție rulantă.

În afară de componentele obișnuite se remarcă uneori lamele fine de muscovit, care apar de preferință însoțite de clorit. Aceste minerale se observă în special la rocele mai bogate în componentele melanocrate. Cloritul este de regulă pseudomorf după amfibol, fiind însoțit de concrețiuni arborescente de leucoxen, dispuse adesea după direcțiunile de clivaj ale mineralului primar. În unele cazuri componenta melanocrată este reprezentată prin biotit în stare proaspătă.

Greutatea specifică: 2,59 — 2,61.

Frecvența liniară a componentelor probei nr. 45:

Feldspat	83,5 (3% fenocristale)
Biotit	5,8
Clorit	10,4
Minereu	0,3
Total	100,0

Analiza chimică a două eșantioane necuarțifere dă următoarele rezultate:

	Nr. 44	Nr. 45
SiO_2	59,98	60,74
TiO_2	0,26	0,24
Al_2O_3	21,14	20,02
Fe_2O_3	0,01	0,18
FeO	3,68	3,81
MnO	0,10	0,07
MgO	0,24	0,25
CaO	2,08	1,95
Na_2O	0,97	7,64
K_2O	3,85	3,93
H_2O-	—	0,06
H_2O+	1,34	1,19
P_2O_5	0,10	—
CO_2	0,61	0,24
Total	100,36	100,32

Valorile de proiecție după Niggli		
si	210	211
al	43	43
fm	13	13
c	9	8
alk	33	36
k	0,26	0,25
mg	0,10	0,10
ti	0,88	0,65
p	0,22	0,22
c/fm	0,60	0,56
qz	−12	−23
Sect.	IV	IV
Valorile Becke		
ξ	76	79
η	52	51
ζ	42	44

44. Bostonit porfiric, V. Holbav
45. Bostonit porfiric, V. Holbav

Institutul Geologic al României

După valorile Niggli ambele roce se aseamănă cu un pulaskit de la Fourche Mt. Arkansas.

La filoanele din regiunea Văii Murișoara și Mesteacănului se observă dese zone de zdrobire. Aici întîlnim, în genere, tipuri slab porfirice cu fenocristalele parțial sfărîmate. Zonele de zdrobire brăzdează roca în direcțiuni paralele, lărgimea lor variind între 0,5 mm și 3 cm. Ele sînt formate din material feldspatic pulverulent în care plutesc grăunțe rotunjite cu extincțiunea rulantă. Unele din aceste zone sînt puternic impregnate cu clorit, calcit, mai rar sideroză. Aceste zone se pot extinde, procesul de milonitizare afectînd întreg filonul.

Greutatea specifică: 2,65.

Analiza chimică a unei probe parțial milonitizate de pe V. Murișoara (nr. 14) dă următoarele rezultate:

		Valorile Niggli	
SiO_2	66,98	*si*	290
TiO_2	0,10	*al*	46
Al_2O_3	18,28	*fm*	9
Fe_2O_3	0,10	*c*	8
FeO	2,05	*alk*	36
MnO	0,03	*k*	0,21
MgO	0,04	*mg*	0,03
CaO	1,75	*ti*	0,28
Na_2O	6,78	*p*	0,28
K_2O	2,85	*c/fm*	0,85
H_2O-	0,04	*qz*	+ 49
H_2O+	0,55	*Sect.*	V
P_2O	0,01	*Valorile Becke*	
CO_2	0,68	ξ	82
Total	100,24	η	54
		ζ	44

Conținutul ridicat în oxid de calciu este dat de calcitul hidrotermal care însoțește cloritul.

După aceste valori, roca corespunde unei magme nordmarkitic-pulaskitică apropiindu-se de un Sölvsbergit din Macedonia, Victoria.

7. BRECII BOSTONITICE

Pe V. Lungă și V. Gherdana am întîlnit două filoane de brecii de culoare cenușiu-deschisă sau ușor verzuie, formate din elemente bostonitice prinse într-o pastă compactă foarte fină.

Compoziția mineralogică corespunde unui bostonit slab cuarțifer. Fenocristalele de anortoză prezintă crăpături frecvente sau se întîlnesc numai în fragmente plutind într-o masă pulverulentă alături de fragmentele de cuarț. Pasta cineritică este impregnată de regulă cu clorit. În afară de elementele bostonitice cu structură microlitică se mai observă elemente cu structură felsitică. Unele

Institutul Geologic al României

varietăți sînt puternic impregnate cu epidot ce formează cristale prismatice izolate de 0,1 — 0,4 mm sau filonașe, respectiv cuiburi, în care se concentrează înlocuind feldspatul. Epidotul este însoțit de clorit sau calcit. Culoarea sa este galben-verzuie, iar pleocroismul abia perceptibil. Birefringența variază în aceeași secțiune atingînd valoarea maximă de 0,040. Paralel cu epidotizarea se observă o dezvoltare largă a albitului secundar în dauna feldspatului potasic.

8. APLITE SIENITICE

Filoane de aplite sienitice se întîlnesc în număr foarte restrîns la S de comuna Șinca Nouă pe Văile Ruda Mare, Mesteacănului, revărsarea Pîrîului Holbav și la izvoarele Pîrîului Gherdana.

Aplitele se deosebesc de sienite printr-o granulație mai fină și prin conținutul mai redus al componentelor colorate. Roca prezintă de asemenea structura ușor porfirică, fenocristalele atingînd rareori 10 %. Obișnuit, prima generație de cristale idiomorfe de anortoză abia trece de un procent. Mărimea lor variază între 0,7 și 2 mm. La tipurile cu caracter porfiric mai accentuat, fenocristalele au tendința de a se aglomera fiind parțial întrepătrunse.

Pasta rocei are structură panalotriomorf grăunțoasă caracterizată prin dezvoltarea izometrică a feldspaților, iar la unele tipuri se observă forme alungite rezultînd o textură ușor trahitică. Pe alocuri, aceste cristale au dispoziție radiară. Mărimea cristalelor este în medie de 0,1 mm. În unele cazuri, însă, pasta este neomogenă avînd un caracter ușor porfiric prin dezvoltarea de cristale izometrice a căror dimensiuni variază între 0,2 — 0,3 mm.

Procesul de albitizare este mai accentuat decît la celelalte roce. Cuarțul apare pe crăpăturile fine ale rocei fiind însoțit de calcit. Cloritul asociat cu leucoxen pare a fi pseudomorf după biotit. Zirconul este inclus în feldspat, apărînd în cristale prismatice de 0,15. La filoanele de pe Ruda Mare se observă frecvente zone de zdrobire. Totodată fenomenul de albitizare este mai avansat, ajungîndu-se la înlocuirea completă a feldspatului potasic.

Greutatea specifică: 2,61.

Frecvența liniară a unuia dintre tipurile cele mai comune din această serie este următoarea:

	Nr. 158
Feldspat	90,9 (1% fenocristale)
Cuarț	5,9
Calcit	1,5
Clorit	1,7
Total . . .	100,0

9. TRAHITE

În această categorie deosebim: trahite propriu-zise cu sanidin și trahite alcaline cu anortoză.

Institutul Geologic al României

a) *Trahite cu sanidin.* Ele au fost găsite numai la S de comuna Holbav. Roca este cenușiu-deschisă cu ușoară nuanță verzuie.

La microscop se reliefează textura fluidală, roca fiind formată preponderent din sanidin, în cristale a căror lungime este cuprinsă între 0,02 și 0,1 mm și pseudomorfoze de clorit după amfibol, care ating chiar 0,4 mm.

Sanidinul formează aproximativ 90 % din masa rocei și apare în cristale alungite după direcția axului *a*, fiind maclat de regulă după legea Karlsbad și aproape exclusiv în cristale simple în pastă. Este perfect limpede conținînd rar incluziuni cloritoase sau minerale opace. Pe lîngă clivajul bazal și cel după (010), mai poate fi observat și clivajul puțin pronunțat după (100). Unghiul de extincție pe fața (010) are valoarea $a : n_p = 5°$. Cloritul impregnează roca sub formă de lamele fine ușor pleocroice. Pseudomorfozele după amfibol sînt rare. Pirita, în mici cristale cubice, e în mare parte oxidată. Frecvența liniară a componentelor:

Sanidin	79,9	(15,8% fenocristale)
Clorit	18,9	(0,6% fenocristale)
Minerale opace	1,2	
Total . . .	100,0	

b) *Trahite alcaline cu anortoză.* Astfel de filoane a căror grosime nu depășește în genere 0,5 m se întîlnesc pe P. Gherdana, Frasinului, Vulcănița și P. Dracului.

Roca se caracterizează printr-o structură porfirică putîndu-se urmări și în acest caz o întreagă gamă de varietăți de la roce aproape lipsite de fenocristale pînă la altele cu peste 30 %. Textura fluidală este mai accentuată decît la bostonite și în deosebi la tipurile mai porfirice, grație orientării fenocristalelor (pl. II, fig. 1).

Anortoza este componenta principală a rocei, în cristale alungite atingînd 3 mm în fenocristale și 0,01 — 0,02 mm în pastă. Unele cristale sînt puternic curbate fără să prezinte crăpături laterale și cu extincția rulantă care se propagă de la un capăt la altul al cristalului, păstrîndu-se același unghi de extincție în raport cu elementele cristalografice.

Unele dintre fenocristalele de anortoză sînt invadate de clorit uneori pînă la completa lor înlocuire. Soluțiunile hidrotermale care au produs aceste pseudomorfozări au fost canalizate prin sistemul de clivaj ale cristalelor înlocuind treptat substanța feldspatică. Lamelele de clorit se orientează astfel adeseori după direcțiunile de clivaj ale feldspatului, mai rar însă ele pot să formeze și agregate radiare. Înlocuirea începe de regulă din interiorul cristalelor propagîndu-se înspre exterior. În zonele marginale se observă un aport însemnat de sodiu cu formare de schachbrettalbit. Insulele feldspatice care rămîn în interiorul plajelor cloritoase sînt de asemenea complet albitizate. Între fenomenul de albitizare și cel de cloritizare există de altfel o strînsă legătură. În rare cazuri anortoza este sericitizată. Hornblenda este o varietate verde (n_g = verde-măsliniu, n_m = verde-închis, n_p = galben-verzui) întîlnindu-se relativ rar. Prin alterare ea trece în clorit și leucoxen. Cuarțul hidrotermal fin cristalizat cimentează crăpăturile rocei.

Institutul Geologic al României

10. PORFIRE CUARȚIFERE

Am identificat 5 filoane de porfire cuarțifere, pe V. Holbav aproape de Gura Pîrîului Stimbav, pe cursul mijlociu al Pîrîului Gherdana, pe malul stîng al Pîrîului Vulcănița aproape de haldă și la Piscul Runcului. Roca se aseamănă cu sienitele porfirice, conținînd însă numeroase fenocristale de cuarț. Cristalele perfect idiomorfe de cuarț, albit și anortoză de 1—2 mm plutesc într-o pastă xenomorfă foarte fină de 0,005 — 0,05 mm, formată din feldspat și cuarț.

Cuarțul apare atît în fenocristale cît și în pastă. În prima generație formează cristale hexagonale bipiramidate, rareori cu coroziuni marginale (pl. II, fig. 2). Conține frecvente incluziuni solide sub formă de pulbere fină. În jurul fenocristalelor de cuarț se observă adesea o dispoziție radiară a microlitelor feldspatice, formînd o aureolă în jurul acestora. Cristalele xenomorfe din pastă sînt în genere slab individualizate.

Albitul, cu 5 — 7 % An, apare în cristale alungite după direcția axului *c*, maclat după legea albit sau periclin. Anortoza se prezintă în cristale izometrice sau ușor alungite, în cantitate aproximativ egală cu albitul, fiind slab albitizată. Cloritul apare în cantitate cu totul redusă, în lamele foarte fine, probabil pseudomorfe după biotit.

Greutatea specifică: 2,67.

Frecvența liniară, proba nr. 79, P. Gherdana:

Cuarț	19,9	(9,2 fenocristale)
Feldspat + cuarț	76,4	(13,6 fenocristale)
Clorit	3,2	
Minerale opace	0,5	
Total	100,0	

Analiza chimică a aceleași probe dă următoarele rezultate:

		Valorile Niggli	
SiO_2	76,50	*si*	467
TiO_2	0,03	*al*	49
Al_2O_3	13,83	*fm*	7
Fe_2O_3	0,14	*c*	3
FeO	0,95	*alk*	41
MgO	0,10	*k*	0,5
MnO	urme	*mg*	0,11
CaO	0,49	*ti*	0,11
Na_2O	4,60	*c/fm*	0,43
K_2O	3,53	*qz*	+203
H_2O-	0,09	*Sect.*	III/IV
H_2O+	0,24	*Valorile Becke*	
P_2O_5	0,02	ξ	90
CO_2	—	η	52
Total	100,52	ζ	44

Roca se aseamănă cu un porfir cuarțifer de la Drammen, Norvegia.

Institutul Geologic al României

B) DIABAZE ŞI CAMPTONITE

Aceste roce însoţesc sienitele şi bostonitele fiind în mare parte asociate intim cu ele. După compoziţia mineralogică, structură şi mărimea cristalelor (WAHLSTROM, 55) le putem împărţi astfel: diabaze porfirice, diabaze, camptonite, serpertine.

Diabazele şi camptonitele sînt de culoare cenuşiu-închisă, verzuie sau neagră avînd de regulă structura porfirică. Participarea fenocristalelor este foarte variată, oscilînd între 1 — 50 %, iar paralel cu aceasta se realizează o largă variaţie în natura lor, acestea putînd fi reprezentate prin plagioclaz, augit, hornblendă sau biotit, creîndu-se o mare diversitate de roce. Mărimea fenocristalelor este de 1—5 mm, iar pasta rocei este fină, neputînd fi distinsă cu ochiul liber decît în rare cazuri. La unele tipuri se observă frecvente spaţii miarolitice în care a cristalizat calcitul.

1. DIABAZE PORFIRICE

Sub această denumire înţelegem roce porfirice a căror compoziţie mineralogică este caracterizată prin asocierea unui feldspat plagioclaz cu augit, structura pastei fiind ofitică sau grăunţoasă.

În regiunea cercetată am întîlnit astfel de filoane pe P. Maiului, P. Hoapecului la S de comuna Holbav, P. Holbavului, P. Pietroasei, P. Glodului, V. Cheii, V. Paltinului, V. Stînii şi pe versantul nordic al Vîrfului Ciuma. SCHMIDT le semnalează în continuarea spre W a aceleaşi zone pînă dincolo de Plaiul Nimaia, iar REINHARD le găseşte răspîndite pe tot întinsul catenei Făgăraşului.

Structura pastei este diabaz-grăunţoasă sau ofitică, mărimea cristalelor fiind cuprinsă între 0,2 mm şi 1 mm. În afară de aceste tipuri cu structuri caracteristice diabazelor se întîlnesc şi varietăţi la care augitul apare în mare parte idiomorf. Prin dezvoltarea formelor idiomorfe ale augitului rezultă o întreagă serie de treceri între structura ofitică, diabaz-grăunţoasă şi structura panidiomorf-grăunţoasă a camptonitelor.

Feldspatul plagioclaz formează în prima generaţie cristale prismatice perfect idiomorfe, iar în pastă cristale alungite, mai rar xenomorfe. Menţionăm frecvenţa maclelor complexe albit — Karlsbad. Fenocristalele conţin ca incluziuni cristale mai mărunte de plagioclaz, apatit, magnetit sau augit. Structura zonară este frecventă, caracterizată printr-un sîmbure larg, înconjurat de o zonă îngustă ceva mai albitică. Între cele două zone se observă la unele fenocristale o delimitare netă, de cele mai multe ori însă există treceri gradate, unghiul de extincţie variind continuu de la centru spre periferie.

Redăm mai jos valorile unghiurilor de extincţie măsurate cu masa universală FEDOROFF (43).

Institutul Geologic al României

Fenocristale. Unghi maxim de extincție în zona de simetrie:

$c : n_m = + 36°$ în zona interioară;

$c : n_m = + 32°$ în zona exterioară.

În secțiunile perpendiculare pe n_g:

clivaj după (001) : $n_p = + 33°$ în zona interioară

clivaj după (001) : $n_p = + 24°$ în zona exterioară

$n_g - n_p = 0{,}009$; $2V = 79°$.

Pasta. Unghi maxim de extincție în zona de simetrie:

$c : n_m = + 27°$

După aceste date rezultă că în fenocristale conținutul în anortit este de 63 % în zona interioară și 51 % în învelișul exterior, iar pasta este formată din andezin cu 48 % anortit. Fenomenul de sericitizare este foarte pronunțat la fenocristale. În unele secțiuni cristalele sînt complet sericitizate adesea impregnate și cu clorit, în timp ce pasta este lipsită de neoformațiuni.

La filoanele de pe V. Glodului, feldspatul este în întregime sericitizat.

Augitul este xenomorf, mulînd spațiile dintre cristalele de plagioclaz; rareori formează și fenocristale. Este incolor cu nuanță ușor verzuie sau roz-pal, fiind cîteodată zonat. În acest caz conturul cristalului este roz sau violaceu, iar centrul incolor. Maclează frecvent după (100), cîteodată polisintetic, mai rar după (021).

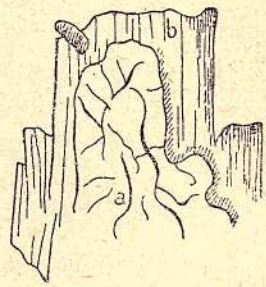


Fig. 7. — Cristal de augit *(a)* înconjurat de barkevikit *(b)*. × 55.

Sporadic se observă și structuri în ceas de nisip. Augitul comun se distinge prin $c : n_g = 47°$ și $n_g - n_p = 0{,}025$, iar augitul titanifer prin $c : n_g = 43°$ și $n_g - n_p = 0{,}022$.

Între augit și barkevikit există o asociere intimă, barkevikitul formînd de regulă învelișul cristalelor de augit (fig. 7). Prin alterare augitul se transformă în agregate fine de clorit impregnate cu sfen.

Barkevikitul, de regulă în cristale mărunte, este foarte rar limitat de fețe cristalografice. Pleocroismul este accentuat (n_g = brun-închis, n_m = brun-roșcat, n_p = brun-deschis); $c : n_g = 14°$; $n_g - n_p = 0{,}021$.

La filonul de pe V. Cheii am observat în plus o cantitate mică de biotit, în lamele fine (n_g = brun-măsliniu, n_m = brun-închis, n_p = galben-deschis). Ca și barkevikitul el îmbracă adesea cristalele de augit, fie singur, fie împreună cu acesta.

În filoanele de pe V. Stînii, Vf. Ciuma și V. Plaiului, augitul este mult subordonat hornblendei brune, în parte cloritizată. Ea se deosebește de barkevikit prin unghiul său de extincție: $c : n_g = 20°$.

Cloritul slab pleocroic, formează, agregate lamelare foarte fine. Ilmenitul formează agregate scheletice, care prin alterare se înconjoară cu leucoxen. Magnetitul este în granule rotunjite fără forme definite, iar prismele deapatit ating 2 mm lungime.

Institutul Geologic al României

Greutatea specifică: 3,01.

Frecvența liniară:

	Nr. 52	Nr. 545	Nr. 472
Feldspat	65,5 (9,9 fenocr.)	46,3	54,9 (23,5 fenocr.)
Augit	24,5 (0,3 fenocr.)	37,2 (21,2 fenocr.)	12,1 (7,5 fenocr.)
Biotit	0,8	—	—
Clorit	—	5,1	17,7
Minerale opace	9,2	11,4	15,3
Total	100,0	100,0	100,0

52. Diabaz-porfiric, V. Holbav
545. Diabaz-porfiric, V. Hoapecului
472. Diabaz-porfiric, P. Maiului

Pe V. Mîntuloaiei s-a găsit un filon de diabaz cuarțifer. Cuarțul mulează spațiile dintre celelalte componente dezvoltîndu-se uneori în plaje mai largi.

În afară de filoanele menționate, pe P. Hontului și P. Mîntuloaia, afluenți ai Pîrîului Șinca, se întîlnesc diabaze porfirice biotitice. Acest mineral apare în lamele fine pleocroice, augitul fiind în întregime cloritizat.

Greutatea specifică: 2,76.

Frecvența liniară:

	Nr. 19	Nr. 20
Feldspat	61,0 (16,7 fenocr.)	67,2 (19,4 fenocr.)
Biotit	4,3	7,7
Clorit	20,1	15,3
Minerale opace	14,1	6,6
Calcit	0,5	3,2
	100,0	100,0

19. Diabaz porfiric, P. Mîntuloaia
20. Diabaz porfiric, P. Hontului.

Analiza chimică a probei 20 dă următoarele rezultate:

SiO_2	48,93
TiO_2	1,50
Al_2O_3	21,75
Fe_2O_3	1,25
FeO	7,52
MnO	0,10
MgO	2,08
CaO	7,58
Na_2O	0,29
K_2O	2,20
H_2O-	0,29
H_2O+	1,07
P_2O_5	0,18
CO_2	0,41
	100,15

Valorile Niggli

si	129
al	34
fm	25
c	21
alk	20
k	0,18
mg	0,32
ti	2,99
p	0,15
c/fm	0,85
qz	−51
Sect.	V

Valorile Becke

ξ	54
η	55
ζ	41

Acești parametri corespund unei magme essexitice apropiindu-se de un essexit-bazalt de la Iangoa, Madagascar.

Institutul Geologic al României

Pe V. Lungă se ivește un diabaz porfiric diferit de celelalte prin conținutul său de hornblendă, avînd direcția N 25° E și înclinarea 55° NW. Augitul se observă exclusiv în fenocristale fiind în cea mai mare parte uralitizat. Hornblenda brună conține incluziuni de apatit, minerale opace sau plagioclaz, are pleocroismul (n_g = brun-închis, n_m = brun-deschis, n_p = galben-brun) și $\sphericalangle c : n_g = 16°$.

Ca mineral de neoformație apare cloritul.

Greutatea specifică: 2,71.

Frecvența liniară a probei nr. 151, V. Lungă:

Feldspat	46,5 (31,1 fenocristale)
Hornblendă	27,2 (8,3 fenocristale)
Augit	6,8 (6,8 fenocristale)
Clorit	12,1
Minerale opace	7,4
Total	100,0

Analiza chimică a aceleiași probe:

SiO_2	44,07
TiO_2	2,00
Al_2O_3	19,11
Fe_2O_3	1,52
FeO	8,35
MnO	0,09
MgO	7,46
CaO	10,02
Na_2O	5,89
K_2O	0,53
H_2O-	0,12
H_2O+	0,81
P_2O_5	0,15
S_2	0,05
CO_2	0,40
Total	100,57

Valorile Niggli

si	94
al	24
fm	41
c	22
alk	13
k	0,06
mg	0,58
ti	3,18
p	12
c/fm	0,77
qz	58
Sect.	V

Valorile Becke

ξ	37
η	46
ζ	5

După valorile Niggli, roca corespunde unei magme essexit-gabbroide diferind prin valoarea mai ridicată a parametrilor *al* și *alk* și mai scăzută a lui *fm*, *k* și *mg*. Ea se aseamănă cu un camptonit de la Adams Island și este intermediar între un essexit-diabaz de la Madeiro și un teschenit de la Blauendorf-Silezia.

2. DIABAZE

Pe V. Sasului și V. Pojorîtei la confluența cu P. Glodului se întîlnesc cîteva filoane diabazice, puterea lor variind între 0,5—4 m. Roca are structură ofitică sau diabaz-grăunțoasă, mărimea cristalelor fiind de 0,2—1 mm.

Labradorul (56 % anortit) este în cea mai mare parte sericitizat și uneori parțial decalcificat, pînă la formarea de oligoclaz cu 30 % anortit și epidot.

Institutul Geologic al României

Augitul titanifer este însoțit la filoanele de pe V. Pojorîtei de o însemnată cantitate de barkevikit. La celelalte filoane, barkevikitul este ceva mai abundent, prezentîndu-se cu aceleași caractere și raporturi de asociere cu augitul ca și în cazurile precedente. Epidotul pseudomorf după feldspat sau în concrețiuni neregulate are culoare galben-verzuie, fiind slab pleocroic (n_g = galben-verzui, n_m = galben pal, n_p = incolor). Mineralul manifestă o zonare evidențiată prin variația culorii de birefringență, $n_g - n_p = 0{,}042$. Dintre mineralele opace ilmenitul formează schelete arborescente (pl. IV, fig. 1), fiind transformate în cea mai mare parte în leucoxen, iar magnetitul apare sub formă de agregate rotunjite.

Greutatea specifică: 3,03.

Analiza planimetrică a unui diabaz cu barkevikit provenit de pe V. Sasului, Nr. 27/13, dă următoarele proporții:

Feldspat	51,7
Augit	25,4
Barkevikit	7,4
Clorit	5,8
Minerale opace	9,7
Total	100,0

3. CAMPTONITE

Filoanele camptonitice ca și filoanele sienitice și bostonitice au aceeași arie de răspîndire, numărul lor fiind mai restrîns. Puterea lor este în genere mai slabă, depășind rareori 3 m. Sînt roce fin grăunțoase cu structură porfirică și prezintă o participație variabilă a fenocristalelor.

a) *Camptonite cu biotit.* În comparație cu celelalte filoane lamprofirice, filoanele de camptonite biotitice sînt cele mai răspîndite în regiunea cercetată, ocupînd o zonă cuprinsă între V. Epei, un afluent al Pîrîului Holbav, comuna Șinca Nouă, P. Murișoara, P. Răchiței și comuna Poiana Mărului. Astfel de filoane au fost găsite pe V. Epei, P. Cotului, P. Braniscea, un afluent al Pîrîului Vulcănița, V. Paltinului, P. Gherdana, P. Ruda Mare, Ruda Mică, P. Șinca, Murișoara, Mîntuloaia, V. Răchiței și V. Durnei în apropiere de comuna Poiana Mărului.

Roca este afanitică și de culoare cenușiu-închisă sau neagră. Pachetele sau rarele fenocristale de biotit de 0,5—2 cm diametru, îi imprimă uneori un caracter porfiric destul de accentuat. Dimensiunile fenocristalelor și raporturile cantitative dintre componentele lor sînt destul de variate. Structura este de regulă slab porfirică cu pastă idiomorf-grăunțoasă, mărimea cristalelor variind între 0,01—0,1 mm. În cele mai comune tipuri, fenocristalele de biotit au în medie 1 mm, iar varietățile la care acestea depășesc 1 cm sînt cu totul excepționale (P. Braniscei). Natura fenocristalelor depinde de proporția dintre biotit și plagioclaz. La majoritatea rocelor porfirice prima generație este reprezentată prin pachete de lamele biotitice, feldspatul plagioclaz fiind prezent numai în pastă. În rare cazuri, cum se observă la un filon de pe V. Cotului, feldspatul fiind în

Institutul Geologic al României

cantitate mai însemnată, el apare și în fenocristale. În afară de tipurile porfirice se întîlnesc și roce microlitice.

Feldspatul plagioclaz este slab reprezentat printr-un labrador cu 65 % anortit în fenocristale și 50 % anortit în pastă.

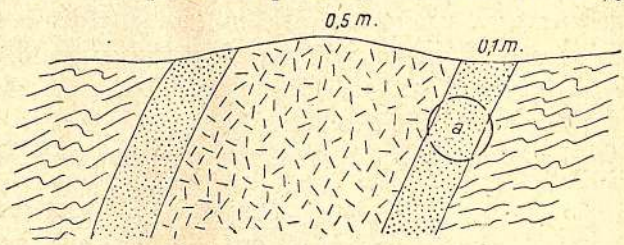


Fig. 8. — Filon de camptonit pe contactul căruia se insinuiază filonașe de calcit (*a*).

În secțiunile în care elementul colorat este bine reprezentat, labradorul este în cea mai mare parte impregnat cu clorit. În fenocristale, produsele de alterare ale feldspatului se dispun după zone concentrice, scoțînd astfel în evidență structura sa zonară. Procesul de alterare începe în zonele interioare sau intermediare propagîndu-se apoi treptat înspre zonele periferice mai albitice.

Biotitul este în unele cazuri constituentul principal al rocei, prezentîndu-se în pachete de lamele de culoare brună (n_g = brun-închis-măsliniu, n_m = brun-roșcat, n_p = galben-pal), $n_g - n_p = 0{,}033$. Învelișul exterior fiind mai puternic absorbant decît partea interioară, se desemnează o structură zonară netă. Uneori se pun în evidență chiar o serie întreagă de astfel de zone.

Cloritul apare pseudomorf după lamelele de biotit în plaje sub formă de lamele foarte fine dispuse în rozetă și asociat adeseori cu calcit. Din cauza numeroaselor granule de sfen care îl însoțesc, el capătă totdeauna un aspect tulbure.

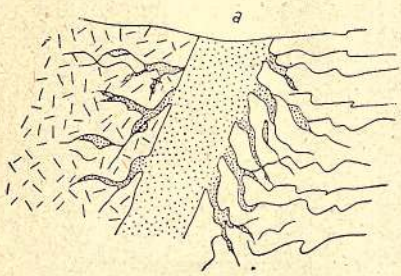


Fig. 9. — Filonul *a* din fig. 8 mărit. Filonașe de calcit pătrunzînd în camptonit și paragnais.

Pirita apare în mici cristale cubice, magnetitul în cristale neregulate, iar ilmenitul în cristale arborescente înconjurate de leucoxen. Totalitatea mineralelor opace formează o componentă importantă în această rocă. Apatitul formează uneori rare cristale mai dezvoltate atingînd 0,1 mm lungime; obișnuit el formează o țesătură fină în componentele principale ale rocei. Sfenul secundar apare uneori atît de abundent, încît dă celorlalte minerale pe care le însoțește un aspect tulbure, atunci cînd roca este într-un stadiu de alterare mai avansat. Și în cazul acestor roce se remarcă o zonă de metamorfism hidrotermal între comuna Șinca Nouă, Poiana Mărului, V. Paltinului și cursul inferior al Pîrîului Vulcănița.

Pe P. Ruda Mare, la Gura Pîrîului Lung, apare un filon de 0,5 m grosime cu direcția E—W și înclinarea de 50° N, fiind intercalat între două filonașe de calcit de 5—10 cm (fig. 8, 9).

Institutul Geologic al României

Roca are feldspatul aproape complet sericitizat, iar biotitul este de asemenea în mare parte cloritizat. Ea este străbătută de frecvente filonașe de calcit asociate cu fibre fine de calcedonie dispuse în rozetă. Aceste două minerale formează de asemenea numeroase plaje în care calcedonia este uneori mai abundentă. În peretele filonului, paragnaisul găzduitor apare de asemenea în mare parte sericitizat, fiind străbătut de aceleași filonașe de calcit lipsite însă de calcedonie.

Greutatea specifică: 2,83.

Frecvența liniară a două tipuri reprezentative este următoarea:

	Nr. 456	Nr. 465
Feldspat	16,3	61,4 (21,3 fenocristale)
Biotit	35,6 (5,2 fenocr.)	12,5
Clorit	27,9	16,3
Calcit	6,6	—
Minerale opace	12,7	9,1
Apatit	0,9	0,7
	100,0	100,0

456. Diabaz, V. Vulcănița
465. Diabaz, V. Cotului.

Analiza chimică a unei roce foarte biotitice provenind de pe P. Braniscei, tipul cel mai bazic dintre rocele studiate din această regiune, (pl. III, fig. 1) dă următoarele rezultate:

	Nr. 456
SiO_2	36,09
TiO_2	3,35
Al_2O_3	17,23
Fe_2O_3	3,21
FeO	8,36
MnO	0,09
MgO	9,57
CaO	11,05
Na_2O	3,40
K_2O	2,00
H_2O-	0,46
H_2O+	2,02
P_2O_5	0,14
S_2	0,33
CO_2	2,86
Total	100,72

Valorile Niggli	
si	72
al	20
fm	47
c	23
alk	9
k	0,29
mg	0,59
ti	5,01
p	0,12
c/fm	0,47
qz	—64
Sect.	IV
Valorile Becke	
ξ	29
η	43
ζ	32

După parametrii Niggli roca corespunde de aproape unei magme ankaratritice, deosebindu-se de aceasta numai printr-o valoare mai scăzută a parametrului *fm*, *al* și *k* având valori mai ridicate. Roca se apropie de un camptonit de la Predazzo.

Institutul Geologic al României

b) *Camptonite cu barkevikit*. Între camptonitele biotitice și cele cu barkevikit există tipuri de trecere. Pe teren ele sînt mai slab reprezentate decît cele biotitice, iar aria lor de răspîndire coincide cu a acestora. Astfel de filoane au fost găsite pe V. Vulcăniței, Pojorîtei, Sasului, V. Poiana Mărului.

Structura este panidiomorf-grăunțoasă (pl. III, fig. 3) cîteodată ușor porfirică grație prezenței de sporadice cristale de barkevikit sau plagioclaz. Și aici se observă că feldspatul nu apare în fenocristale decît în rocele în care amfibolul este slab reprezentat. Textura este masivă, iar mărimea cristalelor variază între limite mai largi decît la camptonitele biotitice. La probele cele mai comune granulația este în medie de 0,08—0,2 mm, iar pe V. Sasului am găsit un filon în care mărimea cristalelor variază între 0,4—1,5 mm.

Feldspatul plagioclaz este un labrador cu 50% anortit. În fenocristale el este de regulă sericitizat sau trece prin decalcificare în epidot și oligoclaz cu 10—12 % An.

Barkevikitul se prezintă în cristale prismatice alungite, raportul dintre lungimea și grosimea prismelor atinge 5/1. Este intens pleocroic (n_g = brun-închis intens, n_m = brun-roșcat, n_p = galben-brun), iar $\sphericalangle\ c : n_g = 13°$.

Prin alterare trece în clorit. Fenomenul de alterare începe de regulă din interiorul cristalelor. Epidotul, produs prin decalcificarea feldspatului este un pistațit slab pleocroic (n_g = verde-gălbui n_m = brun-verzui pal, n_p = gălbui incolor, $n_g - n_p = 0{,}034$), formînd aglomerate neregulate sau pseudomorfoze după plagioclaz.

Penninul cu birefringență anormală provine din alterarea barkevikitului și este însoțit de sfen secundar.

Greutatea specifică: 2,91.

Analiza planimetrică scoate în relief variația largă a mineralelor constituente.

	S_1	27/3	436
Feldspat	54,9	48,6	40,1
Barkevikit	15,5	35,0	40,2 (6,5 fenocr.)
Clorit, calcit	22,8	—	12,4
Epidot	—	7,8	—
Minerale opace	6,8	6,8	7,3
Apatit	—	1,8	—
Total	100,0	100,0	100,0

S_1. Camptonite cu barkevikit, V. Paltinului
27/3. Camptonite cu barkevikit, V. Poiana Mărului
436. Camptonite cu barkevikit, V. de Mijloc.

c) *Camptonite cu barkevikit și augit*. Aceste roce se deosebesc de cele descrise pînă acum prin prezența augitului, barkevikitul putînd fi înlocuit în unele cazuri total sau parțial cu hornblendă brună. Pe teren ele sînt mai frecvente decît camptonitele cu barkevikit, dar mai rare decît cele biotitice. Aria lor de răspîndire, cu excepția unui filon de pe P. Pojorîțelului, ocupă partea meri-

Institutul Geologic al României

dională a regiunii eruptive. Ele au fost găsite pe cursul mijlociu al Pîrîului Stimbav, cursul mijlociu și inferior al Pîrîului Vulcănița, P. Pietroșelului, P. Poiana Mărului, (fig. 10, 11) V. Lungă, P. Pojorîțelului, P. Teiului, etc.



Fig. 10. — Filon de camptonit de pe V. Poiana Mărului.

Roca este panidiomorf-grăunțoasă, uneori apropiindu-se de cea diabaz-grăunțoasă, iar prezența fenocristalelor de feldspat, hornblendă sau augit, îi dau un caracter porfiric, care poate deveni foarte accentuat. Mărimea cristalelor este cuprinsă între 0,05—0,3 mm.

După cum se constată din frecvența liniară a componentelor există o largă variație a compoziției. Astfel, feldspatul plagioclaz variază între 40—65 %, el putînd scădea chiar sub 30 % în măsura creșterii cantității de barkevikit. Augitul este de regulă subordonat amfibolului, în rare cazuri se apropie de acesta. Din punct de vedere structural, la aceste roce se observă cu creșterea cantității de augit o apropiere de structura diabaz-grăunțoasă, ele putînd fi considerate ca intermediare între diabaze și camptonite.

Feldspatul plagioclaz (50 % An) este în cea mai mare parte transformat în sericit, rareori în epidot. Fenocristalele nu sînt niciodată proaspete.

Barkevikitul apare uneori în cristale foarte alungite (lungimea: lățimea=7:1).

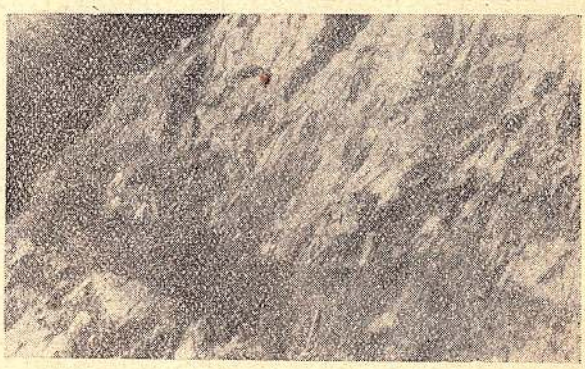


Fig. 11. — Filon de camptonit de pe V. Poiana Mărului.

Pe V. Pojorîțelului a fost găsit un filon în care amfibolul este o hornblendă brună, localizată exclusiv în pastă. Prin alterare hornblenda brună este transformată în actinot, calcit sau clorit și sfen.

Augitul este în cea mai mare parte idiomorf, maclat polisintetic şi prezintă structură în ceas de nisip. Conține frecvente incluziuni de barkevikit.

Penninul este abundent, provenind în cea mai mare parte din alterarea biotitului sau a hornblendei brune.

Institutul Geologic al României

Pe V. Teiului a fost întîlnit un filon camptonitic, străbătut de filonașe de cuarț a căror grosime variază între 5 mm și 1 cm. La peretele acestor filonașe componentele colorate sînt în întregime cloritizate pe o zonă de 1—4 mm, iar feldspatul plagioclaz este sericitizat. Tot în această zonă se întîlnesc sporadice cristale de turmalină de 0,1 mm relevîndu-se prin pleocroismul lor caracteristic (n_g = brun-închis, n_p = galben-brun, $n_g - n_p = 0{,}024$).

Pe V. Vulcănița s-a găsit un filon camptonitic la care pe lîngă cele de mai sus se adaugă cuarț xenomorf în mici cuiburi uneori asociate cu calcit.

Greutatea specifică: 2,98.

Frecvența liniară este următoarea:

	Nr. 57	Nr. 175	Nr. 320
Feldspat	65,8 (8,3 fenocr.)	43,8	65,4 (50,5 fenocr.)
Biotit-barkevikit	14,1	28,0 (numai barkevikit)	14,2 (numai barkevikit)
Augit	4,9 (4 fenocr.)	15,5 (3,3 fen.)	13,0 (8,8 fenocr.)
Clorit-calcit	9,3	7,7 (numai clorit)	—
Minerale opace	3,7	4,5	7,4
Cuarț	2,2	0,5 (actinot)	—
Total	100,0	100,0	100,0

Eșantionul provenit de pe V. Pietroasa, poate fi socotit ca un porfir diabazic.

Analiza chimică a probei nr. 296, V. Vulcănița:

		Valorile Niggli	
SiO_2	39,80	*si*	81
TiO_2	2,79	*al*	19
Al_2O_3	16,16	*fm*	49
Fe_2O_3	2,24	*c*	25
FeO	8,81	*alk*	7
MnO	0,13	*k*	0,09
MgO	9,98	*mg*	0,62
CaO	11,25	*ti*	4,67
Na_2O	3,12	*p*	—
K_2O	0,49	*c/fm*	0,50
H_2O-	0,34	*qz*	—47
H_2O+	2,39	*Sect.*	IV
P_2O_5	urme		
S_2	0,20	*Valorile Becke*	
CO_2	2,37	ξ	26
Total	100,15	η	44
		ζ	33

După valoarea parametrilor Niggli roca corespunde unei magme alk-issitică, caracterizîndu-se printr-o valoare mai scăzută a parametrilor *c* și *k* și o valoare mai ridicată a lui *si* și *al*. Ea se apropie de un camptonit din Goblenz Lausitz, format din labrador, augit titanifer, barkevikit, hornblendă, olivină și biotit.

Institutul Geologic al României

4. SERPENTINE

Pe P. Răchițelii un afluent al Pîrîului Holbav se întîlnește un filon de serpentină de cca 3 m grosime, cu direcția N 40°W. Roca este de culoare verde-cenușie conținînd numeroase cuiburi de pirotină asociată cu calcopirită.

La microscop caracterul antigoritic se recunoaște prin structura în ochiuri sau benzi, roca fiind alcătuită din antigorit, crisotil, la care se asociază ceva olivină precum și relicte de augit și minerale opace.

Antigoritul formează lamele fine de 0,05—0,1 mm așezate în benzi alungite. Lamelele sînt de regulă transversale pe alungirea benzilor, mai rar ele formează agregate radiare. Este incolor sau ușor verzui cu alungirea negativă, iar birefringența variază între 0,008 și 0,011; 2 V aproape 90°.

Crisotilul în agregate fibroase este subordonat antigoritului formînd rareori benzi ce se deosebesc de antigorit prin alungirea pozitivă și birefringența mai ridicată, $n_g - n_p = 0{,}013$. El este uneori asociat cu talc, în agregate solzoase cu birefringența foarte ridicată, $n_g - n_p = 0{,}045$.

Cristalele de augit cu conture rotunjite sau neregulate sînt străbătute de lamele foarte fine de serpentină a căror direcție este paralelă cu direcția generală a benzilor. Prin avansarea procesului de alterație augitul rămîne sub formă de mici insule în jurul cărora se dezvoltă agregate radiare de antigorit. Dintre mineralele opace pirotina apare în cuiburi neregulate iar magnetitul alternează cu lamelele de antigorit sub formă de filonașe foarte fine. Uneori ele înglobează cristale de augit înconjurate de lamele de antigorit.

CARACTERIZAREA CHIMICĂ A ROCELOR FILONIENE MESOZOICE

Pentru a susține diagnoza microscopică și a caracteriza chimismul rocelor filoniene jurasice, am executat 10 analize. În tabelul 1 și 2 sînt reunite rezul-

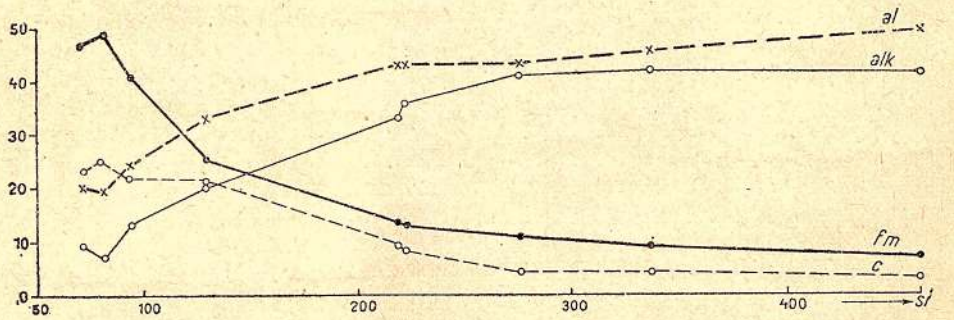


Fig. 12.— Variația parametrilor: *al*, *alk*, *fm*, și *c* în funcție de *si*.

tatele analitice și parametrii respectivi după Niggli și Becke. Variația parametrilor *al*, *fm*, *c* și *alk* în funcție de *si* prezintă un mers destul de regulat (fig. 12). Rocele izofalice au *si* = 123, iar în domeniul izofalic, *c* = *alk*. Diferența *al* — *alk*

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

Analize chimice de roce sienitice și bostonitice

	79	154	141	383	45	44
SiO_2	76,50	69,78	66,98	66,04	60,74	59,98
TiO_2	0,03	0,17	0,10	0,16	0,24	0,26
Al_2O_3	13,83	15,74	18,28	17,68	20,02	21,14
Fe_2O_3	0,14	0,40	0,10	1,92	0,18	0,01
FeO	0,95	2,05	2,05	1,27	3,81	3,68
MnO	urme	0,01	0,03	0,05	0,07	0,10
MgO	0,10	0,11	0,04	0,06	0,25	0,24
CaO	0,49	0,85	1,75	0,94	1,95	2,08
Na_2O	4,60	6,52	6,78	7,52	7,64	6,97
K_2O-	3,53	3,67	2,83	3,66	3,93	3,85
H_2O-	0,09	—	0,04	0,09	0,06	—
H_2O+	0,24	0,62	0,55	0,53	1,19	1,34
P_2O_5	0,02	0,01	0,01	0,01	—	0,10
S_2	—	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	0,68	—	0,24	0,61
Total	100,52	99,93	100,22	99,93	100,32	100,36

Valorile de proiecție după P. Niggli și F. Becke

si	467	357	290	271	221	220
al	49	45	46	43	43	43
fm	7	9	9	11	13	13
c	3	4	8	4	8	9
alk	41	42	36	41	36	33
k	0,50	0,27	0,21	0,24	0,25	0,26
mg	0,11	0,08	0,03	0,04	0,10	0,10
c/fm	0,43	0,48	0,85	0,30	0,56	0,60
qz	+203	+89	+49	+7	−23	−12
ti	0,11	0,28	0,28	0,50	0,65	0,88
p	—	—	0,28	—	0,22	0,22
ξ	90	87	82	84	79	76
ζ	52	49	54	17	51	52
η	44	46	44	45	44	42
Sect.	III	III/IV	V	III	IV	IV

79. Porfir cuarțifer
154. Porfir sienitic
141. Bostonit cuarțifer
383. Sienit și riebekit
45. Bostonit
44. Bostonit

este destul de pronunțată în spațiul sienitic, însă $al \sim alk + c$. Pentru camptonite $al < alk + c$, iar diferența este foarte accentuată. Atît în diagrama examinată cît și în diagrama h/mg, (fig. 13), punctele reprezentative ale porfirului cuarțifer se individualizează în raport cu aceste roce alcaline, arătînd o tendință alcalicalcică.

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Analize chimice de diabaze camptonitice

	20	151	296	456
SiO_2	48,93	44,07	39,80	36,09
TiO_2	1,50	2,00	2,79	8,35
Al_2O_3	21,75	19,11	16,16	17,23
Fe_2O_3	0,25	1,52	2,24	3,21
FeO	7,52	8,35	8,81	8,36
MnO	0,10	0,09	0,13	0,09
MgO	2,08	7,46	9,98	9,57
CaO	7,58	10,02	11,23	11,05
Na_2O	6,29	5,89	3,12	3,40
K_2O	2,20	0,53	0,49	2,09
H_2O-	0,29	0,12	0,34	0,48
H_2O+	1,07	0,81	2,39	2,02
P_2O_5	0,18	0,15	urme	0,14
S_2	—	0,05	0,20	0,33
CO_2	0,41	0,40	2,37	2,86
Total	100,15	100,57	100,05	100,27

Valorile de proiecție după P. Niggli și F. Becke

si	129	94	81	72
al	34	24	19	20
fm	25	41	49	47
c	21	22	25	23
alk	20	13	7	9
k	0,18	0,06	0,09	0,29
ti	2,99	3,18	4,67	5,01
p	0,15	0,12	—	0,12
mg	0,32	0,58	0,62	0,59
c/fm	0,85	0,77	0,50	0,47
qz	— 51	— 58	— 47	— 64
Sect.	V	IV	IV	IV
ξ	54	37	26	29
η	55	46	44	43
ζ	41	35	32	32

20. Diabaz porfiric
151. Diabaz porfiric
296. Camptonit cu barkevikit și augit
456. Camptonit cu biotit

Porfirul granitic cu arfvedsonit de la Orașul Brașov, studiat de M. Savul, Th. Kräutner (45) se integrează mai bine în seria studiată, cu $al = alk$ și cu discrepanță mai puțin accentuată în diagrama k/mg. Și în diagramele după Becke caracterul alcalin este bine evidențiat, (fig. 14). O măsură mai exactă

Institutul Geologic al României

a alcalinității acestei serii de diferențiere o oferă indicele alcali-calcic al lui PEACOCK, care are valoarea 47 (fig. 15). Cum limita seriei alcaline este la indicele 51, rocele din regiunea Poiana Mărului sînt caracterizate ca foarte alcaline. Valoarea negativă accentuată pentru *si* la rocele camptonitice este determinată de abundența biotitului și a hornblendelor sodice.

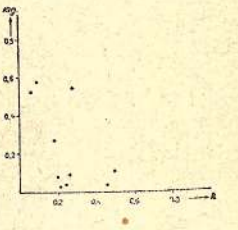


Fig. 13. — Proiecția rocelor filoniene pe diagrama *k*, *mg*.

Asociația lamprofirelor, diabazelor și rocelor sienitice, este fără îndoială rezultatul unui proces de diferențiere. Camptonitele ar reprezenta în genere produse în care acumularea de minerale separate din magma inițială joacă un rol important, unele corespunzînd chiar de aproape chimismului unui complex de minerale a căror cristalizare din magma inițială este posibilă. Pe de altă parte bostonitele și sienitele ar corespunde unei magme reziduale curățată de unele componente chimice.

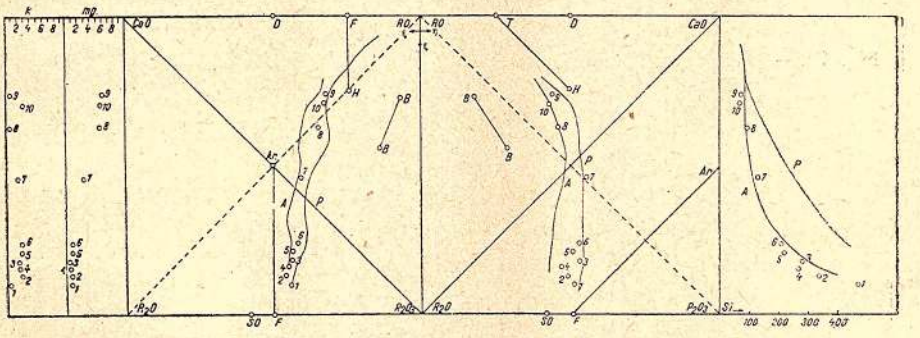


Fig. 14. — Reprezentarea rocelor filoniene în diagrama Becke.
Errată. — Ar=anortit (An).

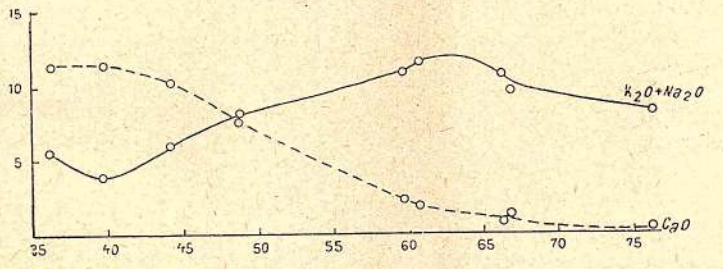


Fig. 15. — Diagrama acali-calcic.

Mersul quasi-paralel cu abscisa al curbelor de variație pentru MgO, CaO, K_2O, Na_2O (fig. 16) în domeniul *si* = 60—70 sînt o indicație că rocele sienitice nu pot deriva unele din altele, ci sînt rezultatul consolidării unor lichide rezi-

Institutul Geologic al României

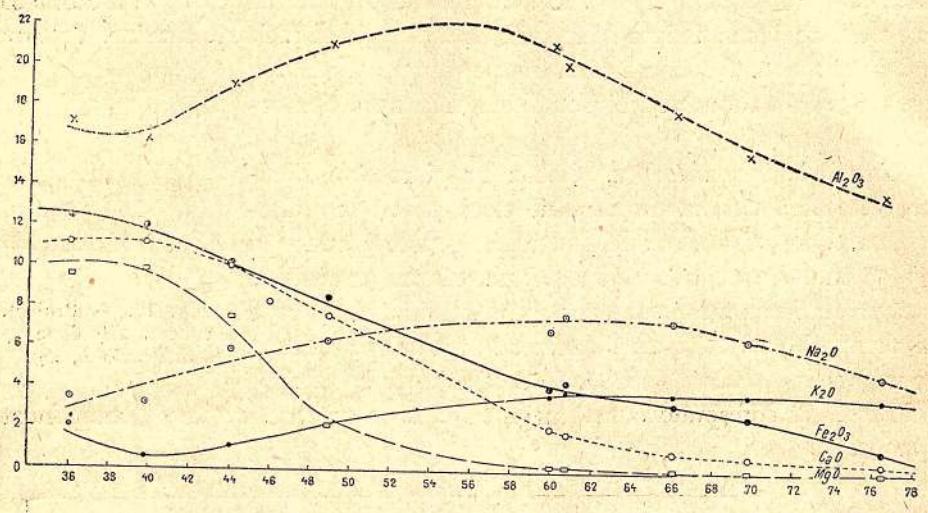


Fig. 16. — Variația conținuturilor de: Al_2O_3, Na_2O. K_2O, Fe_2O_3, CaO și MgO în funcție de SiO_2.

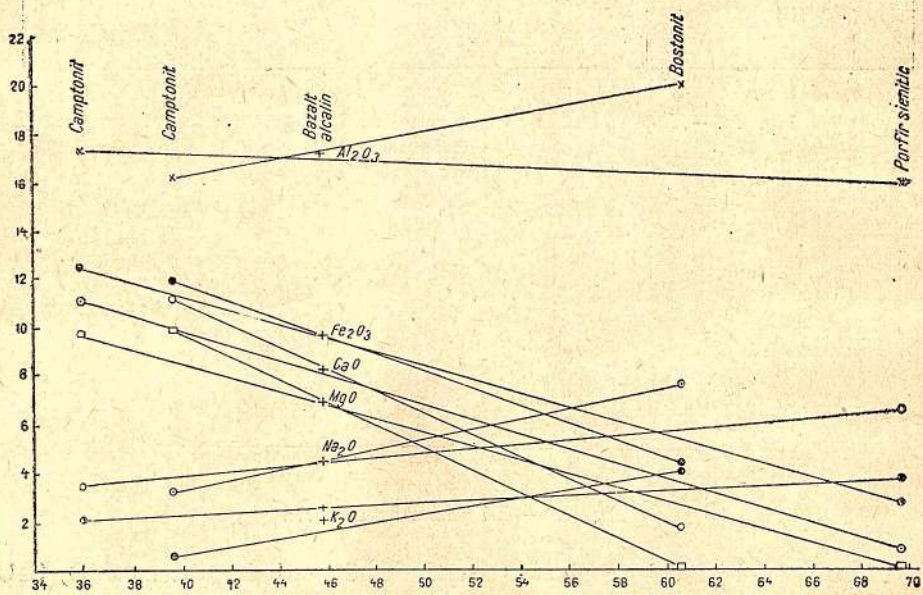


Fig. 17. — Diagrama de diferențiere a unei magme bazalt-alcaline.

Institutul Geologic al României

duale născute dintr-o magmă mai bazică, prin eliminarea de cristale în proporții diferite. Ce ar putea fi o astfel de magmă inițială putem judeca prin analogie și confirma prin studiul diagramelor de variație.

În studiul său asupra raporturilor dintre cristalizare și diferențiere în magme bazaltice, E. LEHMANN (23) arată posibilitatea unei relațiuni genetice între essexit-bazalte, trahidolerite, fonolite și bostonite cuarțifere. Pe această bază de discuție am încercat să examinăm raporturile genetice dintre diferitele roce ce apar în regiunea Poiana Mărului — Șinca Nouă, folosind metodele de reprezentare imaginate de BOWEN (5) pentru stabilirea relației dintre chimismul magmei inițiale, al cristalelor separate și al magmei reziduale. În locul cristalelor separate poate apare și magma inițială + cristale separate.

Se constată din încercările făcute că rocele sienitice, bostonitice și cele camptonitice se pot grupa în sisteme derivate din aceeași magmă bazaltică cu compoziția fixată de valoarea $si = 46$ (fig. 17 și 18).

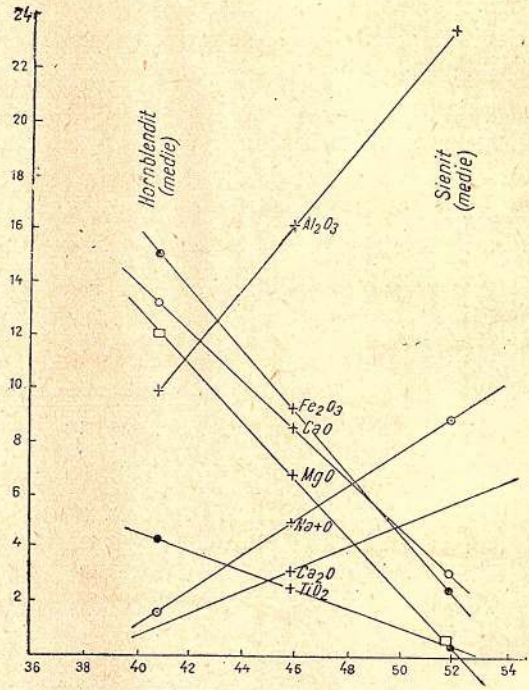


Fig. 18. — Diagrama de diferențiere a unei magme trahidoleritice.

Acest bazalt alcalin corespunde de aproape rocelor luate în discuție de LEHMANN (trahidolerite) și care de altfel poate deriva dintr-un bazalt essexitic.

	Trahidolerit Rutenganio	Bazalt alcalin Poiana Mărului
SiO_2	46,20	46,0
TiO_2	2,52	2,5
Al_2O_3	16,90	17,5
Fe_2O_3	11,56	9,6
MgO	4,68	6,8
CaO	8,10	8,7
Na_2O	4,34	4,3
K_2O	2,49	2,0

Ipoteza simplă a unei magme inițiale trahidoleritice permite astfel să interpretăm rezonabil asociația majorității rocelor studiate. Cercetările noastre s-au îndreptat și asupra masivului eruptiv al Ditrăului bine studiat din punct de

Institutul Geologic al României

vedere chimic. Rocele din acest complex pot fi afiliate genetic printr-o singură diagramă de diferențiere. VENDEL (51) a sezisat acest fapt și a căutat să separe rocele masivului în două grupe reprezentînd două tendințe de diferențiere distincte. Sîntem de acord cu punctul de vedere principal exprimat de VENDEL, căci nu vedem posibilă legătura genetică directă pe bază de diferențiere între sienitele nefelinice și alte roce importante din masiv, cum sînt granitele alcaline. Cercetările noastre ne-au dus însă la o grupare deosebită de a lui VENDEL. În adevăr, în alcătuirea masivului, sienitele cu hornblendă și hornblenditele sînt intim asociate vădind un raport genetic. Căutînd să interpretăm magma sienitică ca o magmă reziduală, iar hornblenditele ca o acumulare de cristale, ajungem la rezultatul remarcabil că trahidoleritul presupus ca magmă inițială în regiunea Șinca Nouă, se așează pe diagrama obținută și cu aceste date. Am folosit nu numai datele individuale ci și media analizelor de hornblendite și sienite redate în tabelul următor:

	Media hornblendite	Trahidolerit I	Media ditroite
SiO_2	40,78	46,0	53,93
TiO_2	5,22	3,0	0,25
Al_2O_3	10,01	16,2	24,38
Fe_2O_3	14,27	9,1	2,31
MgO	12,32	7,2	0,25
CaO	13,49	8,4	1,67
Na_2O	1,60	5,1	9,51
K_2O	0,76	3,0	5,91

	Essexit Teralit Orotva	Trahidolerit II	Media tinguaite
SiO_2	42,91	46,0	54,23
TiO_2	6,84	5,0	0,27
Al_2O_3	12,7	15,0	22,51
Fe_2O_3	13,68	10,45	3,48
MgO	8,32	6,3	0,29
CaO	10,87	8,5	1,47
Na_2O	3,18	4,7	9,52
K_2O	0,32	2,3	4,94

	Bazalt alcalin P. Mărului	Trahidolerit I hornblendit-ditroit	Trahidolerit II ter.-tinguait
		Ditrău	Ditrău
SiO_2	46,0	46,0	46,0
TiO_2	2,5	3,0	5,0
Al_2O_3	17,5	16,2	15,0
Fe_2O_3	9,6	9,1	10,45
CaO	8,7	8,4	8,5
MgO	6,8	7,2	6,3
Na_2O	4,3	5,1	4,7
K_2O	2,0	3,0	2,3

Institutul Geologic al României

Cu alte cuvinte şi în cazul sienitelor de la Ditrău acelaşi trahidolerit apare ca magmă iniţială posibilă, din care ar deriva prin cristalizare cele două elemente esenţiale ale complexului, sienit cu nefelin şi hornblendit.

În acest chip ajungem la concluzia promiţătoare că procesul de diferenţiere se poate grefa pe un bazalt alcalin cu o compoziţie relativ constantă. Această concluzie întărită şi de raportul ce poate fi pus în evidenţă între tinguaite şi essexit-teralitul analizat de MAURITZ (25) din acelaşi masiv.

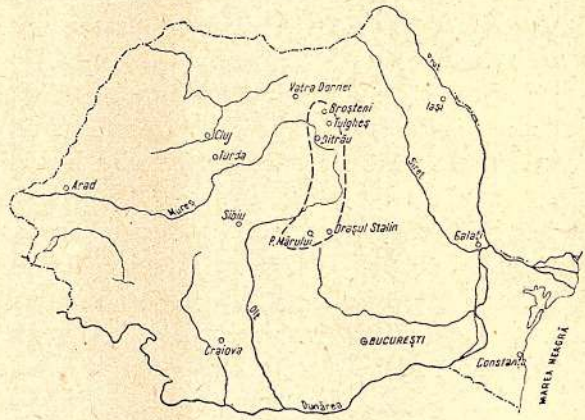


Fig. 19. — Aria de răspîndire a rocelor alcaline în interiorul Carpaţilor.

Raporturile genetice cu celelalte roce filoniene: diabaze, spessartite, etc. rămîn o problemă a cărei soluţionare nu poate fi găsită numai în cadrul informaţiunilor actuale. Unele din camptonite, precum şi porfirul cuarţifer au fost lăsate în afara discuţiei. Cît priveşte porfirul cuarţifer, el ar putea fi o apariţiune deosebită, legată de unele roce diabazice, a căror arie de răspîndire pare a fi extinsă către W. De altfel şi I. ATANASIU (1) a descris în regiunea Tulgheş şi lamprofire cu caracter calco-alcalin pe lîngă monchiquite şi camptonite.

Apariţia rocelor alcaline din regiunea Poiana Mărului nu este un fenomen izolat. Sienite alcaline au fost semnalate de SZENTPÉTERY (49) în Masivul Perşani. Camptonitele apar asociate cu Masivul sienitic de la Ditrău, apoi la Tulgheş şi Broşteni, legate de Cristalinul Carpaţilor orientali (fig. 19).

Se ridică întrebarea dacă toate aceste iviri nu se integrează într-o largă provincie petrografică alcalină. KRÄUTNER şi SAVUL (45) au menţionat deja probabilitatea unui paralelism între rocele de la Ditrău şi cele din vecinătatea Oraşului Braşov. Stabilirea vîrstei liasice a acestei erupţiuni este un element important care poate duce la precizarea condiţiunilor genetice ale acestor erupţiuni. Numai pe această cale putem spera să ajungem la precizarea caracterului provincial şi implicit să consolidăm rezultate degajate din cercetările de laborator.

Încă din 1907, L. MRAZEC a fost condus să imagineze catena chimerică şi din resturile conservate în Dobrogea de N să desemneze traseul ei ce coincide în parte cu Carpaţii orientali. Nu putem preciza evoluţia orogenică a acestor cute, dar vîrsta lor este post-triasică. Aria erupţiunilor alcaline se dezvoltă paralel cu aceste cute chimerice şi nu încape îndoială pentru noi că mişcările chimerice au dus la dezvoltarea vulcanismului alcalic bazaltic.

Institutul Geologic al României

Aparițiunile de camptonite și bostonite nu sînt deci un fenomen izolat ci se pot integra în evoluția orogenică a unei regiuni mai largi. Ele corespund unei alimentări magmatice la nivelul profund alcali-bazaltic.

Ne întrebăm dacă în această concepție care ar privi Masivul de la Ditrău ca o apariție subvulcanică în cadrul provinciei alcaline, nu se poate îngloba și alte formațiuni a căror situație este enigmatică. Astfel asociația masivelor subvulcanice de granite, sienite și porfire cuarțifere sodice cu celelalte masive granitice de la Pricopan și Greci a prilejuit prezentarea mai multor ipoteze genetice, care însă nu sînt satisfăcătoare.

Credem că masivele așa de deosebite din Dobrogea de Nord sînt legate de faze deosebite ale evoluției acestor terenuri. Granitul de la Pricopan ar fi un masiv sincinematic solidar mișcărilor hercinice, Masivul de la Greci, mai tardiv, ar fi post-tectonic, masivele de porfire cuarțifere de la Camena ar fi încă mai tinere, reprezentînd faza de vulcanism subsecvent. Masivul alcalin de la Iacobdeal, Cîrjelari ar fi legat de mișcările chimerice și ar corespunde unei poziții deosebite față de noua zonă orogenă care s-ar situa mai la E. Acest masiv se găsește în continuarea provinciei descrise și rocele sale prezintă similitudini petrografice frapante cu cele din regiunea Poiana Mărului. Poziția geotectonică ar părea să fie aceeași dacă admitem aceeași vîrstă. Credem că o soluție directă a acestei probleme este posibilă prin determinarea vîrstei masivelor de la Iacobdeal și Ditrău prin metode radioactive.

V. MINERALIZĂRI[1])

Concentrațiuni metalifere, simple sau polimetalifere, reprezentate prin galenă, pirită sau asocieri de galenă, blendă, pirită, la care se adaogă uneori și calcopirită, apar legate de filoanele eruptive descrise anterior, sau de masivul granodioritic. Aceste depuneri hidrotermale dintre care unele au format în trecut obiectul unor mici exploatări miniere pentru metale prețioase, au dimensiuni reduse și un caracter lenticular foarte pronunțat, adoptînd uneori formă de corpuri compacte care se succed în spațiu, alcătuind adevărate mineralizări tubulare.

În perimetrul cercetat se pot distinge trei tipuri de mineralizări:

A) Galenă argentiferă, compactă, fără minerale de gangă;

B) Mineralizări polimetalifere;

C) Mineralizări piritoase ce apar de regulă sub formă de impregnație, mai rar în mase compacte.

În cazul paragenezei: blendă, galenă, pirită, calcopirită, sulfurile formează de regulă o parte redusă a masei filoniene, totuși, uneori, acestea ating concentrații mai importante, putînd fi valorificate. În ambele cazuri, blenda predomină

[1]) Acest capitol a fost redus din motive de ordin tehnic.

Institutul Geologic al României

asupra celorlalte sulfuri. Cum însă toate ivirile cercetate se găsesc în zona de oxidație, în probele examinate se recunosc uneori vinișoare de anglezit și ceruzit, lamele de covelină sau cuprit, iar pe blendă, depuneri pulverulente de greenokit.

A) GALENĂ ARGENTIFERĂ

Galena argentiferă, compactă fără minerale de gangă, a fost întîlnită pe cursul inferior al Văii Vulcănița, pe malul stîng al acesteia. Prin cercetările anterioare s-au întîlnit o serie de blocuri lenticulare de galenă compactă cu un volum apreciabil, în vecinătatea unor filoane aplitice, prinse în masa micașisturilor. Fractura dintre blocuri era abia marcată prin dîre slabe de limonit, iar încercările de a urmări mineralizația dislocată prin numeroase falii, nu au dat rezultate pozitive. S-a putut constata totuși că blocurile de galenă întîlnite se orientează pe direcția SW—NE, oarecum paralel cu cele trei filoane aplitice din apropiere.

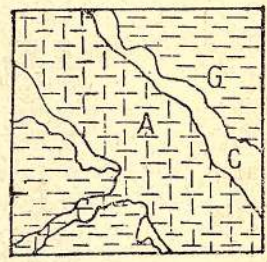
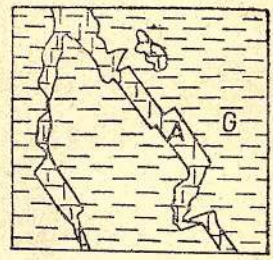


Fig. 20. — Galenă (G) străbătută de filonașe de anglezit (A) și ceruzit (C). × 35.

Mineralizația de acest tip este deci tubulară și afectează forma unei succesiuni de corpuri lenticulare de dimensiuni variate înșirate în lungul unei linii puțin înclinate. Se pare că cea mai mare parte a acestor blocuri au fost îndepărtate prin eroziune. Acest tip de mineralizare este net diferit de celelalte, fiind după toate probabilitățile, de altă vîrstă, ținînd seamă că toate corpurile mineralizate de acest tip au o textură șistoasă foarte pronunțată.

Galena este străbătută de o rețea fină de anglezit și ceruzit; în masa acestuia din urmă putîndu-se observa în secțiuni lustruite resturi de galenă (fig. 20). În afară de aceste filonașe de natură metasomatică ce brăzdează galena după direcțiuni neregulate se mai observă numeroase filonașe de anglezit, orientate după direcțiile de clivaj (fig. 21).



Fig, 21. — Galenă (G) cu anglezit (A) orientat după direcțiile de clivaj ale acesteia. × 30.

Sporadic, galena conține cristale idiomorfe de pirită, avînd dimensiuni milimetrice. Aceste incluziuni parțial limonitizate, sînt deseori corodate de galenă.

B) MINERALIZĂRI POLIMETALIFERE

Mineralizările polimetalifere ce se caracterizează prin parageneza: blendă, galenă, pirită, calcopirită la care se adaogă cuarț, dolomit, calcit și siderit, ca minerale de gangă, se întîlnesc în numeroase puncte din sectorul cercetat. Astfel

Institutul Geologic al României

de iviri se întîlnesc în bazinul Bîrsei Fierului, pe V. Șutilii și pe V. Cioragului, în raza comunei Șinca Nouă pe Văile Ruda Mare, Ruda Mică și V. Cărbunarilor, afluent al Văii Paltinului, apoi pe V. Gherdana, V. Dracului, V. de Mijloc și V. Cetății, afluenți ai Văii Holbavului ca și pe V. Grosilor afluent al Văii Cetății. In partea de W de regiunea cercetată astfel de mineralizări se întîlnesc pe V. Băiței la S de Vf. Nimaia, pe versantul nordic al acestei înălțimi, pe unul din afluenții Bîrsei lui Bucur ce coboară dinspre Gruiul Lung și la NW de Muntele Fața lui Ilie.

O mare parte a acestor filoane metalifere se găsesc localizate în vecinătatea filoanelor intrusive, uneori chiar la contactul acestora cu șisturi cristaline. Această poziție a corpurilor mineralizate dovedește că soluțiile hidrotermale au circulat de preferință pe suprafețele de contact ale filoanelor eruptive care au împiedicat dispersarea mineralizării în masa șisturilor. Acolo unde mineralizația nu apare cantonată la contactul rocelor eruptive, ea se prezintă în general dispersată sub formă de vinișoare fără importanță practică.

Marea majoritate a acestor filoane, urmărite prin lucrări miniere au orientarea E—W sau SW—NE. Această orientare oarecum paralelă a ivirilor cu mineralizații polimetalifere pe o suprafață atît de întinsă, pare a fi datorită faptului că ele au fost puse în loc în aceeași perioadă de timp; soluțiile pe seama cărora s-au format fiind canalizate pe un sistem de fracturi cvasi paralele cu masivul granodioritic de Bîrsa. Ivirile de pe Valea de Mijloc au orientarea N 20° W, iar cele de pe V. Băiței aproximativ N 70° W.

În același timp apare surprinzător faptul că marea majoritate a acestor iviri apar în asocierea filoanelor camptonitice. Această asociere s-a observat pe Ruda Mare, Ruda Mică, P. Cărbunarilor, V. de Mijloc, P. Grosilor și după toate probabilitățile și la cele dintre V. Dracului și V. Gherdana.

Niciuna dintre ivirile cu mineralizațiuni polimetalifere urmărite în această regiune nu apare cantonată la contactul filoanelor bostonitice, sienitice sau de altă natură, fapt care dovedește pe de o parte că punerea în loc a mineralizărilor plumbo-zincifere a urmat intrusiunea filoanelor lamprofirice, pe de altă parte, că acestea au fost intruse într-o perioadă diferită de a celorlalte.

Urmărind parageneza acestor iviri se constată că în general blenda predomină net asupra galenei, acestea fiind însoțite de sporadice cuiburi de pirită și calcopirită. La ivirile de pe V. Șutilii, V. Cetății și probabil la cele dintre V. Gherdana și V. Dracului, care au format în trecut obiectul unor exploatări mai importante; cu excepția celor de pe V. Cetății, se pare că galena predomină asupra blendei, ambele însoțite de asemeni de pirită și calcopirită.

În cele ce urmează vom prezenta o sumară descriere a mineralizărilor de la Ruda Mică și V. Băiței, de unde s-a colectat un material documentar mai abundent.

Institutul Geologic al României

1. MINERALIZĂRILE DE PE VALEA RUDA MICĂ

a) DESCRIEREA MACROSCOPICĂ

Printr-un sumar examen macroscopic al probelor din acest filon se reliefează preponderența netă a mineralelor de gangă asupra sulfurilor, iar printre acestea primul loc îl ocupă blenda fiind urmată apoi de galenă. Calcopirita este cu totul sporadică, iar prezența piritei nu poate fi semnalată cu ochiul liber, nici cu ajutorul lupei.

Blenda de culoare portocalie, brun-deschisă sau brun-închisă, apare de regulă sub formă de filonașe a căror grosime nu depășește 1—2 cm străbătînd carbonații. Cînd apare însă inclusă în masa cuarțului, ea se prezintă de regulă sub formă de cuiburi avînd 1—2 cm diametru, legate între ele prin filonașe de grosimi milimetrice, cu frecvente întreruperi.

În probele examinate nu se observă cristale idiomorfe de blendă, aceasta întîlnindu-se exclusiv sub formă de mase compacte, străbătute uneori de filonașe de carbonați.

Galena însoțește blenda în filonașele ce străbat masa carbonaților, manifestînd o vădită tendință de aglomerare sub formă de cuiburi. Sub formă de filonașe continui ea nu se întîlnește niciodată. Are un clivaj cubic foarte bun, însă fețele de clivaj apar totdeauna curbate, dînd uneori impresia unor spărturi concoidale, fapt care se datorește fără îndoială deformărilor suferite sub acțiunea presiunilor orogenice.

Este interesant de remarcat faptul că galena se asociază cu blenda în cantitate mai mare, în cazul cînd aceasta din urmă apare cantonată în masa carbonaților. Cînd însă blenda este inclusă într-o gangă cuarțoasă, în masa acesteia nu se observă decît cuiburi cu totul sporadice de galenă, dimensiunile acestora fiind atît de reduse încît rareori le putem observa cu ochiul liber.

Calcopirita apare sub formă de sporadice cuiburi submilimetrice, cu un contur neregulat, prinse în masa galenei sau a blendei. Ea este cu totul absentă din masa cuarțului, iar în carbonați ea se întîlnește cu totul sporadic.

Printre mineralele de gangă se numără cuarțul, carbonații și baritina. Toate trei au o repartiție foarte neuniformă în corpul filonului înregistrîndu-se concentrări locale în care se remarcă preponderența netă fie a cuarțului, fie a carbonaților.

Cuarțul și carbonații nu apar decît în mase compacte, cimentînd fragmentele neregulate de micașist sau cuiburile de blendă, pe cînd baritina asociată exclusiv cu carbonații, apare totdeauna în cristale idiomorfe. Ea pare să se concentreze de regulă în apropierea filonașelor de blendă ce străbat ganga de carbonați.

b) DESCRIEREA MICROSCOPICĂ

α) *Sulfuri.* Pirita se întîlnește în cristale cu totul sporadice incluse în cristalele de cuarț idiomorf, blendă, galenă sau calcopirită, fiind însă cu totul absente în depunerile de carbonați. Cantitativ, ea este subordonată celorlalte sulfuri, dimensiunile sale variind între 0,002—0,05 mm.

Institutul Geologic al României

Inclusă în cuarț sau calcopirită, ea are conture foarte neregulate, datorite fenomenelor de coroziune, pe cînd contactele sale cu blenda apar mai puțin sinuoase. Pirita din acest filon reprezintă foarte probabil prima sulfură precipitată.

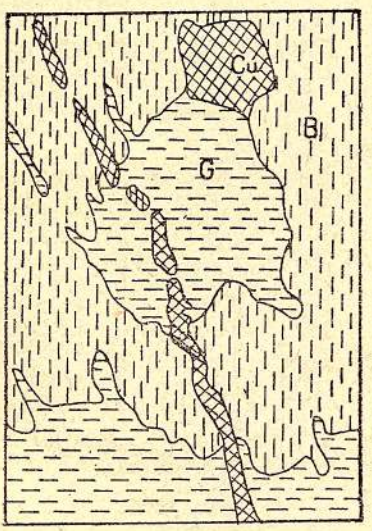


Fig. 22. — Blendă (B) străbătută de un filonaș de cuarț (Cu) și înlocuită metasomatic de galenă (G). × 30.

Blenda apare de regulă în mase compacte sau foarte rar sub formă de cristale idiomorfe, a căror dimensiuni variază între 0,05—1,5 mm. În frecvente cazuri, ea apare brecifiată, crăpăturile sau fragmentele sale fiind cimentate de cuarț (fig. 22) sau carbonați (fig. 23), alteori ea însă umple fisurile survenite în ganga cuarțoasă, sau chiar în cea alcătuită din carbonați.

Cînd apare asociată cu ganga cuarțoasă, blenda mulează de regulă cristalele idiomorfe de cuarț, fiind mulată, uneori, de cuarțul granular, precipitat ulterior. În cazul asocierii dintre blendă și galenă, contactul dintre aceste două sulfuri este uneori net, păstrîndu-se conturele cristalografice, după cum se poate vedea în fig. 24, alteori el este destul de neregulat, scoțînd în evidență fenomenul de înlocuire al blendei de către galenă (fig. 23). Rareori blenda străbate galena sub formă de filonașe subțiri, sau se insinuiază pe contactul dintre galenă și carbonați, relații ce arată că aceste două sulfuri au în parte o perioadă comună de depunere. Galena, carbonații și calcopirita care cimentează blenda se găsesc adesea intruse pe direcțiile de clivaj ale acesteia.

Galena apare rareori în cristale idiomorfe, puternic corodate de carbonați după cum se vede în fig. 25; în majoritatea cazurilor, însă, ea este xenomorfă în raport cu celelalte componente. Ea începe să cristalizeze către sfîrșitul perioadei de precipitare a blendei, însă cea mai mare parte a galenei se pare că precipită în urma acesteia.

În numeroase cazuri, galena cimentează cristalele sau fragmentele de cuarț,

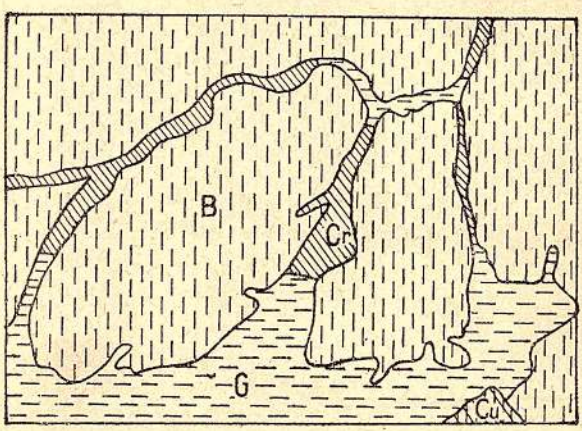


Fig. 23. — Blendă (B) străbătută de filonașe de carbonați (Cr), iar galena (G) mai recentă se insinuiază pe aceleași fisuri înlocuindu-le metasomatic; Cu, cuarț. × 45.

Institutul Geologic al României

carbonați și blendă, rezultate din sfărîmarea acestora sub influența presiunilor suferite. Faptul că și galena care cimentează aceste minerale prezintă deformări

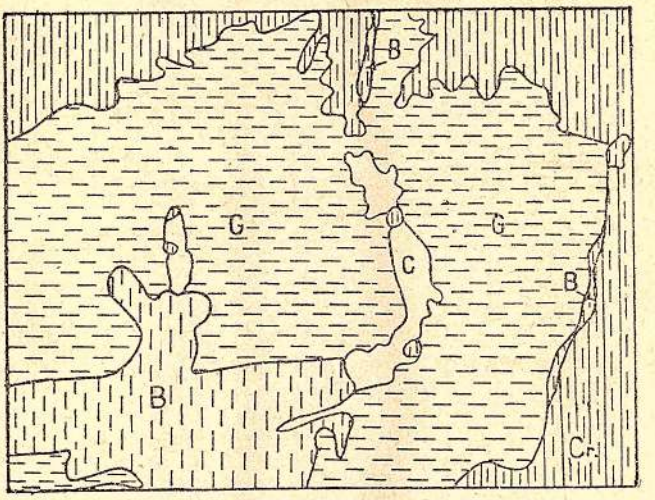


Fig. 24. — Galena (G) mulează blenda (B) idiomorfă, iar venirile ulterioare de blendă se insinuează pe contactul dintre galenă și carbonați. Cr, cuarț. × 35.

evidente dovedește că zăcămîntul a fost supus unor importante presiuni după precipitarea acesteia. Alteori, galena pătrunde pe contactul dintre blendă și cuarț sau dintre blendă și carbonați, cimentînd aceste direcții de slabă rezistență.

Deseori filoanele de galenă ce străbat blenda întretaie și filonașele de carbonați care cimentează același mineral, ceea ce arată că galena s-a depus în parte în urma carbonaților. Este interesant de relevat faptul că galena pătrunde adesea pe aceleași crăpături ca și carbonații, înlocuindu-i pe cale metasomatică (fig. 23). Aceleași fenomene se observă și la contactul cu masa compactă a carbonaților, în masa galenei întîlnindu-se numeroase incluziuni pulverulente nedigerate.

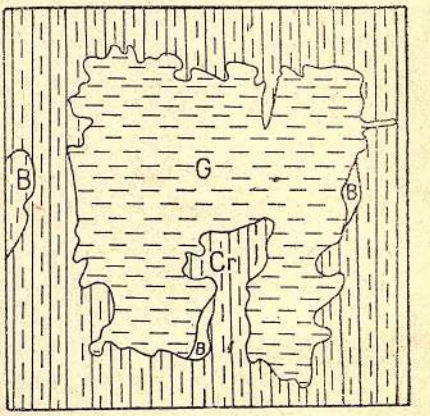


Fig. 25.— Galena idiomorfă (G) corodată de carbonați (Cr) iar blenda (B) se insinuează pe contactul dintre ele. × 25.

La nici una din secțiunile examinate, galena nu apare cimentată de cuarț.

Calcopirita apare sub formă de cuiburi neregulate incluse în blendă, galenă sau carbonați, fie sub formă de filonașe submilimetrice insinuată pe contactul dintre cuarț și carbonați, galenă și blendă, sau galenă și carbonați (fig. 26). Ea

Institutul Geologic al României

umple crăpăturile fine ale blendei, fiind întîlnită sub această formă chiar în fragmentele de blendă cimentate de galenă. Insinuîndu-se pe contactul dintre carbonați și galenă sau pe acela dintre galenă și blendă, calcopirita înlocuiește de preferință galena, în timp ce relațiile spațiale cu blenda nu pledează pentru astfel de reacții.

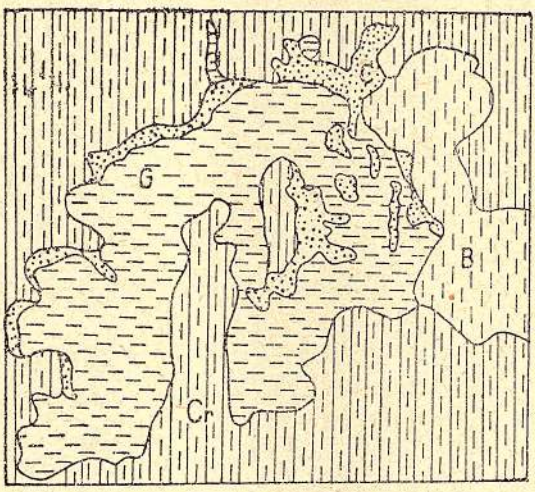


Fig. 26. — Calcopirita (C) pătrunsă pe contactul dintre blendă (B) și galenă (G), sau carbonați (Cr) și galenă, o înlocuiește pe ultima. × 30.

În cazuri cu totul excepționale calcopirita apare străbătută de filonașe de carbonați, fără să conțină incluziuni din celelalte minerale.

β) *Minerale de gangă.* Sericitul în cantitate redusă apare sub formă de lamele fine asociat cu cuarțul granular sau inclus în cristalele idiomorfe ale acestui mineral.

Cuarțul apare rareori idiomorf, limpede sau conținînd incluziuni pulverulente dispuse uneori concentric paralel cu fețele cristalului. Cea mai mare parte a cuarțului apare însă granular, conținînd aceleași incluziuni pulverulente de culoare brună, fiind mulat de blendă, baritină sau carbonați. El este întîlnit de asemenea pe fisurile blendei, fiind cimentat de galenă.

În secțiuni subțiri, toate cristalele de cuarț prezintă extincție ondulatorie.

Baritina idiomorfă mulează rareori granulele de cuarț și blendă, fiind mulată întotdeauna de carbonați. Cristalele sale, uneori ușor îndoite, prezintă extincție rulantă destul de pronunțată.

Carbonații reprezentați prin dolomit și calcit, apar de obicei larg cristalizați. Fragmentele de carbonați rezultate din zdrobire, sînt cimentate de galenă alteori însă aceste zone apar cimentate de cuarț granular. Ca și acesta ei prezintă extincție ondulatorie destul de pronunțată.

Institutul Geologic al României

CONSIDERAȚIUNI GENETICE

Din raporturile spațiale care există între mineralele componente ale acestui filon, se poate stabili următoarea succesiune de depunere:

Printre primele minerale precipitate se numără sericitul, cuarțul și pirita. Sericitul și pirita, găsindu-se în cantități cu totul reduse au o perioadă scurtă de depunere, iar cuarțul continuă să precipite pe o perioadă mai îndelungată, care în parte coincide cu a blendei, galenei, calcopiritei și a carbonaților. În perioada de depunere a acestor minerale, zăcămîntul a fost supus unor impor-

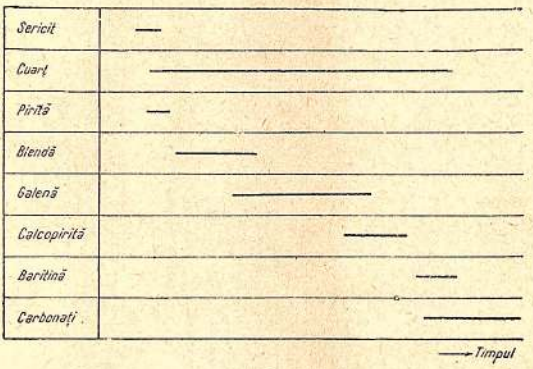


Fig. 27.— Succesiunea cristalizării mineralelor din filonul de pe Valea Ruda Mică.

tante presiuni orogenice, care au produs numeroase crăpături în masa mineralizației, cît și zone de zdrobire cimentate de cuarț, blendă, galenă și carbonați.

Blenda și galena au o perioadă comună de precipitare, însă cea mai mare parte a galenei s-a depus după precipitarea blendei (fig. 27).

Calcopirita este ultima sulfură precipitată, iar baritina a cristalizat după toate probabilitățile în urma sulfurilor, negăsindu-se inclusă în acestea.

Carbonații care mulează toate mineralele anterioare din acest filon încheie ciclul de mineralizație.

2. MINERALIZĂRILE DE PE VALEA BĂIȚEI

a) DESCRIEREA MACROSCOPICĂ

Blenda formează de obicei mase compacte străbătute cîteodată de o rețea deasă de filonașe de cuarț, avînd culoare brună, uneori cu nuanțe albăstrui sau indigo. La ivirile cu un conținut metalifer mai scăzut, ea apare sub formă de cuiburi milimetrice pînă la centimetrice cuprinse în masa cuarțului lăptos. În acest din urmă caz, ea apare asociată cu granule fine de pirită și calcopirită, fără să mai prezinte fenomene de irizație.

Institutul Geologic al României

Galena, care apare de obicei asociată cu blenda, formează mici cuiburi sau lentile, a căror diametru nu depășește în genere 1—2 cm. Mineralul prezintă un clivaj cubic perfect, la majoritatea probelor examinate remarcîndu-se o șistozitate destul de pronunțată. Ca și blenda, galena apare străbătută de asemenea de filonașe de cuarț și carbonați prezentînd uneori evidente oglinzi de fricțiune.

În cazurile cînd galena predomină asupra blendei, ea apare de asemenea în cuiburi de dimensiuni reduse, fiind asociată cu calcopirită.

Calcopirita și pirita sînt din punct de vedere cantitativ cu totul subordonate blendei și galenei; prima fiind de regulă mai frecventă decît cea de a doua. Ambele apar exclusiv sub formă de cuiburi neregulate de dimensiuni milimetrice. Calcopirita mai apare cîteodată sub formă de pojghițe fine pe fisurile neregulate ale materialului filonian.

Cuarțul, ca mineral principal de gangă, apare totdeauna în masă compactă de culoare alb-lăptoasă; mai rar transparent. Ca și sulfurile pe care le însoțește, el apare uneori străbătut de filonașe subțiri de carbonați. Cu totul sporadic, cuarțul se întîlnește sub formă de cristale mărunte, tapițînd golurile centimetrice ale ivirilor filoniene. Unele din aceste cristale acoperă pe cele romboedrice de dolomit. Dolomitul, subordonat cuarțului, se prezintă în mase compacte sau minuscule cristale romboedrice alb-lăptoase.

b) DESCRIEREA MICROSCOPICĂ

α) *Sulfuri.* Pirita apare în sporadice granule, de regulă xenomorfe, a căror dimensiuni variază între 0,004—0,07 mm.

Ea a fost depusă în două generații. Prima generație este reprezentată prin cristale idiomorfe sau xenomorfe incluse în masa cristalelor de cuarț idiomorf sau în blendă; acestea din urmă, prezentînd de regulă fenomene de coroziune. În toate aflorimentele cercetate, această fază este slab reprezentată.

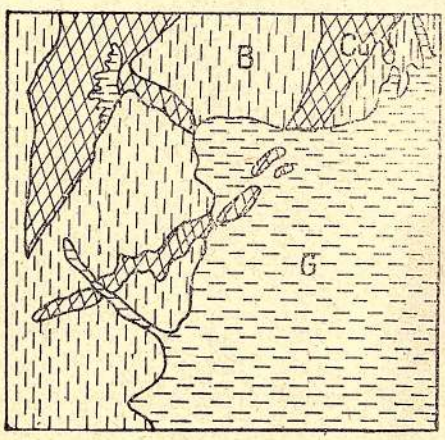


Fig. 28. — Galena (G) cimentează blenda (B) înlocuind-o metasomatic. Cu, cuarț. × 40.

Cea mai mare parte a piritei (care formează a 2ª generație) apare în granule xenomorfe înglobate în cuarțul filonian care cimentează blenda, fie masa dolomitului care cimentează atît cuarțul din a doua generație cît și blenda. Cîteodată pirita umple fisurile fine ale blendei, fiind întreruptă însă de dolomit, sau pătrunde pe contactul dintre cuarț și blendă sub formă de lamele extrem de fine.

Institutul Geologic al României

Blenda este sulfura cea mai răspîndită din aceste depuneri, alcătuind mase compacte, puternic brecifiate. La toate secțiunile studiate, blenda apare străbătută de filonașe de cuarț, carbonați și galenă care au cristalizat în urma acesteia urmărind în unele cazuri planele de clivaj. Ea mulează cristalele idiomorfe de cuarț din prima generație și apare sub formă de filonașe străbătînd cuarțul din a doua generație, pentru a lega cuiburile de blendă diseminate în masa acestuia.

De obicei, blenda apare asociată cu galena, care o cimentează înlocuind-o pe cale metasomatică (fig. 28), mai rar cu calcopirită care se depune în urma acesteia. Deoarece însă calcopirita este subordonată cantitativ blendei, nu se observă fenomene de metasomatoză între aceste componente.

Galena este ceva mai frecventă decît arată observațiunile macroscopice. Pe lîngă aglomerările ce se observă sub formă de cuiburi, cu ochiul liber sau cu lupa, la microscop se identifică numeroase depuneri neregulate de galenă, ale căror dimensiuni variază între 0,008—0,5 mm, prinse, fie

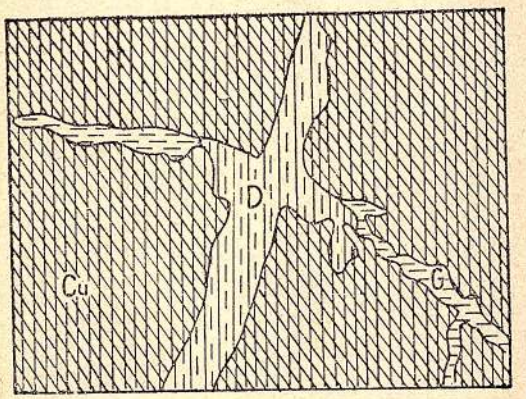


Fig. 29. — Cuarț (Cu) străbătut de filonașe de dolomit (D) și galenă (G). × 50.

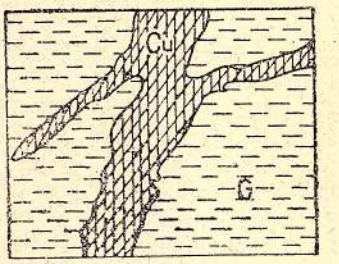


Fig. 30.— Galenă (G) cimentată de cuarț (Cu). × 40.

în blendă, fie în masa mineralelor de gangă. În frecvente cazuri, galena umple fisurile fine din masa blendei, sau pătrunde pe contactul dintre blendă și cuarț, fie pe contactul dintre blendă și dolomit. În niciuna din secțiunile examinate, galena nu este cimentată de blendă.

Raporturile galenei cu mineralele de gangă rezultă din fig. 29 în care se vede că, în unele cazuri, galena cimentează cuarțul și carbonații, fiind străbătută la rîndul ei de cuarț și dolomit (fig. 30).

Calcopirita xenomorfă apare în cantitate ceva mai importantă decît pirita în formă de cuiburi neregulate, prinse în masa blendei, galenei sau a mineralelor de gangă care cimentează sulfurile descrise anterior. Ea apare în concentrații mai importante în filonașele de cuarț, care cimentează carbonații. Dimensiunile granulelor variază între 0,003—0,5 mm, depășind în rare cazuri 2 mm.

Institutul Geologic al României

În numeroase cazuri, calcopirita se insinuiază pe contactul dintre cuarț și galenă, cuarț și dolomit, fie pe contactul dintre galenă și dolomit (fig. 31) înlocuind galena pe cale metasomatică. În alte cazuri, ea umple fisurile microscopice ale blendei și galenei sau cimentează granulele fine de cuarț.

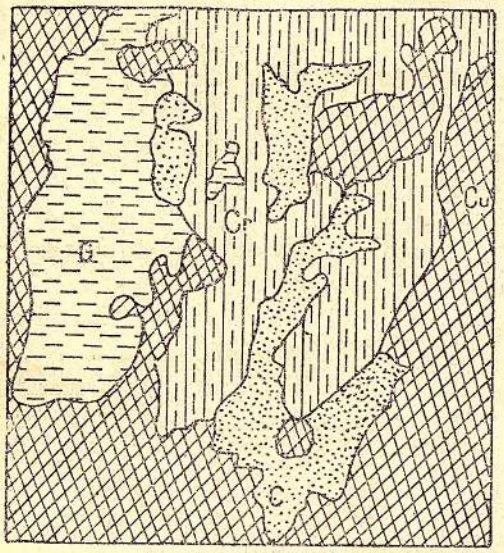


Fig. 31. — Calcopirită (C) insinuată pe contactul dintre galenă (G) și carbonați (Cr) sau cuarț (Cu) și carbonați. × 60.

β) *Minerale de gangă.* Cuarțul apare rareori idiomorf, avînd contur hexagonal. O mare parte a acestor cristale, aparținînd primei generații, sînt mulate de blendă, carbonați, sau granule de cuarț precipitat ulterior.

Cea mai mare parte a cuarțului ce intră în componența materialului filonian, aparține celei de a doua generații. Acesta apare exclusiv sub formă granulară, conținînd numeroase incluziuni pulverulente, a căror natură nu poate fi determinată la microscop. Ambele generații prezintă extincție rulantă foarte pronunțată, în unele cazuri cristalele de cuarț deformate sub influența mișcărilor tectonice, dau impresia unor sisteme maclate polisintetic. Cuarțul granular cimentează în numeroase cazuri blenda fiind întrerupt de galenă, iar depuneri ulterioare umple atît crăpăturile blendei cît și galenei, cimentîndu-le împreună. În alte împrejurări, cuarțul granular este cimentat de venirile ulterioare de galenă și dolomit, după cum se poate vedea din fig. 32.

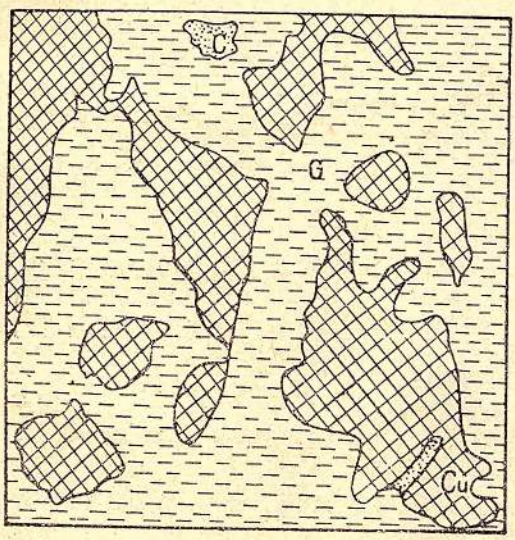


Fig. 32. — Cuarț (Cu) și calcopirită (C) cimentate de galenă (G). × 30.

Baritina se întîlnește în aglomerări locale, sub formă de cristale idiomorfe sau granule neregulate. Cantitativ, ea este cu totul subordonată celorlalte minerale de gangă, cristalele idiomorfe atingînd rareori 2 mm lun-

Institutul Geologic al României

gime. Ea apare de regulă asociată cu carbonații, mai rar cu cuarțul granular pe care-l mulează. Cristalele mai dezvoltate de baritină apar brăzdate de numeroase vinișoare de dolomit care o înlocuiește metasomatic, iar într-un stadiu mai înaintat de metasomatoză, baritina rămîne sub formă de incluziuni neregulate, a căror unitate se trădează prin orientarea optică.

Carbonații, reprezentați în cea mai mare parte prin dolomit, la care se adaugă în proporții reduse calcit și siderit, se găsesc în cantitate aproape egală cu cuarțul, alcătuind uneori masa principală a umpluturii filoniene. Dolomitul apare în cristale alungite, de regulă nemaclate, sau granular, prezentînd ca și celelalte minerale de gangă extincție rulantă bine vizibilă. În majoritatea cazurilor, el apare asociat cu granule de cuarț, raporturile lor fiind nete, fără să se poată remarca fenomene de înlocuire metasomatică. Calcitul ce se remarcă prin maclele sale polisintetice, este cu totul subordonat dolomitului, iar sideritul cu pleocroismul său caracteristic și refringență ridicată, brăzdează dolomitul sub formă de filonașe subțiri și întrerupte sau apare în cuiburi neregulate cimentate de cuarț.

c) CONSIDERAȚIUNI GENETICE

Din cele cîteva considerațiuni arătate mai sus, este lesne de reținut faptul că primele minerale care s-au format sînt cuarțul I și pirita I, ambele avînd o perioadă comună de depunere.

În urma precipitării acestora, urmează depunerea masivă a blendei care în parte se efectuează paralel cu a cuarțului din a doua generație. În perioada de precipitare a blendei, zăcămîntul este afectat de importante mișcări orogenice, ea fiind brecifiată și cimentată de cuarț, care la rîndul său este cimentat uneori de blendă. Pe măsură ce continuă precipitarea sulfurilor și a mineralelor de gangă, zăcămîntul este afectat de noi dislocații care cauzează producerea de noi fisuri care sînt cimentate apoi de galenă, ce se depune apoi în urma blendei. Precipitarea galenei se realizează paralel cu a cuarțului din a doua generație, care se cimentează deseori reciproc. Întrucît galena nu apare niciodată cimentată de blendă este foarte probabil ca depunerea ei să fi început în urma precipitării blendei. Perioada de depunere a blendei și galenei este cu mult mai mare decît a piritei de primă generație.

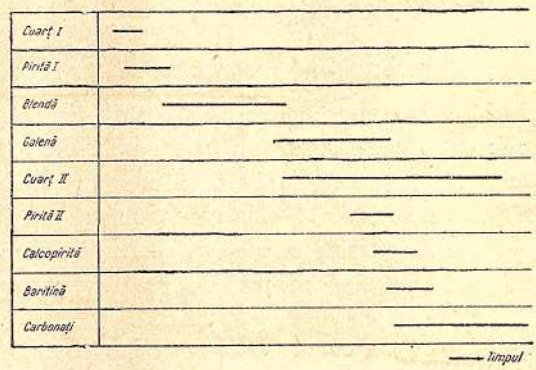


Fig. 33. — Succesiunea depunerii mineralelor din zăcămîntul de pe Valea Băiței.

Institutul Geologic al României

Tot în urma blendei precipită și pirita din a doua generație, întîlnită în filonașele de cuarț care cimentează blenda, precipitarea ei ce se realizează într-un timp relativ scurt încetează înainte de a cuarțului, întrucît filonașele de cuarț ce brăzdează carbonații nu includ decît calcopirită.

După toate probabilitățile, carbonații se numără printre ultimele produse ale perioadei hipogene printre care se numără cuarțul și baritina.

Extincția ondulatorie atît de pronunțată la toate mineralele transparente sînt cauzate de mișcările orogenice la care a fost supus zăcămîntul.

După relațiile spațiale ce se observă între diferitele minerale componente se poate stabili succesiunea arătată în figura 33.

În linii generale, ordinea de cristalizare a mineralelor din acest filon corespunde cu aceea de la Ruda Mică.

C) MINERALIZĂRI PIRITOASE

Mineralizările piritoase, compacte sau sub formă de impregnații se întîlnesc pe V. Lungă, V. Răchiții, P. lui Pomană, P. Crucii, P. Babei, D. Vulcanului, situate în raza comunei Poiana Mărului, ca și pe V. Fierului de la obîrșia Bîrsei Fierului. Depunerile de limonit de pe V. Lungă, V. Răchiții și P. Fierului, care apar în apropierea acestor iviri, se datoresc cu siguranță acestor impregnații piritoase.

Aceste mineralizări apar legate după toate probabilitățile, cel puțin în parte de intrusiunea granodioritică din acest sector.

După cercetările anterioare, se pare că niciuna din aceste iviri nu prezintă importanță economică, avînd dimensiuni reduse.

CONCLUZII

Din acest studiu se desprind următoarele:

1. Fundamentul cristalin al regiunii Poiana Mărului este alcătuit din două serii: o serie epizonală denumită « Seria de Ciuta » formată din șisturi sericito-cuarțoase, cloritoșisturi și conglomerate slab metamorfozate și « Seria de Holbav » reprezentată prin paragnaise și micașisturi granatifere în care se găsește o puternică intercalație de gnaise oculare însoțite de sporadice iviri pegmatitice. Aceste formațiuni reprezintă prelungirea spre NE a formațiunilor similare întîlnite în Catena Făgărașului.

La sud de intercalația gnaiselor oculare, paragnaisele conțin un plagioclaz mai albitic, caracterizîndu-se prin dezvoltarea sporadică de porfiroblaste de albit sau granat.

Seria de Holbav constituie deci o singură unitate genetică incluzînd atît paragnaisele granatifere cît și cele cu albit.

2. Linia tectonică desenată de O. SCHMIDT (47) între « Seria de Holbav » și « Seria de Leaota » nu are importanța atribuită, fiind vorba probabil numai de o dislocație de mică importanță în « Seria de Holbav ».

Institutul Geologic al României

3. În « Seria de Holbav » este localizat un masiv granitic-granodioritic cu o formă alungită. Fenomenele de contact sînt foarte puțin pronunțate. În acest masiv preponderent granitic se poate urmări procesul de diferențiere magmatică prin care s-au format separațiuni granodioritice și dioritice vizibile în zonele cele mai profunde deschise astăzi.

4. În nord-vestul regiunii întîlnim formațiuni sedimentare reprezentate prin conglomerate, gresii și calcare aparținînd probabil Permianului, cît și prin șisturi argiloase determinate de O. SCHMIDT ca triasice-medii.

În vecinătatea comunei Holbav se dezvoltă un sinclinal cu sedimente jurasice străbătute de filoane trahitice și diabazice. Peste acest sinclinal încalecă Cristalinul Seriei de Holbav.

Spre SE se urmăresc formațiunile Cretacicului mediu transgresive peste Cristalin și Liasic.

5. Seria de Holbav este străbătută de numeroase filoane de sienite, bostonite, diabaze și camptonite, localizate într-o zonă alungită în direcția SW—NE situată la nord de gnaisul ocular.

6. Filoanele diabazice și aplitice străbat în regiunea Holbav formațiunile liasice, nefiind semnalate nicăieri în Dogger și Tithon. Vîrsta lor ar putea fi socotită deci liasică.

7. Din studiul microscopic al acestor roce se reliefează caracterul porfiric accentuat și o mare diversitate de tipuri structurale.

8. După punerea în loc, ele au suferit importante fenomene metasomatice, care au condus la înlocuirea în mare parte a feldspatului potasic prin cel sodic, acest proces efectuîndu-se paralel cu cloritizarea componentelor melanocrate, care apar rareori nealterate la rocele leucocrate. Intensitatea acestui fenomen este mai accentuată în regiunea cuprinsă între comunele Șinca Nouă și Poiana Mărului, fiind mai puțin evident în vecinătatea comunei Holbav.

9. Studiul chimic scoate în evidență caracterul alcalin al rocelor filoniene din regiunea Poiana Mărului, ele putînd fi înglobate împreună cu ivirile din Munții Perșani, Orașul Brașov și Carpații orientali, într-o provincie petrografică alcalină.

10. Totalitatea acestor manifestațiuni vulcanice și subvulcanice sînt în legătură genetică probabilă cu mișcările chimerice.

11. În regiunea Poiana Mărului apar asociate cu masivul granodioritic dar mai ales cu filoanele mesozoice, mineralizări filoniene de pirită, blendă și galenă. Acestea din urmă au fost exploatate în trecut pentru conținutul lor în metale prețioase. În lucrările miniere s-a constatat o strînsă legătură a acestor filoane metalifere cu filoanele aplitice și lamprofirice, mineralizația fiind localizată deseori chiar la contactul filoanelor eruptive.

Primit: iunie 1949.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului Jud. Neamţ. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII, 1928.
2. Barth T. F. W. Correns C.W., Eskola P. Die Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939.
3. Beier E. Lamellenbau und Entmischungsstruktur der Feldspäte. *Zeitschrift für Kristallographie.* B. 73, 1930.
4. Bielz M. Über den Trachytporphyr von Bacsfalu bei Kronstadt. Braşov, 1847.
5. Bowen N. L. The evolution of the igneous rocks. New Iork, 1928.
6. Buţureanu V. Études pétrographiques et chimiques des roches éruptives du district Suceava. *An. Sci. nt. Univ. Iassy.* T. I, fasc. 3, Iassy, 1901.
7. — Étude pétrographique sur les roches éruptives filoniennes du massif cristallin de Broşteni. *Ann. Sc. Univ. Iassy*, 1909, fasc. 4.
8. — Masivul cristalin de la Broşteni. *An. Acad. Rom.* Secţ. Şt. Seria II, T. XXXVIII. Bucureşti, 1920.
9. Becke F. III. Zur Ph siographie der Gemengteile der kristallinen Schiefer. Wien, 1906.
10. — Graphische Darstellung von Gesteinsanalyse. *Tsch. Min. und Petr. Mitt.* Bd. 37. H. 152. 1925.
11. Burri C. und Niggli P. Die jungen Eruptivgesteine des m editerranen Orogens. Zürich, 1945.
12. Chudoba K. Die Feldspäte und ihre praktische Bestimmung. Stuttgart, 1932.
13. Cădere D. Sur les roches éruptives de Borca. *Ann. Sc. Univ. Iassy*, 1903.
14. Eitel W. Physikalische Chemie der Silikaten. Leipzig, 1929.
15. Giuşcă D. Raport asupra situaţiunii lucrărilor de explorare în ţinutul minier Poiana Mărului. Mai 1939. (în manuscris).
16. — . Raport asupra mineralizărilor plumbo—zincifere din regiunea Şinca Nouă—Zărneşti. 1942. (în manuscris).
17. Hauer v. F. und Stache G. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
18. Herbich Fr. Das Szeklerland. *Mitteilungen aus dem Jahrbuch der kgl. ung. geol. Anstalt.* Bd. V. Budapest, 1878.
19. Ianovici V. Étude sur le massif syénitique de Ditrău, région Jolotca. District Ciuc (Transylvanie). *Revista Muzeului geologic-mineralogic al Universitaţii din Cluj.* Vol. IV, 2. 1934.
20. Jekelius E. Cărbunii liasici din împrejurimile Braşovului. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI, 1923.
21. — Der geologische Bau des Gebirges von Braşov. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIX. 1938.
22. Kennedy W. Q. and Anderson E. M. Crystal lagers and the origin of magmas. *Bull. volc. Napoli.* 1938.

Institutul Geologic al României

23. Lehmann E. Beziehung zwischen Krystallisation und Differentiation in basaltischen Magmen. *Min. u. Petr. Mitt.* 1931.
24. Meschendörfer J. Die Gebirgsarten des Burzenlandes. Programm des evangelischen Gymnasiums zu Kronstadt. 1860.
25. Mauritz B. Über die chemischen Verhältnisse des Syenitmassivs von Ditró. *Math. Naturw. Ber. a. Ungarn.* XXX, 1912.
26. — Die magmatische Differentiation in den foyaitischen Gesteinen des Ditró- und Mecsekgebirges. *T.M.P.M. Wien*, 1925.
27. Mrazec L. Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales. *C.R. IX. Congrès géol. int. de Vienne* 1903. Wien, 1904.
28. — Essai d'une classification des roches cristallines dans la zone centrale des Carpathes roumaines. *Bull. Soc. de Şt.* Vol. VI. Bucureşti, 1897.
29. Murgoci G. M. Études géologiques dans la Dobrogea du Nord. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI. 1915.
30. Niggli P. Das Magma und seine Produkte. Leipzig, 1939.
31. — Gesteins- und Mineralprowinzen. Berlin, 1923.
32. Oncescu N. Région de Piatra Craiului-Bucegi. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXII. 1943.
33. Orghidan N. Observaţiuni morfologice în regiunea Braşovului. Platforma Poiana Mărului. Extras din Revista *Ţara Bîrsei*. Nr. 1. Braşov, 1929.
34. Osann A. Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart, 1922.
35. Paliuc G. Étude géologique et pétrographique du massif du Parîng et des Munţii Cimpii. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, 1937.
36. Popescu-Voiteşti I. Contribuţiuni la studiul geologic şi paleontologic al regiunii muscelelor dintre rîurile Dîmboviţa şi Olt. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. II. 1908.
37. Primics G. Die geologischen Verhältnisse der Fagarascher Alpen und der benachbarten rumänischen Gebirge. *Jahrb. der ung. geol. Anst.* 1884, Bd. VI.
38. Preda D. L'origine des sources salées de Şinca Nouă. *C. R. Acad. des Sciences de Roumanie*. Tome V, Nr. 1—2, 1941.
39. Reinhard M. Der Coziagneiszug in den rumänischen Karpathen. *Bul. Soc. Ştiinţe*, Vol. XV. Bucureşti, 1906.
40. — Şisturile cristaline din Munţii Făgăraşului, clina Romînă. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. 1910.
41. — Die granitisch-körnigen Gesteine der transylvanischen Decke. *An. Inst. Geol. Rom.* Bd. V. Heft 1. 1912.
42. Atanasiu I. Geologische Beobachtungen über die Kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII, 1927.
43. — Universaldrehtischmethoden. Basel, 1933.
44. Rosenbusch H. Mikroscopische Physiographie der massigen Gesteine. Stuttgart, 1907-1908.
45. Savul M. und Kräutner Th. Ein Arfvedsonitgranitporphyr aus der Umgebung von Braşov. *C. R. de l'Acad. des Sciences de Roumanie*. Vol. I, nr. 4. Bucureşti, 1936.
46. Schmidt O. Noi observaţiuni asupra poziţiei Oligocenului şi Burdigalianului în regiunea de SE a Transilvaniei. *Bul. Soc. Rom. de Geologie*. Vol. XV. 1932.
47. — Cercetări geologice în ramificaţiunile nord-estice ale Munţilor Făgăraş. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XV. 1930.
48. Streckeisen A. Sur la tectonique des Carpathes méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI. 1933.
49. Szentpétery Sig. Die mesozoischen Eruptivgesteine der südlichen Hälfte des Persanyer Gebirges. *Naturwiss. Muzeumshefte*. Band IV, Cluj.1910.
50. Szadeczky I. Camptonit provenit de pe drumul Ditrău-Tulgheş. Analiza a fost făcută la Versuchs-Anstalt Cluj. Ref. N. I.1901. B. I. şi este dată în tratatul lui Rosenbusch.

Institutul Geologic al României

51. Vendel Miklos. Daten zur Frage der magmatischen Differentiation im Nephelinsyenitmassiv von Ditró. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie.* 1927.
52. Wachner H. Die geologischen Verhältnisse des südl. Teiles des Persányer Gebirges. *Jahrb. d. ung. geol. Reichsanst.* 1915.
53. — Die Verbindung des Fogaraser und Persányer Gebirges. *Földtani Közlöny* XLV, 1915.
54. — Geologische Untersuchungen im Persanyer Gebirge. *Jahrb. d. ung. geol. Reichsanst.* 1916.
55. Wahlstrom Ernst. Igneous minerals and rocks. New-York, 1948.
56. Wenglein Otto. Über Perthitfeldspäte. Inaugural Dissertation. Kiel. 1903.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLANŞA I

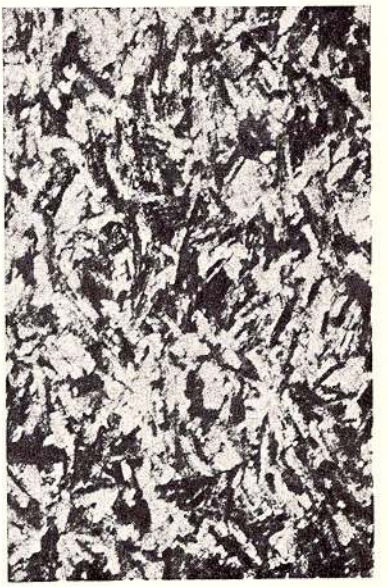
Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Fig. 1. — Bostonit Dealul, Frasinului.
Fig. 2. — Bostonit Pîrîul, Vulcăniţa.
Fig. 3. — Porfir bostonitic, Valea Holbavului.
Fig. 4. — Bostonit porfiric, Valea Pietroasa.

Institutul Geologic al României

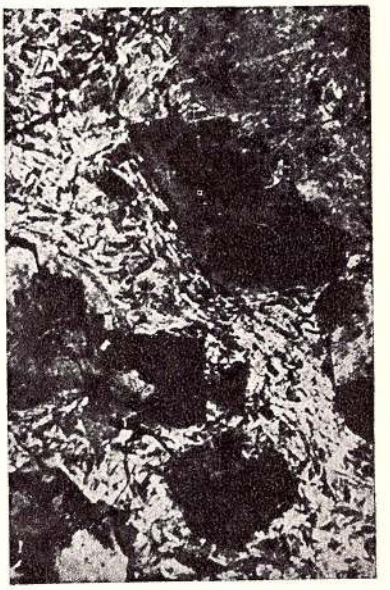
1





2

3





4

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

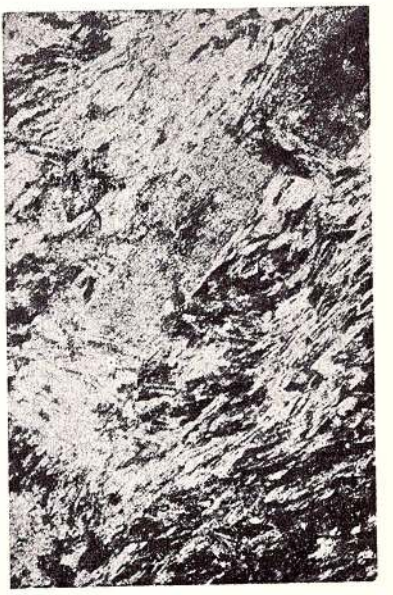
Institutul Geologic al României

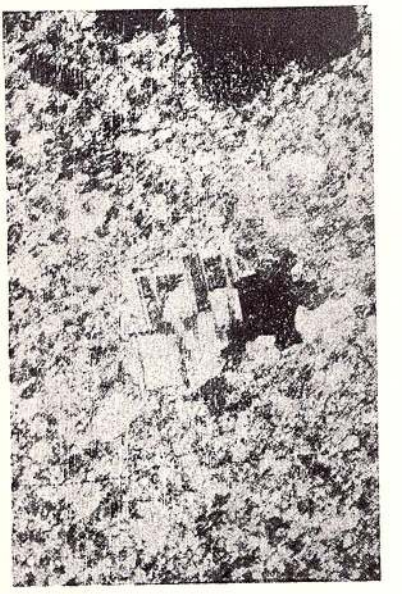
PLANŞA II

Fig. 1. — Trachit porfiric, Valea Răchiţii.
Fig. 2. — Porfir cuarţifer, Pîrîul Gherdana.
Fig. 3. — Porfir sienitic, Dealul Frasinului.
Fig. 4. — Sienit cu ribechit, Dealul Pisculuí.

Institutul Geologic al României

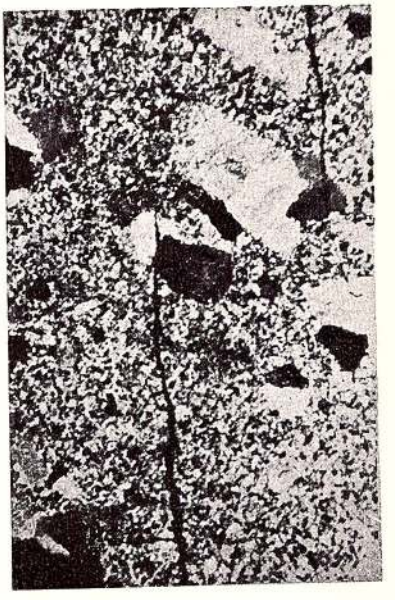
1

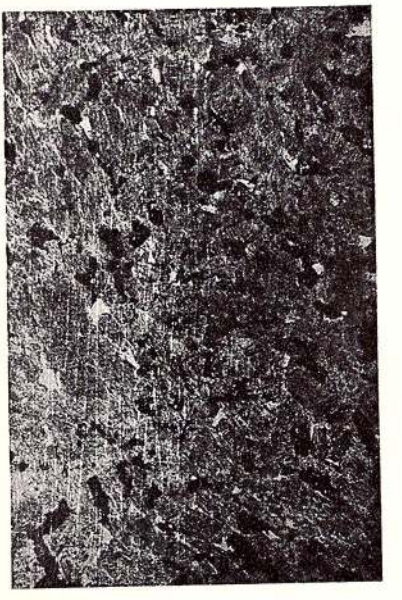




2

3





4

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

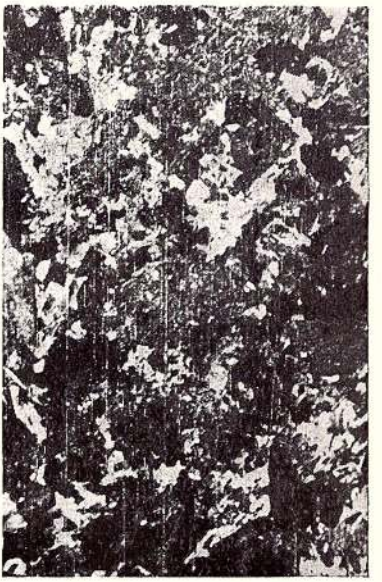
Institutul Geologic al României

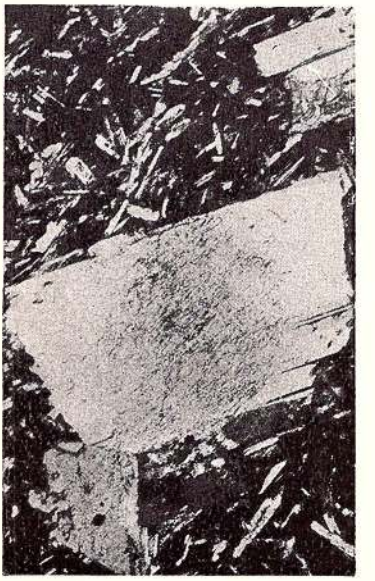
PLANŞA III

Fig. 1. — Camptonit cu biotit, Pîrîul Cutului.
Fig. 2. — Camptonit porfiric, Valea Holbavului.
Fig. 3. — Camptonit cu barchevichit, Poiana Mărului.
Fig. 4. — Granit, Făgetul Alb.

Institutul Geologic al României

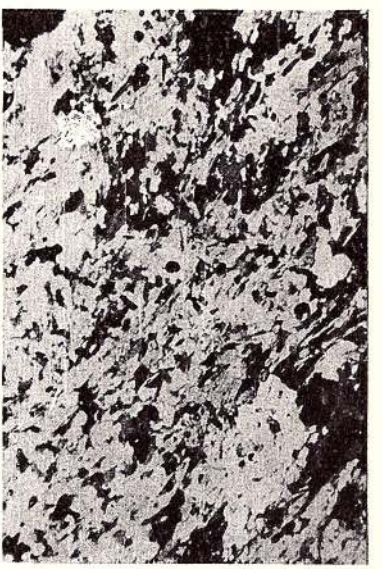
1

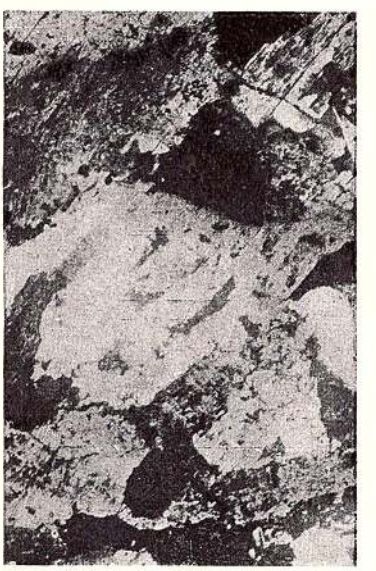




2

3





4

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Institutul Geologic al României

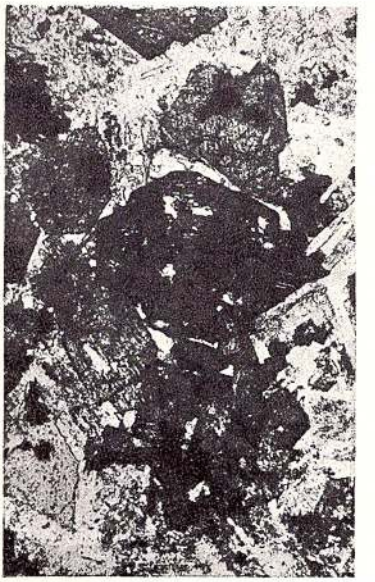
PLANŞA IV

Fig. 1. — Diabaz, Valea Pleşii.
Fig. 2. — Diorit, Bîrsa Fierului.
Fig. 3. — Granodiorit, Valea Lungă.
Fig. 4. — Granit, Poiana Marianului.

Institutul Geologic al României

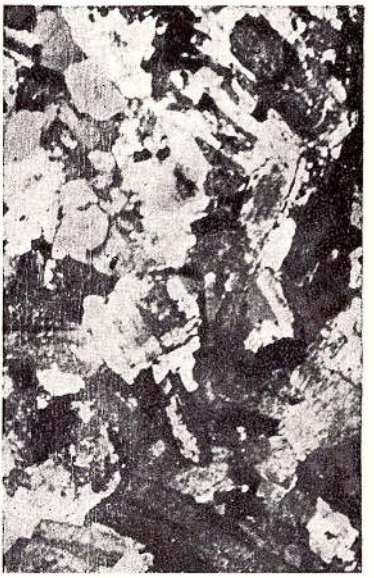
1

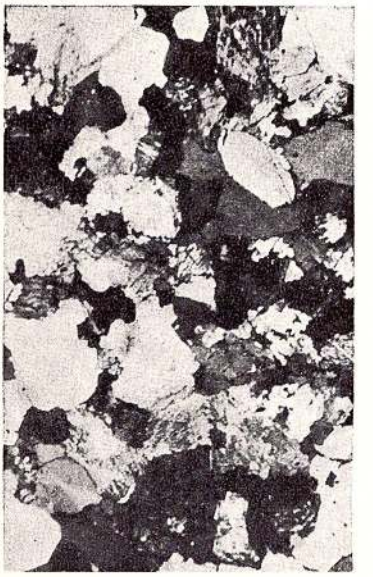




2

3





4

Institutul Geologic al României

V. MANILICI

HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNEI
POIANA MĂRULUI BRAȘOV[1)]
(Carpații Meridionali)

Șinca Nouă
Vf. Ciuta
Vf. Tagla
Fata lui Ilie
Vf. Isiului
Plesa Fata lui Ilie
La Ciuma
Poiana Mărului
Sihla
Holbav

LEGENDA

SEDIMENTAR
- Q Cuaternar
- Cretacic
- Jurasic
- Triasic mediu
- Triasic inferior

ROCE ERUPTIVE
ROCE FILONIENE JURASICE
- B Bostonite
- S Sienite
- Pt Porfir cuarțifer / Ø Serpentină
- C Camptonite
- D Diabaze

ROCE GRANITICE PRETRIASICE
- Granite
- Diorite-Granodiorite

ȘISTURI CRISTALINE
SERIA DE CIUTA
- Filite-cloritoșisturi
- Conglomerate metamorfozate

SERIA DE HOLBAV
- Micașisturi și paragnaise
- Corneene
- Amfibolite
- Calcare cristaline
- Calcare dolomitice
- Gnaise oculare
- Pegmatite
- Linie de încălecare

0 500 1000 1500 m.

AMPLASAREA REGIUNII CERCETATE PE HARTA ROMÎNIEI

ORADEA, CLUJ, IAȘI, SUCEAVA, MUREȘ, ALBA-IULIA, OTIMȘOARA, ORAȘOV (Or. Stalin), CRAIOVA, BUCUREȘTI, CONSTANȚA, M. NEGRU

1) Astăzi Or. Stalin

Imprim. atel. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚIUNI LA STUDIUL SUSCEPTIBILITĂȚII MAGNETICE A ROCELOR ȘI MINEREURILOR DIN R.P.R.[1])

DE

MIHAIL B. PASCU

SUMAR

	Pag.
I. Introducere	77
Importanța studiului magnetismului rocelor și minereurilor	77
Compoziția mineralogică	81
Evoluția geologică	81
Obiectul și planul lucrării de față	82
II. Scurtă privire istorică	82
III. Rezultate obținute pînă acum	88
IV. Metoda de lucru	91
Modul de lucru	94
Etalonare și sensibilitate	95
Sensibilitatea metodei	95
V. Rezultatele și curbele de magnetizare ale cîtorva roce	97
VI. Concluzii	117
Bibliografie	123

I. INTRODUCERE

IMPORTANȚA STUDIULUI MAGNETISMULUI ROCELOR ȘI MINEREURILOR

Magnetismul rocelor este cunoscut de multă vreme și a atras atenția a diferiți cercetători, care au căutat să-l studieze în mod științific. O cercetare satisfăcătoare a magnetismului rocelor nu s-a putut însă întreprinde, decît după

[1]) Această lucrare a fost susținută ca teză de doctorat, la data de 29 iunie 1949.

Institutul Geologic al României

ce studiul general al magnetismului și al feromagnetismului a ajuns la faza de dezvoltare mai recentă.

Studiul magnetismului rocelor este important, atît pentru concluziunile științifice generale pe care le putem trage, cît și pentru explicarea în amănunt a anomaliilor magnetice locale și regionale, sau pentru conducerea prospecțiunilor miniere.

Pentru aceste din urmă studii interesează numai rocele care se prezintă ca feromagnetice.

Prezența în interiorul solului a unor mase de roce sau de minereuri feromagnetice dă naștere anomaliilor magnetice locale și regionale, care servesc de asemenea la studiul geologiei de profunzime.

Magnetismul rocelor poate fi: *permanent* sau remanent, cînd este o rămășiță a unei magnetizări anterioare a rocei, și *indus*, cînd se datorește cîmpului magnetic terestru. Cele două feluri de magnetism coexistă aproape totdeauna.

Proprietățile magnetice ale rocelor depind înainte de toate de conținutul lor în fer și de forma mineralogică sub care se prezintă acest metal.

Magnetita (Fe_3O_4) este cel mai comun și cel mai magnetic minereu. Este un oxid de fer care cristalizează în dodecaedri romboidali și în octaedri. Conține fer în proporții variate, ajungînd pînă la 70%. Este foarte răspîndită în rocele eruptive și șisturile cristaline. Mai sînt și alte minerale feromagnetice, în afară de magnetită, care produc magnetismul rocelor. Astfel sînt: pirotina, ilmenitul, titanomagnetitul, hematitul.

În cercetările științifice asupra magnetismului rocelor se măsoară aproape întotdeauna susceptibilitatea magnetică a rocei. În legătură cu aceasta sînt de reamintit cîteva definiții generale și anume:

Intensitatea de magnetizare $I = \frac{M}{v}$, care reprezintă momentul unității de volum v;

Magnetizarea specifică $Is = \frac{I}{d}$, care este momentul magnetic al unității de masă, d fiind densitatea substanței;

Susceptibilitatea magnetică σ, care este raportul între intensitatea de magnetizare I și cîmpul magnetic H

$$\sigma = \frac{I}{H}. \qquad (1)$$

σ va fi pozitivă cînd I și H vor avea același sens, și negativă cînd I și H vor fi de sens contrar;

Permeabilitatea magnetică μ, care este raportul între inducția B și cîmpul magnetizant H

$$\mu = \frac{B}{H}, \text{ sau } \mu = \frac{H + 4.\pi.I}{H} = 1 + \frac{4.\pi.I}{H}; \qquad (2)$$

Institutul Geologic al României

Din ecuațiile (1) și (2) se găsește imediat relația între susceptibilitate și permeabilitate:

$$\mu = 1 + 4.\pi.\sigma \qquad (3)$$

Toate aceste cantități nu sînt constante pentru o substanță dată, ci ele variază cu temperatura, presiunea, starea de agregație, cîmpul extern și condițiile anterioare la care a fost supusă substanța.

Susceptibilitatea magnetică variază și ea cu cîmpul H.

Importantă este curba de primă magnetizare, din care se calculează permeabilitatea și susceptibilitatea magnetică. Cînd timpul și condițiile experimentale permit, se poate trasa și curba completă de hysteresis, punînd pe abscisă valoarea cîmpului H, în Oerstedt, iar pe ordonată valoarea intensității de magnetizare I.

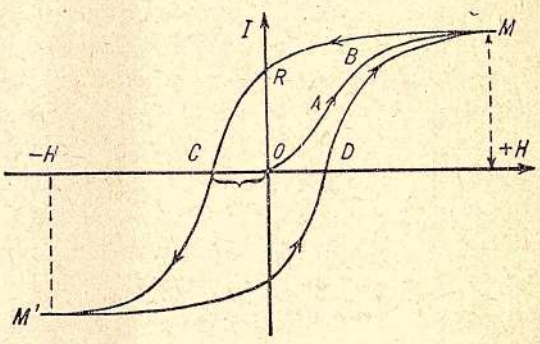


Fig. 1. — Curba de histereză.

OABM este curba de primă magnetizare.

Valoarea susceptibilității magnetice pentru diferitele valori ale cîmpului se obține împărțind intensitatea I prin cîmpul H, care i-a dat naștere (fig. 1).

Curba de hysteresis permite de asemenea a se calcula magnetizarea remanentă OR și cîmpul coercitiv OC.

Pentru studiul rocelor este foarte important a deduce valoarea susceptibilității σ pentru cîmpuri de ordinul 0,5 Gauss, adică de ordinul de mărime al cîmpului magnetic terestru.

Susceptibilitatea magnetică a rocelor și minereurilor variază în limite foarte largi în raport cu intensitatea cîmpului magnetic în care se măsoară.

În general, susceptibilitatea magnetică măsurată într-un cîmp relativ puternic, va fi inferioară aceleia obținută prin măsurarea într-un cîmp la fel de slab ca cel pămîntesc de 0,5 Gauss.

Susceptibilitatea magnetitei variază de asemenea foarte mult în diferitele zăcăminte în care se află.

Din punct de vedere magnetic, după cercetările lui K. Puzicha (16) și acelea ale lui F. Rettig (38), se poate face o diferență marcată între depozitele diferențiate magmatic și acelea care s-au format prin metamorfismul de contact. Primul grup se caracterizează prin valori mari ale susceptibilității magnetice cu un maxim în cîmpuri slabe (50 Gauss), pe cînd al doilea grup are o susceptibilitate mai mică în cîmpuri mai mari (140—250 Gauss). Aceste diferențe rezultă, după autorii mai sus menționați, din faptul că magnetita grupului I conține

Institutul Geologic al României

titan în procente variate și are grăunții mai mari, pe cînd magnetita grupului II este lipsită de titan și are grăunții foarte fini.

Așa dar, prezența titanului poate fi considerată ca provocînd creșterea susceptibilității magnetice. Cînd nu este vorba de magnetită compactă, ci de roce care sînt mai mult sau mai puțin impregnate cu acest mineral, putem admite că susceptibilitatea rocelor este provocată de susceptibilitatea magnetitei pure după proporția ei în volum. S-a dovedit însă, că pentru concentrări mai mari de magnetită, susceptibilitatea rocelor este mult mai slabă decît aceea care corespunde relației de volum.

Din cele expuse mai sus rezultă că mărimea susceptibilității magnetice a eșantioanelor de roçă studiate depinde de susceptibilitatea magnetitei pure, de proporția în volum a magnetitei și de distribuția ei.

STURE WERNER (43) distinge două tipuri fundamentale de prezentare a magnetitei în roce și minereuri: cînd magnetita apare risipită sub formă de grăunți într-un material nemagnetic; cînd materialul nemagnetic apare sub formă de grăunți într-o masă compactă de magnetită. Nu interesează dacă grăunții sînt de aceeași mărime sau de mărime diferită.

După P. WEISS (5) susceptibilitatea cristalelor de magnetită în cîmpuri slabe este de ordinul de mărime $\sigma = 4$, iar cîmpul coercitiv este de 50 Gauss. Tot WEISS a obținut pentru unele probe de Fe_3O_4 cicluri de hysteresis, din care rezultă o susceptibilitate de 10 pentru cîmpuri de 10—20 Gauss, o magnetizare de 70 C.G.S. și un cîmp coercitiv de 5 Gauss.

După măsurătorile lui TURCEV (8), făcute cu un permeametru Hopkinson, permeabilitatea este de 30, ceea ce corespunde la o susceptibilitate de 2,5, magnetizarea remanentă este de 60 C.G.S. și cîmpul coercitiv de 30 Gauss.

Valorile deosebite ce se obțin pentru susceptibilitatea magnetică σ la diferitele eșantioane de magnetită se explică, după unii autori, prin compoziția chimică a magnetitei Fe_3O_4, care este socotită ca formată din Fe_2O_3 cu ferul trivalent (III) și FeO cu ferul bivalent (II). Acesta din urmă este nemagnetic, pe cînd Fe_2O_3 se poate prezenta în două stări polimorfe, dintre care numai una, forma γ, este magnetică.

Substanțele minerale cele mai magnetice sînt magnetita (Fe_3O_4) și minereurile: pirotina (Fe_nS_{n+1}) și hematitul (Fe_2O_3).

Hematitul este feromagnetic numai sub forma α (maghemită), pe cînd forma β este paramagnetică.

Ilmenitul ($FeTiO_3$), limonitul ($Fe_4H_6O_4$), cromitul ($FeCr_2O_4$) și altele nu prezintă prea mare importanță pentru magnetismul rocelor.

Punctele critice — punctele Curie — ale principalilor constituenți magnetici ai rocelor sînt:

Magnetita	580 — 600°C,
Pirotina	280 — 320°C,
Hematitul	645°C.

Institutul Geologic al României

Din cercetările de pînă acum rezultă că pentru magnetismul rocelor intervin doi factori de aceeași importanță: compoziția mineralogică și evoluția geologică.

Compoziția mineralogică. Rocele bazice, care sînt bogate în augit, hornblendă, olivin, magnetită, și lipsite de cuarț, sînt mai magnetice decît rocele acide, roce bogate în cuarț și feldspați cu magnetită puțină sau fără.

Rocele bazice diferă mineralogic de cele acide prin ivirea abundentă a mineralelor negre în locul cuarțului; aceste minerale negre sînt foarte importante și ele determină mărimea susceptibilității magnetice.

Se pot lua ca cifre medii:

Roce bazice	$3.000.10^{-6}$,
Roce acide	300.10^{-6},
Roce sedimentare	30.10^{-6}.

Magnetizarea depinde, bine înțeles, nu numai de tipul mineralului magnetic, ci și de cantitatea prezentă.

Proporționalitatea a fost observată asupra pulberilor de roce amestecate cu o cantitate cunoscută de magnetită, dar numai pentru concentrări slabe.

Evoluția geologică. În cursul istoriei geologice a unei formațiuni, un mare număr de forțe fizice sînt în stare să-i modifice proprietățile magnetice. Ele sînt de natură termică și mecanică și apar în legătură cu intrusiuni eruptive, metamorfism regional, mișcări tectonice, concentrări mecanice și chimice, dezintegrări, trăsnet, etc.

Efectul trăsnetului asupra magnetizării rocelor de suprafață este mai mare decît se presupune în general. Intensitățile de curent, în trăsnet, pot fi de ordinul 20.000 Amperi și dau naștere la cîmpuri magnetice considerabile în vecinătatea lor. Aceasta explică polaritățile magnetice neregulate, întîlnite pe munții expuși, vîrfuri de deal, etc.

Pockels a arătat prin experiențe de laborator că rocele actuale pot fi magnetizate prin descărcări de scîntei de la o bobină de inducție.

Magnetismul remanent al substanțelor feromagnetice descrește cu creșterea temperaturii. De fapt, toți parametrii magnetici: forța coercitivă, magnetismul remanent și susceptibilitatea sînt dependenți individual de temperatură.

Dezintegrarea chimică a rocelor micșorează de asemenea valoarea susceptibilității magnetice. Aceasta se datorește trecerii ferului trivalent în fer bivalent, de exemplu dezintegrarea magnetitei în limonit sau hematit. Invers se întîmplă în procesele de metamorfism de contact, în care ferul din sedimente și alte roce este transformat din bivalent în trivalent.

Aceștia sînt pe scurt factorii importanți, cunoscuți pînă acum, care intervin în explicarea magnetizării rocelor.

Institutul Geologic al României

OBIECTUL ȘI PLANUL LUCRĂRII DE FAȚĂ

Pentru lămurirea problemelor menționate pînă acum, este nevoie de a strînge un material cît mai bogat referitor la roce din diferite regiuni și din diferite formațiuni geologice.

Compararea atentă a valorilor găsite pentru susceptibilitatea magnetică a diferitelor roce sau chiar a rocelor asemănătoare, dar supuse la condițiuni de formare diferite, va aduce desigur o soluție la multe din întrebările rămase încă nedezlegate, în legătură cu magnetismul rocelor.

Cu toată importanța deosebită pe care o are studiul magnetismului rocelor, la noi în țară nu s-a făcut pînă acuma nici o lucrare de acest fel.

În dorința de a aduce o contribuție la dezlegarea problemelor expuse mai sus, am întreprins această lucrare, îndemnat fiind de importanța ei științifică și economică.

Lucrarea cuprinde șapte părți și anume: introducere, scurtă privire istorică, rezultate obținute pînă acum, metoda de lucru (principiu, descriere, etc.), rezultatele și curbele de magnetizare ale cîtorva roce, concluzii.

Această lucrare a fost executată în Laboratorul de Fizică Generală al Facultății de Matematici și Fizică din București, la îndemnul și sub conducerea profesorului GHEORGHE S. ATHANASIU.

II. SCURTĂ PRIVIRE ISTORICĂ

Studiul susceptibilității magnetice a rocelor a atras de multă vreme atenția cercetătorilor.

În acest scop, s-au imaginat și realizat mai multe feluri de metode și anume: metoda directă (magnetometru, teodolit, variometru vertical), metoda balistică, metoda electrică, metoda balanței de inducție, care au suferit de-a lungul timpului o serie de transformări și completări, făcute cu scopul de a da rezultate din ce în ce mai bune, mai corecte.

Se pot cita multe lucrări care încearcă să precizeze legătura strînsă ce există între proprietățile magnetice ale unei roce și cantitatea de magnetită ce o conține.

PIERRE CURIE (1) a fost primul care a adunat toate rezultatele înaintașilor săi și a reușit, prin studiul acțiunii temperaturii, să separe fenomenele diamagnetismului și paramagnetismului și să unească acest ultim fenomen cu acela al feromagnetismului.

Primele măsurători sistematice ale susceptibilității magnetice a rocelor au fost făcute de A. W. RUCKER (2) cu ajutorul unei balanțe de inducție Hughes. Din cauză că acest aparat era prea puțin sensibil, a fost înlocuit, pentru același scop, cu balanța magnetică Curie-Chénéveau sau cu alte aparate asemănătoare, care prezintă toate inconvenientul, cel puțin pentru început, de a necesita întrebuințarea eșantioanelor foarte mici, aproximativ 1 g de substanță.

Institutul Geologic al României

F. STUTZER (3) foloseşte tot ca metodă de laborator o balanţă de inducţie, pe care a perfecţionat-o şi a aplicat-o la studiul unui mare număr de minereuri în pulbere. Intensitatea cîmpului folosit era de cca 220 Gauss.

W. PAVLINOV (7) a construit un aparat pentru determinarea susceptibilităţii magnetice a probelor de minereuri după metodele magnetometrice.

A. TURCEV (8) a cercetat însuşirile magnetice ale rocelor după metoda Hopkinson (Schlussjochmetode), căreia i-a adus unele transformări.

Astfel, în deschiderea jugului, care avea dimensiunile: lungimea = 250 mm, lăţimea = 340 mm şi grosimea = 55 mm, s-a introdus o bobină primară de magnetizare, care avea dimensiunile:

N (numărul de spire) = 5192,

N/l (numărul de spire/cm) = 386,3,

diametrul exterior = 16,8 cm,

diametrul interior = 3,7 cm.

Bobina secundară, care era înfăşurată direct pe proba de rocă, era formată din sîrmă foarte subţire. Proba de cercetat se introduce în mijlocul bobinei primare. Inducţiunile provocate în bobina secundară erau măsurate cu un galvanometru balistic. Cu această metodă s-au studiat şase probe de roce, care erau tăiate în bucăţele cu o secţiune transversală de 1 cm^2 şi cu atît mai lungi, cu cît susceptibilitatea lor era mai mică.

R. CHEVALLIER (6) a studiat, cu ajutorul unei metode balistice de inducţiune, magnetizarea remanentă a 10 cărămizi de aceeaşi proveniență şi de fabricaţie recentă. El a stabilit că uniformitatea acestei magnetizări este riguroasă şi şocurile sînt fără efect asupra ei.

N. STSCHODRO (10) compară o metodă magnetometrică după PAVLINOV cu o metodă balistică. S-a găsit că metodele magnetometrică şi balistică dau rezultate care diferă cu 1—2%. Probele de roce cercetate erau de formă cilindrică.

STSCHODRO introduce repede o probă de minereu cu momentul M într-o bobină secundară A, ale cărei dimensiuni sînt:

N (numărul tuturor spirelor) = 1119,

lungimea = 65,1 cm,

n (numărul de spire/cm de lungime) = 17,19,

raza mijlocie a spirei = 1,698.

Bobina A se leagă la un galvanometru balistic.

Bobina primară B, în al cărei cîmp H' se va introduce tubul cu proba de cercetat şi bobina secundară A, era legată la un comutator şi un ampermetru de precizie cu o mare baterie de acumulatori.

Dimensiunile bobinei sînt:

lungimea 2L = 163,5 cm, L = 81,7 cm,

n_1 (numărul de spire pe 1 cm de lungime) = 2.850,

Institutul Geologic al României

n_2 (numărul rîndurilor de sîrmă) = 12,

n' (numărul de spire/cm lungime al întregei bobine), $n' = n_1 \cdot n_2 = 34{,}2$,

ρ_1 raza mijlocie a tuturor spirelor = 4.632.

Calcularea cîmpului H' în bobina B se face după formula:

$$H' = \frac{0{,}4 \cdot \pi \cdot n' \cdot L}{\sqrt{\rho_1^2 + L^2}}\, i = H'_0 \cdot i \text{ Gauss.}$$

J. G. Koenigsberger (12) folosește o metodă simplă și precisă pentru intensitățile mici de cîmp și pentru măsurătorile pe teren: variometrul magnetic vertical, care are sensibilitatea 0,1 div. = 2,15 γ (1 γ = 1/100.000 dintr-un Gauss). Mai tîrziu s-a lucrat cu o sensibilitate mai mare și anume: 0,1 div. = 1,48 γ. Această metodă este folositoare, deoarece nu se pot aduce pentru studiu toate probele în laborator. Din punct de vedere practic, metoda este foarte bună și se folosește pe scară întinsă, cu variometrul magnetic Askania, pentru ridicarea în amănunt a detaliilor miniere pentru explorări și exploatări.

Kurt Puzicha (16) a cercetat însușirile magnetice ale rocelor eruptive cu o metodă balistică foarte asemănătoare cu metoda Stschodro.

Principiul dispozitivului experimental al lui Puzicha este următorul: proba de cercetat cu momentul magnetic M se introducea repede în mijlocul unei bobine secundare A, ale cărei capete erau legate la un galvanometru balistic, sau proba era smulsă din mijlocul bobinei A.

Cantitatea de electricitate Q, care trece prin galvanometru, este:

$$Q = \frac{4 \cdot \pi \cdot n_1 \cdot M}{R},$$

în care:

n_1 = numărul de spire pe 1 cm de lungime al bobinei secundare A;

R = rezistența bobinei și a galvanometrului.

În acest fel, galvanometrul balistic dă o deviere care este proporțională cu Q. În acest caz, Q este proporțional cu M și prin urmare galvanometrul balistic poate să măsoare direct momentul magnetic.

Dimensiunile bobinei secundare A sînt:

lungimea = 12,0 cm, n_1 = 312,2,

diametrul mijlociu = 2,865,

suprafața totală a spirelor = 24.250 cm^2,

rezistența la 18° C = 180,0 Ohmi.

Dimensiunile bobinei primare B sînt:

l_2 (lungimea) = 80 cm, n_2 = 23,40,

diametrul mijlociu = 4,62 cm.

Componenta cîmpului magnetic pămîntesc se compensează în felul următor: după ce s-a determinat mai întîi deviația la galvanometru numai sub

Institutul Geologic al României

influența cîmpului terestru, se trimite un curent slab de magnetizare în sensul convenabil în bobina primară și intensitatea curentului se variază pînă cînd o mișcare a probei nu mai produce o deviație la galvanometrul balistic.

În acest caz, componenta cîmpului terestru și cîmpul de forțe născut de bobină sînt contrare și de aceeași mărime.

Cu această metodă, PUZICHA a cercetat peste 40 de probe de roce.

Limita inferioară a intensității cîmpului era de 5 Gauss.

GASTON GRENET (15) folosește pentru determinarea susceptibilității magnetice două aparate:

O balanță magnetică Curie-Chénéveau, modificată, și

O balanță de inducție Hughes, adaptată la măsurarea directă a susceptibilității eșantioanelor de rocă de dimensiuni mijlocii.

Pentru balanța Curie-Chénéveau, GRENET a revenit la dispozitivul inițial, folosind o translație și nu o rotație.

Modificările aduse de el acestei balanțe au fost:

Înlocuirea magnetului printr-un electromagnet,

Deplasarea electromagnetului pe un cărucior,

Modificarea echipajului mobil, suspendîndu-l exact în planul orizontal al cîrligului ce poartă tubul cu substanță, ceea ce elimină variațiile brațului de pîrghie, datorate unui echilibru imperfect,

Înlăturarea atracțiunilor perturbatoare dintre electromagnet și eșantionul de studiat, prin acoperirea eșantionului cu un ecran metalic.

În ceea ce privește balanța de inducție Hughes, sursa de curent alternativ este un oscilator cu lampă triodă.

Ca aparat de zero s-a folosit un telefon precedat de un amplificator cu triode (montaj cu rezistență și capacități).

Frecvența folosită era aproape 500 perioade pe secundă.

S. VALENTINER și G. BECKER (26) folosesc metoda balistică Puzicha. S-au măsurat susceptibilitățile aliajelor Cu-Mn la temperatura obișnuită și la temperaturi joase (aer lichid). Probele erau tăiate în formă cilindrică. Bobina primară avea 800 mm lungime, iar cea secundară 29 mm.

P. CHARCZENKO (29) folosește trei aparate:

a) Balanța Curie, și anume modelul modificat de GRENET. Rocele au fost studiate sub formă de pulberi în eprubete într-un cîmp de 13 Gauss. Ca etalon a ales argila « MD », a cărei susceptibilitate = 150.10^{-6} U.E.M. a fost studiată într-un cîmp de 1—3 Gauss.

b) Magnetometrul cu cîmp orizontal, cu ajutorul căruia măsurătorile s-au făcut într-un cîmp slab: 1—3 Gauss. Rocele studiate au fost mai întîi sfărîmate și cernute cu sita 50. Magnetita și titanomagnetitul, care au o susceptibilitate magnetică mare, au fost amestecate cu clorură de sodiu (NaCl) în raportul 1:42.

Institutul Geologic al României

Astfel s-au găsit:

	Magnetometru cîmp: 3 Gauss	Balanța Curie cîmp: 13 Gauss
Bazalt M_1	994.10^{-6}	1679.10^{-6}
Magnetită cristalizată	59100.10^{-6}	74000.10^{-6}
Titanomagnetit	52800.10^{-6}	62250.10^{-6}

Din cele de mai sus se vede că există diferențe apreciabile între valorile obținute cu balanța Curie și cele obținute cu magnetometrul cu cîmp orizontal, pe care CHARCZENKO îl crede a fi mai bun.

Diferența dintre rezultate s-ar datora faptului că susceptibilitatea magnetică variază cu cîmpul aplicat.

c) Magnetometrul cu cîmp vertical care permite să se varieze cîmpul între 0 și 60 Gauss.

ÉMILE THELLIER (31) folosește, pentru măsurarea momenților magnetici slabi, un aparat de inducție care prezintă trei calități: cîmp uniform într-un volum mare, zero foarte stabil, sensibilitate mare.

Circuitul indus este construit din două bobine Helmholtz. Nestabilitatea lui zero în aparatele de inducție provine fie din cauza forței electromagnetice induse de variațiunile cîmpului magnetic exterior, fie din cauza forței electromotrice-termoelectrice în circuitul bobinei induse (galvanometru balistic).

Pentru a o elimina pe prima, THELLIER fixează două bobine identice pe același ax, de o parte și de alta a celor două bobine în centrul cărora se află proba de studiat. Aceste două bobine compensatoare sînt în serie cu bobinele principale, dar în opoziție.

Efectele termoelectrice sînt eliminate, construind circuitul în întregime din cupru chimic pur.

Probele de cercetat pot avea un volum de cca 4 dm^3.

B. MARSCH și H. J. SCHOENE (34) au construit un aparat al cărui principiu constă în faptul că inductivitatea unei bobine prin introducerea unei substanțe suferă o modificare corespunzătoare proprietăților magnetice ale materialului introdus.

Intensitatea cîmpului în care se fac măsurătorile este cuprinsă între 10—260 Gauss.

Comparînd rezultatele din determinarea susceptibilității magnetice a rocelor, în eşantioane de formă cilindrică și pulverulente, se obțin cifre asemănătoare, presupunînd evident că valorile pentru eșantioanele pulverulente sînt readuse la densitățile lor naturale specifice.

TZU-CHANG-WANG (35) s-a servit de o balanță magnetică verticală, ca magnetometru.

Se așează balanța așa ca acul să stea în direcția magnetică E — W.

Institutul Geologic al României

Componenta verticală a cîmpului pămîntesc este compensată cu ajutorul unui magnet ajutător, ce se poate așeza vertical prin înșurubare în partea de jos a dispozitivului.

Componenta orizontală este fără efect.

De o parte și de alta a balanței, la distanțe egale, se găsesc două bobine A și B identice, așezate vertical.

Într-una din aceste bobine se introduce proba de cercetat. Dacă trece un curent prin amîndouă bobinele, atunci acțiunile lor asupra acului balanței se compensează reciproc fără probă.

Se lucrează cu proba numai în acest cîmp magnetic indus.

Momentul magnetic M al probei se calculează după formula:

$$M = \frac{e^3 . \varepsilon . S}{l + \frac{l}{e^2}\left[\frac{3}{2} l_1^2 (4 - 15 \sin^2 \psi) - \frac{3}{2} l_2^2 + \ldots\right]},$$

unde:

ε = sensibilitatea balanței,

e = distanța la punctul de sprijin al magnetului,

l_1 și l_2 = jumătatea distanței polilor acului și probei,

ψ = unghiul de deviere al acului balanței corespunzător abaterii scării (1 div. a scării = 2,5).

Constantele bobinei de magnetizare erau:

l = 20,0 cm,

n (numărul de spire pe cm) = 161,5,

d (diametrul mijlociu) = 3,80 cm,

f (factorul de corecție) = 0,985.

Cu această metodă s-au studiat șase probe de minereuri.

Cu o balanță verticală magnetică de o sensibilitate mai mare, aproape 3 γ/div., se obțin devieri de 20 ori mai mari, așa dar se pot măsura și probele cu susceptibilitatea magnetică mai mică și la intensități mai mici ale cîmpului.

K. KÁNTÁS (39) așează roca de cercetat în bobina de inducție a circuitului de oscilație al unui oscilator.

Introducerea probei schimbă inducția bobinei și prin urmare și numărul de oscilații (vibrații) ale oscilatorului.

Modificarea numărului de oscilații s-a determinat prin interferență. Eroarea medie a măsurătorii este de 1.10^{-6} C.G.S.

Iată cîteva din susceptibilitățile corpurilor studiate sub formă de pulbere:

Tuf bazaltic	$189{,}1 \times 10^{-6}$ C.G.S.
Filit	$9{,}9 \times 10^{-6}$ C.G.S.
Forfir cuarțifer	$9{,}2 \times 10^{-6}$ C.G.S.

STURE WERNER (43) folosește metoda E. Thellier.

Institutul Geologic al României

Eșantionul este introdus într-un solenoid, unde este magnetizat longitudinal într-un cîmp omogen. Rotația sistemului astatic este comparată cu aceea produsă de un curent trimis într-o bobină-etalon, care este introdusă în locul eșantionului. În felul acesta se poate calcula susceptibilitatea.

Din cauza dificultăților de a construi două bobine perfect identice, s-a folosit o bobină de compensație legată în serie cu cele două bobine.

Ca sursă de curent s-a folosit o baterie de pile uscate. În circuit se mai află un ampermetru, două rezistențe variabile și un inversor de curent.

R. G. PATERSON (42) folosește pentru determinarea susceptibilității magnetice, puntea lui OWEN.

Principiul metodei se bazează pe faptul că există o schimbare în inducția unei bobine datorită prezenței, în cîmpul magnetic al bobinei, a unui mediu paramagnetic sau diamagnetic.

Bobina, care este circulară și formată din mai multe sute de spire foarte fine, este așezată orizontal pe roca de cercetat, astfel că numai o parte din cîmpul magnetic al bobinei străbate roca de cercetat.

În practică, se determină întîi inductanța în aer a bobinei de măsurat și apoi inductanța acestei bobine cînd este pusă orizontal pe fața rocei a cărei susceptibilitate magnetică urmează a fi măsurată. Diferența între aceste două valori este o măsură a susceptibilității rocei.

Metoda de mai sus se folosește numai pe teren; cu ajutorul ei se determină susceptibilitatea rocelor *in situ*.

În acest capitol am arătat și ales metodele cele mai interesante și cele mai noi pentru determinarea susceptibilității magnetice a tot felul de roce.

III. REZULTATE OBȚINUTE PÎNĂ ACUM

Studiul amănunțit al lui SLICHTER (13) asupra proprietăților magnetitei ne arată că, așa cum se găsește ea în constituția rocelor, adică în stare de pulbere foarte răspîndită (1 %), susceptibilitatea ei într-un cîmp de intensitatea celui pămîntesc este circa 0,3 sau 300000.10^{-6} u.c.g.s.

Pentru magnetita pulverizată σ este de circa 0,8, iar pentru magnetita compactă, de circa 1,5—10.

Magnetita pulverizată, atît de împrăștiată în rocă, nu prezintă decît o mică fracțiune din volumul total al rocei. În acest caz el calculează susceptibilitatea magnetică a rocei după formula:

$$\sigma = \sigma \,.\, m \,.\, P = 3000.10^{-6}.P,$$

unde P este procentul de magnetită raportat la volum, iar σm este susceptibilitatea magnetitei sub formă de pulbere împrăștiată.

SLICHTER dă ca exemplu valoarea susceptibilității a două specii de gabbrouri cu procente de magnetită de 0,15 și 0,24, respectiv susceptibilitățile 0,00043 și 0,00068.

Institutul Geologic al României

Susceptibilitatea calculată după relația de mai sus, pentru două din probe, este 0,00072, ceea ce corespunde foarte bine cu valoarea măsurată.

STEARN apreciază conținutul mediu în magnetită al rocelor sedimentare la 0,07 %, pentru care valoare corespunde o susceptibilitate magnetică medie de circa 200.10^{-6} u.c.g.s.

Cu ajutorul relației lui SLICHTER și luînd valorile medii ale procentelor de magnetită din diferite roce, STEARN calculează cîteva susceptibilități magnetice.

Pentru bazalte cu un conținut de 4,76 % Fe_3O_4, găsește: $\sigma = 14280.10^{-6}$,

Pentru diabaze cu un conținut de 4,35 % Fe_3O_4, găsește: $\sigma = 13050.10^{-6}$.

COLLINGWOOD (9) dă o valoare medie a susceptibilității de $49{,}6.10^{-6}$, după măsurători efectuate pe 376 specimene de roce sedimentare, măsurate într-un cîmp de 18 Gauss.

G. GRENET (15), care a măsurat un mare număr de eșantioane de roce eruptive, determină conținutul în magnetită prin măsurători microscopice, stabilind raportul dintre suprafața mineralelor negre și aria totală a secțiunilor subțiri, presupunînd că tot materialul negru este magnetită. Valorile obținute de GRENET sînt foarte deosebite, cu o valoare medie de $\sigma = 1500.10^{-6}$ pentru $v = 1$ % Fe_3O_4. Valorile prea mari obținute de GRENET asupra conținutului în magnetită arată că nu tot mineralul negru din eșantioanele sale este magnetită.

Atribuind magnetitei o susceptibilitate specifică de $50.000.10^{-6}$ și ținînd seama de compoziția mineralogică a scoarței pămîntului, determinată de CLARKE și WASHINGTON, GRENET constată că susceptibilitatea specifică medie a rocelor ce constituie scoarța terestră este 0,0022.

Magnetita și eșantioanele foarte magnetice, pe care le-a studiat cu ajutorul balanței Curie-Chénéveau, au fost sfărîmate și amestecate cu nisip.

KATÔ și NAGATHA (33) determină conținutul în magnetită cu ajutorul analize chimice a eșantioanelor, conținutul probabil în magnetită fiind calculat cu ajutorul mineralelor normative. Studiind lavele din Japonia au găsit valori medii cuprinse între 1150.10^{-6} și 1160.10^{-6}.

SLICHTER și PUZICHA au făcut determinări asupra eșantioanelor cu grăunței fine de magnetită, amestecînd magnetita pulverizată cu material nemagnetic și au obținut pentru cazul $v = 0{,}01$, $\sigma = 2400-3000.10^{-6}$.

PUZICHA (16) calculează susceptibilitatea magnetitei după formula:

$$\sigma = \frac{\sigma_0 . v}{1 + \sigma_0 . Nk\,(1 - v)},$$

unde:

σ_0 = susceptibilitatea magnetitei pure,

v = procentul în volum al magnetitei pure,

Nk = factorul de demagnetizare valabil pentru materialul aflat în spațiul dintre grăunți.

Pentru cazul cînd grăunții ar avea forma sferică, Nk are valoarea $4/3\pi$.

Institutul Geologic al României

Motivul pentru care relația dintre susceptibilitatea și procentajul în volum al magnetitei nu este lineară, este demagnetizarea care depinde de forma materialului și care poate fi eliminată prin folosirea factorului de demagnetizare.

Formula folosită de PUZICHA s-a dovedit ca dînd rezultate satisfăcătoare pentru cazurile sintetice în care grăunții de magnetită au fost amestecați cu material nemagnetic într-o anumită proporție de volum.

PUZICHA arată că, pentru susceptibilități mai mici decît 4000.10^{-6}, corecțiunea de demagnetizare se poate neglija.

Studiind mai multe eșantioane de formă cilindrică, de granit din Harz, PUZICHA găsește valori care variază între 660.10^{-6}— 2200.10^{-6}.

TZU-CHANG-WANG (35) a executat măsurători pentru precizarea curbei de hysteresis, parcurgînd un ciclu de magnetizare:

$$501 = 0 = -501 = 0 = 501 \text{ Gauss.}$$

Astfel a găsit pentru:

Cuarțit . . . . . $\sigma = 20.10^{-6}$,
Bazalt . . . . . $\sigma = 1000.10^{-6}$,
Diabaz . . . . . $\sigma = 100.10^{-6}$,
Granit . . . . . $\sigma = 2500.10^{-6}$.

YOSIO KATÔ (33) a studiat într-un cîmp magnetic slab, de ordinul de mărime al cîmpului magnetic terestru, susceptibilitatea lavei de la muntele Komagadake (Japonia), care a erupt în anul 1929.

Din rezultatele găsite a ajuns la următoarele concluzii:

a) Valoarea susceptibilității specifice a rocei nu este schimbată prin pulverizarea ei.

b) Susceptibilitatea rocei depinde numai de cantitatea de magnetită din ea.

S-a studiat de asemenea efectul temperaturii asupra magnetizării unei roce, într-un cîmp slab și s-a găsit că susceptibilitatea atinge o valoare maximă la cca 200—250°C și devine zero la cca 625°C, adică punctul Curie al pietrei ponce este 625, foarte aproape de punctul Curie al magnetitei.

STURE WERNER (43) calculează susceptibilitatea magnetică a rocelor și minereurilor cu ajutorul formulei:

$$\sigma = \frac{\sigma_0 . v}{1 + C v . \sigma},$$

unde:

$$C = \frac{4}{3} \pi \frac{1 - v3}{v},$$

unde:

v este conținutul în magnetită și σ_0, susceptibilitatea magnetitei.

În cele ce urmează dăm un tabel al susceptibilității magnetice după diferiți autori: G. G. BRING, K. PUZICHA, N. STCHODRO, A. TURCEV, P. WEISS, E. WILSON și E. F. HERROUN.

Institutul Geologic al României

Minereuri ($\sigma \cdot 10^6$)

Magnetită, minereu suedez	300000—4000000
Pirotină	20000
Hematit	1000— 80000
Ilmenit	640
Pirită	4

Roce ($\sigma \cdot 10^6$)

Roce de adîncime

Granit	5—50
Granit cu conținut de magnetită	pînă la 5000
Sienit	50—5000
Diorit	10—5000
Gabbrou	0—7000

Roce efuzive

Melafir	peste 1000
Andezit	250— 5000
Bazalt	60— 6000
Diabaz	50—12000

Roce metamorfice

Gnais	0— 250
Serpentin	250—6000

Roce sedimentare

Cuarțit	4
Șist argilos	0—100
Gresie	3—700

Din examinarea lucrărilor de pînă acum, se vede că rezultatele diferiților autori arată unele nepotriviri, care se datoresc probabil în parte nesiguranței asupra determinării conținutului în magnetită, cît și folosirii cîmpurilor prea mari.

IV. METODA DE LUCRU

Metoda folosită de noi pentru determinarea susceptibilității magnetice a rocelor este metoda balistică. Ea se bazează pe curenții de inducție instantanei, născuți în circuitul unei bobine prin variația fluxului, provocat de un eșantion feromagnetic introdus sau scos din bobină. Bobina fiind în legătură cu un galvanometru balistic, deviațiile obținute permit a măsura variația fluxului și, ca urmare, susceptibilitatea magnetică a eșantionului.

Ne-am oprit la metoda balistică deoarece ea este cea mai indicată pentru a evita cîmpurile magnetice parazite, frecvente într-un laborator de fizică.

Dispozitivul experimental se compune din două bobine B_1 și B_2, ale căror circuite primare sînt, pe cît se poate, identice ca construcție și ca număr de spire.

Institutul Geologic al României

Bobina B_1 este formată din circuit primar și secundar și anume primarul este înfășurat direct pe secundar, ale cărui capete sînt legate la un galvanometru balistic G. Primarul este legat la sursa de curent continuu.

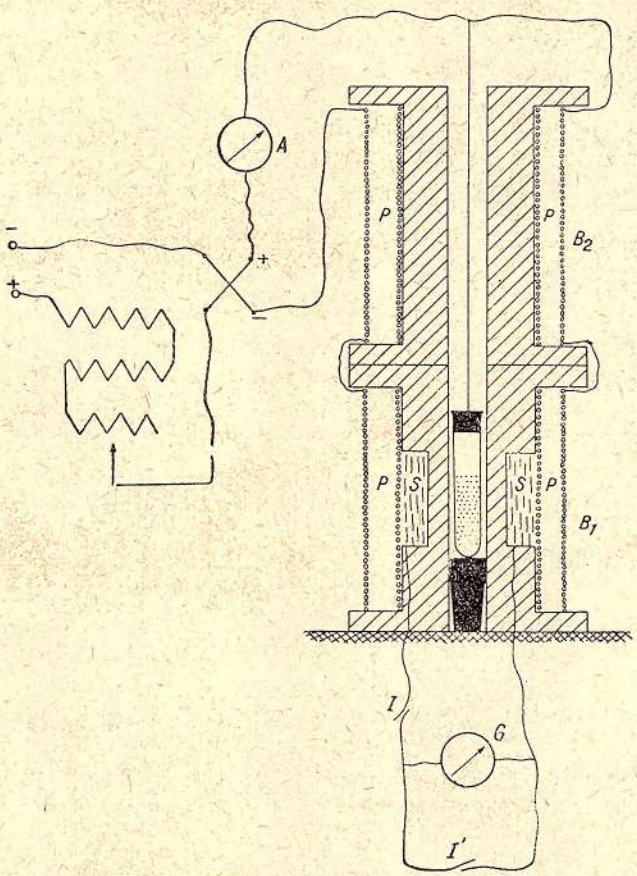


Fig. 2. — Metoda balistică. Schema aparatului.

Bobina B_2 este formată numai din circuit primar, cu același număr de spire (1016) și de același diametru interior ca primarul bobinei B_1. Bobina B_2 se așează și se fixează deasupra bobinei B_1, așa ca proba de cercetat să nu fie scoasă direct în cîmpul terestru, ci să fie menținută într-un cîmp de aceeași intensitate ca aceea a cîmpului magnetizant din bobina B_1.

S-a luat această precauțiune pentru ca proba să poată fi supusă în tot timpul determinărilor la cîmpuri crescătoare, fără a se întrerupe nici un moment acțiunea cîmpului.

Dispozitivul experimental a fost aranjat astfel încît cîmpul să fie dirijat vertical de jos în sus, efectul componentei verticale a cîmpului terestru anulîndu-se în acest caz.

Institutul Geologic al României

În unele experiențe, necesitînd cîmpuri slabe, sensul curentului magnetizant era astfel încît componenta verticală a cîmpului terestru se adaugă la cîmpul dat de bobinele primare.

Dispozitivul experimental se vede în figura 2.

Bobina B_1 se compune din circuit secundar și primar. Locul secundarului s-a fixat în mod precis cu ajutorul a doi umeri de lemn, astfel ca el să ocupe poziția centrală a bobinei.

Circuitul secundar are:

N (numărul total de spire) = 4631,
l (lungimea) = 60 mm,
n (numărul stratelor) = 33,
r (raza medie a secundarului) = 22,33 mm,
θ (diametrul mediu al secundarului) = 44,66 mm,
ρ (rezistența secundarului) = 152 Ohmi,
diametrul firului neizolat = 0,3 mm,
diametrul firului izolat = 0,4 mm.

Circuitul primar are:

N_1 (numărul total de spire) = 1016,
l_1 (lungimea) = 127,62 mm,
r_1 (raza medie a primarului) = 44,375 mm,
θ_1 (diametrul mediu al primarului) = 88,75 mm,
ρ_1 (rezistența primarului) = 9,8 Ohmi,
n_1 (numărul spirelor pe 1 cm lungime) = 6,634,
n_2 (numărul stratelor de spire) = 12,
$n' = n_1 \times n_2 = 79{,}608$ (numărul de spire pe 1 cm de lungime al întregii bobine,
diametrul firului neizolat = 0,8 mm,
diametrul firului izolat = 1,4 mm.

Bobina de magnetizare B_1, în al cărei cîmp H' se va introduce eprubeta cu proba de cercetat, precum și bobina B_2 sînt legate la un comutator și un ampermetru de precizie A cu o mare baterie de acumulatori. În circuit se mai află trei rezistențe variabile: R_1, R_2 și R_3, necesare pentru variația curentului de magnetizare i.

Calcularea cîmpului H' în mijlocul bobinei B_1 se face după relația:

$$H' = \frac{0{,}4 \cdot \pi \cdot n' \cdot l}{\sqrt{r_1^2 + l^2}} \cdot i = H_0 \cdot i \text{ Gauss},$$

unde i este exprimat în Amperi.

Bobina B_2 are numai circuit primar:

N' (numărul total de spire) = 1016,
l' (lungimea primarului) = 13,04 mm,
r' (raza medie a primarului) = 41,38 mm,

Institutul Geologic al României

θ' (diametrul mediu al primarului) = 82,76 mm,
n'_1 (numărul de spire pe cm) = 77,9.

Modul de lucru. Proba de rocă de cercetat se pulverizează mai întîi și se cerne printr-o sită de mătase cu ochiurile de 0,15 mm, așa că cea mai mare particulă are dimensiunea 0,15 mm, altele fiind mult mai mici. După aceea se pune într-o eprubetă gradată, care se introduce în secundarul bobinei B_1.

Eprubeta cu substanță se smulge din interiorul bobinei B_1 și se oprește în bobina B_2, care face corp comun cu prima. Această distanță de oprire, care trebuie să fie totdeauna aceeași, se face cu ajutorul unui inel de aluminiu fixat la partea superioară a bobinei B_2.

Înainte de a se începe orice determinare, proba se demagnetizează, ținîndu-se timp de cîteva minute într-o bobină în care circulă un curent alternativ de o intensitate anumită (1 Amper).

După această primă operație, se introduce eprubeta în bobina magnetizatoare B_1. Curentul de magnetizare fiind $i = 0$, se închide întrerupătorul I și se măsoară la galvanometrul balistic deviația dată numai sub influența cîmpului terestru, prin scoaterea probei din bobina B_1. Această primă operație este necesară mai ales pentru probele de magnetită, care chiar în cîmpul terestru produc deviații apreciabile la galvanometrul balistic.

Se deschide apoi întrerupătorul I și se face să treacă prin bobinele B_1 și B_2 un curent slab i. După stabilizarea și măsurarea curentului i, se închide întrerupătorul I și se scoate proba, măsurînd deviația dată de galvanometru.

Fără a-l întrerupe, se mărește curentul de magnetizare, procedînd apoi ca mai sus. În felul acesta se măsoară deviațiile date de galvanometrul balistic pentru diferite valori ale lui i din ce în ce mai mari, adică pentru cîmpuri magnetizante crescătoare, pînă cînd se obțin deviații care ies din scara galvanometrului.

Întrerupătorul I' scurtcircuitează galvanometrul balistic și servește pentru aducerea spotului galvanometric la zero după fiecare măsurătoare.

Curentul i provoacă în bobina de magnetizare cîmpul:

$$H' = H_0 \cdot i \text{ Gauss},$$

în care cîmp se află proba de cercetat și circuitul secundar S.

Smulgerea probei din interiorul bobinei B_1 este echivalentă cu aceea a scoaterii unui magnet (de aceleași dimensiuni ca ale eșantionului) cu momentul magnetic M, care induce în bobină cantitatea Q de electricitate. Această cantitate de electricitate se va determina prin formula:

$$Q = 4\frac{\pi \cdot n \cdot M}{R} \cdot 10^{-8} \text{ Coulomb},$$

cînd R se exprimă în Ohmi.

Pentru calcularea momentului M am construit un secundar-etalon de aceleași dimensiuni geometrice ca ale probei de cercetat.

Institutul Geologic al României

O bobină cilindrică, ce are N spire, cu o suprafață S (în cm^2), are, cînd este parcursă de un curent de intensitate i Amperi, un moment magnetic:

$$M = \frac{N.S.i}{10};$$

în cazul nostru: N = 214 spire și S = 3,54 cm^2.

Pentru i = 0,2 Amperi am găsit ca medie a unui mare număr de măsurători:

$$M = 15{,}15 \text{ și } \alpha \text{ (deviația)} = 43{,}9,$$

deci:

$$\frac{M}{\alpha} = 0{,}345.$$

Pentru i = 0,4 Amperi s-a găsit pentru raportul M/α aceeași valoare de 0,345.

Etalonare și sensibilitate. Cu ajutorul aparaturii descrise mai sus, am calculat susceptibilitatea magnetică a celor mai caracteristice roce și minereuri de la noi din Țară. Pentru acest scop ne-am folosit de relația:

$$\sigma = \frac{\alpha.0{,}345}{24{,}5.Hc}, \qquad (a)$$

în care:

α = deviația la galvanometrul balistic,

0,345 = momentul unității de volum,

24,5 = volumul de apă distilată ce ocupă 71 mm lungime,

Hc = cîmpul corectat care produce deviația α, ținîndu-se seama de corecția de capete a sistemului de bobine B_1 și B_2.

Determinarea susceptibilității magnetice, care depinde de intensitatea cîmpului i, trebuie să fie executată la intensități mici ale cîmpului, de ordinul de mărime al cîmpului pămîntesc, lucru ce a fost realizat în lucrarea de față. În acest mod căutăm să ne apropiem de condițiile reale la care sînt supuse în mod normal rocele sau minereurile.

Sensibilitatea galvanometrului balistic Hartmann Braun este $5{,}41.10^{-8}$ Coulombi pentru 1 mm de pe scală la 1 m distanță. Rezistența exterioară care produce mișcarea aperiodică este: R ~ 100 Ohmi.

Sensibilitatea metodei. După relația (a) se vede că într-un cîmp de 1 Gauss, o diviziune de pe scala galvanometrului corespunde la o susceptibilitate:

$$\sigma = \frac{1.0{,}345}{24{,}5.1} = 0{,}0140$$

iar 1/10 la galvanometru dă σ = 0,0014.

În cîmpul de 100 Gauss obținem respectiv:

Pentru o diviziune σ = 0,00014,

Pentru 1/10 diviziune σ = 0,000014, adică $\sigma = \underline{14.10^{-6}}$.

Institutul Geologic al României

Avînd în vedere că secundarul S nu se găsește la mijlocul sistemului de bobine B_1B_2, am făcut corecțiunea cîmpului H la extremitățile celor două bobine. În acest scop am utilizat formula:

$$Hc = 2 \cdot \pi \cdot n_1 (\cos \theta + \cos \theta') = \frac{6{,}28 \times 75{,}68 \times 1{,}756}{10} = 83{,}46 \text{ Gauss},$$

unde:

$n_1 = 75{,}68$ este numărul de spire pe cm pe toată lungimea celor două bobine

θ și θ' = unghiurile pe care le face centrul secundarului cu extremitățile sistemului de bobine.

Corecția de cîmp s-a aplicat la cele două capete ale secundarului și în centrul lui, făcîndu-se apoi media aritmetică a celor trei determinări (fig. 3):

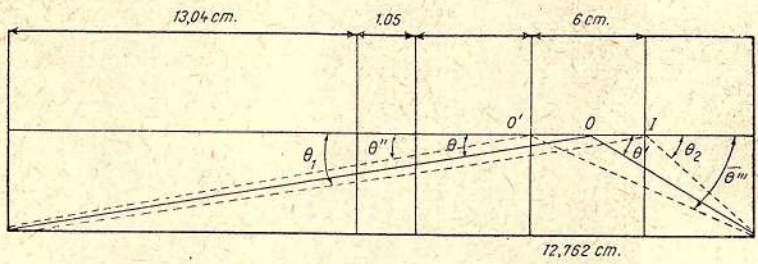


Fig. 3. — Calculul corecției de cîmp.

pentru centrul 0: $\cos (\theta + \theta') = 1{,}808$,
pentru punctul 0' : $\cos (\theta'' + \theta''') = 1{,}877$,
pentru punctul I : $\cos (\theta_1 + \theta_2) = 1{,}591$,
media aritmetică = 1,756.

Lungimea coloanei de minereu care se studiază este egală cu lungimea secundarului.

Ca să putem face ca proba să fie în întregime cuprinsă în secundar, am fixat la partea de jos a bobinei B_1 un dop de plută de 33,80 mm lungime.

Din cauza fundului eprubetei, care este curbat, este nevoie de o corecțiune de volum, pe care am executat-o în felul următor:

Curbura, care are o înălțime de 11 mm, a fost umplută cu parafină. De la partea superioară a acesteia s-au socotit încă 60 mm, adică o distanță egală cu lungimea secundarului (fig. 4).

În eprubeta astfel gradată s-a pus o coloană de magnetită de 60 mm lungime și s-a observat cîte diviziuni se obțin la galvanometrul balistic, pentru un curent de 0,02 Amperi. S-a obținut $\alpha = 69{,}37$. Determinările s-au făcut prin scoaterea probei din cîmp.

În a doua determinare s-a folosit o coloană de magnetită lungă de 71 mm (eprubeta fără parafină) și s-a obținut $\alpha = 73{,}58$.

Institutul Geologic al României

La fel ca în cazurile de mai sus, s-a procedat cu apă distilată, umplîndu-se eprubeta pînă la semn. S-a găsit pe cale experimentală că în 71 mm lungime au intrat 24,5 cmc apă. Meniscul de la fund conține 2 cmc.

Ținînd seama de măsurătorile făcute cu magnetită și cu apă distilată (eprubeta avînd respectiv lungimile 71 și 60 mm, adică cu și fără parafină) s-au găsit raporturile:

$$\frac{73,58}{69,37} = 1,060; \frac{24,5}{22,5} = 1,088;$$

$$1,088 - 1,060 = 0,028; \; 0,028 : 1,09 = 0,025;$$

deci 2,5 %. Prin urmare, rezultatele măsurătorilor vor fi micșorate cu 2,5%.

În afară de cîmpul bobinei, eșantionul mai este magnetizat și de cîmpul pămîntesc, a cărui componentă verticală este anulată de cîmpul magnetizant care este de sens contrar.

Toate valorile susceptibilităților magnetice obținute sînt trecute în tablourile ce urmează.

Densitatea este dată pentru toate eșantioanele în stare naturală. Aceasta a fost determinată cu ajutorul picnometrului.

Eroarea obținută la măsurarea densităților nu trece de o unitate la zecimala a doua.

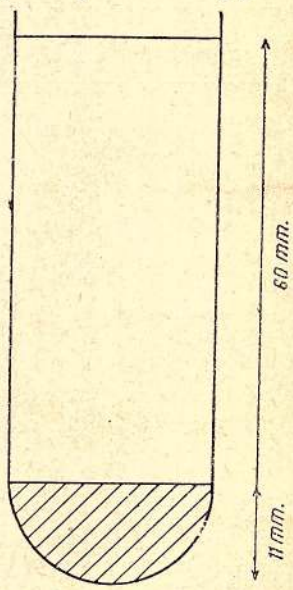


Fig. 4. — Eprubeta-etalon.

S-a determinat de asemenea și densitatea, în stare pulverulentă, a tuturor probelor studiate.

V. REZULTATELE ŞI CURBELE DE MAGNETIZARE ALE CÎTORVA ROCE

În tabelul I s-a trecut: în prima coloană, valoarea curenților de magnetizare i; în a doua valoarea cîmpului corectat Hc, în a treia deviația dată de galvanometrul balistic, în a patra valoarea susceptibilității magnetice α corectată cu $-2,5$ %. Valorile susceptibilității din coloana a patra ($\sigma . 10^{-6}$) sînt multiplicate cu un factor de reducere $d_1 : d_2$, ce reprezintă raportul dintre densitatea în stare naturală și densitatea în stare de pulbere, aceasta pentru motivul că determinările se fac pe eșantioane în stare pulverulentă. În felul acesta, valorile pentru eșantioanele pulverulente sînt readuse la densitățile lor naturale. Rezultatele astfel obținute prin multiplicare, sînt trecute în coloana a șasea.

La prima serie de probe (tab. I) nu s-a făcut corecțiunea de cîmp terestru. Sensul cîmpului a fost pentru aceste măsuri contrar componentei verticale a cîmpului terestru. În acest tabel, fiecare deviație a galvanometrului trecută în coloana a treia este media a 10 cetiri.

Institutul Geologic al României

TABELUL I

VALOAREA SUSCEPTIBILITĂŢII MAGNETICE LA DIFERITE INTENSITĂŢI ALE CURENTULUI

i Amp.	Hc în Gauss	α dev. galv. în mm	$\sigma \cdot 10^6$	d_1/d_2	$\sigma' \cdot 10^6$
		PROBA Nr. 1			
		Magnetită cristalizată: Poiana Ruscă, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	4,93	82.000	1,72	141.040
0,02	1,66	17,74	148.000	»	254.560
0,03	2,50	30,94	172.000	»	295.840
0,04	3,33	44,61	186.000	»	319.920
0,05	4,17	58,51	195.000	»	335.400
0,06	5,00	72,71	202.000	»	347.440
0,07	5,84	87,50	209.000	»	359.480
		PROBA Nr. 2			
		Magnetită amorfă compactă: Ruschiţa, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	5,35	91.800	1,66	152.388
0,02	1,67	16,00	133.000	»	220.780
0,03	2,50	26,97	151.000	»	250.660
0,04	3,33	37,95	158.000	»	262.280
0,05	4,17	49,05	163.000	»	270.580
0,06	5,00	61,49	171.000	»	283.860
0,07	5,84	72,97	174.000	»	288.840
0,08	6,67	84,75	177.000	»	293.820
0,09	7,51	96,61	180.000	»	298.800
		PROBA Nr. 3			
		Tuf andezitic: Caşin, Reg. Bacău			
0,09	7,51	0,87	1.610	1,82	2 930
0,1	8,34	0,96	1.600	»	2.912
0,2	16,69	1,81	1.510	»	2.730
0,3	25,03	2,38	1.320	»	2.402
0,4	33,38	3,08	1.280	»	2.330
0,5	41,73	4,00	1.330	»	2.420
0,6	50,07	4,98	1.390	»	2.530
0,7	58,42	5,84	1.390	»	2.530
0,8	66,76	6,54	1.360	»	2.475
0,9	75,11	7,65	1.420	»	2.584
1,0	83,46	8,59	1.440	»	2.620
1,2	100,15	10,50	1.460	»	2.657
1,5	125,19	13,96	1.500	»	2.730

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	α dev. galv. în mm	$\sigma . 10^6$	d_1/d_2	$\sigma' . 10^6$
		PROBA Nr. 4			
		Andezit cu hornblendă: Cetatea Devei, Reg. Hunedoara			
0,1	8,34	0,71	1.180	1,78	2.100
0,2	16,69	1,36	1.140	»	2.029
0,3	25,03	2,00	1.120	»	2.993
0,4	33,38	2,6	1.090	»	1.940
0,5	41,73	3,16	1.050	»	1.869
0,6	50,07	3,83	1.070	»	1.904
0,7	58,42	4,72	1.130	»	2.011
0,8	66,76	5,3	1.110	»	1.975
0,9	75,11	6,53	1.210	»	2.153
1,0	83,46	7,00	1.170	»	2.082
1,2	100,15	8,53	1.180	»	2.100
1,5	125,19	11,06	1.230	»	2.189
		PROBA Nr. 5			
		Magnetită în grăunțe: Ocna de Fier, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	2,15	35.900	1,63	58.517
0,02	1,66	7,91	66.100	»	107.743
0,03	2,50	13,84	77.100	»	125.673
0,04	3,33	19,44	81.000	»	132.030
0,05	4,17	25,97	86.700	»	141.321
0,06	5,00	32,28	89.900	»	146.537
0,07	5,84	38,16	91.100	»	148.493
0,08	6,67	44,86	93.600	»	152.568
0,1	8,34	57,58	96.100	»	156.643
0,15	12,51	90,76	100.000	»	163.000
		PROBA Nr. 6			
		Hornblendă în essexit: Ditrău, Reg. Aut. Magh.			
		S-a folosit curent cu intensitatea variabilă între 0,06 A—1 A şi nu s-a obținut la galvanometrul balistic nici o deviere.			
		PROBA Nr. 7			
		Melafir: Ruda Mare, Reg. Arad			
0,3	25,03	0,83	460	1,67	768
0,4	33,38	1,66	700	»	1.169
0,5	41,73	1,8	600	»	1.002
1,0	83,46	2,63	440	»	735
		PROBA Nr. 8			
		Gnais granitic: Criva, Poiana Ruscă			
		S-a folosit un curent cu intensitatea variabilă pînă la 1,5 Amp. şi nu s-a obținut nici o deviere.			

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	α dev. galv. în mm	$\sigma.10^6$	d_1/d_2	$\sigma'.10^6$
		PROBA Nr. 9			
		Magnetită în clorito-şisturi: Ruschiţa, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	0,55	9.200	1,9	17.480
0,02	1,66	1,26	10.500	»	19.950
0,05	4,17	3,33	11.100	»	21.090
0,08	6,67	5,38	11.300	»	21.470
0,1	8,36	6,71	11.200	»	21.280
0,15	12,51	10,37	11.600	»	22.040
0,2	16,69	14,13	11.700	»	22.230
0,3	25,03	21,38	11.800	»	22.420
		PROBA Nr. 10			
		Marnă feruginoasă: Munteana, Reg. Timişoara			
La un curent de intensitate mică pînă la 1,2 Amp. nu s-a obţinut nici o deviere. La 1,2 Amp. s-au obţinut 3 diviziuni.					
		PROBA Nr. 11			
		Bazalt: Racoş, Reg. Stalin			
0,09	7,51	0,60	1.120	1,65	1.848
0,1	8,34	0,83	1.390	»	2.293
0,2	16,69	1,13	940	»	1.551
0,4	33,38	3,66	1.530	»	2.525
0,5	41,73	4,36	1.460	»	2.409
0,6	50,07	4,88	1.360	»	2.244
0,7	58,42	5,42	1.290	»	2.128
0,8	66,76	5,92	1.230	»	2.029
0,9	75,11	8,23	1.530	»	2.525
1,0	83,46	8,51	1.420	»	2.343
1,1	91,80	8,98	1.360	»	2.244
1,2	100,15	9,57	1.330	»	2.195
1,4	116,84	10,75	1.280	»	2.112
		PROBA Nr. 13			
		Granodiorit: Temeşeşti, Reg. Arad			
0,08	6,67	1,88	3.920	1,69	6.625
0,09	7,51	2,05	3.810	»	6.438
0,2	16,69	5,13	4.290	»	7.250
0,3	25,03	7,73	4.300	»	7.267
0,4	33,38	9,92	4.140	»	6.996
0,5	41,73	12,33	4.120	»	6.962
0,6	50,07	14,96	4.170	»	7.047
0,7	58,42	17,49	4.180	»	7.064
0,8	66,76	20,00	4.170	»	7.047

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	α dev. galv. în mm	σ. 10^6	d_1/d_2	σ. 10^6
0,9	75,11	22,60	4.190	1,69	7.081
1,0	83,46	25,57	4.270	»	7.216
1,2	100,15	30,06	4.180	»	7.064
1,5	125,19	38,9	4.320	»	7.300
		PROBA Nr. 14			
		Melafir: Valea Hălălişului, Reg. Arad			
0,1	8,34	2,30	3.860	1,85	7.141
0,2	16,69	4,00	3.360	»	6.216
0,4	33,38	6,73	2.730	»	5.050
0,6	50,07	9,31	2.600	»	4.810
0,8	66,76	12,07	2.520	»	4.662
1,0	83,46	14,76	2.460	»	4.551
1,2	100,15	17,53	2.440	»	4.514
		PROBA Nr. 15			
		Melafir: Valea Zeldeşului, Reg. Arad			
0,1	8,34	2,93	4.900	1,8	8.820
0,2	16,69	4,56	3.810	»	6.858
0,4	33,38	8,05	3.360	»	6.048
0,6	50,07	11,4	3.170	»	5.706
0,8	66,76	14,83	3.100	»	5.580
1,0	83,46	17,31	2.890	»	5,202
1,2	100,15	22,16	3.090	»	5.562
		PROBA Nr. 16			
		Diabaz: Valea Hălălişului, Reg. Arad			
0,1	8,34	1,91	3.190	1,68	5.359
0,2	16,69	3,03	2.530	»	4.250
0,4	33,38	5,00	2.080	»	3.494
0,6	50,07	7,05	1.960	»	3.292
0,8	66,76	9,18	1.920	»	3.225
1,0	83,46	11,35	1.890	»	3.175
1,2	100,15	14,03	1.950	»	3.276
		PROBA Nr. 17			
		Diabaz: Vărădia, Reg. Arad			
0,2	16,69	5,15	4.290	1,74	7.467
0,4	33,38	9,16	3.830	»	6.664
0,6	50,07	12,8	3.560	»	6.194
0,8	66,76	16,00	3.340	»	5.811
1,0	83,46	19,17	3.200	»	5.568
1,2	100,15	22,73	3.160	»	5.498

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	α dev. galv. în mm	σ. 10^6	d_1/d_2	σ'.10
		PROBA Nr. 18			
		Granodiorit: Pîrîul Bania, Săvîrşin, Reg. Arad			
0,2	16,69	1,85	1.530	1,67	2.555
0,4	33,38	3,08	1.260	»	2.104
0,6	50,07	4,70	1.290	»	2.154
0,8	66,76	6,03	1.240	»	2.070
1,0	83,46	7,86	1.290	»	2.154
1,2	100,15	9,8	1.340	»	2.237
		PROBA Nr. 19			
		Granodiorit banatitic: Săvîrşin, Reg. Arad			
0,2	16,69	2,9	2.400	1,72	4.128
0,4	33,38	3,83	1.980	»	3.405
0,6	50,07	7,10	1.950	»	3.354
0,8	66,76	9,13	1.880	»	3.233
1,0	83,46	11,44	1.890	»	3.250
1,2	100,15	14,94	2.050	»	3.526
		PROBA Nr. 20			
		Minereu cu cristale de magnetită: Runcu, Iacobeni, Reg. Suceava			
0,01	0,83	1,15	19.000	1,57	29.830
0,02	1,66	3,03	24.900	»	39.093
0,05	4,17	8,66	28.500	»	44.745
0,1	8,34	18,09	29.800	»	46.786
0,15	12,51	28,4	31.200	»	48.984
0,2	16,69	37,89	31.200	»	48.984
0,25	20,86	47,90	31.600	»	49.612
0,3	25,03	57,19	31.400	»	49.298
		PROBA Nr. 21			
		Cristale de magnetită în clorito-şisturi: Pîrîul Hajului, Iacobeni, Reg. Suceava			
0,01	0,83	1,10	18.100	1,68	30.408
0,02	1,66	2,99	24.600	»	41.328
0,03	2,50	4,98	27.300	»	45.864
0,04	3,33	6,97	29.000	»	48.720
0,06	5,00	11,24	31.000	»	52.080
0,1	8,34	18,86	31.100	»	52.248
0,12	10,01	25,69	35.200	»	59.136
0,15	12,51	31,61	34.700	»	58.296
0,2	16,69	41,65	34.300	»	57.624
0,3	25,03	61,48	33.700	»	56.616
		PROBA Nr. 22			
		Magnetită: Armeniş, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	4,05	66.000	1,62	107.892
0,02	1,66	11,74	96.600	»	156.492

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	α dev. galv. în mm	σ. 10^6	d_1/d_2	σ′.10
0,03	2,50	20,71	113.500	1,62	183.870
0,04	3,33	28,42	116.900	»	189.378
0,05	4,17	36,60	120.500	»	195.210
0,06	5,00	44,35	121.800	»	197.316
0,07	5,84	52,24	122.900	»	199.098
0,08	6,67	60,22	123.800	»	200.556
0,09	7,51	68,99	126.200	»	204.444
0,1	8,34	77,10	126.800	»	205.416
0,11	9,18	85,95	128.600	»	208.332
0,12	10,01	94,00	128.900	»	208.818
0,13	10,85	103,00	130.300	»	211.086
		PROBA Nr. 23			
		Minereu magnetic: Feneş, Reg. Timişoara			
0,05	4,17	23,00	75.700	1,57	118.849
0,06	5,00	27,96	77.100	»	121.047
0,07	5,84	32,93	77.500	»	121.675
0,08	6,67	38,16	78.400	»	123.088
0,09	7,51	43,75	80.000	»	125.600
0,1	8,34	48,82	80.400	»	126.228
0,12	10,01	62,50	85.800	»	134.706
0,14	11,68	73,00	85.800	»	134.706
0,15	12,51	78,00	85.600	»	134.392
0,17	14,18	88,00	85.600	»	134.392
0,18	15,02	93,26	85.300	»	133.921
		PROBA Nr. 24			
		Tuf andezitic: Neteda, Cîmpuri, Reg. Bacău			
0,1	8,34	0,53	880	1,65	1.452
0,2	16,69	1,05	870	»	1.435
0,3	25,03	1,72	940	»	1.551
0,4	33,38	2,11	880	»	1.452
0,5	41,73	2,65	880	»	1.452
0,6	50,07	3,13	870	»	1.435
0,7	58,42	3,62	860	»	1.419
0,8	66,76	4,07	840	»	1.386
0,9	75,11	4,78	880	»	1.452
1,0	83,46	5,9	970	»	1.600
1,2	100,15	6,82	930	»	1.534
1,5	125,19	9,00	990	»	1.633
		PROBA Nr. 25			
		Tuf andezitic: Colacul, Putna, Reg. Bacău			
0,2	16,69	0,62	510	1,61	821
0,3	25,03	0,95	510	»	821
0,4	33,38	1,11	450	»	724

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	α dev. galv. în mm	σ. 10^6	d_1/d_2	σ'.10^6
0,5	41,73	1,45	470	1,61	756
1,0	83,46	3,27	540	»	869
1,2	100,15	4,06	560	»	901
1,5	125,19	6,03	660	»	1.062
		PROBA Nr. 26			
		Tuf andezitic: Nord Vizantea, cota 490, Reg. Bacău			
0,2	16,69	0,85	700	1,6	1.120
0,3	25,03	1,29	710	»	1.136
0,5	41,73	2,06	680	»	1.088
0,8	66,76	3,24	670	»	1.072
1,0	83,46	4,20	690	»	1.104
1,2	100,15	6,06	830	»	1.328
1,5	125,19	9,31	1.020	»	1.632
		PROBA Nr. 27			
		Tuf andezitic: Pîrîul Podobitu, Vizantea, Putna, Reg. Bacău			
0,2	16,69	1,81	1.490	1,71	2.548
0,4	33,38	2,56	1.060	»	1.812
0,6	50,07	3,23	880	»	1.505
0,8	66,76	4,1	840	»	1.436
1,0	83,46	5,03	820	»	1.402
1,2	100,15	6,11	830	»	1.419
1,5	125,19	9,16	1.010	»	1.727
		PROBA Nr. 28			
		Tuf andezitic: Cîmpuri, Putna, Reg. Bacău			
0,2	16,69	1,95	1.620	1,57	2.543
0,4	33,38	3,05	1.520	»	1.962
0,6	50,07	4,00	1.100	»	1.727
0,8	66,76	5,00	1.640	»	2.575
1,0	83,46	6,15	1.010	»	1.585
1,2	100,15	7,18	980	»	1.536
1,5	125,19	10,00	1.100	»	1.727
		PROBA Nr. 29			
		Tuf andezitic: Cîmpuri, Reg. Bacău			
0,2	16,69	1,78	1.470	1,68	2.470
0,4	33,38	2,70	1.110	»	1.865
0,6	50,07	3,40	930	»	1.562
0,8	66,76	4,01	820	»	1.378
1,0	83,46	5,95	980	»	1.646
1,2	100,15	8,90	1.220	»	2.050
1,5	125,19	10,85	1.190	»	2.000

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	α dev. galv. în mm	$\sigma . 10^6$	d_1/d_2	$\sigma' . 10^6$
		PROBA Nr. 30			
		Tuf andezitic: Piscul Neteda, P.T. 546, Reg. Bacău			
0,1	8,34	1,4	2.310	1,97	4.550
0,2	16,69	2,21	1.820	»	3.585
0,4	33,38	3,03	1.240	»	2.443
0,6	50,07	4,17	1.150	»	2.265
0,8	66,76	4,98	1.020	»	2.009
1,0	83,46	6,25	1.030	»	2.029
1,2	100,15	7,23	990	»	1.950
1,5	125,19	11,4	1.250	»	2.462
		PROBA Nr. 31			
		Tuf andezitic: Valea Curița, est de podul Curița, Reg. Bacău			
0,2	16,69	2,00	1.640	1,73	2.837
0,4	33,38	2,93	1.200	»	2.076
0,6	50,07	3,92	1.080	»	1.868
0,8	66,76	4,60	940	»	1.626
1,0	83,46	5,50	900	»	1.557
1,2	100,15	7,03	960	»	1.660
1,5	125,19	9,93	1.090	»	1.885
		PROBA Nr. 32			
		Tuf andezitic: Valea Curița, 55 m est de podul Curița, Reg. Bacău			
0,1	8,34	1,95	3.210	1,92	6.163
0,2	16,69	2,66	2.190	»	4.205
0,4	33,38	4,10	1.680	»	3.225
0,6	50,07	5,56	1.530	»	2.938
0,8	66,76	6,90	1.420	»	2.726
1,0	83,46	8,46	1.390	»	2.668
1,2	100,15	10,2	1.400	»	2.688
1,5	125,19	13,9	1.530	»	2.938
		PROBA Nr. 33			
		Cuarțit cu minereu de fer: Cîmpul lui Neag, Retezat, Reg. Hunedoara			
0,01	0,83	5,93	97.590	1,88	183.469
0,02	1,66	9,95	81.900	»	153.972
0,03	2,50	13,67	74.900	»	140.812
0,04	3,33	17,47	71.800	»	134.894
0,05	4,17	21,59	70.900	»	133.292
0,07	5,84	33,05	77.800	»	146.264
0,08	6,67	37,30	76.700	»	144.196
0,09	7,51	41,27	75.500	»	141.940
0,1	8,34	45,55	74.900	»	140.812
0,11	9,18	49,85	74.500	»	140.060

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	α dev. galv. în mm	$\sigma . 10^6$	d_1/d_2	$\sigma' 10^6$
0,12	10,01	54,18	74.300	1,88	139.684
0,13	10,84	58,36	73.900	»	138.932
0,14	11,68	62,22	73.200	»	137.616
0,15	12,51	66,39	72.800	»	136.864
0,16	13,35	70,73	72.800	»	136.864
0,17	14,18	75,03	72.700	»	136.676
0,18	15,02	78,98	72.200	»	135.736
0,19	15,85	83,36	72.200	»	135.736
0,2	16,69	87,35	71.800	»	134.984
0,21	17,52	91,6	71.800	»	134.984
0,22	18,36	96,22	72.000	»	135.360
0,23	19,19	100,35	71.800	»	134.984
		PROBA Nr. 34			
		Magnetită: Topleț, Valea Iardașița, Reg. Timișoara			
0,01	0,83	2,83	46.600	1,71	79.686
0,02	1,66	6,25	51.400	»	87.894
0,03	2,50	9,86	54.100	»	92.511
0,04	3,33	13,77	56.600	»	96.786
0,05	4,17	17.87	58.800	»	100.548
0,06	5,00	21,76	59.700	»	102.087
0,07	5,84	25,69	60.400	»	103.284
0,08	6,67	29,85	60.700	»	103.797
0,09	7,51	33,9	62.000	»	106.020
0,1	8,34	37,63	62.000	»	106.020
0,11	9,18	41,88	62.600	»	107.046
0,12	10.01	45,87	62.900	»	107.559
0,15	12,51	58,35	64.000	»	109.440
0,2	16,69	81,60	67.200	»	114.912
0,21	17,52	85,60	67.200	»	114.912
0,22	18,36	90,19	67.400	»	115.254
0,24	20,03	97,8	67.000	»	114.570
		PROBA Nr. 35			
		Magnetită: Armeniș, Fața gării C.F.R., Reg. Timișoara			
0,01	0,83	2,87	47.200	2,03	95.816
0,02	1,66	6,98	57.400	»	116.522
0,03	2,50	11,15	61.200	»	124.236
0,04	3,33	15,36	63.100	»	128.093
0,05	4,17	20,22	66.500	»	134.995
0,06	5,00	24,76	68.000	»	138.040
0,07	5,84	29,81	70.200	»	142.506
0,08	6,67	34,55	71.000	»	144.130
0,09	7,51	38,92	71.200	»	144.536

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	α dev. galv. în mm	$\sigma . 10^6$	d_1/d_2	$\sigma' . 10^6$
0,1	8,34	43,90	72.200	2,03	146.566
0,11	9,18	48,26	72.200	»	146.566
0,12	10,01	52,9	72.600	»	147.378
0,13	10,84	57,57	72.900	»	147.987
0,14	11,68	62,29	73.200	»	148.596
0,15	12,51	67,88	74.400	»	151.032
0,16	13,35	72,07	74.100	»	150.423
0,17	14,18	76,97	74.500	»	151.235
0,18	15,02	81,86	74.800	»	151.844
0,19	15,85	87,08	75.400	»	153.062
0,2	16,69	91,69	75.400	»	153.062
0,21	17,52	96.77	75.800	»	153.874
		PROBA Nr. 36			
		Minereu magnetic: Tincova, Valea Bîrnelor, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	4,51	74.200	1,64	121.688
0,02	1,66	15,57	128.100	»	210.084
0,03	2,50	28,71	157.400	»	258.136
0,04	3,33	40,75	167.700	»	275.028
0,05	4,17	52,44	172.600	»	283.064
0,06	5,00	64,62	177.400	»	290.936
0,07	5,84	76,77	180.600	»	296.184
0,08	6,67	88,66	182.300	»	298.972
0,09	7,51	101,9	186.400	»	305.696
		PROBA Nr. 37			
		Minereu magnetic: Tincova, Confluenţa Văii Rotoanea cu Valea Tincoviţei, Reg. Timişoara			
0,02	1,66	0,71	5.800	1,63	9.454
0,03	2,50	1,06	5.800	»	9.454
0,04	3,33	1,46	6.000	»	9.780
0,05	4,17	1,88	6.200	»	10.106
0,06	5,00	2,26	6.200	»	10.106
0,07	5,84	2,72	6.400	»	10.432
0,08	6,67	3,00	6.100	»	9.943
0,1	8,34	3,84	6.300	»	10.269
0,11	9,18	4,03	6.000	»	9.780
0,12	10,01	4,42	6.100	»	9.943
0,13	10,84	4,78	6.100	»	9.943
0,14	11,68	5,27	6.200	»	10.106
0,15	12,51	5,39	5.900	»	9.617
0,2	16,69	7,44	6.100	»	9.943
0,24	20,03	9,02	6.200	»	10.106

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	α dev. galv. în mm	σ. 10^6	d_1/d_2	σ'.10^6
		PROBA Nr. 38			
		Minereu magnetic: Armeniş, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	0,98	16.100	1,80	28.980
0,02	1,66	1,96	16.100	»	28.980
0,03	2,50	3,06	16.800	»	30.240
0,04	3,33	3,98	16.300	»	29.340
0,05	4,17	4,97	16.300	»	29.340
0,06	5,00	6,12	16.800	»	30.240
0,07	5,84	7,09	16.700	»	30.060
0,08	6,67	8,28	17.000	»	30.600
0,09	7,51	9,27	16.900	»	30.420
0,1	8,34	10,19	16.700	»	30.060
0,2	16,69	19,66	16.100	»	28.980
0,25	20,86	24,72	16.200	»	29.160
		PROBA Nr. 39			
		Siderozâ limonitizată impregnată cu boabe de magnetită: Fața gării Armeniş, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	0,42	6.910	1,56	10.780
0,02	1,66	1,15	9.480	»	14.788
0,03	2,50	2,00	10.096	»	15.750
0,04	3,33	2,95	12.380	»	19.312
0,05	4,17	3,54	11.660	»	18.190
0,08	6,67	5,93	12.200	»	19.032
0,1	8,34	7,13	11.730	»	18.298
0,15	12,51	11,12	12.190	»	19.016
0,18	15,02	13,69	12.500	»	19.500
0,2	16,69	15,05	12.300	»	19.188
0,25	20,86	19,61	12.900	»	20.124
0,3	25,03	22,96	12.600	»	19.656
		Proba Nr. 40			
		Cristale de magnetită în CO_3Ca: Ocna de Fier, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	5,65	92.980	1,76	163.645
0,02	1,66	12,0	98.710	»	173.730
0,03	2,50	20,2	110.770	»	194.955
0,04	3,33	28,34	116.570	»	205.163
0,05	4,17	38,0	124.770	»	219.595
0,06	5,00	46,43	127.500	»	224.400
0,07	5,84	56,0	131.730	»	231.845
0,08	6,67	65,0	133.650	»	235.224
0,1	8,34	83,3	137.090	»	241.278
0,11	9,18	93,5	139.840	»	246.118

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	α dev. galv. în mm	$\sigma . 10^6$	d_1/d_2	$\sigma' . 10^6$
		PROBA Nr. 57			
		Camptonit: Pîrîul Vulcăniţa, Poiana Mărului, Reg. Stalin			
0,2	16,69	1,96	1.610	1,78	2.865
0,4	33,38	3,26	1.340	»	2.385
0,6	50,07	4,93	1.350	»	2.403
0,8	66,76	5,90	1.210	»	2.154
1,0	83,46	7,36	1.210	»	2.154
1,2	100,15	8,96	1.220	»	2.172
1,5	125,19	10,00	1.100	»	1.958
		PROBA Nr. 296			
		Camptonit: Pîrîul Vulcăniţa, Poiana Mărului, Reg. Stalin			
0,15	12,51	3,18	3.490	1,76	6.142
0,2	16,69	3,75	3.090	»	5.438
0,4	33,38	5,7	2.340	»	4.118
0,6	50,07	7,80	2.050	»	3.608
0,8	66,76	9,7	1.990	»	3.502
1,0	83,46	11,83	1.950	»	3.432
1,2	100,15	13,67	1.870	»	3.291
1,5	125,19	17,21	1.890	»	3.326
		PROBA Nr. 412			
		Camptonit: Pîrîul Stimbav, Poiana Mărului, Reg. Stalin			
0,1	8,34	2,3	3.810	1,80	6.858
0,2	16,69	3,76	3.100	»	5.580
0,4	33,38	6,05	2.490	»	4.482
0,6	50,07	8,43	2.320	»	4.176
0,8	66,76	11,03	2.270	»	4.086
1,0	83,46	13,3	2.190	»	3.942
1,2	100,15	16,08	2.210	»	3.978
1,5	125,19	20,85	2.290	»	4.122
		PROBA Nr. 456			
		Camptonit: Poiana Mărului, Reg. Stalin			
0,06	5,00	5,17	14.200	1,80	25.560
0,08	6,67	6,01	12.300	»	22.140
0,1	8,34	6,76	11.200	»	20.160
0,2	16,69	10,00	8.200	»	14.760
0,4	33,38	16,26	6.700	»	12.060
0,6	50,07	22,9	6.300	»	11.340
0,8	66,76	29,2	6.000	»	10.800
1,0	83,46	35,4	5.800	»	10.440
1,2	100,15	40,96	5.610	»	10.098
1,5	125,19	51,01	5.590	»	10.062

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	α dev. galv. în mm	σ. 10^6	d_1/d_2	σ'. 10^6
		PROBA Nr. S_1			
		Camptonit: Pîrîul Șinca—Poiana Mărului, Reg. Stalin			
0,2	16,69	2,15	1.770	1,77	3.133
0,4	33,38	3,88	1.590	»	2.814
0,6	50,06	5,76	1.580	»	2.796
0,8	66,76	7,03	1.450	»	2.566
1,0	83,46	8,7	1.430	»	2.531
1,2	100,15	11,00	1.510	»	2.672
1,5	125,19	15,03	1.650	»	2.920

În tabloul II s-a făcut corecțiunea de cîmp terestru, luîndu-se pentru componenta verticală valoarea Z=0,41 Gauss (1 Ianuare 1949), anume H'= Hc—0,41 Gauss. Această corecțiune am făcut-o numai pentru zece probe de magnetită, care dau valori mai mari ale lui σ în cîmpuri slabe.

TABELUL II

VALOAREA SUSCEPTIBILITĂȚII MAGNETICE PENTRU CÎMPUL CORECTAT

i Amp.	Hc în Gauss	Hc — 0,41	α dev. galv. în mm	σ. 10^6	d_1/d_2	σ'. 10^6
			PROBA Nr. 1			
			Magnetită cristalizată: Poiana Ruscă, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	0,42	4,93	161.000	1,72	276.92
0,02	1,66	1,25	17,74	195.000	»	335.400
0,03	2,50	2,09	30,94	203.000	»	349.160
0,04	3,33	2,92	44,61	210.000	»	361.200
0,05	4,17	3,76	58,51	214.000	»	368.080
0,06	5,00	4,59	72,71	218.000	»	374.960
0,07	5,84	5,43	87,50	221.000	»	380.120
			PROBA Nr. 2			
			Magnetită amorfă compactă: Ruschița, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	0,42	5,35	175.000	1,66	290.500
0,02	1,66	1,25	16,00	176.000	»	292.160
0,03	2,50	2,09	26,97	177.000	»	293.820
0,04	3,33	2,92	37,95	179.000	»	297.140
0,05	4,17	3,76	49,05	180.000	»	298.800
0,06	5,00	4,59	61,49	184.000	»	305.440
0,07	5,84	5,43	72,97	185.000	»	307.100
0,08	6,67	6,26	84,75	186.000	»	308.760
0,09	7,51	7,10	96,61	187.000	»	310.420

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	Hc — 0,41	α dev. galv. în mm	σ. 10^6	d_1/d_2	σ′.10^6
			PROBA Nr. 5			
			Magnetită în grăunțe : Ocna de Fier, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	0,42	2,15	70.200	1,63	114.426
0,02	1,66	1,25	7,91	85.900	»	140.017
0,03	2,50	2,09	13,84	90.900	»	148.167
0,04	3,33	2,92	19,44	91.400	1,63	148.982
0,05	4,17	3,76	25,97	94.800	»	154.524
0,06	5,00	4,59	32,28	96.600	»	157.458
0,07	5,84	5,43	38,16	97.500	»	158.925
0,08	6,67	6,26	44,86	98.400	»	160.392
0,1	8,34	7,93	57,58	99.700	»	162.511
0,15	12,51	12,10	90,76	103.000	»	167.890
			PROBA Nr. 22			
			Magnetită: Armeniş, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	0,42	4,05	132.400	1,62	214.488
0,02	1,66	1,25	11,74	128.900	»	208.818
0,03	2,50	2,09	20,71	136.100	»	220.482
0,04	3,33	2,92	28,42	133.700	»	216 594
0,05	4,17	3,76	36,60	133.700	»	216.594
0,06	5,00	4,59	44,35	132.700	»	214.974
0,07	5,84	5,43	52,24	132.100	»	214.002
0,08	6,67	6,26	60,22	132.100	»	214.002
0,09	7,51	7,10	68,99	133.500	»	216.270
0,1	8,34	7,93	77,10	133.600	»	216.432
0,11	9,18	8,77	85,95	134.700	»	218.214
0,12	10,01	9,60	94,0	134.500	»	217.890
0,13	10,8	10,39	103,0	136.200	»	220.644
			PROBA Nr. 23			
			Minereu magnetic: Feneş, Reg. Timişoara			
0,05	4,17	3,76	23,0	84.000	1,57	131.880
0,06	5,00	4,59	27,96	83.600	»	131.252
0,07	5,84	5,43	32,93	83.300	»	130.781
0,08	6,67	6,26	38,16	83.700	»	131.409
0,09	7,51	7,10	43,75	84.600	»	132.822
0,1	8,34	7,93	48,82	84.500	»	132.665
0,12	10,01	9,60	62,5	89.400	»	140.358
0,14	11,68	11,27	73,00	89.000	»	139.730
0,15	12,51	12,10	78,00	88.500	»	138.945
0,17	14,18	13,77	88,00	87.800	»	137.846
0,18	15,02	14,61	93,26	87.600	»	137.532

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	Hc – 0,41	α dev. galv. în mm	σ. 10^6	d_1/d_2	σ′.10^6
			PROBA Nr. 33			
			Cuarțit cu minereu de fer: Cîmpul lui Neag, Retezat, Reg. Hunedoara			
0,01	0,83	0,42	5,93	193.900	1,88	364.532
0,02	1,66	1,25	9,95	109.300	»	205.484
0,03	2,50	2,09	13,67	89.800	»	168.824
0,04	3,33	2,92	17,47	82.200	»	154.536
0,05	4,17	3,76	21,59	78.800	»	148.144
0,07	5,84	5,43	33,05	83.700	»	157.356
0,08	6,67	6,26	37,30	81.900	1,88	153.972
0,09	7,51	7,10	41,27	79.800	»	150.024
0,1	8,34	7,93	45,55	78.900	»	148.332
0,11	9,18	8,77	49,85	78.000	»	146.640
0,12	10,01	9,60	54,18	77.600	»	145.888
0,13	10,84	10,39	58,36	77.200	»	145.136
0,14	11,68	11,27	62,22	75.900	»	142.692
0,15	12,51	12,10	66,39	75.400	»	141.752
0,16	13,35	12,94	70,73	75.100	»	141.188
0,17	14,18	13,77	75,03	74.900	»	140.812
0,18	15,02	14,61	78,98	72.300	»	135.924
0,19	15,85	15.44	83,36	74.100	»	139.308
0,20	16,69	16,28	87,35	73.700	»	138.556
0,21	17,52	17,11	91,6	73.500	»	138.180
0,22	18,36	17,95	96,22	73.600	»	138.368
0,23	19,19	18,78	100,35	73,400	»	137.992
			PROBA Nr. 34			
			Magnetită: Topleț, Valea Iardașița Reg. Timișoara			
0,01	0,83	0,42	2,83	92.500	1,71	158.176
0,02	1,66	1,25	6,25	68.700	»	117.477
0,03	2,50	2,09	9,86	64.800	»	110.808
0,04	3,33	2,92	13,77	64.700	»	110.637
0,05	4,17	3,76	17,87	65.300	»	111.663
0,06	5,00	4,59	21,76	65.000	»	111.150
0,07	5,84	5,43	25,69	65.000	»	111.150
0,08	6,67	6,26	29,85	65.500	»	112.005
0,09	7,51	7,1	33,9	65.600	»	112.176
0,1	8,34	7,93	37,63	65.200	»	111.492
0,11	9,18	8,77	41,88	65.600	»	112.176
0,12	10,01	9,60	45,87	65.600	»	112.176
0,15	12,51	12,10	58,35	66.300	»	113.373
0,2	16,69	16,28	81,6	68.800	»	117.648

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	Hc — 0,41	α dev. galv. în mm	σ. 10^6	d_1/d_2	σ′. 10^6
			PROBA Nr. 35			
			Magnetită: Armeniş, Faţa gării C. F. R. Reg. Timişoara			
0,01	0,83	0,42	2,87	93.800	2,03	190.414
0,02	1,66	1,25	6,98	76.700	»	155.701
0,03	2,50	2,09	11,15	73.300	»	148.799
0,04	3,33	2,92	15,36	72.200	»	146.566
0,06	5,00	4,59	24,76	74.100	»	150.017
0,05	4,17	3,76	20,22	73.900	»	150.423
0,07	5,84	5,43	29,81	75.400	»	153.062
0,08	6,67	6,26	34,55	75.800	»	153.874
0,01	0,83	1,24	17,5	192.900	»	316.356
0,02	1,67	2,08	28,0	184.800	»	303.072
0,04	3,34	3,75	48.3	176.600	»	289.624
0,06	5,01	5,42	73,0	185.100	»	303.564
0,08	6,67	7,08	96,0	185.900	»	304.876
0,09	7,51	7,1	38,92	75.200	»	152.656
0,1	8,34	7,93	43,9	76.000	»	154.280
0,11	9,18	8,77	48,22	75.500	»	153.265
0,12	10,01	9,6	52,9	75.100	»	152.453
0,13	10,84	10,43	57,57	76.100	»	154.483
0,14	11,68	11,27	62,29	75.900	»	154.077
0,15	12,51	12,10	67,88	77.100	»	156.513
0,16	13,35	12,94	72,07	76.500	»	155.295
0,17	14,18	13,77	76,97	76.800	»	155.904
0,18	15,02	14,61	81,86	77.000	»	156.310
0,19	15,85	15,44	87,08	77.500	»	157.325
0,2	16,69	16,28	91,69	77.400	»	157.122
0,21	17,52	17,11	96,77	77.700	»	157.731
			PROBA Nr. 36			
			Minereu magnetic: Tincova, Valea Bîrnelor, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	0,42	4,51	147.500	1,64	241.900
0,02	1,66	1,25	15,57	171.100	»	280.604
0,03	2,50	2,09	28,71	188.600	»	309.304
0,04	3,33	2,92	40,75	191.600	»	314.324
0,05	4,17	3,76	52,44	191.400	»	313.896
0,06	5,00	4,59	64,62	193.300	»	317.012
0,07	5,84	5,43	76,77	194.100	»	318.324
0,08	6,67	6,27	88,66	194.500	»	318.980
0,09	7,51	7,1	101,9	197.100	»	323.244

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Gauss	$Hc-0{,}41$	α dev. galv. în mm	$\sigma \cdot 10^6$	d_1/d_3	$\sigma' \cdot 10^6$
			PROBA Nr. 40			
			Cristale de magnetită în CO_3Ca: Ocna de Fier, Reg. Timişoara			
0,01	0,83	0,42	5,65	184.700	1,76	325.072
0,02	1,66	1,25	12,0	131.500	»	231.440
0,03	2,50	2,09	20,2	132.400	»	233.024
0,04	3,33	2,92	28,34	132.900	»	233.904
0,05	4,17	3,76	38,00	138.800	»	244.288
0,06	5,00	4,59	46,43	138.900	»	244.464
0,07	5,84	5,43	56,00	141.700	»	249.392
0,08	6,67	6,26	65,00	142.700	»	251.152
0,1	8,34	7,93	83,3	144.400	»	254.144
0,11	9,18	8,77	93,5	146.400	»	257.664

În tabelul III urmează o serie de patru măsurători asupra magnetitelor celor mai sensibile cu sensul cîmpului magnetizant dirijat vertical de sus în jos, adică de acelaşi sens cu componenta verticală, deci: $H = Hc + 0{,}41$ Gauss

TABELUL III

VALOAREA SUSCEPTIBILITĂŢII MAGNETICE ÎN CÎMPUL CORECTAT

i Amp.	Hc în Gauss	$Hc + 0{,}41$	α dev. galv. în mm	$\sigma \cdot 10^6$	d_1/d_2	$\sigma' \cdot 10^6$
			PROBA Nr. 1			
			Magnetită cristalizată: Poiana Ruscă, Reg. Timişoara			
0,00	0,41	0,41	10,1	337.400	1,72	580.328
0,0055	0,456	0,87	18,0	284.700	»	489.684
0,007	0,58	0,99	19,8	275.000	»	473.000
0,008	0,66	1,08	21,0	267.100	»	459.412
0,01	0,83	1,24	23,8	263.300	»	452.876
0,02	1,66	2,08	36,5	241.300	»	415.036
0,04	3,32	3,75	62,5	229.100	»	394.052
0,05	4,17	4,58	77,0	230.300	»	396.116
0,06	5,00	5,42	91,0	230.600	»	396.632
			PROBA Nr. 2			
			Magnetită amorfă compactă: Ruschiţa, Reg. Timişoara			
0,00	0,41	0,41	9,0	300.700	1,66	499.162
0,006	0,49	0,91	14,8	222.600	»	369.516
0,007	0,58	0,99	15,8	219.400	»	364.204
0,01	0,83	1,24	19,0	210.700	»	349.762

Institutul Geologic al României

i Amp.	Hc în Causs	Hc—0,41	α dev. galv. în mm	$\sigma \cdot 10^6$	d_1/d_2	$\sigma' \cdot 10^6$
0,02	1,67	2,08	30,8	204.300	1,66	339.138
0,06	5,01	5,42	77,2	198.000	»	328.680
0,08	6,67	7,08	102,0	197.900	»	328.514
			PROBA Nr. 22			
			Magneti'ă: Armeniş, Reg. Timişoara			
0,00	0,00	0,41	4,2	140.400	1,62	227.448
0,008	0,667	1,08	10,0	127.000	»	205.720
0,01	0,83	1,24	11,4	126.200	»	204.444
0,02	1,67	2,08	18,8	124.000	»	199.260
0,06	5,01	5,42	47,8	120.500	»	195.210
0,08	6,67	7,08	63,5	123.100	»	199.422
0,1	8,34	8,75	79,0	123.800	»	200.556
0,12	10,00	10,41	94,0	123.800	»	200.556
			PROBA Nr. 36			
			Minereu magnetic: Tincova, Valea Bîrnelor, Reg. Timişoara			
0,00	0,00	0,41	7,2	240.600	1,64	394.584
0,006	0,49	0,91	13,0	196.000	»	321.440
0,007	0,58	0,99	14,1	195.500	»	320.620
0,01	0,83	1,24	17,5	192.900	»	316.356
0,02	1,67	2,08	28,0	184.800	»	303.072
0,04	3,34	3,75	48,3	176,600	»	289.624
0,06	5,01	5,42	73,0	185.100	»	303.564
0,08	6,67	7,08	96,0	185.900	»	304.867

Urmează un tabel de densităţi ale eşantioanelor studiate, determinate cu ajutorul picnometrului (tab. IV).

TABELUL IV

DENSITATEA EŞANTIOANELOR

Nr. crt	Felul eşantionului	Localitatea	Dens. nat.	d_1/d_2 pulv.	Temp.
1	Magnetită cristalizată	Poiana Ruscă	5,10	1,72	21°
2	Magnetită amorfă compactă	Ruschiţa	4,88	1,66	»
3	Tuf andezitic	Caşin	2,52	1,82	»
4	Andezit cu hornblendă	Cetatea Devei	2,58	1,78	»
5	Magnetită în grăunţe	Ocna de Fier	4,58	1,63	»

Institutul Geologic al României

Nr. crt	Felul eşantionului	Localitatea	Dens. nat.	d_1/d_2 pulv.	Temp.
6	Hornblendă în essexit	Ditrău, Reg. Aut. Magh.	2,94	—	»
7	Melafir	Ruda Mare, Arad	2,84	1,67	»
8	Gnais granitic	Criva, Poiana Ruseă	2,67	—	»
9	Magnetită în clorito-şisturi	Ruschiţa	2,88	1,90	»
10	Marnă feruginoasă	Munteana, Reg. Timişoara	2,75	—	»
11	Bazalt	Racoş	2,88	1,65	»
13	Granodiorit	Temeşeşti, Arad	2,86	1,69	»
14	Melafir	V. Hălălişului, Arad	2,96	1,85	»
15	Melafir	V. Zeldeşului, Arad	2,84	1,84	»
16	Diabaz	V. Hălălişului, Arad	2,95	1,68	»
17	Diabaz	Vărădia, Arad	2,96	1,74	»
18	Granodiorit	P. Bania, Săvîrşin	2,59	1,67	»
19	Granodiorit banatitic	Săvîrşin, Arad	2,75	1,72	»
20	Minereu cu cristale de magnetită	Runcu, Iacobeni	3,96	1,57	»
21	Cristale de magnetită în clorito-şisturi	Hajul, Iacobeni	3,51	1,68	»
22	Magnetită	Armeniş, Timişoara	4,72	1,62	»
23	Minereu magnetic	Feneş	4,07	1,57	»
24	Tuf andezitic	Neteda, Cîmpuri	2,48	1,65	»
25	Tuf andezitic	Colacul, Putna	2,60	1,61	»
26	Tuf andezitic	Nord Vizantea Bacău	2,70	1,60	»
27	Tuf andezitic	P. Podobitu, Vizantea	2,57	1,71	»
28	Tuf andezitic	Cîmpuri, Bacău	2,48	1,57	»
29	Tuf andezitic	Cîmpuri, Bacău	2,57	1,68	»
30	Tuf andezitic	Piscul, Neteda	2,64	1,97	»
31	Tuf andezitic	Valea Curiţa	2,58	1,73	»
32	Tuf andezitic	V. Curiţa, Bacău	2,60	1,92	»
33	Cuarţit cu minereu de fer	Cîmpul lui Neag, Retezat	4,60	1,88	»
34	Magnetită	Topleţ, V. Iardaşiţa	4,03	1,71	»
35	Magnetită	Armeniş, Faţa gării C.F.R.	4,82	2,03	»
36	Minereu magnetic	Tincova, V. Bîrnelor	4,90	1,64	»
37	Minereu magnetic	Tincova, V. Tincoviţa	4,17	1,63	»
38	Minereu magnetic	Armeniş	4,82	1,80	»
39	Sideroză limonitizată impregnată cu boabe de magnetită	Armeniş	2,79	1,56	»
40	Cristale de magnetită în CO_3Ca	Ocna de Fier	4,75	1,76	»
57	Camptonit	P. Vulcăniţa, Reg. Stalin	2,85	1,78	»
296	Camptonit	P. Vulcăniţa, Reg. Stalin	2,94	1,76	»
412	Camptonit	P. Stîmbav, Reg. Stalin	2,91	1,80	»
456	Camptonit	Poiana Mărului, Reg. Stalin	2,83	1,80	»
S_1	Camptonit	P. Şinca, Reg. Stalin	2,83	1,77	»

Institutul Geologic al României

VI. CONCLUZII

Cu ajutorul metodei descrise am studiat 44 de probe de roce şi minereuri şi anume:

a) o serie de 18 probe de minereuri magnetice (magnetite),

b) o serie de 11 probe de cinerite andezitice,

c) o serie de roce eruptive disparate (15 probe), ca granodiorite, melafire, diabaze, bazalte, camptonite.

Rezultatele obţinute le putem clasifica astfel:

a) Pentru magnetite valorile găsite în cîmpuri slabe, avînd acelaşi sens cu componenta verticală a cîmpului terestru, arată (vezi ultimul tabel şi curbele din planşa V) o scădere a susceptibilităţii magnetice cînd cîmpul magnetizant creşte, începînd de la 0,41 Gauss (valoarea componentei verticale a cîmpului terestru) pentru a rămîne apoi constantă pentru cîmpuri mai mari de 2 Gauss (2—10 Gauss).

Curbele permit a găsi prin interpolare valoarea lui σ pentru cîmpul terestru total (0,465 Gauss).

Am găsit astfel pentru cele 4 probe analizate, valorile din tabelul de mai jos (vezi şi fig. 5).

Nr.	Pentru cîmpul $H = 0{,}465$ Gauss $\sigma.10^6$	d_1/d_2	$\sigma'.10^6$	pentru $H > 2$ Gauss $\sigma.10^6$
1	328.000	1,72	564.160	395.600
2	276.000	1,66	458.160	332.000
6	230.000	1,64	377.200	298.500
2	138.000	1,63	225.000	201.800

Valorile astfel găsite concordă ca ordin de mărime cu valorile găsite de unii autori, de ex. GRENET, PUZICHA, STSCHODRO, etc. Aceste valori sînt mai mici decît valorile găsite de diferiţi autori pentru magnetita cristalizată neredusă în pulbere. Scăderea susceptibilităţii magnetitei, cînd este pulverizată, a fost studiată mai amănunţit de L. B. SLICHTER (13).

O măsurătoare doveditoare a fost făcută şi de noi asupra cristalelor de magnetită din care s-a obţinut prin pulverizare proba nr. 1.

Cristalele nereduse în pulbere ne-au dat valori mai mari decît pentru proba pulverizată nr. 1 ($\sigma = 500000 \times 10^{-6}$ în cîmpul terestru).

Măsurătorile făcute asupra acelorași probe de magnetită, dar în cîmpuri crescătoare, de sens contrar *componentei verticale*, ne-au dat rezultatele înscrise în tabelele privind probele nr. 1, 2, 3, 4, 5, 20, 21, 22, 23, 34, 35, 36. Aceste măsurători arată o creştere a susceptibilităţii magnetice în cîmpuri crescătoare *negative* (contrare componentei Z), tinzînd către o valoare constantă pentru cîmpuri mai mari (a se vedea curbele din planşa I).

Institutul Geologic al României

Deosebirea curbelor obținute pentru aceleași probe în prima serie (H pozitiv, de același sens cu Z) și a doua serie de măsurători (H negativ contrar lui Z) se explică prin magnetizarea remanentă a magnetitei care intervine în măsurătorile făcute în cîmp negativ, deoarece înainte de aplicarea cîmpului negativ, proba se afla în cîmpul pozitiv dat de componenta verticală. O com-

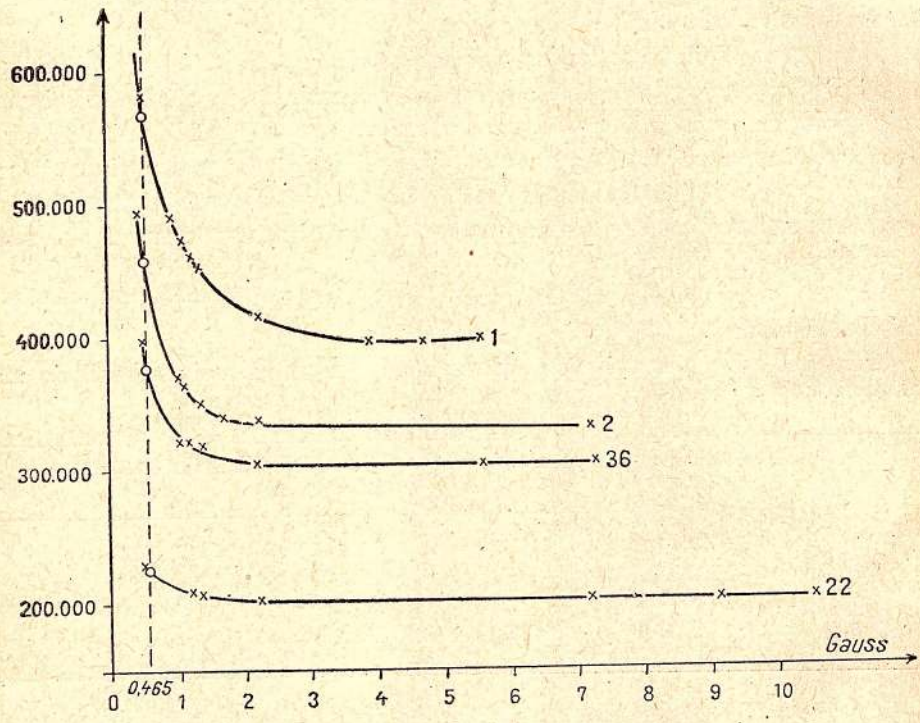


Fig. 5.— Probe de magnetită în cîmpuri de același sens, cu comp. verticală H = Hc + 0,41 Gauss.

pletare a măsurătorilor noastre asupra magnetitei ar cere o serie de măsurători pe care ne propunem a le efectua ulterior și care să fie făcute asupra unor probe conținînd un anumit procent de magnetită, amestecat cu o substanță magnetic indiferentă.

Asemenea măsurători au fost făcute de exemplu de către KURT PUZICHA (36) și ele sînt de mare importanță pentru studiul magnetic al rocelor și minereurilor.

Într-adevăr, pentru valoarea lui σ la o rocă nu intervine exclusiv procentul de magnetită pe care-l conține ci și un factor de demagnetizare care se apropie de valoarea 1 numai pentru procente slabe de magnetită (de ex. procente în valoare 2 %). Pentru procente mici de magnetită de 1 % (în volum) PUZICHA dă pentru roce valoarea $\sigma = 2400-2900.10^6$.

Institutul Geologic al României

b) Cineritele andezitice măsurate în această lucrare posedă o susceptibilitate magnetică ridicată, după cum se vede în tabelele privind probele nr. 3, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31 și 32, dar mai ales probele nr. 3, 28, 30, 31, 32 (Pl. II).

Deoarece cineritele analizate de noi nu dau deviații măsurabile la galvanometrul balistic decît în cîmpuri mai mari de 5 Gauss, nu s-a mai făcut

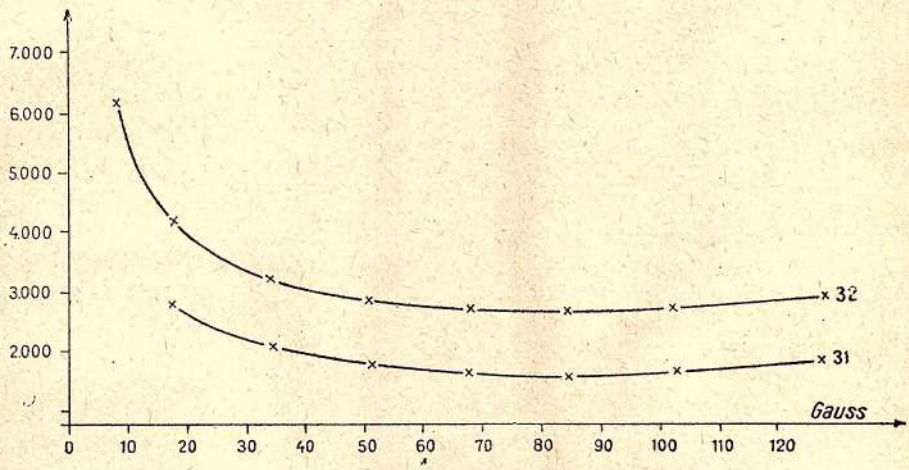


Fig. 6. — Susceptibilitatea magnetică a cineritelor andezitice.

pentru aceste probe corecția corespunzătoare cîmpului terestru. Măsurătorile arată o scădere a lui σ atunci cînd H crește.

Pentru diferitele probe analizate, se observă un minim slab marcat al lui σ pentru cîmpuri cuprinse între 33—100 Gauss (Pl. III și IV). Poziția medie a minimului pentru diferitele probe analizate este la aproximativ H = 72 Gauss.

Valorile lui σ obținute pentru aceste cinerite sînt destul de ridicate, de ex. mai mari decît valorile obținute de noi (proba nr. 11) pentru bazaltul de la Racoș.

Cineritele cele mai magnetice ne-au dat în cîmpuri slabe (7—16 Gauss) valorile următoare din tabelul de mai jos (vezi și fig. 6).

Nr. probei	H în Gauss	$\sigma.10^6$	d_1/d_2	$\sigma'.10^6$
32	8,34	3.210	1,93	6.195
30	8,34	2.310	1,97	4.550
31	16,0	1.640	1,73	2.837
3	7,51	1.610	1,83	2.946

Bazaltul de Racoș ne-a dat pentru aceleași cîmpuri, $\sigma = 1848.10^{-6}$.

Curbele din figura 6 arată variația lui σ în raport cu H pentru două din probele cele mai magnetice de cinerite andezitice.

Institutul Geologic al României

Pentru probele nr. 3 și 30 s-au făcut și analizele chimice în Laboratorul de Chimie al Institutului Geologic, de către chimista ing. ELIZA ZAMFIRESCU. Rezultatele sînt următoarele:

Proba nr. 3: tuf andezitic; Caşin, Reg. Bacău.

Bioxid de siliciu	(SiO_2)	51,45%
Bioxid de titan	(TiO_2)	1,30%
Oxid de fer (FeIII)	(Fe_2O_3)	7,73%
Oxid de fer (FeII)	(FeO)	2,15%
Oxid de aluminiu	(Al_2O_3)	16,54%
Oxid de mangan	(MnO)	0,90%
Oxid de calciu	(CaO)	7,75%
Oxid de magneziu	(MgO)	2,24%
Oxid de sodiu	(Na_2O)	2,52%
Oxid de potasiu	(K_2O)	0,92%
Anhidridă sulfurică	(SO_3)	0,96%
Pentoxid de fosfor	(P_2O_5)	0,19%
Bioxid de carbon	(CO_2)	0,02%
Apă la roşu	(H_2O+)	5,21%
	Total	99,88%

Proba nr. 30: tuf andezitic; Piscul Neteda, Cîmpuri, Reg. Bacău

Oxid de fer (FeIII)	(Fe_2O_3)	6,89%
Oxid de fer (FeII)	(FeO)	1,63%
Bioxid de titan	(TiO_2)	0,82%

Proba nr. 11: Bazalt de Racoş, Reg. Stalin

Oxid de fer (FeIII)	(Fe_2O_3)	6,89%
Oxid de fer (FeII)	(FeO)	3,22%
Bioxid de titan	(TiO_2)	1,3%

Analizele chimice arată conținutul ridicat în oxizi de fer al probelor cercetate și în special conținutul ridicat în Fe_2O_3. La proba nr. 3 acest conținut este mai ridicat decît pentru bazaltul de la Racoș, iar la proba nr. 30 are aceeași valoare ca pentru bazalt.

Cineritele andezitice analizate acoperă o suprafață mare (300 km²) în Meoțianul din sudul Moldovei și din reg. Rîmnicul-Sărat. Din cauza lor se produc o serie de anomalii magnetice regionale, astfel cum a arătat prof. G. ATANASIU [1]). În unele puncte perturbarea magnetică a componentei verticale atinge valoarea $\Delta Z = +450-500\ \gamma$, adică este de ordinul de mărime al celor mai mari anomalii magnetice regionale cunoscute pînă acum în Moldova. De exemplu, anomalia magnetică regională de la Pechia, cea mai puternică din Moldova, provocată de rocele eruptive din adîncime, are $\Delta Z = +550\ \gamma$.

[1]) G. ATANASIU. Comunicare ținută la Institutul Geologic în ședința din 29, III. 1949, asupra cercetărilor magnetice făcute în Jud. Bacău și Putna, în anii 1946—48.

Institutul Geologic al României

De această perturbare pe suprafață mare a cîmpului magnetic va trebui să se țină seama cu grijă la amplasamentul stațiunilor de măsurători magnetice absolute pentru viitoarea hartă magnetică a țării noastre.

Magnetizarea ridicată a cineritelor andezitice analizate creează un contrast magnetic puternic între stratele ce conțin aceste cinerite și stratele învecinate, astfel că prospecțiunea magnetică poate fi folosită, în acest caz, pentru delimitarea unor structuri geologice importante, după cum a arătat prof. G. ATANASIU.

c) În ceea ce privește rocele eruptive, la unele din ele susceptibilitatea magnetică se menține aproape constantă cînd H crește de la 8 la 125 Gauss. Astfel:

Andezit Deva	$\sigma = 1100.10^{-6}$	d_1/d_2 1,78	$\sigma = 1.958.10^{-6}$
Granodiorit	$\sigma = 4320.10^{-6}$	1,69	$\sigma = 7.300.10^{-6}$
Granodiorit	$\sigma = 1900.10^{-6}$	1,67	$\sigma = 3.173.10^{-6}$
Granodiorit	$\sigma = 1300.10^{-6}$	1,72	$\sigma = 2.240.10^{-6}$

La altele se observă o scădere a susceptibilității magnetice cînd crește cîmpul magnetizant. O astfel de scădere a lui σ, cînd H crește de la 5 la 125 Gauss, am obținut pentru 5 probe de camptonit, 2 probe de melafir și 2 probe de diabaz. Pentru aceste roce valorile maxime găsite sînt cele din tabelul de mai jos.

Nr. probei	H în Gauss	$\sigma.10^6$	d_1/d_2	$\sigma'.10^6$
456 Camptonit	5	14.200	1,8	25.560
15 Melafir	8,3	4.900	1,8	8.820
17 Diabaz	16,7	4.290	1,74	7.464

Se vede că probele de roce eruptive analizate posedă o susceptibilitate magnetică ridicată în cîmpuri slabe, astfel că în regiunile unde aceste roce apar sub formă de masive mai mari, ne putem aștepta la anomalii magnetice regionale importante.

Pentru probele de camptonit nr. 296 și 456, analiza chimică făcută în Laboratorul de Mineralogie de la Facultatea de Chimie din București a dat următoarele rezultate:

Proba nr. 296

Oxid de fer (Fe^{III})	Fe_2O_3	2,24%
Oxid de fer (Fe^{II})	FeO	8,81%
Oxid de titan	TiO_2	2,79%
Oxid de mangan	MnO_2	0,13%

Proba nr. 456

Oxid de fer (Fe^{III})	Fe_2O_3	3,21%
Oxid de fer (Fe^{II})	FeO	8,36%
Oxid de titan	TiO_2	3,35%
Oxid de mangan	MnO_2	0,09%

Institutul Geologic al României

Cum se vede, conținutul în oxizi de fer și titan este destul de ridicat pentru a explica valorile găsite pentru susceptibilitatea magnetică.

În general putem conchide că rezultatele obținute în această lucrare completează datele asupra magnetizării rocelor, obținute de alți autori.

Asupra rocelor din țara noastră, acestea sînt primele determinări magnetice efectuate pînă acum și ne propunem, pe de o parte să continuăm măsurile asupra unui număr și mai mare de probe, iar pe de altă parte, să tratăm și alte probleme mai speciale, de ex. legătura între procentul de magnetită și susceptibilitatea magnetică, efectul temperaturii, legătura dintre compoziția chimică și susceptibilitatea magnetică, precum și legătura dintre aceasta și felul mineralizării rocei. Sperăm ca aceste chestiuni să facă obiectul unor cercetări viitoare ale noastre.

Primit: aprilie 1950.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

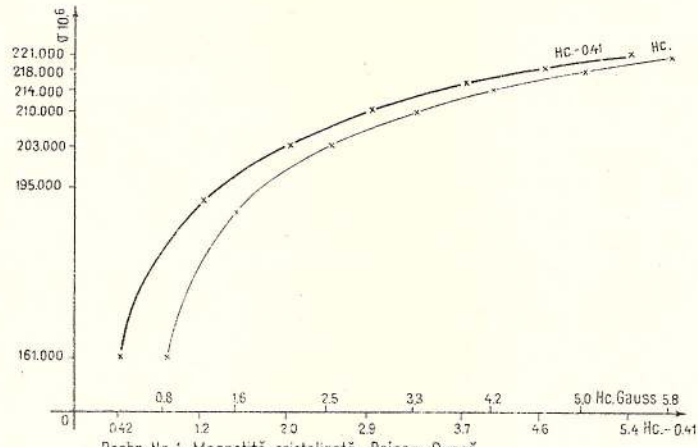
1. P. Curie. Sur les propriétés magnétiques des corps (1895).
2. A. W. Rucker şi W. H. White. Déterminations des propriétés magnétiques des roches. *Proceed. of. Roy. Soc.*, Vol. 63, p. 460, 1898.
3. F. Stutzer, W. Gross und Bornemann. Über magnetische Eigenschaften der Zinkblende und einiger Mineralien. *Metall und Erz*, XV, p. 1, 1918.
4. F. Loewinson-Lessin şi W. Mitchewitch. Sur l'aimantation permanente naturelle et artificielle des roches. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 180, p. 942, 1925.
5. P. Weiss. Le magnétisme. Paris, 1926.
6. R. Chevallier. Sur l'uniformité d'aimantation des terres cuites. *Journal de Physique*. Vol. VII, p. 92, 1926.
7. W. Pavlinov. Ein absoluter Apparat zur Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität von Gesteinsproben. *Nachr. Inst. f. angew. Geophys.* 3, 393—399, 1927 (russisch).
8. A. Turcev. Investigation of the magnetic properties of rocks. Leningrad, 1927. *Bull. de l'Acad. des Sciences*, M th.-Physique. VI-e Série, Nr. 1.
9. Collingwood D. M.. Magnetic susceptibility and magnetite content of sands and shales. *A.A.P.G. Bull.* 14 (9) 1187—1190, 1927.
10. N. Stschodro (Moscova). Untersuchung der magnetischen Eigenschaften von Erzproben. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*. B. XVII, H. 1, 1927, p. 148—167.
11. J. G. Koenigsberger. Method for measuring the susceptibility of rocks. *Terr. Magnetism*. Vol. 34, 1929, p. 209—214.
12. J. G. Koenigsberger. Bestimmung magnetischer Suszeptibilitäten von Gesteinen und Mineralien in schwachen magnetischen Feldern. *Centralblatt für Min., Geol. und Pal.* Abt. B., 1929, Stuttgart.
13. L. B. Slichter. Certains aspects of magnetic surveing. *Geophys. Prospecting* 1929, p. 238.
14. H. Reich und W. Wolf. Über das magnetische Verhalten verschiedener Harzgesteine. *Centralblatt f. Min., Geol. und Pal.* Abt. B. 1929, p. 153—160.
15. Gaston Grenet. Sur les propriétés magnétiques des roches. *Annales de Physique*. Tome XIII, p. 263—348, 1930.
16. Kurt Puzicha. Die magnetischen Eigenschaften der Eruptivgesteine. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* 38, p. 161—172, 184—189, 1930.
17. J. G. Koenigsberger. Über die magnetischen Eigenschaften von Gesteinen. *Terr. Magnetism*. Vol. 35, p. 145—148, 1930.
18. E. Rothé. Les méthodes de prospection du sous-sol. Paris, 1930.
19. H. Reich. Die magnetischen Eigenschaften der Gesteine. *Handbuch der Geophysik*. B. VI, Lieferung 1, 1931, p. 50—72.
20. Kurt Puzicha. Die magnetischen Granite von Schierke im Harz. *Centralblatt für Min., Geol. und Pal.* Abt. B., p. 1—6, 1931.

Institutul Geologic al României

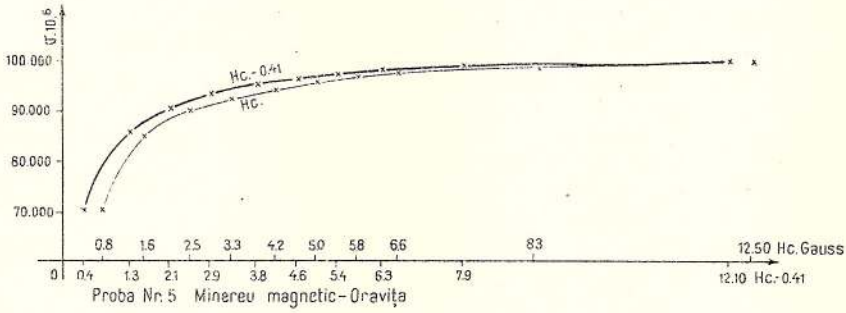
21. P. KAPITZA and W. L. WEBSTER. A method of measuring magnetic susceptibilities. *Proc. Roy. Soc.* London, 132, p. 442—459, 1931.
22. R. CHEVALLIER. Aimantation des poudres ferromagnétiques dans les champs faibles *C. R. Acad. Sc. Paris*, 194, 1932, I, p. 1327.
23. R. CHEVALLIER. Aimantation des poudres macroscopiques dans les champs faibles. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 194, 1932, I, p. 1468.
24. J. G. KOENIGSBERGER. Über remanenten Magnetismus von Gesteinen. *Gerlands Beiträge zur Geophysik.* B. 35, H. 2, 1932, p. 204—216.
25. P. GEOFFROY et P. CHARRIN. Études géologiques et prospections minières par les méthodes géophysiques. 1932.
26. S. VALENTINER und G. BECKER. Suszeptibilität und elektrische Leitfähigkeit von Kupfer-Mangan-Legierungen. *Zeitschrift für Physik.* 80, p. 735, 1933.
27. G. GRENET. La théorie des poudres ferromagnétiques et la susceptibilité magnétique des roches. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 197, 1933, II. p. 746.
28. G. JOURÀVSKY. P. CHARCZENKO et G. CHOUBERT. Sur la susceptibilité magnétique de quelques roches éruptives basiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 177, 1933, II, p. 522
29. P. CHARCZENKO. Mesures de la susceptibilité magnétique de quelques minéraux et de quelques roches basiques. *Ann. de l'Inst. de Phys. du Globe*, Tome XII, Paris. 1934, p. 76.
30. J. G. KOENIGSBERGER. Magnetische Eigenschaften der ferromagnetischen Mineralien in den Gesteinen. *Beitr. z. angew. Geophys.* B. 4, H. 3, 1934.
31. EMILE THELLIER. Appareil d'induction pour la mesure des faibles moments magnétiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 200, 1935, p. 736.
32. J. G. KOENIGSBERGER. Natural residual magnetism of eruptive rocks. *Te r. Magnetism.* Vol. 43, 119, 1938.
33. YOSIO KATÔ. Magnetic properties of the cocks constituting the earth's crust. *The science reports of the Tôhoku imperial University.* Vol. 27, p. 91—100, 1939.
34. B. MARSCH und H. J. SCHOENE. Ein Beitrag zur Messung magnetischer Suszeptibilitäten. *Beitr. z. angew. Geophysik.* B. 8, p. 195—200, 1940.
35. TZU-CHANG-WANG (China). Eine einfache Methode zur Bestimmung der magnetischen Suszeptibilitäten von Gesteinen in schwachen Feldern. *Zeitschr. f. Geophysik.* XVI, p. 160—180.
36. KURT PUZICHA. Der Magnetismus der Gesteine als Funktion ihres Magnetitgehaltes. *Beitr. z. angew. Geophysik.* B. 9, H. 2, p. 158—186, 1941.
37. HANS HAALCK. Der Gesteinsmagnetismus. Leipzig, 1942.
38. F. RETTIG. Über den Einfluss termischer Behandlung auf die magnetischen Eigenschaften von Magnetiten. *Gerlands Beiträge zur angew. Geophysik.* B. 10, p. 203 şi 225, 1943.
39. K. KÁNTÁS. Bestimmung magnetischer Suszeptibilität von Gesteinen im elektrischen Schwingungskreis. *Publications of the Department of Mining and Metallurgy, Sopron-Ungarn*, 1943, Vol. XV, p. 265—282.
40. M. RÖSSIGER. Suszeptibilität. *Taschenbuch der angewandten Geophysik.* Herausgegeben von R. v. Zwerger, Leipzig, 1943, p. 79—94.
41. R. C. HYSLOP. A field method for determining the magnetic susceptibility of rocks. *Geophysics.* 1945, Vol. 164, p. 242.
42. R. G. PATERSON. Determination of magnetic susceptibilities of rocks in situ. *Geophysics.* 1945, Vol. 164, 247.
43. STURE WERNER. Determinations of the magnetic susceptibility of ores and rocks from swedish iron deposits. Stockholm, 1945.

Institutul Geologic al României

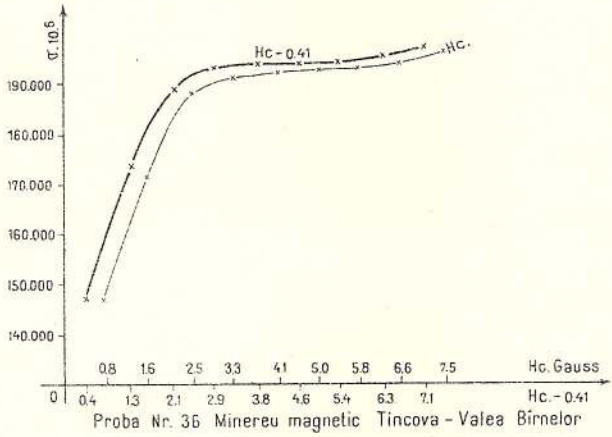
SUSCEPTIBILITATEA MAGNETICĂ (σ.10.6), ÎN FUNCȚIE DE CÎMPUL MAGNETIZANT



Proba Nr. 1 Magnetită cristalizată Poiana-Ruscă



Proba Nr. 5 Minereu magnetic-Oravița

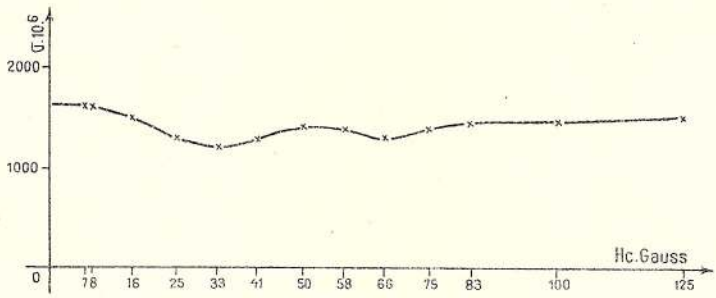


Proba Nr. 36 Minereu magnetic Tincova - Valea Bîrnelor

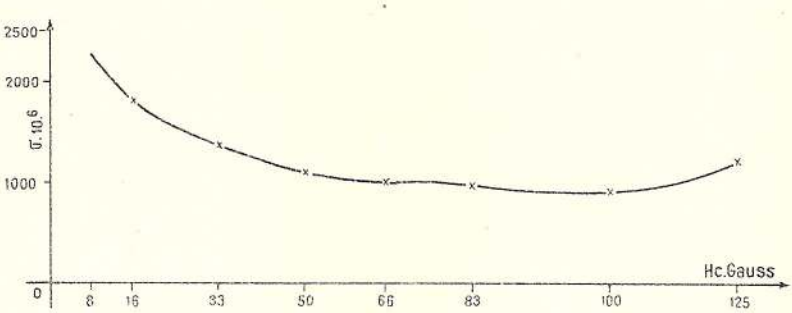
Imprim.atel.Comit.Geologic

Institutul Geologic al României

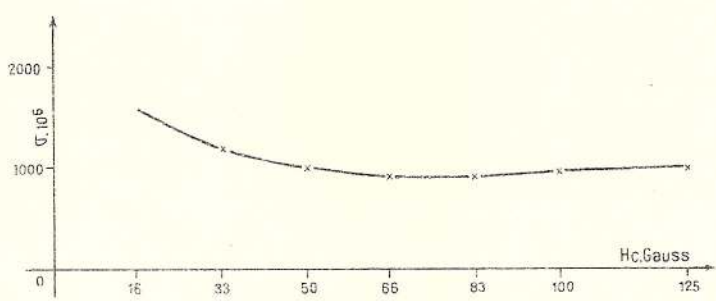
SUSCEPTIBILITATEA MAGNETICĂ (σ.10.6), ÎN FUNCȚIE DE CÎMPUL MAGNETIZANT



Proba Nr. 3 Tuf andezitic - Punte - Cașin



Proba Nr. 30 Tuf andezitic - Piscul - Neteda - Cîmpuri

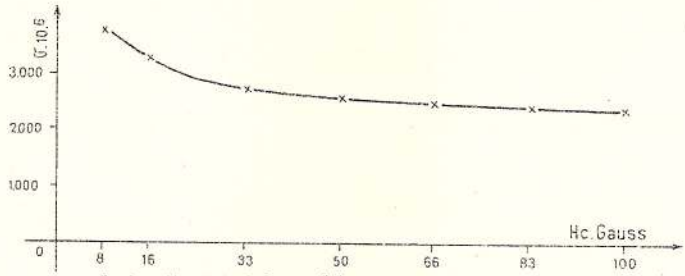


Proba Nr. 31 Tuf andezitic – Piriul Curița

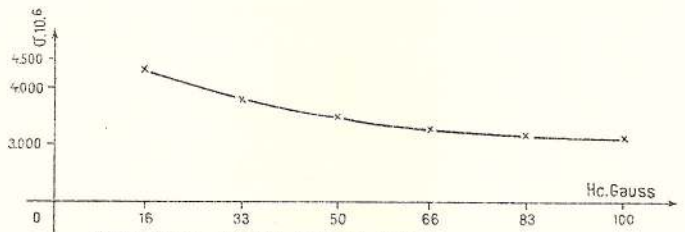
Imprim. atel. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

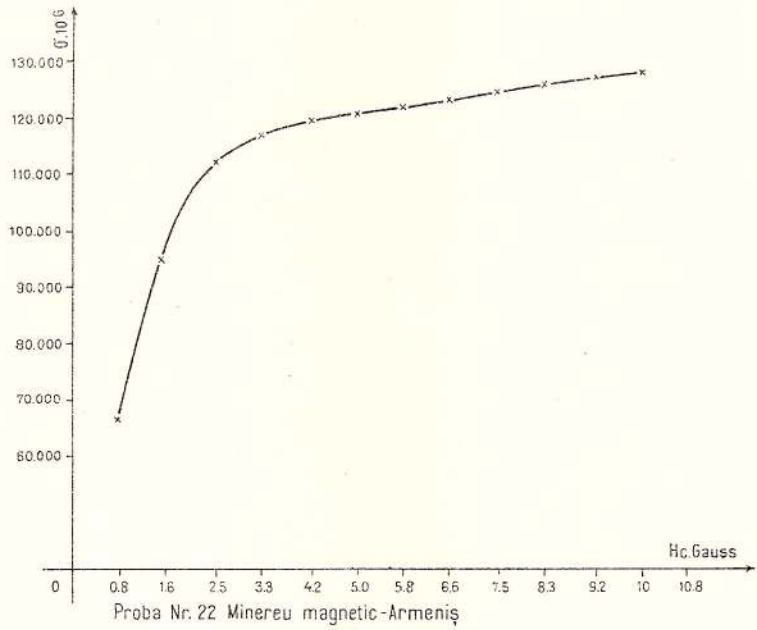
SUSCEPTIBILITATEA MAGNETICĂ ($\mathfrak{C}.10^6$), ÎN FUNCȚIE DE CÎMPUL MAGNETIZANT



Proba Nr. 14 Melafir V. Hălălișului



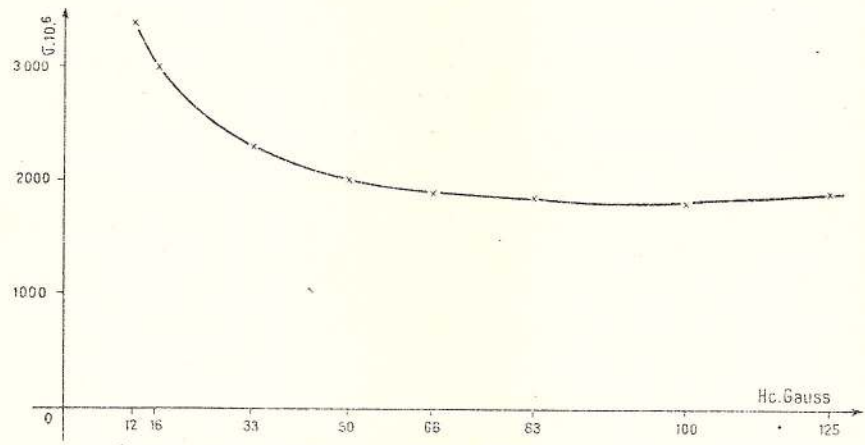
Proba Nr. 17 Diabaz - Vărădia - Arad



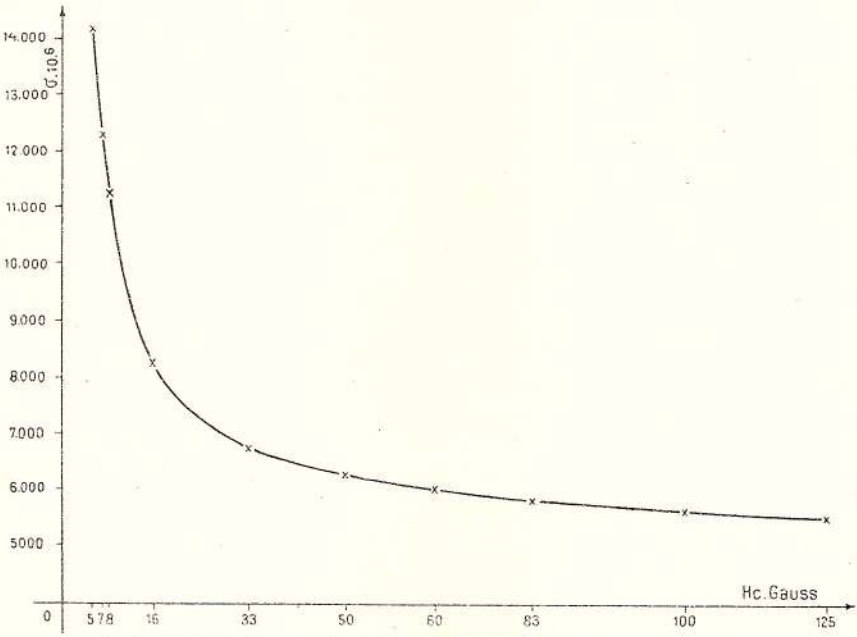
Proba Nr. 22 Minereu magnetic - Armeniș

Institutul Geologic al României

SUSCEPTIBILITATEA MAGNETICĂ ($\mathcal{C}.10^6$), ÎN FUNCȚIE DE CÎMPUL MAGNETIZANT

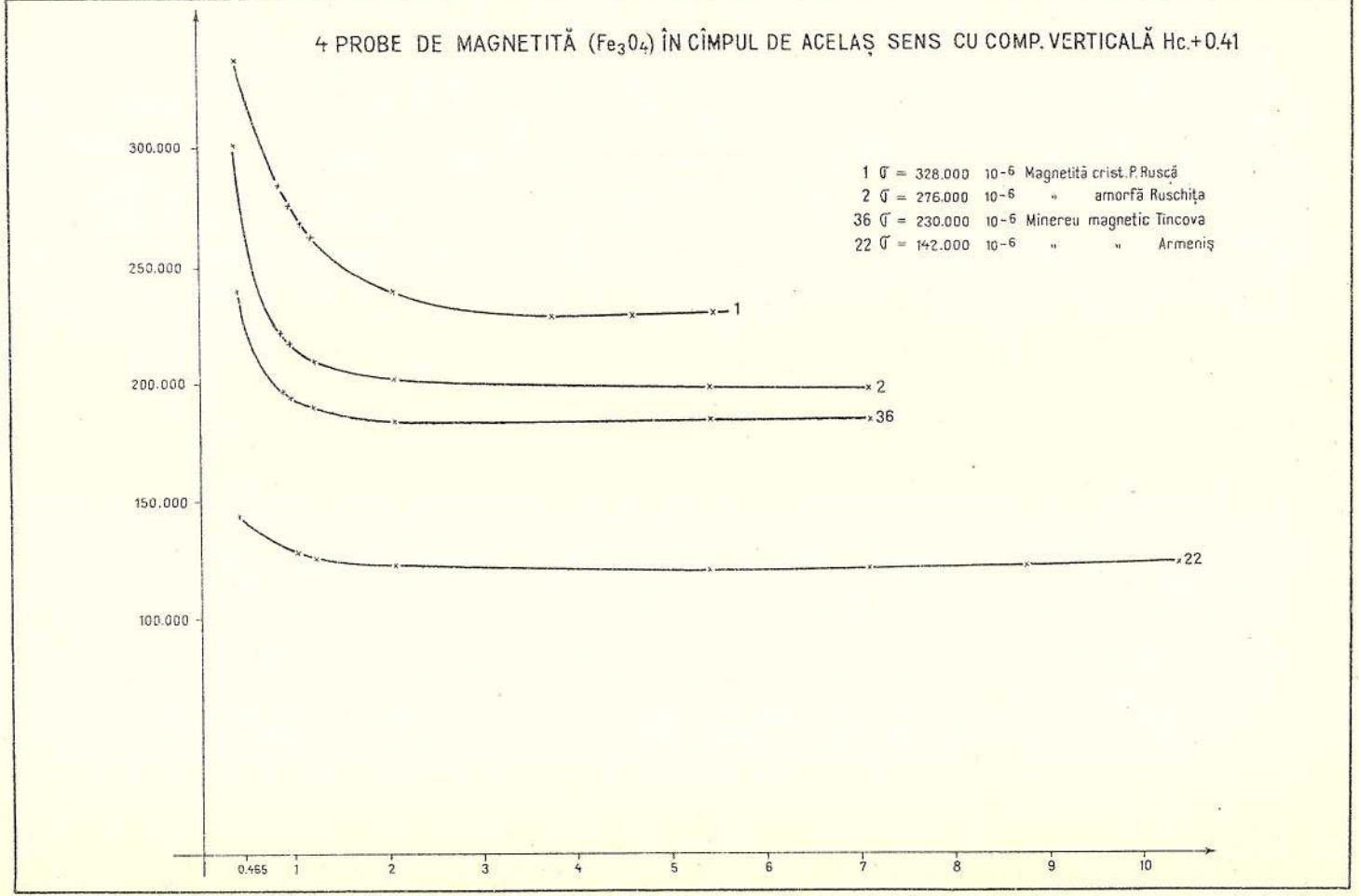


Proba Nr. 296 Camptonit P. Vulcănița - Brașov



Proba Nr. 456 Camptonit - Poiana Mărului - Brașov

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

STUDIUL PETROGRAFIC AL CARBUNILOR DIN BAZINUL VAII JIULUI, CU PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA CĂRBUNILOR DIN REGIUNEA URICANI – CÎMPUL LUI NEAG

DE

ING. ION MATEESCU

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	126
Considerațiuni generale asupra geologiei Bazinului Văii Jiului	127
Stratigrafia bazinului	127
Orizontul inferior	127
Orizontul mediu (productiv)	128
Orizontul superior	128
Tectonica bazinului	129
Condițiile de formare a stratelor de cărbuni	130
Stratele de cărbuni	131
I. Studiul petrografic general al cărbunilor din Bazinul Văii Jiului	132
A) Colectarea probelor	132
B) Studiul macroscopic	132
1. Cărbunele	132
2. Șistul cărbunos	135
C) Studiul microscopic	135
a) Vitritul	136
b) Duritul	138
c) Claritul	139
d) Corpurile bituminoase	140
e) Fuzitul	143
f) Componenții minerali	145
D) Studiul cantitativ-petrografic	148
E) Concluzii	149
II. Studiul petrografic al cărbunilor din regiunea Uricani – Cîmpul lui Neag	151
A) Plantele fosile din regiunea Uricani	151

Institutul Geologic al României

B) Colectarea probelor 157
1. Probe de cărbune colectate în regiunea Uricani 157
2. Probe de cărbune colectate în regiunea Cîmpul lui Neag 157
C) Studiul macroscopic 158
D) Studiul microscopic 159
a) Vitritul 159
b) Duritul 161
c) Claritul 163
d) Corpurile bituminoase 163
e) Fuzitul 170
f) Componenții minerali 172
E) Alcătuirea petrografică a stratelor de cărbune din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag 173
1. Stratele din regiunea Uricani 173
a) Stratul nr. 3, galeria de explorare nr. 17 173
b) Stratul nr. 4, mina Uricani, galeria nr. 1, între suitorul 7 și 8 . . 176
c) Stratele nr. 8 și 9, galeria de explorare nr. 22 177
d) Stratul de cărbune din complexul superior, galeria de explorare nr. 21, Uricani 179
2. Stratele din regiunea Cîmpul lui Neag 181
a) Stratul nr. 3, galeria nr. 40, Cîmpul lui Neag 181
b) Stratul nr. 13 (sau nr. 5 ?), galeria nr. 41, Cîmpul lui Neag . . 182
F) Studiul cantitativ-petrografic 185
G) Stadiul de incarbonizare al cărbunilor din Valea Jiului, stabilit pe baza rezultatelor cercetărilor petrografice 187
a) Fuzitul 187
b) Vitritul 187
c) Claritul 187
d) Duritul 187
III. Concluzii 190
Bibliografie 196
Planșa I—XXXVI 196

INTRODUCERE

Prezentul studiu petrografic al cărbunilor din Bazinul Văii Jiului [1]) este alcătuit din două părți.

Prima parte reprezintă un studiu petrografic general, executat pe baza cercetării probelor de cărbune colectate în anul 1949, de la toate minele în funcțiune în acel an. Acest studiu nu a putut fi extins atunci și asupra cărbunilor din partea vestică a bazinului, adică în regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag, astfel că o asemenea completare era necesară.

Partea a doua se referă la cărbunii din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag și studiul acestor cărbuni s-a făcut pe baza probelor colectate în anul 1951.

[1]) Comunicat la Comitetul Geologic, în ședințele din 4 aprile 1950 și 11 aprilie 1952.

Institutul Geologic al României

Cunoașterea cît mai amănunțită a alcătuirii cărbunelui din Bazinul Văii Jiului este necesară dată fiind importanța deosebită a acestui cărbune. În acest scop a fost nevoie de precizarea alcătuirii sale petrografice, adică stabilirea componenților cărbunelui, precum și modul în care acești componenți iau parte calitativ și cantitativ la alcătuirea sa. De asemenea a mai fost nevoie să se stabilească eventuale variațiuni ale alcătuirii cărbunelui în cuprinsul bazinului și de la strat la strat.

CONSIDERAȚIUNI GENERALE ASUPRA GEOLOGIEI BAZINULUI VĂII JIULUI

Zăcămîntul de cărbuni din V. Jiului se situează în fruntea tuturor zăcămintelor de cărbuni din R.P.R., prin întinderea sa, rezervele cuprinse și posibilitățile de utilizare a cărbunelui. Este cunoscut și sub numele de Bazinul Petroșani, după numele celei mai importante localități.

Bazinul Văii Jiului este situat în partea de SW a Transilvaniei, unde formează un sinclinal de formă triunghiulară, alungit în direcția ENE—WSW, care urmează cursul celor două ramificații ale Jiului: Jiul Romînesc și Jiul Transilvan. Extremitatea estică a bazinului se află la localitatea Cimpa, iar cea vestică este situată la cîțiva km spre W de Cîmpul lui Neag.

Lanțurile de munți ce limitează bazinul sînt alcătuite din Munții Retezatul și Surianul la N și Munții Vulcanul și Parîngul la S. Fundamentul bazinului este constituit din șisturi cristaline și formațiuni mesozoice. Bazinul are lungimea de cca 40 km și lățimea variabilă între 2—9 km. Lățimea bazinului descrește de la E către W, maximum fiind atins în dreptul localității Petrila.

Depozitele ce formează Bazinul Văii Jiului aparțin Oligocenului și Miocenului.

STRATIGRAFIA BAZINULUI

Depozitele ce alcătuiesc bazinul pot fi împărțite în trei orizonturi:
Orizonul inferior (Grupa stratelor de culcuș),
Orizontul mediu (Grupa stratelor productive),
Orizontul superior (Grupa stratelor de acoperiș).

1. *Orizontul inferior* este alcătuit din conglomerate cu stratificație torențială, argile roșii lateritice, nisipuri și gresii vinete-verzui. El nu cuprinde fosile și nici strate de cărbuni. Întrucît culoarea roșie predomină, orizontul inferior mai poartă și numele de « orizontul roșu ».

Elementele componente ale conglomeratelor sînt grosolane, puțin rotunjite. Ele constau din bucăți mari de gnais, micașisturi și cuarț, provenite din remanierea șisturilor cristaline din regiune. Predominant este cuarțul, cel mai

Institutul Geologic al României

adeseori rulat, și numai la baza orizontului se întîlnesc și elemente colțuroase. În cele mai multe cazuri cimentul conglomeratelor îl formează o argilă roșie lateritică.

Grosimea medie a acestui orizont, acolo unde aflorează, este de cca 100 m, însă în regiunea Uricani poate ajunge la 170 m. În această regiune el apare la suprafață numai pe flancul sudic al bazinului.

2. *Orizontul mediu (productiv)* cuprinde stratele de cărbune. Acesta se caracterizează în general prin dispariția conglomeratelor. Din punct de vedere petrografic este alcătuit din alternanțe de gresii cenușii, argile, șisturi disodiliforme, marne bituminoase cu concrețiuni calcaroase sau cu sferosiderite. Coloratia roșie și verde, caracteristică orizontului inferior, dispare complet și cedează locul unei colorații cenușii și negricioase. Grosimea orizontului mediu (productiv) variază între 300—600 m. În regiunea Uricani el aflorează numai pe flancul sudic al bazinului. Din punct de vedere economic este orizontul ce mai important, deoarece cuprinde cca 25 strate de cărbuni.

Orizontul productiv conține multe resturi organice, faună și floră. Fauna este reprezentată prin numeroase specii de Lamellibranchiate și Gasteropode, dintre care se citează: *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* BROCC., *Cerithium (Potamides) plicatum* BRUG., *Mytilus heidingeri* HOERN., *Cytherea incrassata* SOW., *Cyrena semistriata* DESH., *Cyrena gigas* HOFM., *Melanopsis hantkeni* HOFM., *Turritella beyrichi* HOFM., etc. Tot în acest orizont s-au găsit schelete de Pești și solzi de *Meletta*, precum și *Antracotherium magnum*, care ar indica vîrsta oligocenă a acestui orizont.

În ceea ce privește resturile de plante fosile, ele sînt destul de frecvente. Studiul florei fosile din acest bazin a dus la concluzia că rolul cel mai important revine Angiospermelor, dintre care cele mai frecvente sînt Dicotiledonatele: *Laurus primigenia* UNG., *Cinnamomum lanceolatum* UNG., *Quercus Elaena* UNG., *Juglans Ungeri* HEER., *Ficus Aglajae* UNG., *Acer trilobatum* AL. BR. Dintre Monocotiledonate citățm pe *Smilax grandifolia* UNG. și *Sabal Haeringiana* UNG. În partea vestică a bazinului, anume în regiunea Uricani, sînt frecvente și Coniferele: *Taxodium distichum* RICH., *Sequoia Langsdorfi* BRGNT. și *Glyptostrobus Europaeus* BRGNT.

Dimensiunile mari ale frunzelor fosile de *Laurus primigenia* și *Cinnamomum lanceolatum*, întîlnite cel mai frecvent în acest bazin, ne arată condițiile climatice deosebit de favorabile de care s-a bucurat flora Văii Jiului.

Trebuie de asemenea menționat faptul că în stratele de cărbuni ale acestui bazin se păstrează deseori fragmente de trunchiuri de arbori și crengi destul de mari, incarbonizate sau mineralizate. La unele din acestea se pot observa cu ușurință rădăcinile arborilor, scoarța lor, inelele anilor, etc.

3. *Orizontul superior* este alcătuit dintr-o alternanță de bancuri puternice de conglomerate și gresii, separate prin intercalații de nisipuri și argile. Conglo-

Institutul Geologic al României

meratele nu sînt atît de grosolane ca cele din orizontul inferior. Spre deosebire de acestea, elementele lor, constituite din cuarț, sînt perfect rotunjite și de dimensiuni mai mici.

În regiunea Uricani orizontul superior apare la suprafață pe tot versantul nordic, continuîndu-se spre Cîmpul lui Neag și este singurul orizont care apare la suprafață pe acest flanc. El este transgresiv, luînd contact direct cu orizontul inferior, sau chiar cu fundamentul cristalin. Prin unele deranjări locale, pe flancul nordic orizontul superior vine, local, în contact direct cu fundamentul, în lungul unei linii tectonice, așa cum arată Gr. Răileanu.

Grosimea totală a orizontului superior variază între 300—500 m. În sondajul de la Livezeni nu s-a întîlnit în acest orizont decît un strat subțire de cărbune. La Uricani se pot număra în acest orizont pînă la trei, patru strate de cărbune, cu grosimi foarte reduse, constituite în cea mai mare parte din șisturi cărbunoase. În afară de cîteva resturi de plante, acest orizont, ca și cel inferior, este lipsit de fosile.

Spre E de Livezeni, pe V. Sălătrucului, la partea superioară a orizontului mijlociu, se individualizează, după Gr. Răileanu, un nivel grezos-conglomeratic, asociat cu marne și argile cu intercalații de cărbuni. Nivelul grezos-conglomeratic este bogat în Ostreide cu *Ostrea crassissima* Lamk., *Ostrea lamellosa* Brocc., *Ostrea digitalina*, etc. În nivelele marnoase și în apropierea stratelor de cărbuni, fauna capătă caracter salmastru *(Cyrena semistriata* Desh., *Mytilus heidingeri* Hoern., *Cerithium margaritaceum* Brocc., etc.).

În ceea ce privește orizontul superior conglomeratic al profilului, acesta este fosilifer pe V. Sălătrucului, cuprinzînd o faună miocenă cu *Pecten gigas* Schl., *Pectunculus pilosus* Lamk., *Venus multilamella* Lamk., *Mytilus heidingeri* Hoern., *Corbula gibba* Olliv., *Arca*, *Pholadomya*, *Turritella*, etc. După caracterele faunistice, Gr. Răileanu consideră că aceste depozite ar reprezenta Burdigalianul. Este de observat că acest etaj are o dispoziție transgresivă față de orizonturile precedente, așa cum se constată spre Uricani și Cîmpul lui Neag.

În Bazinul Văii Jiului a fost semnalată și prezența Tortonianului, indicată prin calcarele de tip Leitha, de la Iscroni.

TECTONICA BAZINULUI

Depozitele ce alcătuiesc Bazinul Văii Jiului sînt cutate și formează în linii mari un sinclinal situat peste Cristalinul getic. În extremitatea estică, între Petroșani și Livezeni, acest sinclinal este dublat de un anticlinal median, iar mai spre E depozitele bazinului sînt afectate de o cutare mai strînsă.

În general, înclinarea stratelor din flancul nordic este mai mare față de a celor din flancul sudic. În flancul nordic înclinarea ajunge pînă la 80°, dar nu este constantă, ci crește din partea vestică a bazinului către cea estică. În timp ce la Lupeni înclinarea stratelor nu depășește 35°, la Petrila ajunge la 70—

Institutul Geologic al României

80°. În flancul sudic înclinarea stratelor pare a fi mult mai mică, cu excepția regiunii Lupeni, unde înclinarea ajunge chiar pînă la verticală.

În regiunea Uricani se constată o asimetrie a flancului sudic față de flancul nordic. La N de Jiu, pînă la Cristalin, întregul flanc nordic este alcătuit numai din orizontul superior cu conglomerate, marne, argile. Orizontul inferior și cel mediu nu apar nicăieri pe flancul nordic al regiunii Uricani. Aceste orizonturi apar numai pe flancul sudic al regiunii.

CONDIȚIILE DE FORMARE A STRATELOR DE CĂRBUNI

Condițiuni prielnice pentru formarea stratelor de cărbune au existat numai în orizontul mediu (productiv).

Orizontul inferior, alcătuit din conglomerate roșii, lipsite de fosile marine și cu stratificație în bună parte torențială, s-a format printr-o largă contribuție a apelor curgătoare, care denudau malurile, alcătuite din șisturi cristaline și calcare. În această perioadă de timp domnea o climă caldă, ceea ce rezultă din prezența materialului lateritic de culoare roșie, care cimentează conglomeratele. Acesta s-a format ca terra rossa, pe uscat, și a fost apoi transportat de apele curgătoare în bazin. Este probabil că în această perioadă bazinul conținea apă dulce, invaziunea mării neavînd încă loc.

Odată cu începerea depunerii orizontului mediu (productiv) a avut loc o comunicare a bazinului cu marea. Alternanța frecventă care se observă în depozitele orizontului productiv ne permite să deosebim în timpul formării acestui orizont, numeroase mișcări de basculă, evidențiate prin alternanța de depozite grosiere și depozite pelitice. Dacă se ia în considerare cele 25 strate de cărbune care se întîlnesc în orizontul productiv, este cazul a se admite tot atîtea mișcări eustatice, cu scoborîri și ridicări ritmice.

Grosimea mare de peste 800 m, a depozitelor din Bazinul Văii Jiului, se poate ușor explica printr-o scufundare lentă, care însă nu s-a făcut cu aceeași intensitate. Scufundările lente, concomitente cu dezvoltarea vegetației, au dus la formarea unor strate groase de cărbune. Întreruperea acestor mișcări lente prin altele bruște a dus la formarea unor strate de cărbune mai subțiri și la depunerea rocelor sterile cuprinse între stratele de cărbune.

După ce umplerea bazinului a fost făcută, el a fost sustras de sub influența mării, cu care a pierdut orice legătură. Stratele lui au fost puternic cutate prin jocul și presiunea masivelor cristaline care mărginesc bazinul.

Presiunea tectonică și temperatura corespunzătoare au jucat un rol important în procesul de incarbonizare, acționînd însă deosebit în cuprinsul bazinului. Cărbunele aceluiași strat este de calitate din ce în ce mai bună, cu cît mergem de la E către W, unde, după cum rezultă din tectonica bazinului, presiunile laterale s-au exercitat cu o intensitate mai mare. Calitatea cărbunelui se schimbă, îmbunătățindu-se simțitor cu cît mergem către vestul bazinului, astfel încît

Institutul Geologic al României

în regiunea Lupeni — Uricani, cărbunele poate fi considerat o huilă, în timp ce în estul bazinului prezintă caracteristicile unui cărbune brun superior.

Zăcămîntul de cărbuni din V. Jiului este alcătuit din cărbuni humici. Depozite de cărbuni sapropelici nu au fost găsite în acest zăcămînt.

Condițiunile în care a avut loc formarea zăcămîntului de cărbuni din V. Jiului pot fi rezumate astfel:

1. Zăcămîntul din V. Jiului este un zăcămînt autohton; vegetația care a dat naștere cărbunelui a trăit în locul unde găsim astăzi cărbunele. În sprijinul acestei concluzii citäm întinderea mare a suprafeței ocupată de stratele de cărbune, buna păstrare a resturilor de plante în acoperișul acestor strate, precum și uniformitatea și puritatea multora dintre stratele de cărbune.

2. Zăcămîntul de cărbuni din V. Jiului este un zăcămînt paralic. Formarea lui s-a făcut în apropierea mării. Existența unei mări apropiate a provocat o climă mai umedă și mai dulce, care a permis dezvoltarea unei vegetații abundente.

3. Acest zăcămînt s-a format într-o regiune afectată de scufundări lente. Grosimea mare a depozitelor respective nu s-ar putea explica decît printr-o scufundare lentă. Aceeași scufundare explică numărul mare de strate de cărbuni din acest bazin, pentru care trebuie să admitem tot atîtea cicluri de sedimentare, cu scoborîri și stațiuni ritmice. Stratele groase de cărbune din V. Jiului sînt rezultatul unei scufundări lente a regiunii în care s-au depus, scufundare care s-a făcut concomitent cu dezvoltarea unei vegetații abundente.

4. Zăcămîntul de cărbuni din V. Jiului a fost puternic cutat prin jocul și presiunea masivelor cristaline care mărginesc bazinul. Presiunea tectonică și temperatura corespunzătoare au jucat un rol important în procesul de incarbonizare, acționînd însă deosebit în diferitele părți ale bazinului.

5. Zăcămîntul de cărbuni din Bazinul Văii Jiului este alcătuit din cărbuni humici. Calitatea cărbunelui se schimbă, îmbunătățindu-se pe măsură ce mergem către vestul bazinului, astfel încît în regiunea Lupeni—Uricani, cărbunele poate fi considerat o huilă, în timp ce în estul bazinului prezintă caracteristicile unui cărbune brun superior.

STRATELE DE CĂRBUNI

Cele 25 strate de cărbune puse în evidență prin lucrările de explorare și exploatare au caracteristici deosebite, atît în ceea ce privește grosimea lor și a intercalațiilor sterile, cît și în ceea ce privește alcătuirea culcușului și acoperișului. Numerotarea lor se face de jos în sus.

Stratele nr. 0, 1 și 2 sînt cele mai adînci.

Stratul nr. 3 este numit și stratul principal. Acest strat se întinde în cuprinsul întregului bazin și prezintă multe neregularități în grosimea lui: îngroșări, gîtuiri, subțieri, apofize, ramificații, dispariții, etc. În aceste neregularități se oglindesc puternicele mișcări la care a fost supusă masa cărbunoasă a stratului,

Institutul Geologic al României

în urma presiunilor suferite. În unele puncte intercalațiile sterile sînt mai frecvente către culcușul stratului și alcătuiesc așa numitul « culcuș fals ». Printre intercalațiile sterile ale stratului nr. 3 trebuie citate și sferosideritele.

Stratul nr. 4 este în general un strat curat și numai în unele zone prezintă o intercalație mai pronunțată de steril, aproape de culcuș.

Stratul nr. 5 constituie un al doilea strat important. În partea sa dinspre acoperiș cuprinde un strat subțire de cărbune, cunoscut sub numele de « Paprica », de care este despărțit printr-o intercalație sterilă, alcătuită din șisturi marnoase fosilifere. Numele de « Paprica » se referă la inflamabilitatea excepțional de pronunțată a acestui strat.

Stratul nr. 6 are un culcuș foarte friabil, ce se desface odată cu cărbunele.

Stratul nr. 7 conține un cărbune prăfos și uscat.

Stratele nr. 8 și 9 sînt separate între ele printr-o intercalație sterilă, formată dintr-o gresie fină, neagră, cu urme slabe de cărbune, ce se sparge în plăci.

Stratul nr. 13 urmează ca importanță imediat după stratul nr. 5. Acoperișul este format din marnă calcaroasă, iar culcușul din marne negre, tari. Dintre toate stratele bazinului, stratul nr. 13 conține cărbunele cel mai curat.

Stratul nr. 14 conține un cărbune foarte dur.

Stratul nr. 15 este împărțit în două bancuri printr-o intercalație de șist friabil. Cărbunele acestui strat este foarte curat, către acoperiș se sparge în blocuri pismatice, cu suprafețe de desfacere lucioase, iar către culcuș este sfărîmicios.

Stratul nr. 17 conține în unele locuri un cărbune foarte tare.

Stratul nr. 18 cuprinde două intercalații sterile. Cărbunele conține mult carbonat de calciu sub formă de pelicule fine.

Stratele ce urmează stratului nr. 18 sînt strate subțiri.

I. STUDIUL PETROGRAFIC GENERAL AL CĂRBUNILOR DIN BAZINUL VĂII JIULUI

A) COLECTAREA PROBELOR

În tabelul 1 s-au arătat minele și stratele de cărbune din care au fost colectate probele necesare executării unui studiu general petrografic asupra cărbunilor din Bazinul Văii Jiului. Tot în acest tabel sînt redate caracteristicile componenților petrografici ai fiecărui strat de cărbune.

B) STUDIUL MACROSCOPIC

1. CĂRBUNELE

Cărbunele din V. Jiului are o alcătuire compactă și omogenă, o culoare neagră și un luciu puternic, asemănător smoalei. Spărtura este neregulată sau concoidală și pe placa de porțelan lasă o urmă de culoare negru-brună. Praful

Institutul Geologic al României

fin al acestui cărbune are de asemenea culoarea negru-brună. În general, cărbunele este tare, compact. Prin lucrările de extracție el se desface de obicei în blocuri mari sau mici, praful fiind în cantitate redusă. Blocurile cele mai mari sînt acele care cuprind mugle feroase și acestea trebuie alese și îndepărtate cu grijă, putînd produce deteriorări serioase instalațiilor de spălare și sortare.

Exemplu de cărbune foarte dur îl oferă stratul nr. 14. La mina Aninoasa stratele nr. 13 și 15 prezintă un cărbune care spre culcuș este foarte moale în timp ce spre acoperiș este foarte dur. La stratul nr. 15 cărbunele se sparge în blocuri prismatice.

Dacă examinăm cu multă atenție cărbunele din V. Jiului, observăm cu ochiul liber unele deosebiri în înfățișarea sa, care diferențiază cărbunele din partea estică, de cel din partea vestică a bazinului.

Astfel, la unele din probele luate de la minele Lonea și Petrila se pot observa cu ochiul liber urme foarte slabe ale structurii lemnoase, reprezentată prin inelele anilor. Asemenea slabe urme ale structurii lemnoase, vizibile numai cu multă atenție, pot fi observate în special la stratul principal, la probe luate fie din mijlocul stratului, fie din apropierea culcușului sau acoperișului.

Încercările de a deosebi cu ochiul liber urme de structuri lemnoase la probele de cărbune luate din partea vestică a bazinului au rămas fără rezultate. În schimb acest cărbune prezintă toate semnele ce evidențiază exercitarea unei puternice presiuni.

Astfel, în special la Uricani și Lupeni, cărbunele prezintă o mulțime de crăpături care păstrează aceeași direcție, precum și suprafețe de alunecare sau « oglinzi de frecare », adică suprafețe care au devenit netede și lucioase datorită mișcării și frecării cărbunelui. Atît structura cu crăpături dispuse regulat cît și suprafețele de alunecare sînt indicii pentru o puternică solicitare tectonică.

Tot un astfel de indiciu îl constituie pentru partea vestică structura oculară. Se observă deseori pe suprafața cărbunelui o mulțime de discuri bine conturate, rotunde ca un cerc sau eliptice, în atingere unele cu altele sau izolate, așezate totdeauna pe suprafețe paralele. Fețele netede și lucioase ale acestor cercuri reflectă lumina ca niște mici oglinzi. La un asemenea « ochi de cărbune » se observă un punct central, în jurul căruia sînt dispuse concentric o mulțime de zone rotunde sau eliptice. Din punctul central pornesc spre exterior striațiuni radiale, care, către margini, devin mai vizibile.

Suprafețele în care se găsesc acești « ochi » sînt de obicei perpendiculare pe stratificație. « Ochii » sînt rareori liberi, cel mai adeseori sînt acoperiți cu o pătură subțire de substanță minerală — în special carbonat de calciu sau carbonat de fer — depusă după formarea lor.

Aceste structuri oculare nu au nimic comun cu structura celulară a plantelor de odinioară. Ele se întîlnesc de obicei la cărbunii omogeni, trebuie atribuite presiunii și nu reprezintă altceva decît suprafețe curioase de desfacere

Institutul Geologic al României

sau rupere, ale cărbunelui. Suprafețele acestor « ochi de cărbune » sînt întotdeauna perpendiculare pe direcția din care s-a exercitat presiunea.

Fig. 1 (Pl. VIII) ne arată, la mărime naturală, o bucată de cărbune cu o suprafață de desfacere pe care se observă « ochi de cărbune ».

Fig. 2 (Pl. VIII) ne prezintă o bucată de cărbune la care se observă spărtura concoidală.

Este de menționat faptul că pînă în prezent nu au fost găsite în zăcămîntul din V. Jiului formele curioase numite « mugle de cărbune », adică bucăți mari de cărbune, rotunde aproape ca o sferă, sau lunguiețe și înglobate în masa stratificată a cărbunelui, astfel cum s-au găsit în unele bazine cu cărbuni, în special la Fünfkirchen în Ungaria.

Cărbunele din V. Jiului prezintă o stratificație clară, născută din alternanța unor benzi de cărbune care au un luciu puternic, cu alte benzi al căror luciu este mai slab și în fine cu altele care sînt mate. Spre deosebire de alți cărbuni, cel din V. Jiului nu se desface ușor după suprafețele de stratificație, ci mai mult după crăpăturile existente în masa lui.

Benzile de cărbune cu un luciu puternic sînt cel mai bine dezvoltate. Ele sînt cele mai groase, au o lungime mare pe direcția stratului și oferă aspectul smoalei. Acestea sînt benzile de vitrit și ele constituie în cea mai mare parte cărbunele din V. Jiului.

Vitritul este casant, prezintă spărtură concoidală și luciu puternic. Acolo unde benzile de vitrit conțin amestecuri mai mari de substanță minerală ele pierd în parte luciul puternic și spărtura concoidală.

Caracteristic pentru unele din benzile de vitrit este un sistem de crăpături paralele între ele și perpendiculare pe stratificație. De obicei aceste crăpături sînt întretăiate de altele, care nu păstrează o direcție constantă, nici între ele, nici față de primele. În benzile de vitrit străbătute de asemenea crăpături dispare spărtura concoidală și vitritul se sfarmă în bucăți prismatice, urmînd aceste crăpături. Crăpăturile descrise sînt goale sau pline cu substanțe minerale, în special carbonat de calciu.

Porțiunile de cărbune la care luciul devine mai slab și spărtura concoidală mai ștearsă sînt alcătuite din clarit. Crăpăturile caracteristice vitritului nu se mai observă la acest component. Cărbunele devine semi-strălucitor.

Porțiunile de cărbune care își pierd aproape complet luciul și spărtura concoidală, devenind mate, sînt alcătuite din durit. Acest component contribuie într-o măsură mult mai redusă la alcătuirea stratelor de cărbune. Între benzile de clarit și durit nu există o limită clară. Ele pot trece treptat una în cealaltă.

Fuzitul nu ia parte la alcătuirea cărbunelui din Bazinul Văii Jiului, decît într-o proporție extrem de mică.

O ultimă categorie o formează benzile ce conțin amestecuri complexe de substanță minerală. Ele sînt lipsite complet de luciu și reprezintă intercalații de șist în stratul de cărbune. Existența lor scoate mai mult în evidență stratificația cărbunelui.

Institutul Geologic al României

2. ȘISTUL CĂRBUNOS

După modul de prezentare putem deosebi două varietăți: șist cărbunos striat și șist cărbunos cu suprafețe lucioase.

Primul reprezintă o masă de cărbune care din cauza amestecurilor minerale a căpătat culoarea brun-închisă, din care ies în evidență benzi fine de cărbune lucios, ce dau întregii bucăți un luciu mătăsos. Cînd benzile lucioase devin foarte subțiri, atunci întreaga bucată capătă un luciu catifelat.

Limita dintre cărbune și șistul cărbunos striat este relativ clară. Sînt însă și cazuri cînd trecerea se face treptat. Caracteristica esențială a șistului cărbunos striat este stratificația sa desăvîrșită.

Deosebirea de duritate dintre cărbunele sfărîmicios al benzilor subțiri și dintre substanța anorganică, atrage după sine o desfacere ușoară după benzile de cărbune. La sfărîmare el crapă întotdeauna după aceste benzi.

Șistul cărbunos cu suprafețe lucioase corespunde în totul ca alcătuire primului, este însă mai moale decît cel striat și are o mare înclinare pentru formarea de oglinzi de frecare. Fiind străbătut de astfel de suprafețe lustruite, el are o rezistență mică, putîndu-se sfărîma în mînă. Printr-o astfel de sfărîmare el se desface în bucăți mici, care la rîndul lor prezintă de asemenea suprafețe mai mult sau mai puțin lucioase. Culoarea cenușie sau neagră și luciul mai puternic sau slab, variază după cantitatea și calitatea substanței cărbunoase.

Deosebirile între cele două varietăți de șisturi sînt de ordin secundar.

Dacă pentru formarea unui strat de cărbune trebuie să admitem o stare de liniște sau cel puțin o încetinire a scufundării stratelor respective, iar pentru formarea rocelor vecine o scufundare mai accentuată, formarea șistului cărbunos marchează începutul unei schimbări. Ea arată începutul sau sfîrșitul formării cărbunelui, sau, dacă se află în interiorul stratului de cărbune, indică o inundare a acestuia. O schimbare bruscă se manifestă printr-o separare bruscă între cărbune și șistul cărbunos, în timp ce o schimbare lentă dă loc unei treceri treptate.

C) STUDIUL MICROSCOPIC

Studiul microscopic al cărbunelui din V. Jiului s-a făcut utilizîndu-se metoda suprafețelor lustruite, completată cu aceea a secțiunilor subțiri. Metoda suprafețelor lustruite permite examinarea în lumină reflectată a unui mare număr de probe colectate din stratele de cărbune. În unele cazuri, pentru consolidarea cărbunilor slabi, a fost nevoie de impregnarea lor cu parafină.

Bucata de cărbune pe care dorim a o cerceta la microscop este șlefuită pe una din suprafețe, perpendicular sau paralel cu stratificația, pînă ce devine plană. Șlefuirea se face cu carborundum din ce în ce mai fin, pînă ce suprafața cărbunelui nu mai prezintă nici cea mai fină sgîrietură.

Urmează lustruirea suprafeței cărbunelui cu ajutorul unui postav, fixat pe un disc metalic rotativ, pe care se lasă să picure oxid de aluminiu hidratat. Prin

Institutul Geologic al României

această operație suprafața cărbunelui capătă un luciu puternic, devenind o adevărată oglindă ce reflectă lumina microscopului. În același timp suprafața cărbunelui capătă și un fin relief deoarece componenții cărbunelui, datorită unor durități diferite, formează ridicături sau adînciturі.

Pe această cale s-au executat 412 suprafețe lustruite, repartizate astfel:

Mina Lonea	60
» Petrila	121
» Aninoasa	75
» Lupeni	131
» Uricani	25

Unele din suprafețele lustruite au fost cercetate și în imersiune cu ulei. Menționăm că pentru regiunea Uricani probele ce s-au putut colecta în anul 1949, sînt în număr redus și ele au servit numai pentru studiul general petrografic al cărbunelui din acest bazin. În partea a doua a acestui studiu vom insista amănunțit asupra colectării probelor în regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag și asupra rezultatelor obținute.

Vom descrie componenții petrografici ai cărbunelui în ordinea următoare: vitritul, duritul, claritul, componenții minerali.

a) VITRITUL

Am arătat la descrierea macroscopică a cărbunelui că vitritul alcătuiește în stratul de cărbune, benzi alungite sau lentile, cu un luciu puternic asemănător smoalei.

În studiul microscopic al suprafețelor lustruite vitritul arată o suprafață netedă, lucitoare, lipsită în general de structură lemnoasă. Totuși, la unele probe se poate observa structura lemnoasă chiar fără grosismente prea puternice, mai ales acolo unde vitritul este curat și lipsit de pirită sau alte impurități minerale. Această urmă de structură lemnoasă ne arată că, în general, lemnul este materialul din care s-a format vitritul. Materialul lemnos a avut cîndva o stare plastică, în care spațiile celulare au fost umplute cu humus coloidal, lemnul fiind transformat astfel într-o masă omogenă, vitritul.

Vitritul care păstrează urme de structură celulară poartă numele de t e l i n i t, iar acel vitrit la care structura celulară a dispărut, poartă numele de c o l l i n i t. Substanța din care este alcătuit vitritul se chiamă v i t r i n i t. Tot din vitrinit constă și masa de bază humoasă, transparentă în secțiuni subțiri, care intră în alcătuirea claritului și durităului acestor cărbuni.

Cînd vitritul prezintă structură lemnoasă și secțiunea studiată este paralelă cu fibrele lemnului, el capătă un aspect striat. Adesea acest aspect este provocat de șiruri de granule de rășină. Printre traheidele lemnoase, apar celulele parenchimului cu rășină, în care granulele de rășină, de formă rotundă, păstrează situația lor anatomică în lemnul din care provin.

Institutul Geologic al României

La vitrit se pot observa și inelele anilor. Formarea acestor inele de creștere are loc mai ales începînd cu Terțiarul. Ele constă dintr-o alternanță de celule de anotimp ploios, cu celule mari și pereți subțiri, și din celule de anotimp uscat, cu celule mici și pereți puternic dezvoltați.

Cu oarecare atențiune observăm că structura lemnoasă a vitritului se păstrează în special la probele de cărbune luate de la minele din estul bazinului. În vestul bazinului structura lemnoasă a vitritului se poate observa mult mai greu și în unele locuri dispare aproape cu desăvîrșire. Astfel, fig. 1 (Pl. IX) ne arată structură lemnoasă într-un vitrit de la mina Jieț-Lonea, la care se pot vedea granule rotunde de rășină, care au păstrat situația lor anatomică în lemnul din care provin.

Fig. 2 (Pl. IX) ne arată inelele anilor în vitrit, la mina Petrila, stratul nr. 3.

Fig. 3 (Pl. IX) înfățișează vitrit cu urme slabe ale inelelor anului, precum și o mulțime de crăpături fine ce păstrează o orientare constantă, la mina Lupeni, stratul nr. 18.

În vitrit se pot observa uneori porțiuni întregi, alcătuite din celule îmbibate cu soluții minerale. În unele zone pereții celulelor nu se mai pot vedea, fiind rupți de către soluțiile minerale. În altele, pereții celulelor se pot observa cu ușurință, însă au suferit deformări puternice, lumina celulelor fiind mult mărită. Fig. 1 (Pl. X) ne arată un vitrit în care se pot vedea celule lemnoase, îmbibate cu soluții minerale, la mina Petrila, stratul principal.

Fig. 2 și 3 (Pl. X) ne arată la mina Petrila, stratul nr. 5 « Paprica », celule lemnoase păstrate tot datorită impregnării cu soluții minerale, însă spațiile celulare sînt pline cu o substanță foarte asemănătoare vitritului, desigur substanța humică. Secțiunea reprezentată în fig. 2 (Pl. X) este o secțiune longitudinală, iar cea din fig. 3 (Pl. X) este transversală.

În fine, se pot vedea concrețiuni de carbonat de fer în vitrit, la mina Aninoasa, stratul nr. 9.

De multe ori suprafața vitritului apare presărată cu diferite corpuri străine, printre care menționăm scleroții de cele mai variate forme. Aceștia reprezintă spori de ciupercă și se păstrează în cărbune datorită substanței chitinoase din care sînt alcătuiți. Fig. 1 (Pl. XI) ne prezintă un vitrit fără structură celulară, cu o mulțime de scleroți monocelulari, la mina Lupeni, stratul nr. 3.

Tot în masa vitritului se pot observa componenți minerali, printre care pirita joacă un rol important. Aceasta apare în cantitate mare, fie sub formă de granule izolate, fie reunite sub formă de cuiburi.

Carbonatul de calciu apare de obicei pe crăpăturile fine, perpendiculare pe stratificație, care străbat vitritul. Aceste crăpături fine, cu o orientare constantă, se pot observa în cărbunii celor mai multe mine din V. Jiului. Ele sînt însă mai frecvente la cele din vestul bazinului, Lupeni și Uricani. Fig. 2 (Pl. XI) ne arată un vitrit cu crăpături fine, perpendiculare pe stratificație, la Uricani, stratul nr. 8.

Institutul Geologic al României

În secțiuni subțiri vitritul apare sub formă de benzi sau lentile de o culoare roșie, lăsînd să se observe crăpăturile fine perpendiculare pe stratificație. Formarea acestor crăpături se datorește la doi factori: pierderii de material, provocată prin transformarea progresivă a cărbunelui, și presiunii tectonice, exercitată asupra stratelor de cărbune.

Cele arătate cu privire la vitritul cărbunilor din V. Jiului se pot rezuma astfel:

În studiul microscopic vitritul acestor cărbuni lasă să se observe, la unele din probe, structura lemnoasă. Această structură se poate vedea mai frecvent la minele din estul bazinului și mai rar la cele din vestul bazinului.

La multe vitrite se poate vedea rășină în cantități importante.

Aceste constatări ne îndreptățesc a considera că în majoritatea cazurilor vitritul s-a format din lemn.

Dispariția structurii lemnoase la vitritul cărbunelui din vestul bazinului constituie unul dintre indiciile care ne arată că în această parte cărbunele a suferit un proces de incarbonizare mai înaintat decît cel din estul bazinului.

În partea vestică a bazinului vitritul prezintă crăpături fine, constant dirijate, într-o măsură mai mare decît în estul bazinului, datorită unei presiuni tectonice superioare.

b) DURITUL

Macroscopic duritul se prezintă în stratul de cărbune sub forma unor benzi alungite. Benzile de durit sînt mate și numai rareori capătă un luciu slab, cînd cuprind intercalații subțiri de vitrit. În suprafața lustruită duritul rămîne mai ridicat în comparație cu vitritul, ceea ce dovedește o duritate mai mare. De aci și numele de durit.

Acest component nu alcătuiește o masă unitară ca vitritul, ci reprezintă un agregat, format din două elemente. Primul reprezintă o masă de bază fără structură, în care sînt cuprinse și cimentate diferite corpuri care și-au putut păstra forma lor. Al doilea element al duritului este constituit tocmai din aceste resturi vegetale, în special cuticulele, sporii, scleroții, rășinile, care s-au păstrat datorită conținutului lor în substanțe ceroase, chitinoase, rășinoase.

Duritul cărbunelui din V. Jiului apare sub forma unor intercalații lentiliforme, care nu depășesc cîțiva centimetri grosime și se întîlnesc în special către culcușul unora dintre stratele de cărbune. Ele sînt în cantitate mult mai mică în comparație cu cele ce alcătuiesc vitritul și claritul.

Asemenea intercalații de durit au fost găsite la următoarele mine și strate:

Mina Petrila, stratele nr. 3, nr. 5 « Paprica » și nr. 7;

Mina Aninoasa, stratele nr. 5, 7, 9, 13 și 15;

Mina Lupeni, stratele nr. 13 și 18.

În studiul microscopic aceste intercalații de durit ne arată că sînt alcătuite aproape în întregime din resturi bituminoase, care numai greu pot fi identifi-

Institutul Geologic al României

cate ca formă. Relieful lor este foarte pronunțat. Majoritatea acestor corpuri bituminoase reprezintă cuticule, adică pătura exterioară a epidermei frunzelor și ramurilor verzi. Ele sînt atît de sfărîmate, presate și amestecate cu componenți minerali, încît nu pot fi identificate decît cu mare greutate. Tipul de durit existent în acești cărbuni este « duritul de cuticulă ».

În acest durit se găsesc spori într-o măsură foarte redusă. În schimb se întîlnesc porțiuni întregi alcătuite numai din scleroți, adică din spori de ciupercă.

Fig. 3 (Pl. XI) ne arată la mina Petrila, stratul nr. 5, un durit alcătuit din resturi bituminoase formate din cuticule, printre care se găsesc răspîndite și componente minerale. La mina Petrila, (mijlocul stratului nr. 7), s-a putut vedea un durit, la care corpurile bituminoase, prin tasarea lor, prezintă o clară stratificare, ce nu trebuie confundată cu o structură lemnoasă. Printre aceste corpuri bituminoase sînt intercalate și granule de carbonat de fer, de formă eliptică.

La mina Aninoasa, stratul nr. 7, se poate vedea un durit care arată o clară stratificație și numeroase granule de rășină.

În secțiuni paralele cu stratificația se pot observa de asemenea o mulțime de corpuri bituminoase. Ele nu mai pot fi determinate și sînt răspîndite fără nici o regulă. Printre acestea se pot deosebi uneori rețele celulare fine, umplute cu granule de rășină.

Un important element al duritului, anume substanța opacă, lipsește aproape cu desăvîrșire la duritul acestui cărbune. Într-un durit de la mina Lonea, lentila 3 « Defor », stratul nr. 5, s-au putut observa cantități infime de substanță opacă. Aceasta se prezintă sub forma unor mici fragmente asemănătoare fuzitului, răspîndite fin în masa duritului.

Studiul microscopic ne arată deseori treceri gradate de la durit la clarit.

În secțiuni subțiri duritul apare format dintr-o masă de bază transparentă, de culoare roșiatică, în care sînt cuprinse o mulțime de fragmente de cuticule a căror culoare este galbenă ca lămîia. La unele din ele se observă bine țesutul interior. Tot în masa de bază sînt cuprinse concrețiuni de carbonat de fer, de dimensiuni microscopice.

În concluzie rezultă că la cărbunele din V. Jiului nu există un durit tipic, deoarece masa de bază nu este opacă. Denumirea de durit s-a dat numai ținînd seama de raportul dintre masa de bază humoasă și corpurile bituminoase, ultimele fiind în majoritate.

c) CLARITUL

Claritul este componentul care apare la cărbunele din V. Jiului în proporții mai mari decît duritul. El joacă un rol important, alături de vitrit, în alcătuirea stratelor de cărbune din acest bazin.

Claritul este alcătuit, ca și duritul, din masa de bază și elementele bituminoase. Aci însă ele sînt în raport invers, adică predomină masa de bază (vitrinit).

Institutul Geologic al României

Substanța humoasă domină asupra celorlalte părți componente, adică asupra corpurilor bituminoase (cuticule, spori, scleroți).

Masa de bază a claritului nu prezintă niciodată urme de structură lemnoasă. Componentele bituminoase constau mai ales din cuticule, rășini și scleroți mono- sau pluricelulari. Dintre toate acestea predomină cuticulele, de aceea tipul de clarit existent în cărbunii din V. Jiului este « claritul de cuticulă », cu predominarea masei de bază humoase. În majoritatea cazurilor cuticulele nu s-au păstrat în întregime; la unele se observă chiar și țesutul interior al frunzei, anume mesophylul care, de cele mai multe ori, este transformat în vitrit.

Fig. 1 (Pl. XII) ne arată un clarit de cuticule cu pereți subțiri, la Cîmpul lui Neag, galeria nr. 41, stratul nr. 13. Se pot observa de asemenea cuticule cu rășini în interiorul lor, care probabil reprezintă ace de conifere.

Fig. 2 (Pl. XII) ne înfățișează un clarit de cuticule, la stratul principal, mina Ștefan-Lupeni. Într-una din cuticule s-au acumulat granule de pirită primară.

Trebuie să menționăm că în foarte multe cazuri masa de bază se prezintă lipsită de corpuri bituminoase şi trebuie considerată ca un component aparte.

d) CORPURILE BITUMINOASE

În cele ce urmează vom descrie amănunțit corpurile bituminoase care se găsesc în vitritul, duritul și claritul cărbunilor din V. Jiului.

α) *Sporii.* Pentru cărbunii din V. Jiului este caracteristică lipsa aproape desăvîrșită a macro- și microsporilor, precum și a polenului. Lipsa sporilor se datorește proporției cu totul scăzută în care plantele cu spori (Pteridofitele) au luat parte la formarea acestui cărbune.

În cărbunii de vîrstă carboniferă sporii iau parte importantă la alcătuirea stratelor de cărbune și duritul acelor cărbuni este format în multe cazuri aproape numai din spori. În cărbunele de vîrstă liasică de la Anina numărul sporilor este foarte mic și prin forma lor grosolană indică o tendință de degenerescență. Lipsa sporilor în cărbunele din V. Jiului este deci o consecință a lipsei Pteridofitelor.

Puținele exemplare de spori găsite în cărbunii din V. Jiului reprezintă macrospori și apar întotdeauna în durit. Caracteristic este faptul că marginea lor exterioară prezintă uneori o mulțime de ondulații. Fig. 3 (Pl. XII) și fig. 1 şi 2 (Pl. XIII) reprezintă macrospori găsiți în durit la mina Petrila, stratul nr. 3 (aproape de culcuș). Sporii, odinioară rotunzi ca o sferă, sînt acum turtiți și se observă bine linia lor mediană. De asemenea se poate vedea clar marginea exterioară cutată, precum și o oarecare structură fină, prezentată de sporul însuși.

Caracteristic este faptul că dacă într-un punct al suprafeței lustruite pe care o cercetăm găsim un spor, cu oarecare atenție vom găsi și alte exemplare

Institutul Geologic al României

în vecinătatea acelui spor. Existența laolaltă a mai multor exemplare se explică desigur prin prezența în acel loc a unui sporange care găzduia sporii.

β) *Cuticulele.* Cuticulele reprezintă pătura exterioară a epidermei frunzelor, ramurilor verzi și fructelor, care se păstrează în cărbune datorită unui conținut în substanțe ceroase și chitinoase. Aceste cuticule protejează frunzele și ramurile verzi și le apără contra unei prea mari pierderi de apă în timp de secetă. Ele rezistă descompunerii și se păstrează uneori în cantități mari.

În suprafața lustruită perpendiculară pe stratificație, cuticulele apar ca niște benzi subțiri, lungi, a căror parte exterioară este complet netedă, în timp ce partea interioară este dințată, prezentînd aspectul dinților de fierăstrău.

Fig. 1 (Pl. XIV) ne arată la mina Aninoasa, stratul nr. 3, cuticule sub forma unor benzi alungite, la care se poate observa bine marginea interioară dințată. Cuticula reprezentată în fig. 2 (Pl. XII) este pătrunsă de granule de pirită. Uneori întreg mesophylul, adică țesutul interior al frunzei, este presărat cu granule de pirită.

Este demnă de relevat tendința granulelor de pirită de a înțovărăși cuticulele, întrucît aceasta explică conținutul mai mare în pirită al duritului față de ceilalți componenți.

În masa cărbunelui apar uneori porțiuni întregi, vizibile și cu ochiul liber, care la microscop arată a fi alcătuite din celule bituminoase. Într-un durit de la mina Petrila, stratul nr. 3, s-a putut observa o structură alcătuită din șiruri de celule dispuse radial. La un grosisment mai puternic această structură ne este înfățișată de fig. 2 (Pl. XIV), în care șirurile de celule apar clar. Structura s-a putut păstra în cărbune mulțumită impregnării cu substanțe bituminoase și reprezintă probabil o structură cuticulară. Asemenea structuri cuticulare, alcătuite din șiruri de celule dispuse radial, s-au putut vedea și la mina Lupeni, stratul nr. 3.

Fig. 1 (Pl. XV) ne arată o structură alcătuită din celule bituminoase într-un clarit de la mina Lupeni, stratul nr. 3. Putem vedea o rețea alcătuită din celule foarte fine, în care se găsesc răspîndite alte celule de dimensiuni mai mari. Este vorba aci de secțiuni transversale, în care, odată cu celelalte celule, au fost secționate și celulele parenchimului cu rășină. Acestea fiind umplute cu rășină ies în evidență față de restul celulelor.

Trebuie de asemenea menționat faptul că în multe cazuri interiorul celular al frunzelor nu se mai poate observa, fiind transformat în întregime în vitrit.

În ceea ce privește grosimea pereților putem observa unele cuticule cu pereți subțiri și altele cu pereți groși. În majoritatea cazurilor pereții lor sînt foarte subțiri. Grosimea pereților cuticulelor depinde de vîrsta frunzei sau stă în strînsă legătură cu condițiile de viață ale plantelor. Uscăciunea și răceala influențează asupra grosimii cuticulei. Diferitele feluri de plante au cuticule cu grosimi variabile. În secțiuni subțiri cuticulele se prezintă sub forma unor benzi subțiri de culoare galbenă ca lămîia.

Institutul Geologic al României

În concluzie rezultă că în cărbunele din V. Jiului s-au păstrat multe cuticule. Abundența lor se datorește preponderenței arborilor cu frunze la formarea acestui zăcămînt. Varietatea grosimii pereților cuticulei se explică mai ales prin condiții de viață diferite.

γ) *Rășina.* În cărbunele din V. Jiului există numeroase rășini. Ele au diverse aspecte. În stratul de cărbune sau în bucata de cărbune rășina nu poate fi observată cu ochiul liber, fiind răspîndită fin în masa cărbunelui.

Rășina se prezintă uneori sub formă de granule rotunde, intercalate în structura lemnoasă a vitritului (fig. 1, Pl. IX, mina Jieț-Lonea). Aci ea se găsește încă în lemnul în care s-a format și a contribuit în bună parte la menținerea structurii lemnului, devenit vitrit. Relieful rășinii nu este puternic.

Sînt însă foarte numeroase cazurile cînd vitritul nu prezintă la microscop nici o urmă de structură lemnoasă, dar apare presărat cu granule de rășină, de formă rotundă sau eliptică.

Alteori rășina se prezintă sub formă de granule mari, de formă eliptică sau neregulată, cu relief puternic, astfel cum se poate observa în fig. 2 (Pl. XV), mina Petrila, stratul nr. 3. În suprafața lustruită culoarea rășinii este mai închisă în comparație cu aceea a vitritului și se deosebește ușor de acesta.

Există și cazuri cînd rășina apare în vitrit sub formă de bastonașe sau de fire lungi, subțiri, puternic încovoiate.

În secțiuni subțiri rășina este transparentă, de culoare portocalie.

Rezumînd, rezultă că în cărbunii din V. Jiului apar destul de frecvent rășini fin răspîndite, care au formele cele mai variate. Ele se găsesc în cărbune în locul unde s-au format.

δ) *Scleroții.* Sub numele de scleroți înțelegem sporii de ciupercă sau, uneori, chiar anumite forme de ciuperci care rezistă uscăciunii. Ele se păstrează grație unui conținut în substanțe chitinoase. Formele sub care se prezintă aceste resturi de ciupercă sînt cele cunoscute și caracteristice cărbunilor de vîrstă mai nouă. Ele apar izolate sau sub formă de colonii.

Forma cea mai frecventă este acea descrisă în literatură sub numele de *Sclerotites cavatoglobosus*, redată în fig. 1 (Pl. XI). Forma rotundă a acestui scleroțiu monocelular se apropie mult de aceea a microsporilor de ferigă. De cele mai multe ori scleroții au păstrat forma rotundă, alteori însă prin presare au luat forma de elipsă, sau o formă triunghiulară. Rareori sînt complet turtiți, putîndu-se confunda cu microsporii. Interiorul lor este uneori plin, alteori rămîne gol.

O a doua formă este aceea descrisă în literatură sub numele de teleutospor. Acesta este format din mai multe celule, orînduite una după alta. În fig. 3 (Pl. XV) putem vedea o colonie de teleutospori într-un vitrit de la mina Lupeni. Numărul celulelor lor poate ajunge pînă la 12. Ele nu sînt regulate nici ca mărime, nici ca formă. Relieful nu este puternic, iar interiorul este totdeauna gol.

Institutul Geologic al României

O a treia formă de scleroți se prezintă ca o reunire de numeroase celule, legate între ele printr-o substanță asemănătoare celulelor, dînd coloniei o formă rotundă și avînd un relief foarte slab. Acești scleroți sînt cunoscuți sub numele de *Sclerotites multicellulatus*.

O ultimă formă este aceea descrisă în literatură sub numele de «ascospor», care prezintă două rînduri de celule.

Fig. 1 (Pl. XVI) ne prezintă la mina Aninoasa, stratul nr. 3, scleroți de diferite forme, monocelulari, bicelulari și pluricelulari.

Interesant este faptul că scleroții se țin lanț de-a lungul stratificației, indicînd prezența orizontului la care s-au format și probabil timpul cînd condițiile climatice le-au fost favorabile.

Din cele arătate cu privire la scleroți rezultă că ciupercile au jucat un rol foarte important în descompunerea substanței vegetale din care a luat naștere cărbunele din V. Jiului. Frecvența lor este un indiciu în acest sens.

e) FUZITUL

În cărbunele din V. Jiului acest component se găsește în cantitate foarte redusă. Cu ochiul liber nu se poate vedea fuzit în masa cărbunelui.

Înainte de a arăta particularitățile fuzitului cărbunelui din V. Jiului vom reaminti cîteva din caracteristicile generale ale acestui component.

În stratul de cărbune fuzitul nu apare sub formă de benzi sau lentile, ci sub forma unor fragmente foarte fine, răspîndite în masa celorlalți componenți. Fuzitul are o asemănare mare cu cărbunele de lemn, de unde și numele de «cărbune de lemn, fosil». Este foarte fragil, sfărîmicios, are un luciu matmătăsos și o coloare neagră-cenușie. Fragmente de fuzit care să aibă cîțiva centimetri lungime și un centimetru grosime se întîlnesc foarte rar. În cărbunele de la Anina se pot găsi ușor asemenea fragmente de fuzit.

În studiul microscopic fuzitul arată structura celulară a plantelor din care provine. Dintre toți componenții cărbunelui fuzitul prezintă cea mai clară structură lemnoasă, alcătuită de obicei din celule rotunde, mari, cu pereții groși. În secțiuni subțiri fuzitul este de culoare neagră, nefiind străbătut de lumină.

În cărbunele din V. Jiului fuzitul nu se poate observa decît la microscop și numai în cazuri foarte rare. Atunci cînd îl întîlnim, apare sub formă de fragmente foarte fine.

Fuzitul se prezintă sub forma celor două varietăți: f u z i n i t și s e m i f u z i n i t. Aceste două varietăți sînt foarte asemănătoare dacă ținem seama de caracteristicile lor microscopice. Ambele varietăți lasă să se recunoască bine structura celulară a materialului vegetal generator de cărbuni. Totuși ele pot fi deosebite la microscop pe baza culorii, reliefului și puterii de reflexie. Fuzinitul se recunoaște printr-o culoare ușor gălbuie, un relief mai puternic și o deosebită putere de reflexie, în timp ce semifuzinitul se situează între vitrinit și fuzinit în ceea ce privește culoarea, reflexia și relieful.

Institutul Geologic al României

Fig. 2 (Pl. XVI) ne arată la mina Aninoasa, stratul nr. 13, un fragment de fuzit sub formă de lentilă. Se pot vedea spațiile celulare și cele intercelulare, ceea ce ne-ar îndreptăți a considera că este vorba de un lemn de Gimnosperme.

La mina Petrila, stratul nr. 7, s-au putut vedea fragmente fine de fuzit, care arată celulele lemnului, secționate longitudinal. Totodată ele prezintă orificiile circulare, prin care celulele longitudinale ale lemnului comunică între ele, precum și celulele radiale, care în secțiune longitudinală apar eliptice și care asigură hrana lemnului în sens radial.

La unele fragmente de fuzit s-au putut vedea alternanțe de zone de celule mari și pereți subțiri, cu alte zone ale căror celule sînt mici și au pereți groși. Această alternanță de zone cu celule diferite reprezintă inelele de creștere ale plantelor și ele indică o periodicitate a climei.

La mina Aninoasa, stratul nr. 13, s-au putut observa două fragmente de fuzit înglobate în vitrit, iar la mina Petrila, stratul nr. 3 Centru (sub acoperiș) s-a putut vedea un fragment de fuzit înconjurat pretutindeni de granule de pirită.

În unele cazuri fragmentele de fuzit sînt puternic sfărîmate. Rețeaua de celule este puternic deranjată, astfel că diferitele porțiuni apar izolate, rupte, așa cum putem vedea în fig. 3 (Planșa XVI) la mina Lupeni, stratul nr. 17. În asemenea cazuri pereții celulelor sînt rupți și pătrund unii în alții, alcătuind « structura în arc ». Fuzit care să prezinte această structură s-a putut vedea la mina Lonea, stratul nr. 5 și la mina Petrila, stratul nr. 7.

Prin ruperea pereților celulelor structura lemnoasă nu se mai poate observa bine. Astfel, la mina Lupeni, stratul nr. 17, un fragment de fuzit arată o clară structură celulară, care dispare treptat din cauza ruperii celulelor.

La mina Lonea, stratul nr. 3 (sub acoperiș), fuzitul se prezintă sub forma unor fragmente, care păstrează o structură celulară destul de clară, cuprinse într-o masă alcătuită tot din fuzit, la care celulele au fost complet sfărîmate.

Îngrămădiri de mai multe fragmente de fuzit, distincte prin forma și dimensiunile celulelor, s-au putut vedea la mina Aninoasa, stratul nr. 8.

Studiul fragmentelor de fuzit găsite în acest cărbune ne arată că celulele lor s-au păstrat goale. Structura celulară nu a fost impregnată cu soluții minerale. Prin urmare, este vorba de varietatea « fuzit moale », adică un fuzit care nu conține multă cenușă. Tot din acest studiu rezultă că în ceea ce privește apartenența lemnului din care s-a format fuzitul cărbunilor din V. Jiului, el se datorește într-o măsură foarte redusă Gimnospermelor și în cea mai mare parte arborilor cu frunze.

Redăm mai jos minele și stratele din cuprinsul bazinului, la care s-au găsit fragmente de fuzit, de altfel în cantități foarte reduse:

Mina Lonea, stratele nr 3 și 5,
Mina Petrila, stratele nr. 6 și 7,
Mina Aninoasa, stratele nr. 5, 8, 9 și 13.

Institutul Geologic al României

La minele Lupeni și Uricani fuzitul se găsește în cantități atît de reduse încît din punct de vedere practic putem considera că lipsește cu desăvîrșire.

Cu privire la geneza fuzitului ne vom referi la lucrările cercetătorilor sovietici în frunte cu prof. I. A. Jemciujnicov. După aceste lucrări, în mlaștinile acoperite de apă există condiții care contribuie la dezvoltarea proceselor de gelifiere, adică la descompunerea și transformarea resturilor vegetale în substanță coloidală, fără structură, numită gel. În mlaștinile uscate și cu scurgere, domină condiții oxidante ale mediului, care duc la procese de fuzitizare. Condițiile naturale sînt diverse și variabile și de aceea procesele de gelifiere și fuzitizare nu se desfășoară totdeauna la fel, fără nici o abatere. Uneori o serie de factori turbură succesiunea proceselor de descompunere. Într-o perioadă oarecare a existenței lor țesuturile vegetale se pot afla într-un mediu prielnic pentru predominarea proceselor de gelifiere, iar în altă etapă, modificarea situației poate duce la încetarea proceselor de gelifiere și la dezvoltarea proceselor de fuzitizare.

Lipsa fuzitului în cărbunii din V. Jiului ne arată că suprafața turbăriei respective a fost aproape continuu acoperită cu apă.

Ținînd seama că bazinul Văii Jiului reprezintă un bazin paralic, lipsa fuzitului constatată aci concordă cu rezultatele cercetărilor făcute în alte bazine paralice, unde s-a găsit de asemenea fuzit în cantități mult mai reduse decît în bazinele limnice.

Cele arătate cu privire la fuzitul cărbunelui din V. Jiului pot fi rezumate astfel:

În cărbunele din V. Jiului găsim fuzit în cantități foarte mici. La minele din estul bazinului (Lonea, Petrila, Aninoasa) există fuzit în anumite strate și numai în cantități reduse. Lipsa lui este și mai accentuată la minele din vestul bazinului (Lupeni și Uricani).

Fragmentele de fuzit găsite în acest cărbune sînt de dimensiuni foarte reduse și formate din lemnul arborilor cu frunze.

În fuzit se pot observa deseori alternanțe de celule de anotimp ploios și anotimp uscat, adică inelele de creștere ale plantelor.

Cantitatea redusă în care fuzitul apare în acest cărbune nu permite aprecieri mai amănunțite asupra alcătuirii anatomice a plantelor din care provine cărbunele.

Lipsa fuzitului ne arată că suprafața turbăriilor respective era acoperită în permanență cu apă, adică ea stă în strînsă legătură cu lipsa unor repetate dezgoliri ale suprafeței turbăriilor.

f) COMPONENȚII MINERALI

Componenții minerali apar destul de frecvent în cărbunele din V. Jiului. Aceștia sînt: pirită, marcasită, carbonat de calciu, sulfat de calciu, carbonat de fer, etc.

Institutul Geologic al României

Sulfurile de fer se prezintă sub două forme diferite, anume: pirita, dură, lucitoare, de culoare galbenă-aurie, și marcasita, mai moale decît pirita și de culoare galbenă-cenușie. Cantitativ pirita joacă rolul cel mai important, în timp ce marcasita apare în cantități reduse.

În cărbunele din V. Jiului pirita se găsește sub două forme: pirită primară și pirită secundară.

Pirita primară apare sub formă de granule rotunde, de dimensiuni de zecimi sau sutimi de milimetru, fin răspîndite în masa cărbunelui. Asemenea granule de dimensiuni diferite se asociază formînd adevărate cuiburi de pirită, așa cum putem observa la mina Lupeni, stratul nr. 3 (fig. 1, Pl. XVII). Uneori, întreaga suprafață a cărbunelui apare acoperită cu granule de pirită, așa cum s-a putut vedea la mina Petrila, stratul nr. 3 (aproape de culcuș). Granule de pirită de formă cu totul neregulată se pot observa mult mai rar. Fig. 1 (Pl. XVIII) ne prezintă pirită primară, cu granule de formă neregulată, la mina Aninoasa, stratul nr. 15. Ca aspect granulele de pirită au un relief foarte pronunțat și suprafața lor are o structură caracteristică.

În ceea ce privește marcasita ea apare mult mai rar decît pirita și întotdeauna în întovărășire cu aceasta.

Fig. 2 (Pl. XVII) arată pirită sub formă de granule rotunde, înconjurate de marcasită sub forma unor inele de culoare mai înschisă, lipsite de orice structură.

Prin urmare, la microscop marcasita se deosebește de pirită prin culoarea ei mai închisă și prin lipsa oricărei structuri. Felul cum marcasita se prezintă în fig. 2 (Pl. XVII), înconjurînd granulele de pirită, ne îndreptățește a considera că s-a format în urma piritei prin modificarea condițiilor mediului (scăderea temperaturii și acțiunea acidă a mediului).

Pirita secundară, depusă pe crăpăturile existente în masa cărbunelui, se întîlnește mai rar. Fig. 2 (Pl. XVIII) ne arată la mina Aninoasa, stratul nr. 6, crăpături în vitrit umplute cu pirită și carbonat de calciu.

Din felul cum pirita apare în cărbune rezultă că, dacă eliminarea piritei pe cale mecanică este posibilă pentru pirita secundară, depusă pe crăpăturile existente în masa cărbunelui, la pirita primară această operațiune este mult mai anevoioasă dacă nu chiar imposibilă.

Formarea sulfurilor de fer în cărbune s-ar putea explica fie prin reducerea sulfatului de fer cu carbonul materialului organic ce a dat naștere zăcămîntului, fie prin acțiunea hidrogenului sulfurat asupra sărurilor ferice și feroase.

În primul caz reacțiunea se produce în modul următor:

$$7C \text{ (material vegetal)} + 4SO_4Fe = 2CO_3Fe + 2FeS_2 + 5CO_2,$$

iar în cel de al doilea caz:

$$(SO_4)_3Fe_2 + H_2S = 2SO_4Fe + SO_4H_2 + S,$$

Institutul Geologic al României

și mai departe:

$$SO_4Fe+S+H_2S=FeS_2+SO_4H_2.$$

Pentru acest din urmă caz, diferite cercetări au arătat că reacțiunea se produce la o temperatură mai înaltă, viteza de reacțiune la temperatura obișnuită fiind aproape nulă. De asemenea prezența hidrogenului sulfurat se datorește reducerii sulfaților (sulfatul de sodiu sau de calciu), prin acțiunea microorganismelor.

Analize de sinteză a celor două minerale au dovedit că formarea piritei are loc în soluții acide, cu acțiune neutră sau alcalină, în timp ce soluțiile reci și acide fac să se nască numai marcasită.

În ceea ce privește repartiția piritei în cărbune se poate constata că granulele de pirită apar în cantitate mai mare în benzile de durit și clarit în comparație cu cele de vitrit, unde, în multe cazuri, ele lipsesc cu desăvîrșire. Se pare că granulele de pirită au tendința de a se aglomera acolo unde există resturi bituminoase, cuticule etc.

S-a putut observa în linii cu totul generale o oarecare regulă de repartiție a granulelor de pirită și în cuprinsul stratelor de cărbune. Spre exemplu, la mina Petrila s-a constatat că la stratul nr. 3 conținutul în pirită descrește pe măsură ce ne apropiem de culcușul stratului. Astfel, la probele luate din mijlocul sau culcușul stratului, s-a observat la microscop pirită în cantitate redusă.

Din contră, la probele luate dinspre acoperișul stratului, cantitatea de pirită este mai mare.

În probele de cărbune luate din stratul nr. 3 de la minele Lonea și Aninoasa s-a putut stabili la microscop un conținut de pirită ridicat. La minele Lupeni și Uricani stratul nr. 3 cuprinde în general puțină pirită. Explicația acestui conținut mai redus ar trebui căutată probabil în existența unui conținut mare de vitrit, component în care pirita se aglomerează de obicei în cantități mai reduse.

În afară de pirită și marcasită găsim în cărbunele din V. Jiului incluziuni de carbonat de calciu, sferosiderite, granule de cuarț, intercalații de argilă, etc.

Carbonatul de calciu umple crăpăturile cărbunelui, uneori în asociație cu pirita, și poate fi observat cu ușurință la cercetarea suprafețelor lustruite în lumină înclinată.

Uneori găsim în vitrit carbonat de calciu, care a pătruns în rețelele de celule. Celulele impregnate cu asemenea soluții minerale constituie ceea ce se chiamă « intuscrustate ». Fig. 1 (Pl. X) prezintă o serie de celule îmbibate cu carbonat de calciu. În unele zone pereții acestora nu se mai observă, fiind rupți de către soluțiile minerale. Alteori pereții sînt deformați, îndoiți și celulele puternic umflate.

Sferosiderite de dimensiuni microscopice se găsesc mai ales în durit. Forma lor este rotundă sau eliptică și prezența lor face ca corpurile bituminoase să sufere încovoieri la contactul cu sferosideritul. Ele au fost găsite în special la stratul nr. 7, de la mina Petrila. Aceste sferosiderite au fost cercetate și în secțiuni subțiri și în

Institutul Geologic al României

aceste secțiuni ele au o culoare galben-roșiatică. În interiorul lor nu se pot vedea structuri celulare sau resturi ale organelor plantelor de odinioară. Materialul din care sînt alcătuite este un carbonat de fer impur.

În cărbunele din V. Jiului apar și intercalații de argilă, de formă alungită sau eliptică, precum și granule de cuarț care se recunosc prin relieful lor mai pronunțat.

În general infiltrațiile secundare au jucat un rol redus față de detritusul mineral, depus odată cu plantele din care s-a format cărbunele. Acest detritus se găsește fin răspîndit în cărbune, uneori fără vreo regulă, de cele mai multe ori sub forma unor benzi subțiri, vizibile la microscop.

D) STUDIUL CANTITATIV-PETROGRAFIC

În afară de descrierea calitativă a componenților petrografici am găsit că este necesară și o determinare cantitativă a componenților acestui cărbune.

Trebuie să insistăm de la început asupra faptului că o determinare cantitativă a componenților cărbunelui pe cale macroscopică nu ar duce la rezultate mulțumitoare. Benzile care alcătuiesc diverșii componenți se pot deosebi greu unele de altele cu ochiul liber.

Analiza cantitativ-petrografică s-a făcut utilizîndu-se observarea la microscop a suprafețelor lustruite, executate din praf de cărbune. Praful de cărbune luat dintr-o probă medie, a fost trecut printr-o sită (20 DIN) cu 400 ochiuri pe cm^2 și amestecat bine cu o ceară topită. Amestecul obținut a fost turnat într-o formă cubică, construită din lemn sau metal, cu dimensiunile 2/2/2 cm. Se obține astfel un cub de ceară cu dimensiunile arătate, care cuprinde praful de cărbune. Preparatul este șlefuit și lustruit pe una din fețe întocmai ca o bucată de cărbune, pînă ce se obține o oglindă care poate fi observată la microscop.

Măsurarea componenților cărbunelui s-a făcut cu ajutorul mesei de integrare, prin observarea la microscop a preparatului de praf de cărbune și prin integrarea dimensiunilor granulelor fiecărui component pe cîte un șurub micrometric. Pentru fiecare preparat s-au întrebuințat cîte 10 linii de măsurare.

În studiul microscopic al acestor preparate de praf de cărbune, vitritul apare sub forma unor particule cu margini neregulate, colțurate, cu o culoare deschisă, lipsite de structură și relief.

Particulele de durit și clarit sînt mai închise la culoare decît cele de vitrit, mai puțin colțuroase și cu un relief ceva mai pronunțat. Ele sînt presărate de cuticule sau alte resturi de plante. Avînd în vedere că conținutul în durit este în general foarte redus, acest component s-a calculat împreună cu claritul, ambele fiind exprimate printr-o singură cifră.

Fuzitul nu a putut fi observat în examenul cantitativ-petrografic, deoarece, după cum am arătat, se găsește în cantități extrem de reduse. Prin sfărîmarea pînă la dimensiunile prafului de cărbune, puținele fragmente de fuzit cuprinse

Institutul Geologic al României

în proba respectivă sînt și mai mult micșorate, astfel că nu pot fi observate.

În fine, s-a calculat totalul componentelor minerale.

Rezultatele acestui studiu cantitativ-petrografic sînt redate în tabelul 2, în care, pentru o vedere de ansamblu, sînt incluse și rezultatele analizei cantitativ-petrografice a cărbunelui din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag, de care ne vom ocupa în partea a doua a acestui studiu.

Din cercetarea datelor cuprinse în acest tabel, rezultă că în alcătuirea cărbunelui din V. Jiului rolul cel mai important îl joacă vitritul. Claritul prezintă valori mai reduse, iar duritul și mai reduse. Conținutul în fuzit nu poate fi determinat, fiind extrem de mic.

Comentarea rezultatelor ce se pot desprinde din examinarea datelor cuprinse în acest tabel se va face amănunțit la partea a doua, adică după expunerea rezultatelor asupra studiului cărbunelui din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag.

E) CONCLUZII

Zăcămîntul de cărbuni din V. Jiului este alcătuit din cărbuni humici. Cărbuni sapropelici tipici nu au putut fi semnalați în acest bazin.

Studiul macroscopic a scos în evidență unele deosebiri care diferențiază cărbunele din estul bazinului în comparație cu cel din vestul bazinului. În vestul bazinului cărbunele arată semnele unei puternice presiuni, evidențiată prin crăpături cu o direcție constantă, oglinzi de frecare, structură oculară, etc.

Din punct de vedere petrografic cărbunele din V. Jiului este alcătuit din vitrit, clarit, durit, fuzit și componenți minerali. Vitritul are rolul cel mai important în alcătuirea cărbunelui; urmează claritul și apoi duritul. Fuzitul se prezintă în cantități foarte reduse. Macroscopic el nu poate fi observat. În studiul microscopic vitritul acestor cărbuni lasă să se observe, la unele din probe, structura lemnoasă. Această structură se poate vedea mai frecvent la minele din estul bazinului și mai rar la cele din vestul bazinului. La unele probe vitritul include în masa sa cantități importante de rășină.

Aceste constatări ne arată că în majoritatea cazurilor vitritul s-a format din lemn.

Dispariția structurii lemnoase la vitritul cărbunelui din vestul bazinului și luciul său mai puternic constituie una dintre probele care ne arată că în această parte cărbunele a suferit o transformare mai înaintată decît în estul bazinului.

Duritul se prezintă sub formă de benzi subțiri numai de cîțiva centimetri, alcătuind slabe intercalații către culcușul unora dintre stratele de cărbuni. Nu este un durit tipic întrucît nu are o masă de bază opacă.

Claritul se găsește în cantități mai mari în comparație cu duritul.

Corpurile bituminoase existente în durit și clarit sînt în cantitate destul de mare și ele reprezintă cuticule, rășini, scleroți, spori, etc.

Institutul Geologic al României

Cea mai mare parte a corpurilor bituminoase sînt alcătuite din cuticule. Abundența lor se datorește importantei contribuțiuni a arborilor cu frunze la formarea zăcămîntului. Acest considerent justifică numele de « durit de cuticule » sau « clarit de cuticule » pentru acești doi componenți.

Țesutul interior al frunzelor s-a putut păstra uneori datorită impregnării celulelor cu substanță humică. Varietatea grosimii pereților cuticulei oglindește condițiile de viață ale plantelor.

În cărbunele din V. Jiului apar foarte frecvent rășini fin răspîndite în masa cărbunelui. Ele au formele cele mai variate.

Scleroții, adică sporii ciupercilor de odinioară, sînt destul de frecvenți și au formele cele mai variate. Abundența lor ne arată că ciupercile au jucat un rol important la dezagregarea și descompunerea substanței vegetale din care s-a format cărbunele. Uneori acești scleroți se țin lanț de-a lungul stratificației, indicînd prezența orizontului în care condițiile climatice le-au fost favorabile.

Cărbunii din V. Jiului se caracterizează printr-un conținut de spori foarte redus. Puținele exemplare găsite reprezintă macrospori bine dezvoltați și se păstrează în durit. Lipsa sporilor în cărbunele din V. Jiului se datorește proporției cu totul scăzută în care plantele cu spori (Pteridofitele) au luat parte la formarea acestui cărbune.

Fuzitul se găsește în cantitate atît de mică încît se poate spune că din punct de vedere practic lipsește cu desăvîrșire. Puținele fragmente de fuzit găsite în cărbunele din V. Jiului au dimensiuni foarte mici și sînt formate mai ales din lemnul arborilor cu frunze.

La minele din estul bazinului (Lonea, Petrila, Aninoasa) există fuzit în anumite strate și numai în cantități reduse. Lipsa lui este și mai accentuată la minele din vestul bazinului (Lupeni și Uricani).

În fuzit se pot observa deseori alternanțe de celule de anotimp ploios și anotimp uscat, adică inelele de creștere ale plantelor. Cantitatea redusă în care fuzitul apare în acest cărbune nu permite aprecieri mai amănunțite asupra alcătuirii anatomice a plantelor din care provine cărbunele.

Lipsa fuzitului ne arată că suprafața turbăriilor respective era acoperită în permanență cu apă, adică nu poate fi vorba de anumite dezgoliri ale suprafeței turbăriilor.

Componentele minerale ale cărbunelui din V. Jiului constau din pirită, marcasită, carbonat de calciu, carbonat de fer etc. Pirita primară, fin diseminată în masa cărbunelui sub formă de granule rotunde, de zecimi sau sutimi de milimetru, joacă rolul cel mai important, în timp ce marcasita apare în cantități reduse. Pirita secundară, depusă pe crăpăturile cărbunelui, se găsește în cantități mai mici.

În ceea ce privește repartiția piritei în cărbune se poate constata că granulele de pirită apar în cantitate mai mare în benzile de durit și clarit în comparație cu cele de vitrit, unde, în multe cazuri, ele lipsesc cu desăvîrșire. La mina Petrila

Institutul Geologic al României

s-a putut stabili că la stratul nr. 3 conținutul în pirită descrește pe măsură ce ne apropiem de culcușul stratului.

Carbonatul de calciu, în asociație uneori cu pirita, umple crăpăturile existente în masa cărbunelui. Unele țesuturi celulare s-au putut păstra, grație impregnării cu carbonat de calciu.

Sferosiderite de dimensiuni microscopice apar mai ales în durit.

În general infiltrațiile secundare au jucat un rol redus față de detritusul mineral, depus odată cu plantele din care s-a format cărbunele.

Studiul cantitativ-petrografic a arătat că în alcătuirea cărbunelui din V. Jiului rolul cel mai important revine vitritului. Claritul prezintă valori reduse, iar duritul și mai reduse. Fuzitul nu poate fi determinat pe cale cantitativ-petrografică, fiind în cantitate foarte redusă.

II. STUDIUL PETROGRAFIC AL CĂRBUNILOR DIN REGIUNEA URICANI — CÎMPUL LUI NEAG

Partea a doua a studiului petrografic al cărbunilor din bazinul Văii Jiului are drept obiect cărbunii din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag.

În această regiune, concomitent cu studiul petrografic al cărbunelui, s-a executat și un studiu al plantelor fosile, generatoare de cărbuni. Un asemenea studiu era necesar, ținînd seamă de faptul că alcătuirea petrografică a cărbunelui depinde în bună parte de materialul care a stat la baza formării lui, adică de plantele respective.

Pentru aceste considerente am colectat, cu ocazia cercetărilor noastre în regiune, numeroase resturi de plante fosile. Ele au fost determinate cu grije, cu concursul colegei noastre S. COTUȚIU.

Din studiul acestor plante fosile rezultă că rolul cel mai important în formarea zăcămîntului de cărbuni revine Angiospermelor, adică plantelor cu frunze. Pteridophytele (plantele cu spori) și Gymnospermele (plantele cu rășină) au jucat un rol secundar.

Vom arăta, sub formă de tabel, rezultatele acestor determinări și vom da pentru fiecare o sumară descriere.

A) PLANTELE FOSILE DIN REGIUNEA URICANI

PTERIDOPHYTE

Filices

1. *Osmunda lignitum* GIEB.
2. *Pteris crenata* WEB.
3. *Blechnum dentatum* STERNB.
4. *Salvinia oligocenica*

Institutul Geologic al României

GYMNOSPERME

Conifere

Fam. Taxodiaceae

5. *Taxodium distichum* RICH, *miocenicum* HEER.
6. *Sequoia Langsdorfii* BRGNT.
7. *Glyptostrobus Europaeus* BRGNT.

ANGIOSPERME

Monocotyledonate

Fam. Palmae

8. *Sabal Haeringiana* UNG.
9. Resturi de Palmier

Dicotyledonate

Fam. Cupuliferae

10. *Carpinus grandis* UNG.

Fam. Betulaceae

11. *Alnus nostratum* UNG.

Fam. Juglandaceae

12. *Juglans (Carya) Heerii* ETTGSH.

Fam. Myricaceae

13. *Myrica longifolia* LUDWIG
14. *Myrica Ungeri* HEER

Fam. Urticaceae

15. *Ficus Aglajae* UNG.

Fam. Lauraceae

16. *Laurus primigenia* UNG.
17. *Laurus stenophylla* ETTGSH.
18. *Cinnamomum Scheuchzeri* HEER
19. *Cinnamomum Rossmässleri* HEER
20. *Cinnamomum lanceolatum* UNG.
21. *Cinnamomum polymorphum* AL. BR.
22. *Daphnogene lanceolata* UNG.
23. *Pisonia Bilinica* ETTGSH.

Institutul Geologic al României

Fam. Aceraceae

24. *Acer trilobatum* AL. BR.

Fam. Rhamnaceae

25. *Rhamnus Gaudinii* HEER
26. *Zizyphus ovata* WEB.

Fam. Ericaceae

27. *Andromeda protogaea* UNG.

Fam. Apocynaceae

28. *Apocynophyllum laevigatum* HEER

PTERIDOPHYTE

Osmunda lignitum GIEB. sp.

Frunză pinată, cu pinulele alungite, subcoriacee, vîrful atenuat, baza scurt peţiolată şi ondulată către bază. Nervaţiune pecopteroidiană.

Pteris crenata WEB. (fig. 1, Pl. I)

Frunză tripinată. Pinulele coriacee alterne. Din nervura mediană iau naştere nervuri secundare, iar din acestea nervuri terţiare, sub un unghi ascuţit. În apropiere de locul unde iau naştere, aceste nervuri se despart în două ramuri. Între aceste ramuri marginea frunzei este puţin îndoită. Uricani, stratul nr. 3, V. Aschioarei.

Blechnum dentatum STERNB. (fig. 2, Pl. I)

Frunză alungită, cu marginea fin dinţată. Din nervura mediană se desprind numeroase nervuri secundare, simplu sau dublu ramificate. Vulcan, între stratele nr. 2—3 W.

Salvinia oligocenica (fig. 3, Pl. I)

Frunzele plutitoare ovale, uşor rotunjite la cele două capete. Din nervura mediană pleacă sub diferite unghiuri nervuri laterale, unite prin numeroase nervuri transversale. Suprafaţa frunzei este împărţită astfel în mici cîmpuri de formă pătrată sau dreptunghiulară. Mina Vulcan, între stratele nr. 2—3 W.

GYMNOSPERME

Conifere

Fam. Taxodiaceae

Taxodium distichum RICH., *miocenicum* HEER (fig. 1, Pl. II)

Frunză distichă, liniară, acuminată la vîrf, îngustată la bază, nervura mediană bine marcată. Ramurile subţiri poartă numeroase frunze. Uricani.

Institutul Geologic al României

Sequoia Langsdorfii BRGNT. (fig. 2, Pl. II)

Frunze lungi, rigide, cu o nervură mediană bine marcată, acuminate la vîrf, îngustate la bază. Mina Vulcan.

Glyptostrobus Europaeus BRGNT. (fig. 3, Pl. II)

Frunze scurte, squamiforme, imbricate cîte patru, lanceolate, eliptice. La vîrful fiecărei ramuri se găsește cîte un strobil mic. Uricani, V. Aschioarei.

ANGIOSPERME

Monocotyledonate

Fam. Palmae

Sabal Haeringiana UNG. (fig. 1 și 2, Pl. III)

Peduncul 1—3 cm lat, foliole alungite linear, fixate la bază adesea pe un rachis unghiular, de 1—1,5 cm lungime. Uricani.

Dicotyledonate

Fam. Cupuliferae

Carpinus grandis UNG. (fig. 1, Pl. IV)

Frunze eliptice sau ovato-eliptice, cu numeroase (10—12) nervuri secundare pe fiecare parte a frunzei, paralele, rectilinii sau slab curbate. Față de nervura mediană a frunzei ele fac un unghi destul de ascuțit. Pe margine prezintă dinți ascuțiți. Uricani, stratul nr. 3.

Fam. Betulaceae

Alnus nostratum UNG. (fig. 2, Pl. IV)

Frunză eliptică sau rotunjită, cu lățimea maximă de obicei la mijloc, spre bază îngustîndu-se sau rotunjindu-se brusc, spre vîrf îngustîndu-se treptat. Din nervura mediană, puternică, iau naștere 8—10 nervuri secundare, sub un unghi de 45°, care merg drept pînă la marginea frunzei, unde sfîrșesc într-un dinte. Frunza este dințată pe margini; dinții sînt simpli dar mici. Uricani, stratul nr. 3.

Fam. Juglandaceae

Juglans (Carya) Heerii ETTGSH. (fig. 3, Pl. IV)

Frunză alungită, cu marginile aproape paralele. Pe margine se observă dinți îndreptați înainte. Din nervura mediană, puternică, iau naștere sub un unghi de 45—50°, nervurile secundare, care urcă drept, iar în apropiere de marginea frunzei se încovoaie. Uricani, V. Aschioarei.

Institutul Geologic al României

Fam. Myricaceae

Myrica longifolia LUDWIG

Frunză lungă; îngustă, subțiată la vîrf și la bază, cu dinți mari, ascuțiți și simpli, nervură mediană puternică și nervuri secundare slabe, făcînd aproape un unghi drept cu nervura mediană.

Myrica Ungeri HEER

Frunză în formă de lance, cu baza ascuțită, marginea dublu dințată. Nervurile secundare merg drept și se unesc în apropierea marginii prin arcuiri ușoare.

Fam. Urticaceae

Ficus Aglajae UNG. (fig. 1, Pl. V)

Caracteristic este faptul că din nervura mediană iau naștere, la partea inferioară, două nervuri laterale, ce merg în sus. Mai sus de acest loc pornesc și alte perechi de nervuri secundare. Mina Vulcan, V. Arsului.

Fam. Lauraceae

Laurus primigenia UNG. (fig. 2 și 3, Pl. V și fig. 1, Pl. VI)

Frunză coriacee, cu marginea întreagă. Seamănă mult cu *Laurus princeps*, de care se distinge prin dispoziția nervațiunii secundare, care la *Laurus princeps* este mai puțin numeroasă, mai puțin arcuită și formează cu nervura mediană un unghi mai puțin deschis. Foarte frecventă în Bazinul Văii Jiului, Uricani, V. Aschioarei și Vulcan.

Laurus stenophylla ETTGSH.

Frunză coriacee, lanceolată liniar, îngustîndu-se spre bază, cu nervațiune camptodromă, nervura primară puternică, nervurile secundare ușor curbate în sus, nervurile terțiare dictiodrome.

Cinnamomum Scheuchzeri HEER

Frunze cu aspect coriaceu, eliptice, cu trei nervuri. Nervurile laterale sînt paralele cu maginea inferioară a frunzei și devin invizibile la cca două treimi din lungimea ei.

Cinnamomum Rossmässleri HEER

Seamănă mult cu *Cinnamomum Scheuchzeri* HEER, dar se deosebește prin nervurile secundare, care sînt acrodrome și ajung pînă aproape de vîrful frunzei.

Institutul Geologic al României

Cinnamomum lanceolatum UNG.

Frunză lanceolată, acuminată la vîrf și la bază. Nervurile paralele și apropiate de marginea bazei sînt vizibile pe două treimi din lungimea frunzei.

Cinnamomum polymorphum AL. BR.

Frunză ovoidă, neegală către bază și brusc acuminată la vîrf. Uricani, stratele nr. 8 și 9.

Daphnogene lanceolata UNG.

Frunză lanceolată, acuminată la bază, cu trei nervuri. Primele nervuri principale, bazale, nu merg pînă la vîrf; ele sînt unite cu nervura mediană prin nervuri în formă de arc.

Pisonia Bilinica ETTGS. (fig. 2, Pl. VI)

Frunză subcoriacee, ovalo-eliptică, acuminată la vîrf. Nervura mediană foarte puternică. Din ea pornesc nervuri secundare sub un unghi de 50°, distanțate și ramificate la capăt. Rețeaua venoasă este minuțios constituită, dar abia vizibilă. Uricani, V. Aschioarei.

Fam. Aceraceae

Acer trilobatum AL. BR. (fig. 1 și 2, Pl. VII)

Frunză palmată, cu trei lobi inegali. Lobul median mai lung și mai lat decît cei laterali, foarte rar egali. Dinți rari, neegali, pe margine. Vîrful lung acuminat. Nervurile laterale, primare, nu iau naștere din pețiol, ci ceva mai sus. Uricani V. Aschioarei.

Fam. Rhamnaceae

Rhamnus Gaudini HEER

Frunză eliptică cu marginea dințată, nervurile secundare luînd naștere sub un unghi ascuțit. Uricani, V. Aschioarei.

Zizyphus ovata WEB.

Frunză lanceolată, obovată, denticulată, acuminată la vîrf, cu trei nervuri. Nervurile laterale merg paralel cu marginea limbului și ajung aproape de vîrf, unde se anastomozează.

Fam. Ericaceae

Andromeda protogaea UNG. (fig. 3, Pl. VI)

Frunză cu pețiol lung, coriacee, lanceolată sau lanceolato-lineară, cu marginea întreagă, nervura primară puternică, cele secundare subțiindu-se și uneori curbîndu-se, apoi desfăcîndu-se în rețea. Uricani, V. Aschioarei.

Institutul Geologic al României

Fam. Apocynaceae

Apocynophyllum laevigatum HEER

Frunză subcoriacee, cu marginea limbului netedă, maximum de grosime la mijloc, subțiindu-se către cele două capete. Din nervura mediană iau naștere numeroase nervuri secundare, apropiate unele de altele și paralele. Uricani, V. Aschioarei.

B) COLECTAREA PROBELOR

Prezentul studiu s-a executat în baza probelor de cărbune colectate în regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag.

Pentru studiul petrografic s-au colectat probe de cărbune de pe întreaga grosime a stratelor din locurile descrise mai jos. Probele urmînd una după alta, din culcuș spre acoperiș, au alcătuit profilul stratului respectiv.

1. *Probe de cărbune colectate în regiunea Uricani.* a) Stratul nr. 3. Din galeria de explorare nr. 17 (V. Tărhatului) s-au colectat probe de cărbune de pe toată grosimea stratului nr. 3, pusă în evidență prin transversala dusă în apropiere de gura galeriei. Tot din acest strat s-au colectat probe de cărbune din galeria transversală executată la 150 m de la gura galeriei nr. 17.

Din galeria de explorare nr. 3 (V. Tărhatului) s-au colectat probe din stratul nr. 3, care la distanța de 140 m de gura galeriei se subțiase mult.

Deasemenea s-au mai colectat probe din galeria de exploatare « 1 mai » a minei Uricani și din abatajul de exploatare la zi, executat în V. Gîrjii, pentru exploatarea stratului nr. 3.

b) Stratul nr. 4. Pentru cercetarea stratului nr. 4 s-au luat probe din galeria nr. 5, dusă în versantul vestic al Văii Balomirului.

De asemenea s-au colectat probe din Galeria nr. 1 a minei Uricani. Punctele de unde s-au luat aceste probe se află situate între suitorul 1—2 și 7—8.

c) Stratele nr. 8 și 9. Colectarea probelor s-a făcut la punctul unde stratele nr. 8 și 9 au fost străbătute de galeria de explorare nr. 22.

De asemenea s-au colectat probe din stratele nr. 8 şi 9 la galeria nr. 23, în locul unde stratele au fost străbătute de această galerie.

La aflorimentul aflat pe V. Aschioarei s-au colectat probe din stratul nr. 8.

d) Stratul pus în evidență prin galeria de explorare nr. 21. Din acest strat, ce aparține complexului superior, colectarea probelor s-a făcut la punctul unde galeria de explorare nr. 21 a străbătut stratul de cărbune.

2. *Probe de cărbune colectate în regiunea Cîmpul lui Neag.* a) Stratul nr. 3. Pentru stratul nr. 3 s-au colectat probe din galeria de explorare nr. 40, care a atacat din culcuș stratul nr. 3, pătrunzînd în stratul de cărbune numai cîțiva metri.

Institutul Geologic al României

b) Stratul nr. 4. Probele de cărbune pentru stratul nr. 4 au fost colectate din galeria nr. 42, în locul unde galeria avea lungimea de 23 m.

c) Stratul nr. 13 (sau nr. 5 ?). S-au colectat probe din galeria nr. 41, care a străbătut în întregime stratul.

C) STUDIUL MACROSCOPIC

Cărbunele din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag se remarcă printr-o culoare neagră și un luciu puternic, care amintesc smoala. Numeroase suprafețe lustruite (oglinzi de frecare) străbat acești cărbuni, mărind luciul lor.

La unele strate cărbunele este străbătut de un sistem de suprafețe de desfacere, paralele între ele și perpendiculare pe stratificație. Aceste suprafețe rămîn libere sau sînt pline cu substanțe minerale: pirită, carbonat de calciu, carbonat de fer. Suprafețele de desfacere au ca urmare o desfacere mai ușoară a cărbunelui în bucăți regulate.

Luciul puternic al cărbunilor, omogenitatea cu care sînt alcătuiți din punct de vedere petrografic și numeroasele oglinzi de frecare, fac ca stratificația lor să fie puțin clară.

Urma lăsată de cărbune pe placa de porțelan are culoarea negru-brună. Praful are de asemenea culoarea negru-brună.

În general cărbunele este tare, compact. La unele strate cărbunele este moale, sfărîmicios și la aceasta contribuie desigur umezeala pronunțată a cărbunelui în unele locuri.

La galeria nr. 17 cărbunele extras din stratul nr. 3 are un luciu foarte puternic, spărtură concoidală sau neregulată și numeroase oglinzi de frecare.

La gura galeriei s-au putut observa numeroase bucăți de cărbune de dimensiuni mari, mărginite de oglinzi de frecare (fig. 3, Pl. XVIII). Erau alcătuite în întregime din vitrit și dădeau impresia unor trunchiuri de arbori puternice, vitrificate. Majoritatea erau străbătute de crăpături, pe care se poate observa calcit, uneori în grosime de 0,5 mm, pirită, calcopirită. Pe suprafețele de desfacere este vizibilă spărtura concoidală, care trece în structură oculară.

Către baza stratului, cărbunele este mai curat și mai compact, iar stratificația mai clară. Spre acoperiș stratul cuprinde numeroase intercalațiuni minerale: șisturi argilo-cărbunoase, concrețiuni sferosideritice, etc. Cărbunele este mai sfărîmicios și constituie cuiburi.

La mina Uricani cărbunele stratului nr. 4 are de asemenea un luciu puternic. El cuprinde intercalații de carbonat de fer, care în fotografie apar mate (fig 1, Pl. XIX).

Cărbunele stratului, pus în evidență prin galeria de explorare nr. 21, este umed, foarte sfărîmicios, fiind brăzdat de o mulțime de crăpături perpendiculare pe stratificație. Pe suprafețele de desfacere se observă « ochi de cărbune », de mărime și formă neregulată. Pe acești « ochi » se află depuneri de pirită fină și marcasită.

Institutul Geologic al României

Cărbunele stratelor nr. 8 și 9 este foarte compact și prezintă numeroase crăpături umplute cu calcit. Nu are un luciu prea puternic. La unele probe cărbunele este mat.

Dacă privim cu atenție o bucată de cărbune, spre exemplu din stratul nr. 3, observăm că în unele locuri luciul cărbunelui este foarte puternic. În alte locuri luciul devine mai șters. Odată cu aceasta dispare și spărtura concoidală a cărbunelui sau apare mai ștearsă.

Porțiunile de cărbune cu un luciu puternic, asemănător cu acel al smoalei, sînt alcătuite din vitrit. Acesta prezintă o frumoasă spărtură concoidală, care trece uneori la structură oculară.

Vitrit în cantitate mare și frumos dezvoltat îl oferă stratul pus în evidență prin galeria nr. 21. Pe lîngă un luciu puternic se observă și crăpături perpendiculare pe stratificație.

Porțiunile de cărbune la care luciul devine mai slab și spărtura concoidală mai ștearsă sînt alcătuite din clarit. Crăpăturile caracteristice vitritului nu se mai observă la acest component. Cărbunele devine semistrălucitor.

Uneori putem vedea bucăți de cărbune din stratul nr. 3, pus în evidență prin galeria nr. 17, la care se văd zone cu spărtură concoidală și luciu puternic, ce trec treptat în altele cu un luciu mai slab. Zonele de vitrit trec treptat în altele de clarit.

Porțiunile de cărbune care își pierd aproape complet luciul și spărtura concoidală, devenind mate, sînt alcătuite din durit. Acest component contribuie într-o măsură mult mai redusă la alcătuirea stratelor de cărbune. Între benzile de clarit și durit nu există o limită clară. Ele pot trece treptat una în cealaltă.

Fuzitul nu participă la alcătuirea cărbunelui din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag. Macroscopic nu se pot observa în nici un chip fragmente de fuzit, iar studiul microscopic scoate în evidență lipsa aproape desăvîrșită a acestui component.

În ceea ce privește componenții minerali, studiul macroscopic al cărbunelui ne semnalează existența sulfurilor de fer, dintre care pirita joacă rolul cel mai important, apoi carbonatul de calciu, carbonatul de fer, argila, etc.

D) STUDIUL MICROSCOPIC

Vom descrie componenții cărbunelui în ordinea următoare: vitritul, duritul, claritul, fuzitul, componenții minerali.

a) VITRITUL

Vitritul este un component simplu, cu o structură omogenă. Sub microscop vitritul cărbunilor din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag prezintă cunoscutul aspect al unei suprafețe omogene, netedă ca o oglindă, cu un luciu puternic.

Institutul Geologic al României

Structura lemnoasă lipsește aproape cu desăvîrșire. Numai cînd vitritul ocupă zone mari pe suprafața lustruită se pot observa în unele locuri urme de structură lemnoasă, însoțite aproape regulat de granule de rășină (fig. 2, Pl. XIX). Prin urmare, vitritul acestor cărbuni cuprinde cele două varietăți: vitrit nestructural (fără urme de structură lemnoasă), care constituie cea mai mare parte a vitritului, și vitrit structural (cu urme de structură), într-o măsură foarte redusă.

După cum s-a mai amintit, prima varietate poartă numele de collinit, iar a doua de telinit.

Existența unor urme de structură lemnoasă la vitrit ne dă posibilitatea de a deduce că acest component s-a format în cea mai mare parte din lemn. Prin transformările suferite în timpul procesului de turbifiere materialul lemnos a trecut printr-o stare plastică, în care spațiile celulare au dispărut încetul cu încetul. Materialul lemnos, impregnat cu substanță humică, a devenit o masă omogenă, vitritul. O fotografie prezintă un vitrit la care structura lemnoasă, alcătuită din șiruri de celule pătrunse unele în altele, abia se mai observă (Uricani, stratul nr. 3, galeria nr. 17).

Dacă examinăm slabele urme de structură lemnoasă prezentate de vitritul cărbunelui din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag, observăm că ele apar de obicei la marginea benzilor de vitrit. Totodată putem vedea că aceste urme de structură lemnoasă sînt însoțite de granule de formă rotundă sau eliptică, orînduite în șiruri. Ele reprezintă granule de rășină și au păstrat situația lor anatomică în lemnul din care provin. Prin orînduirea sub formă de șiruri ele dau vitritului un aspect striat.

Structura lemnoasă la vitrit se mai observă și acolo unde apar inelele anilor. Alternanța de celule de anotimp uscat, cu pereții groși, și de anotimp umed, cu celule ai căror pereți sînt subțiri, iese ușor în evidență prin diferența de relief, produsă de tăria diferită a pereților celulari. Fig. 3, Pl. XIX ne prezintă la Cîmpul lui Neag, galeria nr. 40, stratul nr. 3 (din culcuș), o lentilă de vitrit care provine din turtirea unei tulpine, la care se pot vedea inelele anilor. Cu oarecare atenție se pot observa crăpături fine cu orientare constantă, care străbat acest vitrit. Fig. 1 (Pl. XX) ne înfățișează de asemenea inelele anilor într-un vitrit la Uricani, galeria nr. 21.

Zonele acestea sînt mai întotdeauna cutate, ca și cînd ar fi fost supuse acțiunii unor presiuni. Totul face impresia unui material care a avut cîndva o stare plastică foarte înaintată (fig. 2, Pl. XX, Uricani, stratul nr. 3).

Cele mai rare cazuri de păstrare a structurii lemnoase la vitrit pot fi atribuite impregnării celulelor cu substanțe minerale.

Suprafața vitritului apare deseori presărată cu diferite corpuri străine. Printre acestea menționăm în primul rînd pirita sub formă de granule. Acest component mineral este mai frecvent în clarit și durit față de vitrit. Totuși sînt cazuri cînd întreaga suprafață a vitritului cuprinde granule de pirită, care se reunesc sub formă de cuiburi.

Institutul Geologic al României

Caracteristice pentru vitrit sînt crăpăturile cu o orientare constantă, dirijate de obicei perpendicular pe stratificație. Fig. 2 (Pl. XI) ne arată la Uricani, stratul nr. 8, o bandă de vitrit cu crăpături perpendiculare pe stratificație. Ele nu pătrund în benzile vecine. Asemenea crăpături se pot observa cel mai bine la stratul pus în evidență prin galeria de explorare nr. 21. Ele devin mai vizibile și mai frecvente către acoperișul stratului. Spre acoperiș se pot vedea două sisteme de crăpături, unul principal și altul secundar, dirijate în sensuri diferite. În unele porțiuni crăpăturile sistemului principal păstrează o orientare constantă și prezintă unele ondulări. Crăpăturile acestea nu pătrund niciodată în benzile de durit sau clarit vecine. Ele se opresc la marginea lor.

Fig. 3 (Pl. XX) ne înfățișează un vitrit străbătut de două sisteme de crăpături, dirijate în sensuri diferite. Fig. 1 (Pl. XXI) redă cele două sisteme de crăpături ale unui vitrit, unul dintre ele prezentînd ondulări.

Interesant este faptul că asemenea crăpături cu orientare constantă apar în vitrit și acolo unde se observă inelele anilor. Zonele cu celule de anotimp uscat, care nu oferă o structură celulară prea clară, sînt străbătute de crăpături cu dirijare constantă. Zonele de anotimp ploios prezintă o structură clară și nu sînt străbătute de asemenea crăpături.

Tot în legătură cu apariția acestor crăpături fine în masa vitritului, s-a putut observa o tulpină în secțiune transversală, la care zona marginală vitritică este străbătută de crăpături dirijate către centru. Cele mai multe din aceste crăpături prezintă oarecare ondulări. În centru se află o zonă cu structură granulară. În această zonă crăpăturile fine nu pătrund.

Din cele expuse rezultă că formarea crăpăturilor fine presupune existența unui material vitritic omogen, cu un grad de incarbonizare înaintat, lipsit în cea mai mare parte de corpuri străine.

b) DURITUL

Spre deosebire de vitrit, care este un component unitar, duritul reprezintă un agregat alcătuit din două părți: masa de bază și elementele bituminoase (cuticule, corpuri bituminoase, scleroți, etc.). Ca urmare a acestei alcătuiri, benzile de durit sînt mate și numai rareori capătă un luciu slab cînd cuprind intercalații subțiri de vitrit. Tot datorită lipsei de omogenitate, duritul rămîne mai ridicat în comparație cu vitritul în suprafețele lustruite.

Masa de bază a duritului este alcătuită dintr-un material vegetal puternic descompus și de aceea lipsit de orice structură. Este vorba de o masă de bază humoasă. Din loc în loc masa de bază cuprinde intercalații fine de vitrit sub formă de lentile, sau capătă o alcătuire fluidică sau curgătoare, cînd aspectul ei devine omogen.

Fig. 2 (Pl. XXI) ne arată un durit în secțiune verticală, iar fig. 3 (Pl. XXI) același durit în secțiune orizontală, la Uricani, stratul nr. 8. Masa de bază este

Institutul Geologic al României

lipsită de substanță opacă. Această substanță opacă joacă un rol important în alcătuirea masei de bază a duritului multor cărbuni din zăcămintele altor țări. În lumină reflectată substanța opacă apare albă strălucitoare, cu o nuanță ușor gălbuie. Ea se distinge bine în comparație cu fondul cenușiu al suprafeței lustruite. După caracterul masei de bază astfel descris, rezultă că este vorba de un durit a cărui masă nu conține substanță opacă, deci nu este un durit tipic.

În ceea ce privește elementele componente de natură bituminoasă înglobate în masa de bază, ele s-au păstrat datorită unui conținut ridicat în substanțe ceroase, chitinoase, rășinoase, etc. Cu privire la aceste corpuri bituminoase putem face constatarea că sporii (macro- și microsporii) lipsesc cu desăvîrșire. Majoritatea corpurilor bituminoase cuprinse în durit reprezintă cuticule, adică pătura exterioară a epidermei frunzelor și ramurilor verzi.

Rezultă că tipul de durit, căruia aparține duritul cărbunilor ce studiem, este « duritul de cuticulă », întrucît acest element predomină. Alături de cuticule putem observa în durit și scleroți. Aceste elemente bituminoase reprezintă sporii de ciupercă, sau anumite stări de o rezistență deosebită față de uscăciune, pe care le pot afecta ciupercile. Ca și cuticulele și sporii, ele rezistă incarbonizării grație substanței chitinoase din care sînt alcătuite.

În duritul din culcușul stratului nr. 3, Cîmpul lui Neag, se deosebesc cuticule, scleroți, granule de pirită, etc.

Trebuie să relevăm coincidența ce există între lipsa macro- și microsporilor și lipsa substanței opace din masa de bază a duritului. S-a constatat din studiul altor cărbuni că există o legătură între microspori și substanța opacă, depunerea acesteia fiind provocată probabil de microspori.

În ceea ce privește componenții minerali trebuie să menționăm faptul că în durit se poate observa de cele mai multe ori pirită sub formă de granule fine formate odată cu cărbunele.

Intercalații duritice mai frecvente au fost observate la stratele nr. 8—9. Benzile de durit alternează aci cu benzi alcătuite din vitrit și clarit.

Fig. 1 (Pl. XXII) ne arată în secțiune verticală un durit din stratul nr. 8 Uricani, în care se poate vedea un detaliu ce reprezintă probabil corpul turtit al unei plante de apă, care prin presiune a luat formă eliptică, fiind transformat în vitrit. Partea centrală păstrează încă structura celulară. Fig. 2 (Pl. XXII) reprezintă un durit din stratul nr. 3, Uricani, în care se observă fragmente fine de țesuturi vegetale fuzitizate.

Am amintit că în durit se găsesc și intercalații vitritice sub forma unor elipse de dimensiuni reduse. Dacă examinăm aceste lentile vitritice observăm că în secțiune transversală ele prezintă oarecare urme de structură celulară, cu o orînduire radială a celulelor și cu zone concentrice reprezentînd inelele anilor. Aceste intercalații vitritice cuprinse în durit fac impresia unor tulpini de dimensiuni reduse, transformate în vitrit. Fig. 3 (Pl. XXII) reprezintă o intercalație vitritică sub formă de elipsă, cuprinsă într-un durit din stratul nr. 3, Uricani, la

Institutul Geologic al României

care se observă orînduirea radială a celulelor și inelele anilor. Asemenea petece de vitrit, reprezentînd tulpini presate, s-au putut observa și în stratul nr. 4 la galeria nr. 1, mina Uricani (fig. 1, Pl. XXIII). Ele apar uneori și în șisturile cărbunoase. Fig. 2 (Pl. XXIII) ne arată o lentilă de vitrit, reprezentînd o tulpină presată, într-un șist cărbunos din culcușul stratului nr. 3, Cîmpul lui Neag. Se observă alternanțe de zone concentrice, reprezentînd inelele anilor.

c) CLARITUL

Claritul acestui cărbune reprezintă, ca și duritul, un component alcătuit din masa de bază și elementele formatorii. La clarit însă ele sînt în raport invers, adică predomină masa de bază. Substanța humoasă domină asupra celorlalte părți componente, adică asupra corpurilor bituminoase (cuticule, scleroți, etc.). Putem face și la clarit constatarea că substanța opacă lipsește cu desăvîrșire.

Tipul de clarit existent în cărbunii ce studiem este « claritul de cuticulă », cu predominarea masei de bază humoasă, în care sînt împrăștiate cuticule izolate.

Dacă examinăm cu atenție masa de bază humoasă a claritului nu deosebim niciodată urme de structură lemnoasă. Distribuirea cuticulelor confirmă proveniența claritului dintr-o masă care a trecut prin stadiul stării semilichide, coloidale.

Claritul prezintă caracterul unor fîșii care trec treptat în durit sau vitrit. De la duritul de cuticulă la claritul de cuticulă există un șir de treceri treptate, astfel că între benzile de clarit și cele de durit nu este o limită clară. Rezultă de aci că microstructura acestui component are o legătură genetică cu aceea a duritului și se deosebește mai cu seamă prin raportul invers între substanța humoasă și corpurile figurate. Comun cu microstructura duritică este complexitatea și lipsa ei de omogenitate (I. A. Jemciujnicov).

În afară de cuticule se pot observa și în clarit scleroți mono- și pluricelulari de diferite forme și mărimi, precum și granule de rășină.

Pirita primară, răspîndită sub formă de granule fine în masa cărbunelui, este destul de frecventă și în clarit.

Claritul joacă un rol important, alături de vitrit, în alcătuirea stratelor de cărbune din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag.

Fig. 1 (Pl. XII) reprezintă un clarit din stratul nr. 13, Cîmpul lui Neag. Cuticulele au pereții subțiri. În unele locuri marginea lor interioară este dințată. Fig. 3 (Pl. XXIII) ne arată un clarit din culcușul aceluiași strat, la care cuticulele au pereții groși. Se observă de asemenea o mulțime de granule de pirită.

d) CORPURILE BITUMINOASE

În cele ce urmează vom face o descriere amănunțită a corpurilor bituminoase existente în cărbunele din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag.

Studiul plantelor fosile găsite în acest zăcămînt ne-a dus la concluzia că flora ce a dat naștere cărbunelui din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag a fost

Institutul Geologic al României

alcătuită în majoritatea sa din plante cu frunze: Angiosperme mono- și dicotiledonate. Alături de ele, într-o măsură mai redusă au contribuit și Gimnospermele (plantele cu rășină) în timp ce Pteridophytele (plantele cu spori) au avut un rol cu totul redus.

Studiul plantelor fosile ne arată că printre corpurile bituminoase rolul cel mai important revine resturilor de frunze și de ramuri verzi. Pătura exterioară a epidermei frunzelor și ramurilor verzi s-a păstrat datorită unui conținut în substanțe ceroase, chitinoase și poartă numele de cuticulă.

Sporii de ferigă nu au putut fi identificați cu precizie.

Studiul microscopic ne arată că printre corpurile bituminoase, alături de cuticule joacă un rol foarte important rășinile, precum și resturile de ciuperci (sclerotii).

α) *Cuticule.* Cuticula se păstrează bine în cărbunele din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag. Este alcătuită din cutină, o substanță rezistentă și care se menține ușor în stare fosilă. Ea are rolul de a proteja planta de o evaporare prea mare de apă. Pătura cuticulară este întreruptă numai prin orificiile ce servesc pentru respirație și care sînt așezate în epidermă. Cele mai multe din ele se află în partea de jos a frunzei. Prezența lor ne indică deci o anumită parte a frunzei. De obicei cuticula este mai groasă în partea superioară a frunzei și mai subțire în cea inferioară.

În lumină reflectată cuticulele apar ca niște benzi alungite, cu pereți subțiri sau groși, la care marginea interioară este dințată. De cele mai multe ori conturul lor este închis. Relieful este slab și ele ies în evidență mai mult prin culoarea lor gri-închisă. Fig. 1 (Pl. XXIV) ne arată cuticule la stratul nr. 3, Uricani.

Prezența dinților pe partea interioară a cuticulelor se explică prin forma celulelor epidermei. Cuticula se îngroașe puțin în locurile de contact cu celulele vecine ale țesutului interior. După dispariția celulelor interioare, învelișul cuticulei se păstrează cu marginea interioară dințată și cea exterioară netedă sau puțin ondulată. Fig. 2 (Pl. XXIV) ne înfățișează o cuticulă la stratul nr. 13, Cîmpul lui Neag, la care s-a păstrat structura interioară.

La cărbunii din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag, cuticula apare în cele mai multe cazuri cu dinții interni aproape neobservați, sau cu totul lipsită de ei. Aceasta se explică fie prin condițiunile de conservare, fie prin caracterul epidermei. De cele mai multe ori pereții cuticulelor sînt subțiri. Cuticule cu pereți groși se întîlnesc foarte rar. Ele apar laolaltă cu cele cu pereții subțiri.

Cele mai adeseori țesutul interior al frunzei nu se mai poate recunoaște, fiind transformat în vitrit. Stratul nr. 4, galeria nr. 1, mina Uricani, prezintă cuticule la care țesutul interior s-a păstrat în parte. Într-o anumită zonă acest țesut a fost transformat în vitrit.

Institutul Geologic al României

Pereții cuticulei sînt pătrunși uneori de granule de pirită. Fig. 3 (Pl. XXIV) ne înfățișează un durit din stratul nr. 8, Uricani, în care este înglobată o cuticulă. Pereții cuticulei sînt în întregime pătrunși de pirită, astfel că nu mai pot fi observați. Interiorul cuticulei este vitritizat.

β) *Corpurile rășinoase.* Cărbunele din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag cuprinde numeroase corpuri rășinoase. Proveniența lor este legată de păstrarea traheidelor cu rășină, umplute cu materii rășinoase, deosebit de dezvoltate în tulpinile coniferelor.

În planta vie corpurile rășinoase se manifestă prin secreții deosebite, care servesc pentru protejarea plantei împotriva rănilor, putrezirii și uscării. Ele au consistență mai mult sau mai puțin fluidă (picături de rășină). În timpul fosilizării rășinile suferă multe transformări. Ele sînt oxidate prin influența oxigenului din aer sau sînt supuse polimerizării. Aceste transformări au drept urmare o scădere a proprietății de dizolvare, pînă la completa dispariție a acestei calități și o ridicare a temperaturii de topire. Rășinile și cerurile reprezintă substanțele cele mai rezistente la fosilizare. Odată fosilizate, ele sînt în situația de a nu se mai putea transforma din punct de vedere chimic.

În cărbunele din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag rășinile se prezintă sub diferite aspecte.

Rășini care și-au păstrat locul în lemnul din care provin. Rășina aceasta se prezintă sub formă de granule rotunde, intercalate în structura lemnoasă a vitritului. Ea se găsește încă în lemnul în care s-a format și contribuie într-o bună măsură la păstrarea structurii lemnului, devenit acum vitrit. Se mai poate prezenta sub formă de bastonașe sau fire lungi și subțiri, incluse în masa vitritului. Acestea s-au format prin presarea și deformarea granulelor de rășină cuprinse în traheidele rășinoase.

Fig. 1 (Pl. XXV) ne arată un vitrit din stratul nr. 13, Cîmpul lui Neag, la care se observă urme de structură lemnoasă. Cu oarecare atenție putem vedea o mulțime de granule rotunde, cuprinse în structura păstrată. Existența granulelor de rășină a făcut ca lemnul să nu-și piardă complet structura celulară. În fig. 2, (Pl. XXV) stratul nr. 13, Cîmpul lui Neag, suprafața vitritului este presărată de granule de rășină cu o culoare mai închisă decît a vitritului și cu un relief puternic.

Fig. 3 (Pl. XXV) ne arată șiruri de celule frumos păstrate, reprezentînd probabil secțiuni transversale prin lemne de conifere, la stratul nr. 13, Cîmpul lui Neag. Aceste structuri s-au putut păstra fiind impregnate cu rășini. Unele celule sînt goale. Ele și-au modificat oarecum forma. Altele sînt pline cu rășină. Rășina aceasta prezintă o structură caracteristică. Uneori șirurile de celule sînt deranjate și celulele apar izolate.

Păstrarea acestor structuri se explică prin impregnarea cu rășină a complexelor de celule. Ele se pot observa și la alte strate. Spre exemplu, putem vedea

Institutul Geologic al României

granule de răşină, rotunde sau eliptice, de dimensiuni mai mari sau mai mici la stratul nr. 4, galeria nr. 1, mina Uricani. În secţiune longitudinală aceste structuri arată canale secţionate longitudinal, în care sînt cuprinse granule de răşină, unele rotunde, altele deformate. În fine, se întîlnesc în aceşti cărbuni destul de frecvent, complexe rotunde de celule bituminoase, cu o dispoziţie radială, alcătuind o elipsă. Cît de bine se pot păstra asemenea structuri celulare prin impregnarea cu răşină la lemnele de Conifere, ne arată fig. 1, Pl. XXVI (stratul nr. 4, galeria nr. 1, mina Uricani). În această fotografie putem observa celule de formă poligonală, secţionate transversal.

Răşini care au impregnat razele medulare ale lemnului. În cazul cînd răşina a impregnat razele medulare ale lemnului, ea apare sub formă de elipse sau sub forme colţuroase în masa vitritului.

Răşini ce apar sub forme neregulate. Spre deosebire de cele descrise, răşinile ce aparţin acestei categorii apar sub forma unor corpuri de formă neregulată, şi de culoare cenuşie sau cenuşiu-închisă. Unele din ele nu prezintă un relief mai pronunţat decît vitritul şi sînt străbătute de crăpături neregulate.

Alte răşini prezintă de asemenea forma unor petece neregulate, dar se deosebesc de primele printr-un relief puternic şi o oarecare structură. Crăpăturile caracteristice răşinilor descrise mai sus dispar complet. În suprafaţa lustruită structura acestor răşini arată o mulţime de puncte aşezate unele lîngă altele, sau mici pori printre care apar găuri de formă neregulată sau vermiculară.

Fig. 2 (Pl. XXVI) ne înfăţişează un corp răşinos, de formă aproximativ eliptică, cu un relief puternic, prin care se deosebeşte uşor de masa cărbunelui înconjurător (stratul nr. 3, galeria nr. 17, Uricani).

Fig. 3 (Pl. XXVI) ne arată tot un corp răşinos, cu relief puternic şi o mulţime de goluri (galeria nr. 21, stratul din complexul superior, Uricani).

Fig. 1 (Pl. XXVII) ne prezintă corpuri răşinoase sub formă de şnururi, la stratul nr. 13, galeria nr. 41, Cîmpul lui Neag.

În unele probe de cărbune s-au putut observa petece de răşină în interiorul cuticulelor.

Fig. 2 (Pl. XXVII) ne arată la stratul nr. 13, galeria nr. 41, Cîmpul lui Neag, corpuri de răşină de formă eliptică, înconjurate de cuticule cu pereţii subţiri.

Răşini ce apar sub formă de mozaic. La aceste răşini granulele sînt presate unele în altele, situaţie prin care ia naştere forma de mozaic. Fig. 3 (Pl. XXVII) ne arată răşini sub formă de mozaic la Cîmpul lui Neag, stratul nr. 13, galeria de explorare nr. 41. Corpurile răşinoase, cu un relief puternic, sînt presate unele în altele. În fine, în fig. 1 (Pl. XXVIII), se observă de asemenea granule de răşină presate unele în altele. Privite în ansamblu aceste granule de răşină dau o formă de elipsă (Uricani, stratul nr. 3, galeria nr. 17).

Granule de răşină în fuzit. În celulele lemnoase ale fuzitului se observă uneori granule rotunde de răşină. Întrucît acest component apare

Institutul Geologic al României

într-o măsură foarte redusă în cărbunele din Bazinul Văii Jiului, desigur exemplele ce se pot da sînt foarte reduse. Interesul științific al acestei observații este foarte mare, întrucît ea ne dă oarecare indicații asupra genezei acestui component. Fig. 2 (Pl. XXVIII) reprezintă în secțiune longitudinală un fragment de fuzit, de la Cîmpul lui Neag, galeria nr. 41, stratul nr. 13. Intercalate în traheidele lemnului se observă granule de rășină de formă rotundă, care și-au păstrat forma și poziția în lemnul de odinioară.

Din cercetarea rășinilor cuprinse în cărbunii din regiunea Uricani-Cîmpul lui Neag, rezultă următoarele:

Acești cărbuni sînt caracterizați prin multe corpuri rășinoase, fin răspîndite în masa lor. Microscopic rășinile apar sub formele cele mai variate.

Majoritatea rășinilor se păstrează chiar în locul sau în apropierea locului unde s-au format.

Frecvența mare a rășinilor la stratele de cărbune din această regiune, ne îndreptățește a crede că aci Coniferele ar fi jucat un rol mai important decît în restul bazinului.

γ) *Celulele de plută.* Acestea apar foarte rar în cărbunele din regiunea studiată. Ele se păstrează sub formă de benzi lungi și sînt caracterizate prin celule turtite, cu pereți subțiri, așezate unele peste altele sub formă de șiruri. Fig. 3 (Pl. XXVIII) ne înfățișează o bandă de celule de plută la stratul nr. 9, galeria nr. 22, Uricani.

δ) *Scleroții.* Alături de cuticule și de corpuri rășinoase apar în cărbunii din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag numeroși scleroți. Aceștia s-au păstrat în cărbune, avînd corpul impregnat cu o substanță chitinoasă. Apar rareori izolați. Cele mai deseori se găsesc sub formă de îngrămădiri, alcătuind benzi continue.

Cea mai simplă formă este aceea monocelulară, cunoscută sub numele de *Sclerotites cavatoglobosus*. Fig. 1 (Pl. XXIX) ne înfățișează o colonie de scleroți monocelulari, la stratul nr. 3, galeria nr. 17, Uricani. Acești scleroți și-au păstrat forma lor rotundă și se apropie mult de cunoscuta formă a microsporilor de ferigă. În cazul cînd forma de sferă a fost deformată prin presiune, scleroții sînt turtiți și capătă forma de elipsă sau alte forme curioase.

De cele mai multe ori scleroții sînt pluricelulari.

În cazul cînd celulele respective se înșiruie una după alta, scleroțiul capătă numele de « teleutospor ». Numărul celulelor poate ajunge pînă la 12. Ele nu sînt regulate, nici ca mărime nici ca formă și relieful lor nu este puternic. Celulele terminale sînt de obicei triunghiulare. În secțiune transversală teleutosporii au o formă rotundă și nu se pot deosebi de scleroții monocelulari. La presiune teleutosporii nu sînt atît de rezistenți ca ceilalți scleroți. Pereții chitinoși ai scleroțiului pot rezista presiunii pînă la o anumită limită prin plasticitatea lor. Numai după ce deformarea pereților a devenit prea mare, aceștia plesnesc. Teleutosporii

Institutul Geologic al României

nu aparțin ciupercilor distrugătoare de lemn. Fig. 2 (Pl. XXIX) ne înfățișează o colonie de scleroți pluricelulari (teleutospori) din stratul nr. 13, Cîmpul lui Neag. Ei sînt cuprinși într-o masă de bază. Cîțiva din acești teleutospori sînt secționați transversal și apar sub formă rotundă.

O altă serie de scleroți se prezintă cu celule așezate pe două șiruri, față în față. Celulele de la capete sînt puțin turtite. Această formă este cunoscută sub numele de « ascospor ». În secțiune longitudinală ascosporul are o formă eliptică.

Foarte frecvenți sînt și scleroții pluricelulari, de formă rotundă sau eliptică. Aceștia alcătuiesc îngrămădiri în masa de bază. Zone întregi sînt alcătuite uneori numai din acești scleroți. Forma cea mai frecventă este cunoscută sub numele de *Sclerotites brandonianus*. Acesta are aspectul unei sfere alcătuită dintr-o mulțime de celule neregulate. Fig. 3 (Pl. XXIX) ne arată la stratul nr. 9, galeria nr. 22, Uricani, un petec de vitrit cu scleroți de toate felurile, între care se remarcă *Sclerotites brandonianus*.

Alături de *Sclerotites brandonianus* apare *Sclerotites multicellulatus*. Forma sferică a lui *Sclerotites* arată o mare regularitate atunci cînd scleroțiul nu este presat. Prin presare forma sferică inițială dispare complet și învelișul chitinos capătă o formă eliptică sau colțurată. Scleroți pluricelulari *(Sclerotites multicellulatus)* în durit se pot vedea la stratul nr. 9, galeria nr. 22, Uricani. La acești scleroți s-a păstrat forma rotundă.

Alteori forma rotundă nu se mai păstrează. Astfel la stratul nr. 3, galeria nr. 17, Uricani, s-au putut observa scleroți mari, pluricelulari. Pereții lor exteriori sînt groși, totuși forma inițială rotundă s-a transformat în elipsă. Unul din acești scleroți a fost întîlnit de secțiune în plin, astfel că celulele interioare se pot observa bine, în timp ce al doilea a fost întîlnit numai tangențial, astfel că interiorul nu apare clar.

Interesant este faptul că acești scleroți formează uneori șiruri ce se mențin la același nivel în masa cărbunelui, sau sînt presați unii într-alții, acoperind astfel porțiuni întregi din suprafața lustruită. Scleroți pluricelulari *(Sclerotites multicellulatus)* alcătuind șiruri au fost observați la stratul nr. 3 (culcuș), galeria nr. 40, Cîmpul lui Neag.

În cărbunii din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag apar și unii scleroți de forme cu totul neregulate. Aceștia prezintă un relief puternic și o structură celulară fină, care se apropie de aceea a fuzitului. Apar ca fragmente de dimensiuni mici, mai mulți laolaltă. Aceste țesuturi ocupă uneori porțiuni întregi din suprafața lustruită și trimit în masa cărbunelui o mulțime de excrescențe și prelungiri sub forma unor apendice. Excrescențele și prelungirile întîlnite în secțiuni transversale ne explică formele curioase, care în realitate constituie fragmente dintr-un scleroțiu mai mare. Ele ne explică chiar modul de formare al scleroților. Astfel, în primul stadiu există numai un fragment chitinos, la care încep să se formeze mici celule. Ele se dezvoltă de cele mai multe ori de-a lungul traheidelor și razelor medulare. Prin dezvoltare ele distrug în mod treptat țesutul celular lemnos, în

Institutul Geologic al României

direcția în care se dezvoltă. Dezvoltarea pereților face ca numărul celulelor să crească mereu. Iau naștere astfel diferite forme neregulate sau sferice.

La stratul nr. 9, galeria nr. 22, Uricani, s-a putut vedea o porțiune dintr-un sclerotiu mare, de formă neregulată, cuprins în vitrit. Corpul sclerotiului are un relief mai puternic decît al vitritului. Sclerotiul trimite excrescențe puternice în masa înconjurătoare.

Formele de sclerotii descrise aparțin mai toate ciupercilor distrugătoare de lemn. Întrucît sclerotii reprezintă forme de durată, care apără ciupercile mai ales de o uscăciune prea mare, putem considera că ele au fost mai numeroase atunci cînd, temporal sau local, a domnit o uscăciune relativă.

Din cele arătate cu privire la sclerotii putem conchide următoarele:

În cărbunii din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag sclerotii sînt foarte frecvenți și de forme foarte variate. Acești sclerotii apar la toate stratele. Ei sînt mai numeroși în anumite orizonturi, în timpul formării cărora a existat probabil o stare de uscăciune relativă. Procesul de incarbonizare nu a avut nici o influență asupra acestor corpuri bituminoase, într-adevăr rezistente.

ε) *Sporii.* În cărbunii din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag sporii lipsesc. Existența macro- și microsporilor nu poate fi stabilită cu precizie în acești cărbuni. De altfel această constatare s-a putut face la cărbunii din întregul bazin. Lipsa sporilor se datorește proporției cu totul redusă în care ferigele au contribuit la formarea acestui zăcămînt. Ferigele au jucat un rol cu totul secundar în comparație cu plantele cu frunze. Este recunoscută lipsa sporilor în cărbunii de vîrstă terțiară. Sporii sînt caracteristici cărbunilor de vîrstă carboniferă, la care joacă un rol important în alcătuirea duritului și claritului.

În regiunea Uricani s-a putut identifica în duritul stratului nr. 9, la galeria nr. 22, un amănunt care ar putea fi pus în legătură cu existența sporilor. După toate probabilitățile este vorba de resturile unui sporangiu, anume un annulus al unui sporangiu de ferigă. Acesta are forma unui inel care pe partea interioară este prevăzut cu mai multe brațe în formă de raze. În cazul pe care îl descriem se observă numai locul de prindere al acestor brațe de inelul propriu-zis. Brațele nu s-au putut păstra sau au fost rupte. Culoarea și structura acestui corp sînt foarte asemănătoare vitritului, iar relieful este puțin pronunțat.

Se știe că un sporangiu constă în stare coaptă dintr-o mică capsulă care cuprinde mai mulți spori. Marginea exterioară a sporangiului este prevăzută cu un inel (annulus), înconjurat de celule cu îngroșări particulare. Pereții laterali, care se îngroașe spre interior, formează brațele. Desfacerea acestui inel în momentul cînd sporangiul este copt are drept urmare împrăștierea sporilor. Deschiderea inelului se face prin strîngerea unei membrane ce înconjoară brațele. În cărbunii liasici de la Anina s-au găsit cîteva resturi foarte bine păstrate, reprezentînd un annulus de sporangiu de ferigă. Ele au fost descrise amănunțit în studiul referitor la acești cărbuni.

Institutul Geologic al României

În concluzie, se poate spune că în regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag cărbunii se caracterizează prin lipsa macro- și microsporilor.

Presiunile suferite de cărbunele din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag au lăsat urme interesante asupra detaliilor păstrate. Ele se pot vedea mai ales acolo unde sînt acumulări importante de corpuri bituminoase, spre exemplu cuticule. Se observă că aceste corpuri bituminoase sînt secționate și deplasate de-a lungul unor linii de deplasare, comparabile unor microfalii. Cel mai frecvent se pot observa aceste microfalii la stratul principal. Unele suprafețe ne arată corpuri bituminoase, secționate și deplasate de-a lungul unei microfalii, la stratul nr. 3, galeria nr. 17, Uricani.

La probele de cărbune colectate din aflorimentul stratului principal în V. Gîrjii, Uricani, s-au observat de asemenea foarte frecvent asemenea deplasări, produse prin microfalii, ale detaliilor incluse în cărbune.

e) FUZITUL

Fuzitul este componentul care în cărbunii din V. Jiului apare într-o măsură foarte redusă. Dacă în porțiunea bazinului cuprinsă între Lonea și Lupeni existența sa poate fi dovedită, în zona Uricani—Cîmpul lui Neag fuzitul este ca și inexistent. În tot cazul, în această zonă sînt strate cu o grosime apreciabilă, în al căror profil, examinat cu multă atenție, nu se pot observa decît urme de fuzit cu totul rare. Aceste considerații se referă la studiul microscopic, căci macroscopic nici nu poate fi vorba de a stabili existența fuzitului în cărbune.

Fuzitul are o mare asemănare cu cărbunele de lemn, de unde și numele de «cărbune de lemn, fosil». Este foarte fragil, sfărîmicios, are un luciu matmătăsos și o culoare neagră-cenușie.

În studiul microscopic al suprafețelor lustruite fuzitul arată structuri celulare de cele mai multe ori foarte bine păstrate. Pereții celulari apar albi strălucitori, puțin gălbui, iar spațiile libere apar negre sau gri-închise.

Acest component, care apare în cantități foarte reduse în cărbunii din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag, păstrează în condițiuni impecabile structura celulară și ne dă relațiuni importante asupra anatomiei plantelor din care provine. Ținînd seamă de aceste considerente am urmărit cu mare atenție să descoperim cît mai multe fragmente de fuzit și să facem microfotografii.

La stratul de cărbune pus în evidență prin galeria de explorare nr. 21, Uricani, s-au putut observa fragmente de fuzit, redate în fig. 1 (Pl. XXX). Este vorba de secțiuni longitudinale și la acestea ies în evidență orificiile circulare de comunicare.

Fig. 2 (Pl. XXVIII) ne arată un fuzit din stratul nr. 13, galeria nr. 41, Cîmpul lui Neag, în secțiune longitudinală. Aci se observă granule rotunde de rășină cuprinse în celule.

Institutul Geologic al României

Fig. 2 (Pl. XXX) ne prezintă un alt fragment de fuzit din stratul complexului superior, galeria nr. 21, Uricani.

La stratul nr. 13, galeria nr. 41, Cîmpul lui Neag, fragmentele de fuzit sînt puțin mai frecvente ca de obicei. Fig. 3 (Pl. XXX) ne arată un fragment de fuzit din acest strat, în secțiune transversală.

Se poate face constatarea că la toate fragmentele de fuzit menționate pînă în prezent celulele au rămas goale, adică nu sînt impregnate cu substanțe minerale.

La unele fragmente de fuzit celulele sînt sfărîmate. Cu oarecare atenție se observă alternanțe de zone la care celulele sînt complet sfărîmate, cu alte zone la care ele se păstrează în oarecare măsură. Posibilitatea de a se păstra sau sfărîma este în directă legătură cu grosimea pereților celulari. În zonele de anotimp uscat pereții fiind mai groși au rezistat presiunii, iar cei din zonele de anotimp ploios, cu pereții subțiri, au cedat acestei presiuni.

Demne de remarcat sînt microfotografiile nr. 1 și 2 (Pl. XXXI). Ele ne arată două fragmente de fuzit din stratul nr. 13, galeria nr. 41, Cîmpul lui Neag. Ambele reprezintă secțiuni transversale, celulele sînt goale, de formă rotundă sau poligonală. Pereții celulelor se repetă ca și cum ar fi căptușiți și prin aceasta devin mai groși ca de obicei. Ele reprezintă anumite țesuturi schlerenchimatice, aparținînd probabil lemnului de palmier.

La stratele de cărbuni din regiunea Cîmpul lui Neag se întîlnesc o serie de detalii de formă și structură foarte curioase. Ele au întotdeauna contururi rotunde, sau aproape rotunde, relieful lor este puternic și sînt alcătuite dintr-un țesut celular fin. În masa lor apar goluri eliptice sau rotunde, care ar reprezenta oarecum secțiuni prin canale. Aceste corpuri par a fi fragile ca și fuzitul, întrucît la unele pereții sînt plesniți. Relieful pronunțat, structura celulară fină și formele ovale, ne conduc la concluzia că ele reprezintă fragmentele fuzitizate ale unor anumite resturi de organe de plante.

În fig. 3 (Pl. XXXI) se pot observa două corpuri secționate transversal. Ele se proiectează pe un șist cărbunos la stratul nr. 9, galeria nr. 22, Uricani Interiorul lor pare a fi gol.

Fig. 1 și 2 (Pl. XXXII) ne arată unele corpuri curioase la stratul nr. 13, galeria nr. 41, Cîmpul lui Neag. Ele apar sub formă de benzi cu conturul închis sau deschis, după cum au fost întîlnite în secțiune. Peretele detaliului redat în fig. 1 (Pl. XXXIII) este plesnit, datorită probabil presiunii.

Stratul nr. 13, galeria nr. 41, Cîmpul lui Neag, arată fragmente de formă eliptică sau triunghiulară, alcătuite din același material. În fine, fig. 2 (Pl. XXXIII) ne arată un corp curios, cu diferite canale.

Rezumînd cele arătate cu privire la fuzit, putem spune următoarele:

În stratele de cărbuni din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag, fuzitul este în cantitate foarte redusă. Puținele fragmente găsite cu ocazia acestui studiu ne

Institutul Geologic al României

arată că este vorba de fuzit moale, întrucît celulele nu sînt impregnate cu substanțe minerale.

Fuzitul s-a format din lemn. Structura celulară, păstrată în bune condițiuni, ne arată unele detalii anatomice care dovedesc că, în parte, fregmentele de fuzit s-au format din lemn de Conifere. Aceste detalii sînt granulele de rășină și orificiile de comunicare de formă circulară.

În fuzit, ca și în vitrit, se pot observa alternanțe de celule de anotimp uscat și anotimp ploios (inelele anilor), care constituie o dovadă a periodicității climei.

Lipsa fuzitului ne arată o acoperire permanentă cu apă a suprafeței turbăriilor respective.

f) COMPONENȚII MINERALI

Cărbunele din regiunea Uricani cuprinde într-o mare măsură componenți minerali: pirită, marcasită, carbonat de calciu, carbonat de fer, argilă, etc.

Pirita primară apare sub formă de granule rotunde, de dimensiuni de zecimi sau sutimi de milimetru, fin răspîndite în masa cărbunelui.

Fig. 2 și 3 (Pl. XXI) ne arată granule de pirită într-un durit din stratul nr. 8, galeria nr. 22, Uricani și stratul nr. 3, galeria nr. 40, Cîmpul lui Neag.

Fig. 3 (Pl. XXIII) ne înfățișează granule de pirită într-un clarit, la stratul nr. 13 galeria nr. 41, Cîmpul lui Neag.

Granule de pirită de dimensiuni diferite se asociază uneori, formînd adevărate cuiburi de pirită.

În fig. 3 (Pl. XXXIII) (stratul nr. 3, galeria nr. 17, Uricani) și fig. 1 (Pl. XXXIV) (stratul nr. 3, galeria nr. 40, Cîmpul lui Neag) se observă cuiburi de pirită primară. În fig. 3 (Pl. XXXIII) granulele de pirită au dimensiuni diferite, relief puternic și o structură fină particulară. Granulele de pirită sînt înconjurate uneori de inele alcătuite tot din pirită. Unele din aceste inele au fost rupte, desigur prin operațiile de șlefuire. Fig. 1 (Pl. XXXIV) redă formarea unui cuib cu granule de pirită. Prin dezvoltarea acestui cuib păturile de substanță cărbunoasă vecine au fost deformate, încovoiate. Uneori întreaga suprafață a cărbunelui apare acoperită cu granule fine de pirită.

Fig. 2 (Pl. XXXIV) ne arată un vitrit încărcat de pirită fină, granulară, la stratul nr. 9, galeria nr. 22, Uricani. Suprafața vitritului nici nu se mai poate observa. Fig. 3 (Pl. XXXIV) ne prezintă tot un vitrit cu multă pirită fină, dispusă sub formă de fîșii, la stratul nr. 9, galeria nr. 22, Uricani.

Fig. 1 (Pl. XXXV) ne înfățișează un gol în cărbune, în care s-a depus o crustă de pirită (stratul din complexul superior, galeria nr. 21, Uricani). Cu oarecare atenție se observă că această crustă s-a format prin unirea între ele a mai multor granule de pirită.

Pirită secundară, depusă pe crăpăturile existente în masa cărbunelui deja format, se întîlnește rar. Fig. 2 (Pl. XXXV) ne arată un vitrit din stratul nr. 4, galeria nr. 1, mina Uricani, care este străbătut de crăpături umplute cu pirită

Institutul Geologic al României

secundară. În aceeași microfotografie se observă și un cuib de granule de pirită primară, precum și granule izolate.

În ceea ce privește repartiția piritei în cărbune se poate constata că granulele de pirită apar în cantitate mai mare în benzile de durit în comparație cu cele de vitrit, unde, în multe cazuri, ele lipsesc cu desăvîrșire. Granulele de pirită au tendința de a se aglomera acolo unde există resturi bituminoase, cuticule, etc.

Prezența piritei se poate constata și în șistul cărbunos. Se observă aci că pirita nu se aglomerează niciodată în substanța minerală. Totdeauna ea se prinde de substanța cărbunoasă. Fig. 3 (Pl. XXXV) ne arată un șist cărbunos cu pirită, la stratul nr. 9, galeria nr. 22, Uricani. Se observă granule de pirită numai acolo unde este vitrit.

Ca și în restul bazinului, s-a putut observa la Uricani o creștere a conținutului de pirită cu cît ne apropiem de acoperișul stratului.

Carbonatul de calciu umple crăpăturile cărbunelui, uneori în asociație cu pirita, și poate fi observat cu ușurință în lumină înclinată.

Sferosideritele, de dimensiuni uneori microscopice, se observă mai ales în durit. Forma lor este rotundă sau eliptică și prezența lor face ca corpurile bituminoase să sufere încovoieri la contactul cu ele. În secțiuni subțiri aceste sferosiderite capătă o culoare roșcată. Materialul din care sînt alcătuite este un carbonat de fer impur.

Mai frecvent decît sferosideritul și carbonatul de calciu apar intercalațiile de argilă, în formă alungită sau eliptică.

Fig. 1 (Pl. XXXVI) ne arată vitrit cu granule minerale sub formă de șiruri la stratul nr. 4, galeria nr. 1, mina Uricani.

E) ALCĂTUIREA PETROGRAFICĂ A STRATELOR DE CĂRBUNE DIN REGIUNEA URICANI—CÎMPUL LUI NEAG

1. STRATELE DIN REGIUNEA URICANI

a) STRATUL Nr. 3, GALERIA DE EXPLORARE Nr. 17

În profilul cercetat stratul principal începe la culcuș printr-un banc de cărbune, în grosime de cca 2,30 m, alcătuit în cea mai mare măsură din vitrit.

Vitritul apare omogen, fără structură. Pe alocuri prezintă o slabă structură lemnoasă, în care se pot observa inelele anilor. În anumite porțiuni sînt vizibile crăpături fine cu o orientare constantă.

Acolo unde apare structura lemnoasă se pot deosebi celule foarte întortochiate, cu rășină sub formă de granule rotunde ori eliptice sau de bastoane.

Fig. 2 (Pl. XX) ne arată un vitrit cu structură, la care celulele au suferit deformări.

Alături de crăpăturile fine cu orientare constantă, suprafața lustruită este brăzdată în unele locuri de crăpături mari, neregulate.

Institutul Geologic al României

Caracteristică pentru acest vitrit este lipsa aproape totală atît a granulelor de pirită sau a altor incluziuni minerale, cît și a scleroților. Cînd apar granule de pirită în masa vitritului, ele alcătuiesc cuiburi.

Fig. 3 (Pl. XXXIII) ne arată cuiburi de pirită. Granulele au relief puternic. Ele sînt de dimensiuni diferite și au o structură caracteristică.

Trebuie menționat că crăpăturile fine, cu orientare constantă, ce apar pe alocuri în vitritul acestui cărbune, nu sînt atît de evidente și nu apar cu atîta regularitate ca cele observate și descrise la stratul pus în evidență prin galeria nr. 21.

În concluzie rezultă că în culcușul stratului vitritul se găsește într-o mare măsură.

De fapt, acest banc de vitrit nu se află în culcușul stratului de cărbune. Culcușul stratului nr. 3 se află mult mai jos, dar materialul cuprins între bancul de vitrit descris și patul stratului, material constituit în cea mai mare parte din șisturi argiloase, mugle de fier, etc., este atît de sărac în cărbune, încît nici nu poate fi vorba de o extracție a lui. În această situație am considerat că stratul începe prin bancul de vitrit descris.

Deasupra acestui cărbune vitritic se observă alternanțe de clarit, vitrit și, într-o măsură mai mică, durit. Claritul cuprinde multe cuticule cu pereți subțiri și țesutul interior bine păstrat, precum și scleroți de toate varietățile. Predomină scleroții mari, rotunzi, multicelulari. Unii din ei au pereții groși *(Sclerotites multicellulatus)*. Se observă în același timp și scleroți deformați. Astfel, apar fragmente de scleroți sub formă de filamente îndoite, întortochiate, prezentînd un fin țesut celular și un puternic relief.

Vitritul are aceleași caractere, adică în majoritatea cazurilor nu prezintă structură celulară. În el se pot observa unele corpuri bituminoase, secționate de crăpături fine și deplasate, asemănătoare faliilor în formă de trepte. Granulele de rășină alcătuiesc în masa vitritului îngrămădiri sub formă de elipse sau de mozaic. Scleroți nu apar de loc în vitrit. Fig. 1 (Pl. XXVIII) ne arată granule de rășină presate unele într-altele, cu aspect de mozaic. În ansamblu ele prezintă forma unei elipse.

Fig. 2 (Pl. XXII) ne arată un durit în care sînt cuprinse fragmente fine, ale unor țesuturi de plante fuzitizate.

Pe măsură ce ne ridicăm mai sus pe profilul stratului, vitritul cuprinde componenți minerali într-o măsură mai mare. Pirita apare încă în cantități reduse. Sînt suprafețe lustruite în care pirita nu se observă de loc. Totuși, în cîteva locuri granulele de pirită constituie cuiburi.

Cercetarea probelor următoare ne arată mult carbonat de fer în masa cărbunelui. Unele probe sînt alcătuite numai din carbonat de fer. Repartizate neuniform printre sferosiderite apar vitrit și clarit. Într-o măsură redusă apare durit, care trece în clarit.

Pentru probele de cărbune cercetate este caracteristică lipsa cuticulelor, scleroților, precum și a piritei. Cuticule întregi nu se observă, ci numai bucăți,

Institutul Geologic al României

frînturi din ele. Masa de bază apare lipsită de corpuri bituminoase. Se remarcă faptul că în carbonatul de fer nu sînt incluse resturi de plante.

Suprafețele lustruite ce urmează ne arată un cărbune în care vitritul joacă din nou rolul important. Într-o măsură mai redusă apar, alături de vitrit, clarit și durit. Vitritul nu este curat, ci cuprinde multe impurități minerale. În cea mai mare parte vitritul nu păstrează urme de structură lemnoasă. Crăpăturile din masa vitritului nu au o direcție constantă ci sînt neregulate. Pirita este în cantitate foarte redusă.

Claritul și duritul cuprind multe resturi bituminoase, cuticule și mai ales mulți scleroți de toate formele. Avem a face cu clarit de cuticule și durit de cuticule. În durit se observă o masă de bază cu diferite corpuri nedeterminabile, precum și scleroți mono- sau pluricelulari. Pirita se menține în cantitate redusă. Alături de pirită apar multe impurități minerale. La unele probe se observă și intercalații șistoase. Acestea cuprind mici pelicule de vitrit fără urme de structură lemnoasă.

Urmează probe luate dintr-un vitrit curat. Este un vitrit nestructural, fără rășini, scleroți, etc. Nu prezintă crăpături cu orientare constantă, iar granulele de pirită sînt ca și inexistente în acest vitrit. Alături de vitrit curat se observă șist în care sînt incluse lentile fine de vitrit, cu totul izolate.

Studiul suprafețelor lustruite ce urmează ne arată predominanța claritului. Acesta este străbătut de benzi subțiri sau lentile de vitrit.

Claritul nu are aci o alcătuire constantă. În unele părți el cuprinde într-o măsură mai redusă cuticule, însă scleroții sînt foarte frecvenți. Unii din ei sînt monocelulari, alții sînt pluricelulari, în formă de elipsă. Scleroții monocelulari sînt uneori turtiți în felul microsporilor. Fig. 1 (Pl. XXIX) ne arată o colonie de scleroți monocelulari *(Sclerotites cavatoglobosus)*. În alte locuri claritul conține corpuri bituminoase în cantitate redusă. Numai rareori apar îngrămădiri de scleroți monocelulari. Unele din elipsele vitritice cuprinse în clarit reprezintă tulpini turtite; la acestea se pot observa inelele anilor. Fig. 3 (Pl. XXII) ne arată o tulpină presată, transformată în vitrit. Se observă orînduirea radială a celulelor, precum și inelele anilor. Vitritul arată și granule de rășină de forme cu totul neregulate. Anumite detalii apar secționate și deplasate de-a lungul unor microfalii.

Pirita se menține într-o cantitate redusă în clarit și în vitrit. Alți componenți minerali apar în cantități mari mai ales în clarit. Atunci cînd pirita se găsește în cantități mai mari ea constituie cuiburi de formă neregulată.

Probele de cărbune ce urmează se caracterizează prin abundența în pirită. Claritul cuprinde pirită și alte impurități minerale în cantități foarte mici. El conține multe cuticule. La unele din ele se păstrează perfect întreaga structură interioară a frunzei. La alte cuticule se păstrează numai pereții exteriori. Fig. (1 Pl. XXIV) ne arată cuticule la care s-a păstrat, într-o oarecare măsură, și țesutul interior.

Institutul Geologic al României

Sînt zone întregi unde în masa de bază nu se pot deosebi cuticule bine păstrate. În alte zone însă ele apar bine întreținute. Această constatare ne îndreptățește a considera că în unele zone procesul de descompunere a fost prea puternic, ar în altele a fost mai slab. Alături de cuticule apar în clarit și scleroți mono- și pluricelulari. Cei pluricelulari sînt de formă eliptică. Unii sînt puternic deformați.

În vitrit se observă pe alocurea o structură fină, foarte interesantă, sau bastonașe și granule rotunde de rășină. În general vitritul nu cuprinde de loc pirită sau conține într-o măsură foarte redusă.

Ca o raritate trebuie să menționăm faptul că într-una din suprafețele lustruite s-au putut observa fragmente fine de fuzit sub forma de ace.

Seria de probe ce urmează încheie profilul stratului nr. 3, printr-o alternanță de benzi de vitrit și clarit. Ca și în restul stratului, vitritul se prezintă de cele mai multe ori lipsit de structură. Pe alocuri el este structural. Crăpături fine cu orientare constantă nu se observă în vitrit. În unele probe vitritul este curat, în altele suprafața lui este presărată cu granule de rășină. Într-una din probe vitritul a prezentat o structură lemnoasă foarte interesantă, cu celule secționate longitudinal și transversal, umplute cu rășină. Vitritul arată crăpături fine, umplute cu carbonat de calciu.

Claritul cuprinde multe resturi bituminoase printre care scleroți mono- și pluricelulari, cuticule întregi sau sfărîmate, precum și pirită granulară, în cantitate foarte mare. Fig. 2 (Pl. XXVI) ne arată un corp rășinos cu relief puternic.

Din descrierea făcută apare evidentă creșterea conținutului de pirită din culcușul către acoperișul stratului. Tot atît de evidentă apare lipsa fuzitului și a substanței opace.

b) STRATUL Nr. 4, MINA URICANI, GALERIA Nr. 1, ÎNTRE SUITORUL 7 ȘI 8

În profilul acestui strat se observă alternanțe de vitrit și clarit. Intercalațiile duritice sînt rare. În partea dinspre culcuș sînt foarte frecvente intercalațiile vitritice, iar în partea din acoperiș claritul devine ceva mai frecvent.

Vitritul este nestructural. El apare uneori presărat cu granule de rășină rotunde și eliptice sau bastonașe de rășină. De asemenea se observă scleroți de toate formele, unii menținîndu-se la același orizont. Se pot vedea și porțiuni în care vitritul este structural. El prezintă crăpături cu orientare constantă, pline cu substanțe minerale.

În clarit se observă scleroți de toate formele, cuticule, acumulări de rășină etc. Unele din cuticule sînt bine păstrate. Cele mai multe au pereții subțiri. Cuticulele cu pereții groși sînt rare. La unele cuticule se pot observa nu numai pereții exteriori, dar și țesutul interior bine păstrat. Lentilele de vitrit cuprinse în clarit reprezintă tulpini presate, la care se observă inelele anilor. Fig. 1 (Pl. XXIII) ne arată o lentilă de vitrit, reprezentînd o tulpină presată, la care se văd inelele anilor. În unele locuri claritul trece în durit.

Institutul Geologic al României

La unele suprafețe lustruite s-au observat porțiuni întregi alcătuite din resturi bituminoase cu celule păstrate impecabil. În secțiune transversală unele celule sînt mici, altele mari, poligonale. Fig. 1 (Pl. XXVI) ne arată celule bituminoase de formă poligonală, secționate transversal. Unele suprafețe lustruite arată granule de rășină de formă rotundă sau eliptică. Cele mai multe din ele au o dispoziție radială. În secțiune longitudinală se observă parenchimul rășinos, cu granule de rășină una lîngă alta. Privite în ansamblu, aceste resturi bituminoase reprezintă canale cu multe sinuozități. Unele suprafețe ne arată resturi bituminoase, alcătuite desigur din granule de rășină mici și mari, rotunde sau deformate.

Vitritul și claritul cuprind multe incluziuni minerale. La unele probe se observă carbonat de fer.

Componenții minerali se prezintă uneori sub formă de granule dispuse în șiruri. Fig. 1 (Pl. XXXVI) ne prezintă un vitrit în care sînt cuprinse granule minerale, dispuse în formă de șiruri. Relieful lor este puternic, iar marginea colțurată.

În ceea ce privește pirita se observă că în partea dinspre culcuș a stratului ea nu are o repartiție uniformă. În unele probe pirita este în cantitate redusă și se prezintă sub formă de granule foarte fine. La alte probe, în special în clarit, pirita alcătuiește cuiburi. În partea dinspre acoperiș a stratului pirita devine abundentă. Granulele de pirită ajung la dimensiuni mari și formează cuiburi. Fig. 2 (Pl. XXXV) ne arată un vitrit cu pirită granulară și crăpături umplute cu substanțe minerale. În crăpături se observă și pirită.

Fuzitul și substanța opacă lipsesc.

c) STRATELE Nr. 8 ȘI 9, GALERIA DE EXPLORARE Nr. 22

Alcătuirea petrografică a stratelor nr 8 și 9 este diferită de a stratelor celorlalte, întrucît la acestea duritul joacă un rol mai important.

Benzile de durit sînt distincte față de cele de vitrit și ies bine în relief.

Duritul cărbunelui din stratul nr. 8 cuprinde foarte multe corpuri bituminoase. Majoritatea lor sînt într-o stare în care nu mai pot fi identificate. Toate sînt înglobate în masa de bază. Aceste corpuri bituminoase par a fi alcătuite din bucăți de cuticule. Printre ele se observă rășini de formă eliptică, scleroți, unele forme nedeterminabile, asemănătoare oarecum macrosporilor, precum și granule minerale.

Un alt semn caracteristic duritului acestui cărbune este conținutul foarte mare de pirită. Este vorba de pirită primară. Fig. 2 (Pl. XXI) și 1 (Pl. XXII) ne arată durit. Se observă granule de pirită rotunde, presărate printre corpurile bituminoase. Fig. 3 (Pl. XXI) ne arată durit în secțiune orizontală.

În duritul acestor cărbuni se remarcă imediat lipsa macrosporilor. Apar în schimb unele corpuri asemănătoare, la prima vedere, macrosporilor. Se deose-

Institutul Geologic al României

besc de aceştia prin dimensiunile lor mai mari, precum şi prin faptul că nu sînt complet turtite. Interiorul lor lasă să se observe o impecabilă structură celulară, care pare izolată de restul corpului, transformat în vitrit. Aceste corpuri pot fi observate în fig. 1 (Pl. XXII). După felul cum sînt construite pare a fi vorba de anumite plante de apă.

Vitritul se prezintă sub formă de benzi subţiri şi nu are structură lemnoasă. Este străbătut de crăpături paralele, perpendiculare pe stratificaţie. În durit se pot observa benzi de vitrit, cu crăpături paralele, mărginite pe cele două laturi de granule de pirită (fig. 2, Pl. XI).

Fig. 3 (Pl. XXIV). ne înfăţişează o cuticulă dintr-o probă de cărbune din culcuşul stratului nr. 8, la care marginile sînt înlocuite complet prin pirită. Interiorul cuticulei este vitritizat, iar pe margini apare numai pirită.

Alături de crăpături cu orientare constantă, dirijate perpendicular pe stratificaţie, se observă în masa vitritului şi crăpături cu totul neregulate, umplute cu substanţă minerală. Pe suprafaţa vitritului apare o mulţime de granule rotunde de pirită. Uneori duritul şi claritul cuprind scleroţi pluricelulari într-o măsură mare, sau cuticule bine păstrate, la care se păstrează ţesutul interior. Alături de scleroţi cu forme obişnuite apar şi frînturi de scleroţi mai mari, de forme cu totul neregulate.

Fuzit sau substanţă opacă nu se observă.

La stratul nr. 9 există o delimitare clară a benzilor de durit faţă de cele de vitrit, ca şi la stratul nr. 8. Duritul este străbătut de benzi fine de vitrit care constituie uneori lentile aproape perfecte.

Ca şi la stratul nr. 8 duritul cuprinde o mulţime de corpuri bituminoase, care se pot identifica cu greu, probabil frînturi de cuticule. Apar însă şi cuticule întregi cu pereţi subţiri, alături de altele cu pereţii groşi, sau scleroţi mari, pluricelulari, rotunzi şi mai ales eliptici. Uneori se observă durit, în care sînt cuprinşi scleroţi pluricelulari, de formă rotundă *(Sclerotites multicellulatus)*. Se mai relevă în durit şi corpuri răşinoase, de dimensiuni mari, care se ţin lanţ şi au un puternic relief. Unele cuticule şi corpuri răşinoase au pereţii pătrunşi de granule de pirită. Fig. 2 (Pl. XXXVI) ne arată un corp răşinos de formă eliptică, cu un relief puternic şi o structură caracteristică. În acest corp răşinos se conturează spaţii libere de formă circulară, care reprezintă locul cuiburilor de pirită, căzute probabil în timpul operaţiunilor de şlefuire. La unul din capete se observă că acest corp răşinos este pătruns de granule de pirită.

Celulele de plută apar extrem de rar în aceşti cărbuni. Ele se remarcă prin forma lor turtită şi prin orînduirea în şiruri regulate. Fig. 3 (Pl. XXVIII) ne arată celule de plută.

În durit se observă forme de scleroţi cu totul curioase. Aceştia sînt mari şi au un aspect complet neregulat. Ţesutul celular este fin, celulele nu constituie cămăruţe distincte ca la scleroţii obişnuiţi. În jurul lor aceşti scleroţi trimit excrescenţe, apendice, neregulate, care pătrund în masa cărbunoasă înconju-

Institutul Geologic al României

rătoare. La un grosisment slab culoarea lor apare mai galbenă față de aceea a celorlalți componenți. În masa de vitrit vecină se observă și fragmente cu totul izolate. În realitate aceste fragmente sînt în legătură cu un scleroțiu mare, însă secțiunea respectivă le-a întîlnit astfel încît par izolate.

În culcușul stratului nr. 9 s-a găsit și un detaliu care ne-ar arăta existența ferigelor. Este vorba probabil de un annulus de sporangiu, adică acel organ care ajută la împrăștierea sporilor, atunci cînd au ajuns la maturitate.

În durit se mai observă și unele corpuri asemănătoare macrosporilor, atît ca formă cît și ca dimensiune. În suprafața lustruită aceste detalii apar turtite. Culoarea lor însă nu este cea obișnuită, adică aceea a cuticulelor, rășinei, etc., ci prezintă o asemănare foarte mare cu aceea a vitritului. Relieful lor este foarte șters.

În partea dinspre acoperiș a stratului nr. 9 se intercalează și șuvițe de șist cărbunos. În șistul cărbunos se pot observa petece de vitrit de forme neregulate. Ele apar încărcate de pirită sau scleroți de toate formele. Fig. 3 (Pl. XXXV) ne arată un șist cărbunos, în care sînt cuprinse benzi subțiri de vitrit. Se observă că granulele de pirită sînt prinse numai de vitrit. Ele ocolesc substanța minerală. Fig. 3 (Pl. XXIX) ne prezintă un petec de vitrit, cu scleroți de forme variate. Se remarcă *Sclerotites brandonianus*.

Duritul cuprinde pirită în cantitate foarte mare, sub formă de granule.

Acumulări importante de pirită sînt și în vitrit. Fig. 2 (Pl. XXXIV) ne înfățișează o adevărată dantelă de granule fine de pirită, cuprinse în vitrit. Fig. 3 (Pl. XXXIV) ne arată vitrit pătruns de granule de pirită sub formă de benzi.

Trebuie să menționăm că în șistul cărbunos ce apare în stratul nr. 9 se pot observa unele detalii care nu pot fi determinate cu precizie. Astfel fig. 3 (Pl. XXXI) ne arată două corpuri ovale, cu relief puternic și cu o structură celulară fină. Aceste corpuri sînt cuprinse într-un șist cărbunos. Ele reprezintă probabil resturile unor organe de plante, care au fost fuzitizate.

d) STRATUL DE CĂRBUNE DIN COMPLEXUL SUPERIOR, GALERIA DE EXPLORARE Nr. 21, URICANI

În profilul cercetat, stratul de cărbune începe printr-un banc, în grosime de 0,70 m, alcătuit din vitrit. În general, vitritul este foarte curat și nu are urme de structură lemnoasă. Intervenția granulelor de rășină și orînduirea lor sub formă de șiruri fac ca vitritul să capete un aspect striat. Ca urmare a existenței lor apar oarecare urme de structură lemnoasă.

Uneori în vitrit se observă zone cu urme de structură celulară. Interiorul acestor celule este plin cu substanță rășinoasă. Cu oarecare atenție se observă spațiile intercelulare. Este probabil vorba de un lemn de Conifere. Rășinile cuprinse în vitrit au formă rotundă, eliptică, de bastonașe sau vermiculară. Fig. 3 (Pl. XXVI) ne arată un corp rășinos cu goluri vermiculare, cuprinse în vitrit.

Institutul Geologic al României

La vitrit se pot observa foarte rar inelele anilor. Fig. 1 (Pl. XX) ne arată alternanțe de zone de anotimp uscat și anotimp umed, adică inelele anilor. Caracteristice pentru vitritul acestui strat sînt crăpăturile fine, paralele, cu o orientare constantă. Scleroții lipsesc aproape cu desăvîrșire. De asemenea nu se poate observa fuzit. În ceea ce privește pirita ea se găsește în cantitate foarte redusă. La unele probe lipsește cu desăvîrșire, mai ales în apropiere de culcușul stratului.

Deasupra acestui banc de vitrit curat, gros de 0,70 m, încep să apară alternanțe de vitrit și clarit. În unele locuri claritul predomină și este străbătut de benzi subțiri de vitrit. Claritul cuprinde corpuri bituminoase, anume resturi cuticulare foarte mărunte. Cuticule bine păstrate se pot observa rar.

Ca și în partea dinspre culcuș a stratului, se găsesc scleroți într-o măsură redusă. Cei ce apar sînt forme mari, mono- sau pluricelulari.

Crăpăturile fine, paralele, cu orientare constantă, observate la vitritul bancului din culcuș, se mențin și aci. Ele nu pătrund în benzile de clarit vecine.

Incluziunile minerale sînt mai frecvente. Granulele de pirită sînt mai dese în clarit decît în vitrit. În vitrit s-au putut observa aglomerări de pirită sub formă de cuiburi.

Alternanța aceasta de clarit și vitrit se continuă pînă sus la acoperișul stratului. În partea de mijloc și spre acoperișul stratului devin mai frecvente cuticulele și scleroții. În clarit cuticulele apar cu țesutul interior vitritizat. Alături de acestea apar și unele forme asemănătoare macrosporilor, care par a reprezenta corpul unor plante de apă.

În general benzile de vitrit sînt omogene și crăpăturile fine, perpendiculare pe stratificație, se mențin pînă sus în acoperișul stratului. În unele locuri ele sînt dirijate în sensuri diferite. Crăpăturile fine se disting bine acolo unde vitritul este curat. Fig. 3 (Pl. XX) ne arată crăpături fine cu orientare constantă, și anume înfățișează două sisteme de crăpături cu orientări diferite. În vitrit se pot observa uneori multe impurități minerale, în special pirită granulară, alcătuind cuiburi.

Fragmente de fuzit s-au putut identifica într-o singură probă. Ele reprezintă în special traheide secționate longitudinal. Fig. 2 (Pl. XXX) ne arată fuzit. Celulele lemnului sînt secționate aci transversal. Fig. 1 (Pl. XXX), ne prezintă fragmente de fuzit la care lemnul a fost secționat longitudinal. Se observă orificii de formă circulară care servesc pentru comunicarea între traheidele lemnoase.

În partea dinspre acoperiș a stratului alcătuirea petrografică este următoarea:

Vitritul prezintă uneori urme slabe de structură lemnoasă. Se pot observa crăpături fine, umplute cu carbonat de calciu. Apar două sisteme de crăpături orientate în sensuri diferite. Unele benzi de vitrit cuprind granule de rășină.

Claritul conține cuticule pătrunse de granule de pirită. Uneori cuticulele sînt frecvente și interiorul lor vitritizat. Alteori cuticulele lasă să se observe bine

Institutul Geologic al României

țesutul interior, precum și marginea interioară dințată. Scleroții sînt în unele locuri destul de frecvenți și se prezintă sub toate formele.

Un fapt care trebuie relevat este abundența piritei în partea dinspre acoperiș. Este vorba tot de pirită granulară, formată odată cu cărbunele. Concomitent cu abundența piritei se constată o creștere a dimensiunilor granulelor respective, unele ajungînd pînă la 0,5 mm diametru. Alături de granule rotunde, apar și forme cu totul neregulate, spre exemplu granule de formă colțuroasă. În special în clarit se pot observa acumulări puternice de pirită, alcătuind cuiburi. La un cuib de pirită, granulele sînt înconjurate de inele formate tot din pirită. Fig. 1 (Pl. XXXV) ne arată un gol în cărbune, în care s-a depus o crustă de pirită. Cu oarecare atenție se poate observa că această crustă este formată prin reunirea între ele a mai multor granule de pirită de dimensiuni mai mari sau mai mici. Alături de ele apar și alți componenți minerali, printre care calcopirita și carbonatul de fer. Se poate spune că începînd din culcuș spre acoperiș conținutul în pirită crește și totodată dimensiunile granulelor de pirită devin din ce în ce mai mari.

În apropiere de acoperișul stratului se intercalează benzi de șist cărbunos. În studiul microscopic șistul cărbunos prezintă șuvițe de vitrit cuprinse în substanță minerală. Vitritul acestui șist nu arată nici o urmă de structură lemnoasă. El este brăzdat de crăpături fine. În unele locuri se observă două sisteme de crăpături cu orientări diferite. Unele din ele sînt drepte, altele prezintă ondulații (fig. 1, Pl. XXI). În șist se mai observă rare granule de pirită și scleroți mono- sau pluricelulari. Un petec de vitrit cu scleroți pluricelulari *(Sclerotites brandonianus)* se poate vedea într-un șist cărbunos.

2. STRATELE DIN REGIUNEA CÎMPUL LUI NEAG

a) STRATUL Nr. 3, GALERIA Nr. 40, CÎMPUL LUI NEAG

Galeria de explorare nr. 40, executată la Cîmpul lui Neag, în culcușul stratului nr. 3, nu a străbătut în întregime acest strat. Ea a fost oprită după cîțiva metri de înaintare, deoarece cărbunele era foarte impur. Această situație a făcut să nu se poată lua probe de cărbune de pe întregul profil al stratului, ci numai de pe o porțiune redusă din culcușul acestuia.

Studiul suprafețelor lustruite ne arată că în culcușul stratului cărbunele cuprinde durit. Masa de bază a acestui durit este bine dezvoltată. În ea sînt cuprinse cuticule, scleroți și alte corpuri figurate.

În unele probe nu se pot distinge elementele figurate (corpurile bituminoase). În altele însă, cuticulele sînt în cantitate mare, cu pereți subțiri sau groși și țesutul interior bine păstrat. În fig. 3 (Pl. XXXVI) putem observa benzi cuticulare care se repetă.

Institutul Geologic al României

Scleroții sînt foarte frecvenți. Mai obișnuiți sînt cei pluricelulari, care formează uneori șiruri, alteori acoperă porțiuni întregi din suprafața lustruită. Șiruri de scleroți pluricelulari *(Sclerotites multicellulatus)* se pot vedea în vitrit. Într-o porțiune de vitrit s-au putut vedea mulți scleroți pluricelulari, presați unul într-altul și deformați prin presiune.

Duritul cuprinde o mulțime de lentile de vitrit de dimensiuni foarte reduse. Examinate cu atenție rezultă că multe din ele reprezintă tulpini turtite, la care se pot observa inelele anilor. Fig. 3 (Pl. XIX) ne arată un vitrit reprezentînd o tulpină presată. Apar inelele anilor și crăpături fine cu orientare constantă. Asemenea tulpini presate, de dimensiuni reduse, se observă și în șistul cărbunos din acest strat. Fig. 2 (Pl. XXIII) ne prezintă o lentilă de vitrit într-un șist cărbunos, înfățișînd o tulpină presată. Unele suprafețe ne arată mai multe lentile de vitrit, alcătuite din tulpini presate. În multe locuri duritul trece în clarit.

Componenții minerali se găsesc într-o mare măsură.

Pirita apare sub formă de granule. Repartiția ei nu este uniformă. În unele probe pirita este în cantitate foarte redusă. În altele pirita este în cantitate mare și formează cuiburi. Fig. 1 (Pl. XXXIV) ne arată un cuib de pirită granulară, a cărui formare a avut ca urmare încovoierea zonelor vecine.

Fuzit nu s-a observat în acest strat. Cîteva fragmente de dimensiuni cu totul reduse, relief puternic și o fină structură celulară, par să reprezinte totuși țesuturi fuzitizate. Fig. 1 (Pl. XXXIII) ne arată un asemenea țesut fuzitizat. Se observă relieful puternic, țesutul celular fin, precum și faptul că unul din pereți este plesnit, detalii ce ne îndreptățesc a crede că este vorba de fuzit.

b) STRATUL Nr. 13 (SAU Nr. 5?), GALERIA Nr. 41, CÎMPUL LUI NEAG

În partea dinspre culcuș stratul este alcătuit dintr-un amestec de vitrit și clarit sub formă de alternanțe. Vitritul prezintă deseori structură în care, uneori, se pot vedea inelele anilor. Tot în vitrit se pot observa și structuri celulare cu pereți fini, îndoiți, întortochiați. Suprafața vitritului apare presărată cu granule de rășină de formele cele mai variate. Pe alocuri șirurile formate din granule de rășină alcătuiesc zig-zag-uri. Forma cea mai frecventă a rășinilor este cea eliptică. În fig. 1 și 2 (Pl. XXV) vitritul prezintă oarecare urme de structură. Păstrarea acestei structuri se datorește în cea mai mare parte granulelor de rășină care ies puternic în evidență.

Fig. 2 (Pl. XXVII) ne arată cuticule cu pereți subțiri, care înconjoară petece de rășină de formă eliptică. Relieful lor apare mai pronunțat.

În fig. 1 (Pl. XXVII) rășinile se prezintă sub forma unor benzi cu relief puternic, uneori mai subțiri, alteori mai groase, care se țin lanț.

În fine, fig. 3 (Pl. XXVII) ne arată granule de rășină, presate una în alta, alcătuind un mozaic. Se remarcă relieful puternic și o structură caracteristică granulelor de rășină.

Institutul Geologic al României

În clarit se pot observa cuticule și scleroți. La unele cuticule se păstrează țesutul celular interior. În fig. 1 (Pl. XII) se observă un clarit de cuticule cu pereți subțiri, iar fig. 3 (Pl. XXIII) ne prezintă un clarit de cuticule cu pereți groși, printre care se află răspîndite granule de pirită. Fig. 2 (Pl. XXIV) ne înfățișează o cuticulă la care s-au păstrat nu numai pereții exteriori, dar și țesutul celular. De cele mai multe ori însă cuticulele sînt sfărîmate și nu pot fi identificate.

În clarit și vitrit se observă scleroți în cantitate mare. Predomină scleroții monocelulari. Alături de aceștia se pot observa scleroți mari, monocelulari, deformați, cu o structură fină în interior. Ei formează șiruri întregi la un nivel constant. Se pot observa și scleroți mari, rotunzi, pluricelulari. În anumite locuri cărbunele pare a fi format numai din asemenea scleroți. În clarit scleroții sînt în cantitate mai mare decît în vitrit. Fig. 2 (Pl. XXIX) ne prezintă colonii de scleroți pluricelulari (teleutospori).

Atît fuzitul cît și substanța opacă lipsesc cu desăvîrșire.

În ceea ce privește componenții minerali se remarcă faptul că spre culcuș cărbunele este în general curat. Pirita este în cantitate redusă. Ea se prezintă sub formă de granule rotunde, este deci pirită primară.

În partea de mijloc a stratului, probele de cărbune sînt alcătuite din vitrit și clarit. Ele arată următoarea alcătuire petrografică:

Vitritul se prezintă în unele locuri fără structură (vitrit nestructural). În alte părți vitritul arată inelele anilor și razele medulare. Urme de structură lemnoasă se pot observa în vitrit și datorită impregnării cu rășină. În unele locuri se poate vorbi de adevărate țesuturi impregnate cu rășină. Într-adevăr, se observă porțiuni întregi în care celulele sînt bine păstrate. Interiorul lor este plin cu rășină, care a contribuit la păstrarea formei lor. Celulele ies puternic în evidență printr-un relief pronunțat. Fig. 3 (Pl. XXV) ne arată asemenea structuri impregnate cu rășină. Ele reprezintă probabil secțiuni transversale prin lemne de Conifere.

Fig. 2 (Pl. XIX) ne prezintă un vitrit la care structura lemnoasă a dispărut aproape complet. S-au păstrat însă granulele de rășină de formă rotundă, care marchează situația lor anatomică în lemnul de odinioară.

Claritul cuprinde foarte multe corpuri bituminoase. Printre acestea predomină cuticulele. În unele probe pereții lor sînt subțiri și structura interioară celulară bine păstrată. La altele pereții sînt pătrunși de granule de pirită. Acolo unde sînt în cantitate mare, cuticulele se prezintă presate ca sardelele. În unele probe cuticulele sînt atît de sfărîmate și măcinate încît pot fi cu greu identificate. Relieful lor este șters.

Rășinile alcătuiesc șiruri întregi. Ele se prezintă sub formă eliptică, rotundă, de bastonașe, sau sub formă neregulată, și acoperă porțiuni importante din suprafața lustruită. Se poate observa și rășină care a impregnat razele medulare.

Institutul Geologic al României

Scleroții sînt foarte abundenți și în partea de mijloc a stratului. Ei sînt monosau pluricelulari, de formă rotundă. Pot fi observați în clarit și în vitrit. Pe alocuri, corpurile bituminoase (cuticule, scleroți, rășini) sînt atît de frecvente, încît depășesc cantitativ masa de bază humoasă în care sînt înglobate. În acest caz se poate vorbi de durit.

Ca o raritate s-au putut observa, în două probe de cărbune colectate din mijlocul stratului, cîteva fragmente de fuzit. Ele sînt cuprinse în clarit. La contactul fuzitului cu celelalte detalii ale claritului, acestea sînt îndoite, curbate. În celulele fuzitului se observă granule de rășină rotunde. Fig. 2 (Pl. XXVIII) ne arată un fuzit la care celulele lemnoase sînt secționate longitudinal. În aceste celule sînt cuprinse granule rotunde de rășină. Fig. 3 (Pl. XXX) reprezintă un fragment de fuzit în secțiune transversală, la care se pot observa spațiile intercelulare.

Fig. 1 și 2 (Pl. XXXI) ne arată de asemenea fragmente de fuzit la care celulele lemnului sînt secționate transversal. Se observă că celulele au pereții căptușiți și că această căptușeală se repetă. Detaliile observate ne determină a conchide că structurile menționate reprezintă celule schlerenchimatice, aparținînd lemnului de palmier.

Pe lîngă fragmentele de fuzit descrise se observă și unele detalii care par a reprezenta țesuturi fine de plante fuzitizate. Ele pot fi observate în fig. 1 și 2 (Pl. XXXII) și fig. 1 și 2 (Pl. XXXIII). La această concluzie ne conduce forma detaliilor reprezentate, structura și relieful pronunțat. Urme de substanță opacă nu se pot vedea nici în durit și nici în clarit.

Pirita granulară, de origine primară, se poate observa și în probele colectate din mijlocul stratului. La unele probe pirita este în cantitate potrivită. La altele este în cantitate mare, în special în clarit și durit. În vitrit ea se prezintă uneori sub formă de acumulări, alcătuind cuiburi de pirită.

La probele luate din spre acoperișul stratului sau imediat sub acoperiș, se observă o creștere a proporției de vitrit. El se prezintă sub cele două varietăți: vitrit cu structură și vitrit fără structură.

Claritul cuprinde cuticule rău păstrate, precum și scleroți pluricelulari. În unele locuri scleroții sînt foarte frecvenți.

Un fapt ce trebuie menționat este mărimea proporției componenților minerali către acoperișul stratului. Vitritul apare impregnat puternic cu componenți minerali. Pirita este în cantitate foarte mare, sub formă de granule rotunde, alcătuind cuiburi. La formarea unui asemenea cuib, granulele de pirită sînt prinse tot într-o masă de pirită.

Claritul cuprinde de asemenea mulți componenți minerali: pirită, calcopirită, argilă și granule de carbonat de fer.

Creșterea conținutului de pirită din culcușul către acoperișul stratului de cărbune se face simțită.

În probele de cărbune colectate imediat sub acoperișul stratului s-au observat și cîteva fragmente de fuzit. Acestea sînt de dimensiuni reduse și lasă

Institutul Geologic al României

să se observe inelele anilor. Celulele fuzitului sînt mici, sfărîmate. Unele din ele includ granule de rășină. Una din suprafețe ne arată un fragment de fuzit cu celule bine păstrate. La un alt fragment de fuzit celulele prezintă alternanțe de zone, unele cu celulele complet sfărîmate, altele care încă se mai pot recunoaște, adică inelele anilor. Fig. 2 (Pl. XXXII) reprezintă de asemenea țesuturi de plante fuzitizate.

F) STUDIUL CANTITATIV-PETROGRAFIC

Pentru determinarea proporției în care componenții petrografici participă la alcătuirea cărbunelui din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag, s-au executat și analize cantitativ-petrografice. Aceste analize s-au făcut după aceeași metodă folosită pentru studiul general petrografic al cărbunelui din Bazinul Văii Jiului și care a fost descrisă în partea întîia a acestei lucrări, adică observarea la microscop a suprafețelor lustruite executate din praf de cărbune.

Praful de cărbune luat dintr-o probă medie, trecut printr-o sită 20 DIN, cu 400 ochiuri pe cm^2, este amestecat bine cu o ceară topită și turnat într-o formă cubică. Se obține un cub de ceară, de dimensiuni 2/2/2 cm, care cuprinde praful de cărbune. Preparatul este șlefuit și lustruit, întocmai ca o bucată de cărbune, pînă cînd suprafața aleasă devine o oglindă ce poate fi observată la microscop.

Măsurarea componenților cărbunelui s-a făcut cu ajutorul mesei de integrare, prin observarea preparatului de praf de cărbune la microscop și prin integrarea dimensiunilor granulelor fiecărui component pe cîte un șurub micrometric. Pentru fiecare preparat s-au întrebuințat cîte 10—12 linii de măsurare. Rezultatele acestei măsurători sînt redate în tabelul 2.

În studiul microscopic al acestor preparate de praf de cărbune, vitritul apare sub forma unor grăuncioare lipsite de structură și cu un relief slab. Culoarea lor este deschisă, iar marginile neregulate, colțurate.

Granulele de durit sînt mai închise la culoare decît cele de vitrit, mai puțin colțuroase și cu relief ceva mai pronunțat. Ele sînt presărate de cuticule sau alte resturi de plante.

Granulele de clarit se remarcă prin predominarea substanței humoase asupra corpurilor bituminoase.

Fuzitul nu a putut fi observat în examenul cantitativ-petrografic, deoarece, după cum am arătat, el se găsește în cantități extrem de reduse.

În același tabel sînt redate cifrele referitoare la totalul componentelor minerale: pirită, calcopirită, carbonat de calciu, sferosiderite, șisturi, etc.

Pentru a avea date comparative, valorile componenților (vitritul, claritul și duritul), determinate asupra cărbunelui brut, au fost calculate și asupra cărbunelui pur, adică în ipoteza că probele de cărbune nu ar cuprinde și substanțe minerale. Tot pentru a avea date comparative au fost trecute în același tabel,

Institutul Geologic al României

valorile componenților petrografici ai stratelor de cărbune din celelalte sectoare ale bazinului, conform studiului nostru redat în prima parte a acestei lucrări.

Din tabelul 2 rezultă următoarele valori pentru componenții cărbunelui din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag, determinate asupra cărbunelui brut:

Pentru vitrit valorile variază între 46,63 % și 88,92 %. Claritul prezintă valori cuprinse între 4,95% și 30,04%. Valorile durităului variază între 0,68% și 7,64%.

Componenții minerali au valori care pot ajunge la 42,74 %.

Valorile componenților petrografici, calculate asupra cărbunelui pur, sînt următoarele:

Pentru vitrit valorile variază între 63,26% și 92,72%. Claritul prezintă valori cuprinse între 5,15% și 32,94%. Valorile durităului variază între 1,16% și 8,64%.

În tabelul ce prezentăm se remarcă valorile mari pentru clarit și durit ale stratelor 8 și 9.

Din cele arătate rezultă următoarele:

Cărbunele din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag este alcătuit în cea mai mare măsură din vitrit. Claritul prezintă valori mai reduse, iar duritul și mai reduse. Fuzitul este ca și inexistent în acest cărbune.

Valorile pentru componenții minerali prezintă variații foarte mari. În unele probe valorile componenților minerali sînt foarte ridicate.

Dacă considerăm valorile pe care componenții petrografici le prezintă în întregul bazin, conform datelor tabelului 2, observăm că aceste valori sînt cuprinse în limitele arătate pentru regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag.

Valorile mari ale vitritului cărbunilor din regiunea Uricani reprezintă o continuare a valorilor ridicate ale acestui component, pe care le găsim și în regiunea Lupeni.

Pentru a avea o imagine a variației valorilor componenților petrografici ai cărbunelui în cuprinsul Bazinului Văii Jiului, aceste valori au fost reprezentate sub formă de diagramă.

În planșa alăturată sînt redate variațiile valorilor pentru vitrit, clarit, durit și clarit + durit, toate calculate asupra cărbunelui pur.

În linii cu totul generale, vitritul prezintă valori crescînde din estul către vestul bazinului. Valorile cele mai reduse sînt la cărbunele din estul bazinului. La Lupeni vitritul atinge valori mari și cu oarecare variații aceste valori se mențin pînă la Uricani.

Pentru Cîmpul lui Neag diagrama vitritului arată valori mai scăzute în comparație cu Uricani.

Diagrama clarit + durit arată în linii mari o descreștere a valorilor, începînd din estul către vestul bazinului. Valorile cele mai ridicate sînt la minele din estul bazinului, iar cele mai reduse în regiunea Uricani. Către regiunea Cîmpul lui Neag aceste valori marchează o oarecare creștere.

În aceeași planșă sînt redate separat diagramele valorilor pentru clarit și durit.

Institutul Geologic al României

G) STADIUL DE INCARBONIZARE AL CĂRBUNILOR DIN VALEA JIULUI, STABILIT PE BAZA REZULTATELOR CERCETĂRILOR PETROGRAFICE

După cum se știe, incarbonizarea duce la schimbări importante în substanța cărbunelui. Aceste schimbări se reflectă și asupra alcătuirii lui petrografice.

Componenții cărbunelui reacționează diferit la procesul de incarbonizare. După I. A. Jemciujnicov transformările suferite de componenții petrografici sînt următoarele:

a) FUZITUL

Fuzitul arată anumite transformări numai la studiul în lumină reflectată. La o incarbonizare de grad inferior, fuzitul se deosebește de masa înconjurătoare printr-un relief foarte pronunțat și printr-un colorit mai deschis, gălbui-alb. Coloritul acesta reprezintă un contrast față de culoarea cenușie a fondului de bază. La huilele slabe și antracit fuzitul nu se mai deosebește ca relief, ci trece nemijlocit în cîmpul omogen al masei vitritice. Diferența de nuanțe dispare de asemenea, întrucît în acest stadiu de incarbonizare atît claritul cît și vitritul capătă o nuanță gălbuie.

b) VITRITUL

Vitritul își mărește luciul odată cu creșterea gradului de incarbonizare. În suprafața lustruită acest component se caracterizează prin culoarea cenușie. La huilele slabe și antracit, vitritul capătă nuanțe mai deschise, albe și chiar gălbui.

c) CLARITUL

Claritul în lumină reflectată, nu se distinge aproape de loc de vitrit, la un grad ridicat de incarbonizare.

d) DURITUL

Duritul este componentul care se schimbă cel mai mult odată cu incarbonizarea. Întrucît acest component reprezintă un agregat complicat, alcătuit din masa de bază și din diferite elemente componente, este necesar să se analizeze evoluția fiecăruia din aceste elemente componente, pentru a putea caracteriza schimbările suferite de întregul agregat.

Masa de bază este transparentă în secțiunile subțiri, cu nuanțe brune și portocalii în stadiile joase de incarbonizare. La o incarbonizare mai ridicată își schimbă culoarea de la roșu-brun pînă la brun închis și roșu închis. Huilele slabe nu dau secțiuni transparente, în consecință masa lor de bază devine netransparentă.

Institutul Geologic al României

În lumină reflectată masa humoasă are nuanțe cenușii și cu atît mai închise cu cît este mai transparentă în secțiunea subțire, adică cu cît cărbunele este mai slab incarbonizat. În cărbunele brun ea este mai închisă decît în huila cu flacără, iar în aceasta mai închisă decît în huila de gaze. În huila de cocs masa de bază este mai deschisă decît în huila de gaze. Odată cu apropierea de antracit ea începe să capete nuanțe gălbui-albe.

Sporii. La cărbunii slab incarbonizați, macrosporii și microsporii de culoare cenușie și cenușiu-închisă, par întotdeauna mai închiși decît masa de bază înconjurătoare, în lumină reflectată.

În secțiunile subțiri macrosporii sînt galbeni și portocalii. Ei au trăsături mai clare în cărbunii bruni și se schimbă pe nesimțite în primele stadii ale huilelor. Mai tîrziu, exinele sporilor devin tot mai închise și își pierd caracterul trăsăturilor lor. În huilele slabe și antraciți sporii devin tot atît de netransparenți ca și substanța humoasă și nu pot fi observații în secțiunile subțiri. În afară de aceasta, la spori se poate observa și un oarecare relief, mai ales la o iluminare oblică sau imersiune. Diferența aceasta, în ceea ce privește nuanțele și relieful, dispare treptat pe scara crescîndă a incarbonizării, iar sporii se pierd în substanța omogenă.

Cuticulele. Procesul acesta de contopire cu masa de bază se poate observa și la cuticule. Cuticulele se păstrează bine numai în primul stadiu de incarbonizare și începînd cu huilele de gaze sînt supuse unei considerabile influențe chimice. Substanța cutinei, din care este alcătuită cuticula, se schimbă ca aspect.

În cărbunii de cocs este mai greu să se constate prezența cuticulei, iar în huilele slabe lucrul acesta este aproape imposibil, pentru că în aceștia culoarea cuticulei se apropie de culoarea masei de bază.

Corpurile rășinoase din cărbunii bruni și din cei cu flacără au o culoare galbenă ca lămîia sau portocalie în secțiuni subțiri și o culoare cenușie în suprafețele lustruite. Transparența lor dispare treptat odată cu creșterea incarbonizării. Ele devin portocalii sau brun-închise, confundîndu-se ca nuanță cu masa înconjurătoare și își pierd parțial transparența, în huilele de cocs și cele slabe. În suprafețele lustruite incarbonizarea accentuată provoacă dispariția diferitelor nuanțe.

În concluzie, rezultă că toate părțile componente ale duritului suferă schimbări în procesul incarbonizării. Schimbările acestea apar atît în lumină de trecere, cît și în lumină reflectată.

O privire generală asupra acestei evoluții duce la constatarea că incarbonizarea netezește trăsăturile caracteristice ale elementelor separate, care au o importanță diagnostică și provoacă o omogenizare crescîndă a substanței.

Institutul Geologic al României

Studiul petrografic al cărbunelui din Bazinul Văii Jiului ne-a dus la concluzia că componenții săi petrografici se găsesc încă în stadiul în care pot fi bine recunoscuți.

Pentru a ne da mai bine seama de locul pe care-l ocupă cărbunele din Bazinul Văii Jiului pe scara crescîndă a procesului de incarbonizare am întocmit tabelul 3 anexat, în care au fost trecute zăcămintele de cărbune din țara noastră, cercetate din punct de vedere petrografic, precum și caracteristicile componenților lor petrografici.

Elementele bituminoase existente în durit și clarit au fost notate prin semnul+ atunci cînd sînt vizibile și prin semnul — atunci cînd nu pot fi observate.

Examinarea acestui tabel ne arată cîteva lucruri ce trebuie reținute:

1. Cu creșterea procesului de incarbonizare are loc o dispariție treptată a structurii celulare a vitritului. Această schimbare merge pînă la dispariția totală a structurii. Culoarea vitritului în lumină reflectată se schimbă treptat, ajungînd din cenușie pînă la o nuanță alb-gălbuie, foarte accentuată, pentru antracitul de la Schela.

2. Corpurile bituminoase cuprinse în durit și clarit (celule de plută, cuticule, spori, rășini, scleroți) rezistă procesului de incarbonizare pînă la o anumită limită, după care ele încep să dispară. După cum se vede din tabelul 3, limita aceasta pentru cărbunii din țara noastră se situează între huila de cocs de la Anina și huila slabă de la Doman. Începînd cu huila slabă de la Doman se observă un început serios de dispariție a corpurilor bituminoase, concomitent cu dispariția completă a structurii celulare a vitritului. Această dispariție treptată se continuă pînă ce la antracit și chiar la unele huile antracitoase nu mai putem observa corpurile bituminoase.

3. Fuzitul își păstrează culoarea gălbuie-albă, iar relieful său pronunțat devine din ce în ce mai slab, pînă dispare complet.

4. Efecte de anizotropism, adică începuturi de grafitizare, nu se observă decît la antracitul de la Schela.

5. Cărbunele din Bazinul Văii Jiului se află într-un stadiu de incarbonizare situat sub limita la care se constată dispariția totală a structurii celulare a vitritului și un început de dispariție a corpurilor bituminoase conținute în durit și clarit.

Dacă studiul petrografic al cărbunelui din Bazinul Văii Jiului a arătat că corpurile bituminoase sînt în situația de a putea fi recunoscute, întrucît nu au suferit transformări prea importante, totuși acest studiu a scos la iveală dispariția treptată a multora dintre detaliile structurii lemnoase inițiale. Detaliile ce se păstrează se mențin în bună parte grație impregnării cu rășină. Se constată astfel dispariția îngroșărilor pereților celulari, a razelor medulare, a structurilor traheidale, a detaliilor suberinizate.

Lucrările de specialitate în domeniul petrografiei cărbunilor (E. Szádeczky) ne arată ordinea în care se produce dispariția treptată a detaliilor structurilor inițiale. După Szádeczky, la cărbunele brun se poate observa următoarea

Institutul Geologic al României

succesiune a dispariției diferitelor detalii: îngroșările pereților celulari, razele medulare, pereții celulari, adică structura traheidală.

În stadiul de huilă dispar apoi treptat componentele bituminoase și anume în următoarea ordine: suberinitul, cutinitul, sporopolenitul, rezinitul.

În baza detaliilor ce pot fi observate se poate stabili aproximativ gradul de incarbonizare, conform tabelului următor, întocmit de SZÁDECZKY:

Varietatea de cărbune	Îngroșări ale pereților celulari	Raze medulare	Structura traheidală	Suberinit	Cutinit	Rezinit, sporopolenit
Cărbune brun pământos .	+	+	+	+	+	+
Cărbune brun moale . .	—	+	+	+	+	+
Cărbune brun mat	—	—	+	+	+	+
Cărbune brun lucios . .	—	—	—	+	+	+
Huilă cu flacără	—	—	—	(+)	+	+
Huilă gazoasă	—	—	—	—	(+)	+
Huilă grasă	—	—	—	—	—	+
Huilă slabă	—	—	—	—	—	—
Antracit	—	—	—	—	—	—

Transformările acestea au loc, în aceleași condițiuni, cu atît mai repede cu cît detaliul respectiv conține mai puțin carbon. Corpurile bituminoase nu se transformă deodată, ci în mod treptat. Componentele suberinice, cu un conținut mai mic în carbon, sînt vitritizate chiar la limita dintre cărbunii bruni și huile, derivatele de cutină treptat, în stadiul cărbunilor cu flacără, iar rezinitele și sporoexinitele aproximativ la limita între huilele slabe și huilele grase.

Dispariția îngroșărilor pereților celulari, a razelor medulare, a structurilor traheidale și a componentelor suberinice ne îndreptățesc a considera că în regiunea Lupeni — Uricani — Cîmpul lui Neag, cărbunele a depășit stadiul de cărbune brun, reprezentînd o huilă.

III. CONCLUZII

Partea a doua a lucrării ce prezentăm cuprinde studiul petrografic al cărbunelui din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag.

În prealabil s-au arătat stratele și punctele din care au fost colectate probele de cărbune. Paralel cu probele de cărbune s-au colectat și numeroase resturi de plante fosile, care au fost determinate.

Institutul Geologic al României

Studiul plantelor fosile ne arată că, în cea mai mare parte, flora fosilă din acest bazin este alcătuită din Angiosperme mono- și dicotiledonate. Dicotiledonatele joacă rolul principal. Cele mai frecvente sînt *Laurus primigenia* și *Cinnamomum lanceolatum*. Pteridophytele și Gymnospermele au un număr redus de reprezentanți. Totuși, resturile destul de frecvente de *Taxodium distichum* îndreptățesc a considera că în partea vestică a bazinului Coniferele au avut un rol mai important decît în restul bazinului.

Studiul florei din acest bazin procură indicii prețioase asupra raporturilor climatice în care s-a dezvoltat zăcămîntul și asupra alcătuirii petrografice a cărbunelui.

Studiul macroscopic a dus la concluzia că în regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag cărbunele prezintă semnele unei puternice solicitări tectonice. Printre acestea se remarcă oglinzile de frecare, suprafețele de desfacere, crăpăturile cu orientare dirijată, structura oculară, etc.

Din punct de vedere petrografic cărbunele din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag este alcătuit din vitrit, clarit, durit, fuzit și componenți minerali. Vitritul joacă rolul cel mai important în alcătuirea cărbunelui, urmează claritul și apoi duritul. Fuzitul se prezintă în cantități extrem de reduse. Macroscopic nu poate fi observat.

În studiul microscopic vitritul cărbunelui din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag este lipsit aproape cu desăvîrșire de urme de structură lemnoasă. El prezintă deseori crăpături fine cu o dirijare constantă. Dispariția detaliilor structurii lemnoase și frecvența crăpăturilor cu orientare constantă sînt indiciile unei puternice transformări suferite de cărbunele din această parte a bazinului.

Proporția mare în care vitritul ia parte la formarea cărbunelui ne arată rolul predominant jucat de materialul lemnos al plantelor care au contribuit la formarea zăcămîntului. Transformările suferite de acest material, atît în timpul procesului de turbifiere, cît și mai tîrziu, în timpul procesului de incarbonizare, au dus la omogenizarea lui treptată și la dispariția structurii lemnoase.

Rășina existentă în materialul lemnos a contribuit în bună parte la păstrarea unor slabe urme ale structurii lemnoase. Unele din aceste urme, reprezentate prin inelele anilor, ne arată semnele evidente ale variației raporturilor climatice.

Spre deosebire de vitrit, care este un component unitar, duritul reprezintă un agregat alcătuit din două părți: masa de bază și elementele bituminoase (cuticule, corpuri rășinoase, scleroți etc.). Masa de bază se caracterizează prin aceea că este lipsită de substanța opacă. Întrucît majoritatea corpurilor bituminoase cuprinse în durit reprezintă cuticule, rezultă că tipul căruia aparține duritul acestor cărbuni este duritul de cuticulă. Se remarcă lipsa desăvîrșită a macro- și microsporilor. Lentilele de vitrit observate în masa duritului reprezintă uneori tulpini de dimensiuni reduse, incluse în durit. Duritul acestor cărbuni nu este un durit tipic, deoarece nu are o masă de bază opacă, ci una humoasă.

Institutul Geologic al României

Duritul apare sub formă de slabe intercalații mai ales către culcușul unora dintre stratele de cărbune. Intercalații duritice mai frecvente au fost observate în special la stratele 8 și 9.

Claritul acestui cărbune reprezintă, ca și duritul, un component alcătuit din masa de bază și elementele figurate. La clarit ele sînt în raport invers, adică predomină masa de bază. Prin urmare, substanța humoasă domină asupra corpurilor bituminoase (cuticule, scleroți). Tipul de clarit existent în acești cărbuni este claritul de cuticulă, cu predominarea masei de bază humoase, în care sînt împrăștiate cuticule izolate.

Claritul se prezintă ca fîșii care trec treptat în durit sau vitrit. De la duritul de cuticulă la claritul de cuticulă există un șir de treceri treptate, astfel că între fîșiile de clarit și cele de durit nu există o limită clară.

Claritul contribuie într-o măsură mai mare decît duritul la alcătuirea stratelor de cărbuni din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag.

De multe ori masa de bază apare complet lipsită de corpuri bituminoase.

Corpurile bituminoase păstrate în acest cărbune sînt cuticulele, rășinile, scleroții.

Cuticulele — pătura exterioară a frunzelor și ramurilor verzi — sînt destul de frecvente. Ele prezintă pereți subțiri, iar dinții caracteristici se pot observa greu sau lipsesc. Explicația stă fie în condițiunile de conservare, fie în caracterul epidermei. La unele cuticule se păstrează și țesutul interior.

Cărbunele din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag cuprinde numeroase corpuri rășinoase. Proveniența lor este legată de păstrarea traheidelor, umplute cu materii rășinoase, deosebit de dezvoltate în tulpina Coniferelor. Ținîndu-se seama de particularitățile pe care le prezintă aceste rășini în studiul microscopic, ele pot fi împărțite în grupe cu proprietăți asemănătoare. Unele interesante structuri celulare s-au putut păstra grație impregnării cu rășină. Varietatea formelor sub care rășinile apar este o urmare a unei alcătuiri inițiale diferite și a transformărilor suferite în timpul fosilizării.

Celulele de plută sînt ca și inexistente în acești cărbuni.

Scleroții sînt foarte frecvenți și de forme foarte variate. Ei apar în durit, clarit și chiar vitrit. Prezența lor poate fi constatată în toate stratele. Au fost determinați: *Sclerotites cavatoglobosus*, *Sclerotites multicellulatus*, *Sclerotites brandonianus* și *Teleutospori*. Ei sînt mai numeroși în anumite orizonturi, în timpul formării cărora a existat o stare de uscăciune relativă. Procesul de incarbonizare nu a avut nici o influență asupra acestor corpuri bituminoase, într-adevăr rezistente. Abundența scleroților ne arată că ciupercile au jucat, alături de bacterii, un rol important în ceea ce privește descompunerea substanței vegetale.

În stratele de cărbuni din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag fuzitul este în cantitate foarte redusă. Puținele fragmente de fuzit găsite cu ocazia acestui studiu ne arată că este vorba de varietatea fuzit moale, întrucît celulele nu sînt impregnate cu substanțe minerale.

Institutul Geologic al României

Structura celulară a fuzitului, păstrată în bune condițiuni, ne arată unele detalii anatomice ale plantelor din care provin. Unele din ele ne indică prezența lemnului de Conifere, altele existența lemnului plantelor cu frunze. S-au găsit și unele detalii care arată structuri lemnoase aparținînd palmierului.

În fuzit, ca și în vitrit, se pot observa alternanțe de celule de anotimp ploios (inelele anilor), care constituie o dovadă a periodicității climei.

Existența granulelor de rășină în fuzit formează o piedică importantă pentru teoria arderii pădurilor, care încearcă să explice geneza acestui component.

Lipsa fuzitului ne arată că suprafața turbăriilor respective era acoperită în permanență cu apă, adică ea stă în strînsă legătură cu lipsa unor repetate dezgoliri ale suprafeței turbăriilor.

Cărbunele din regiunea Uricani cuprinde componenți minerali într-o mare măsură: pirită, marcasită, carbonat de calciu, sulfat de calciu, carbonat de fer, argilă.

Dintre sulfuri, pirita primară, sub formă de granule rotunde, fine, joacă rolul cel mai important. Pirita secundară apare rar. Vitritul conține mai puțină pirită decît duritul și claritul, care cuprind cantități mari. Granulele de pirită au tendința de a se aglomera acolo unde există resturi bituminoase, cuticule, etc. În general conținutul de pirită crește cu cît ne apropiem de acoperișul stratelor.

Carbonatul și sulfatul de calciu se găsesc de obicei pe crăpăturile și suprafețele de desfacere existente în cărbune.

Infiltrațiile secundare joacă numai un rol subordonat printre componenții minerali ai cărbunelui, față de detritusul mineral, care s-a depus odată cu substanța vegetală a plantelor generatoare de cărbuni.

Cercetarea sistematică a felului cum variază în fiecare strat alcătuirea petrografică a cărbunelui, s-a făcut prin examinarea probelor ce alcătuiesc profilul stratelor.

Determinarea procentuală a componenților petrografici ai fiecărui strat s-a făcut prin analizarea la microscop a suprafețelor lustruite, executate din probe medii de praf de cărbune. Măsurarea componenților s-a făcut cu ajutorul mesei de integrare.

Valorile componenților petrografici ai cărbunelui din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag, determinate asupra cărbunelui brut sînt următoarele:

Pentru vitrit valorile variază între 46,63 % și 88,92 %. Claritul prezintă valori cuprinse între 4,95 % și 30,04 %. Valorile duritului variază între 0,68 % și 7,64 %. Componenții minerali au valori cuprinse între 1,34 % și 42,74 %.

Componenții petrografici calculați asupra cărbunelui pur, ne arată valorile următoare:

Pentru vitrit valorile variază între 63,26 % și 92,72 %. Claritul prezintă valori cuprinse între 5,15 % și 32,94 %. Duritul variază între 1,16 % și 8,64 %.

Aceste valori ne arată că în regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag cărbunele este format în cea mai mare parte din vitrit. Claritul prezintă valori mai reduse, iar duritul și mai reduse. Fuzitul este ca și inexistent în acest cărbune.

Institutul Geologic al României

Componenții minerali prezintă valori foarte mari.

Valorile mari ale vitritului cărbunilor din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag reprezintă o continuare a valorilor ridicate ale acestui component, pe care le găsim și în regiunea Lupeni.

Pentru a avea o imagine clară a variației valorilor componenților petrografici ai cărbunelui în cuprinsul bazinului Văii Jiului, calculate asupra cărbunelui pur, aceste valori au fost reprezentate sub formă de diagramă (Planșa pag. 180).

Studiul diagramelor respective ne arată în linii cu totul generale că vitritul prezintă valori crescînde începînd din estul către vestul bazinului. Valorile mai reduse corespund cărbunelui din estul bazinului, la minele Lonea, Petrila, Aninoasa. Începînd de la Lupeni vitritul atinge valori mari. Cu oarecare variațiuni aceste valori se mențin pînă la Uricani, unde unele valori ale vitritului, calculate asupra cărbunelui pur, depășesc 90 %.

Diagrama clarit + durit arată în general o descreștere a valorilor, începînd din estul către vestul bazinului. Valorile cele mai ridicate sînt la minele din estul bazinului, iar cele mai reduse în regiunea Uricani.

În baza rezultatelor cercetărilor petrografice s-au tras concluzii asupra stadiului de incarbonizare al cărbunelui din bazinul Văii Jiului. Observațiile necesare au avut la bază schimbările suferite de cărbune pe măsura creșterii incarbonizării și care se reflectă asupra alcătuirii lui petrografice.

Locul pe care îl ocupă cărbunele din bazinul Văii Jiului pe scara procesului de incarbonizare a fost stabilit pe baza unor tabele în care se arată caracteristicile componenților petrografici ai cărbunilor din țara noastră și transformările suferite de acești componenți odată cu creșterea gradului de incarbonizare.

Cărbunele din bazinul Văii Jiului se află într-un stadiu de incarbonizare situat sub limita la care se constată dispariția totală a structurii celulare a vitritului și un început de dispariție a corpurilor bituminoase conținute în durit și clarit.

Studiul petrografic a scos la iveală dispariția treptată a multora dintre detaliile structurii lemnoase inițiale. Printre acestea se constată dispariția îngroșărilor pereților celulari, a razelor medulare, a structurilor traheidale și a detaliilor suberinizate.

Dacă ținem seama de scara gradată a transformărilor pe care detaliile vegetale le suferă, atunci punctul la care aceste transformări s-au oprit ne indică cu aproximație gradul de încarbonizare al cărbunelui. Avînd în vedere aceste transformări sîntem îndreptățiți a considera că în regiunea Lupeni—Uricani—Cîmpul lui Neag cărbunele a depășit stadiul de cărbune brun, reprezentînd o huilă.

Transformarea puternică a cărbunilor din această regiune este datorită unor cauze de ordin tectonic.

Primit: Ianuarie 1955.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. GHINZBURG A. I. Varietățile petrografice ale cărbunilor humici. *Analele romîno-sovietice* Geologie-Geografie. Nr. 6, noembrie-decembrie 1951.
2. JEMCIUJNICOV I. A. Geologia generală a cărbunilor fosili. *Ugletizdat*, 1948.
3. — Zonalitatea metamorfismului cărbunilor ca metodă de descifrare a structurii tectonice. *Izvestia Academii Nauc SSSR.* Seria Geologie, nr. 4, 1952.
4. — Incarbonizarea și metamorfismul cărbunilor. *Analele romîno-sovietice*, Geologie-Geografie. Nr. 9, mai-iunie 1952.
5. MACOVEI G. Geologie stratigrafică, 1954.
6. MATEESCU I. D. și MANTEA ST. I. Cercetări petrografice asupra stratelor de cărbuni din V. Jiului. Comunicare prezentată celui de al 15 Congres A.G.I.R., 1943.
7. — Petrographische Untersuchungen der Kohlenflöze des liassichen Steinkohlenlagers von Anina-Steierdorf im Banat. Dissertation, Freiberg, 1932.
8. RĂILEANU GR. Cercetări geologice în regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag și considerațiuni generale asupra Basinului Petroșani. *D. de S. Comit. Geol.* Vol. XXXIX (Sub tipar).
9. — Burdigalianul de pe Pîrîul Sălătruc. *Revista Universității C. I. Parhon și a Institutului Politehnic*, anul 1955.
10. STACH E. Lehrbuch der Kohlenmikroskopie. Band I. 1949.
11. SZÁDECZKY E. Über Systematik und Umwandlungen der Kohlengemengteile. 1951.
12. TIMOFEEV P. P. Problema legăturii dintre tipurile genetice de cărbuni și condițiile de acumulare a sedimentelor. *Izvestia Academii Nauc SSSR.* Seria Geologie, nr. 5, sept.-oct. 1952.
13. VOICU GH. Cercetări geologice și micropaleontologice în basinele Bahna și Petroșani. *D. de S. Comit. Geol.* Vol. XXXVII (1950—1951). București, 1953.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

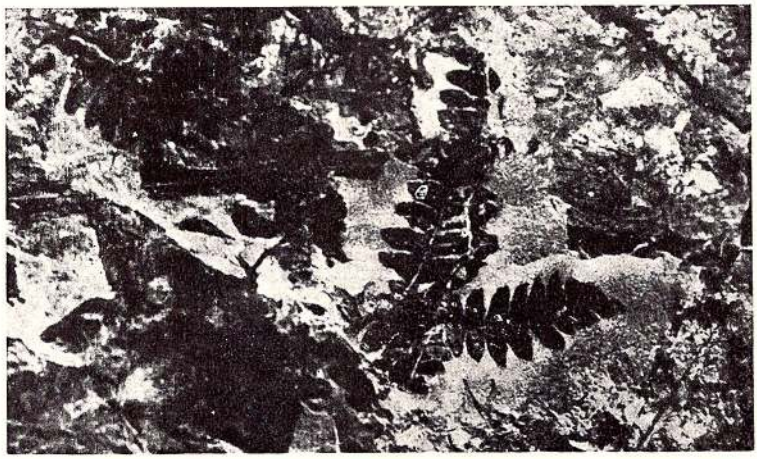
PLANȘA I

Institutul Geologic al României

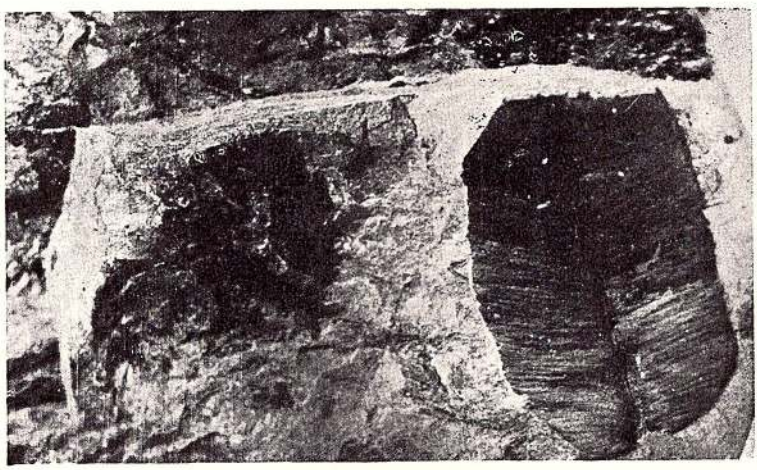
PLANŞA I

Fig. 1. — *Pteris crenata* WEB. Uricani, stratul 3, V. Aschioarei. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Blechnum dentatum* STERNB. Mina Vulcan, între stratele 2 — 3 W. Mărime naturală.
Fig. 3. — *Salvinia oligocenica*. Mina Vulcan, între stratele 2 — 3 W. Mărime naturală.

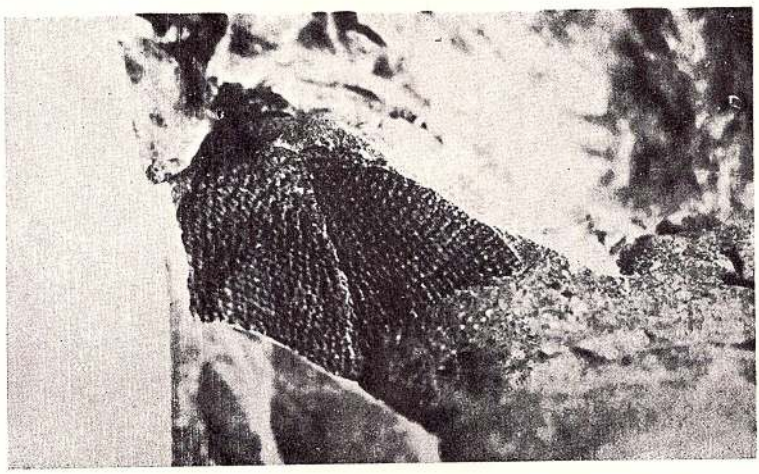
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

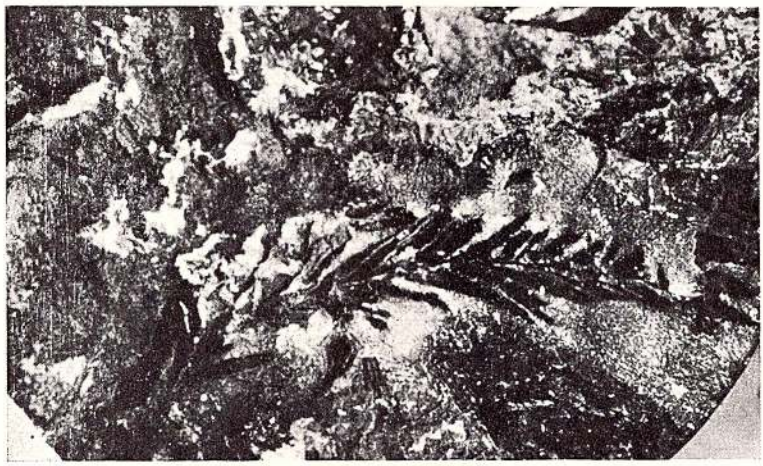
PLANȘA II

Institutul Geologic al României

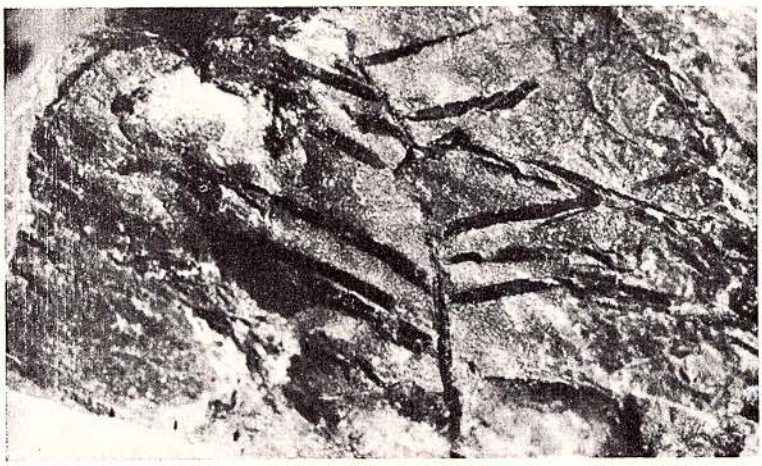
PLANȘA II

Fig. 1. — *Taxodium distichum*. Uricani. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Sequoia Langsdorfii* BRGNT. Mina Vulcan, Mărime naturală.
Fig. 3. — *Glyptostrobus Europaeus* HEER. *Alnophyllum Reussi* ETTGS. Uricani, V. Aschioarei Mărime naturală.

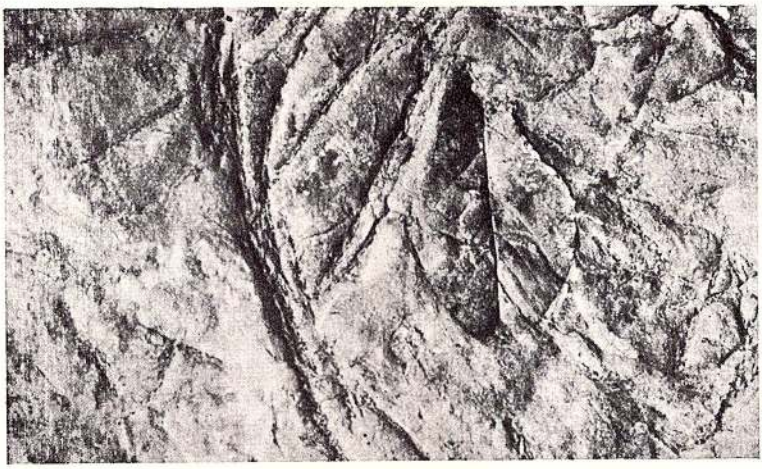
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

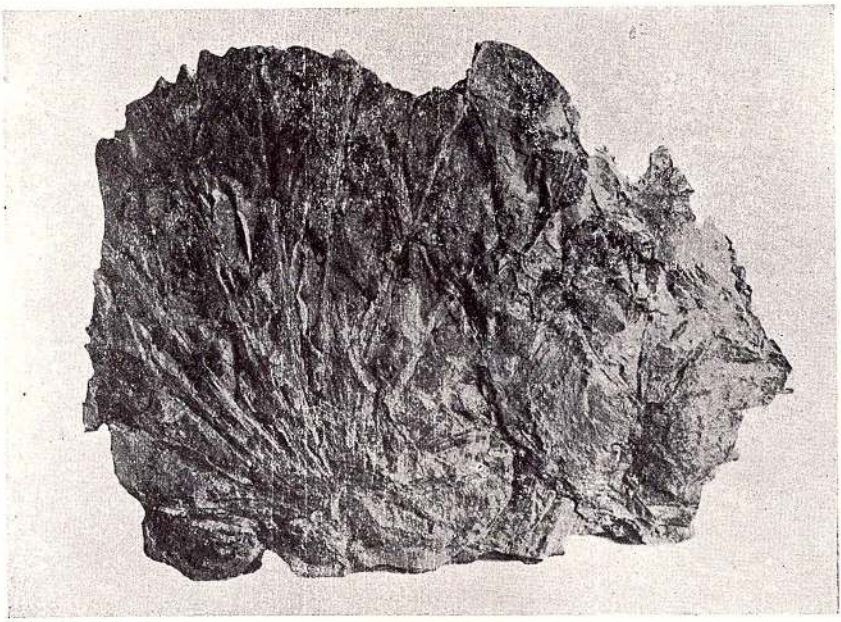
PLANȘA III

Institutul Geologic al României

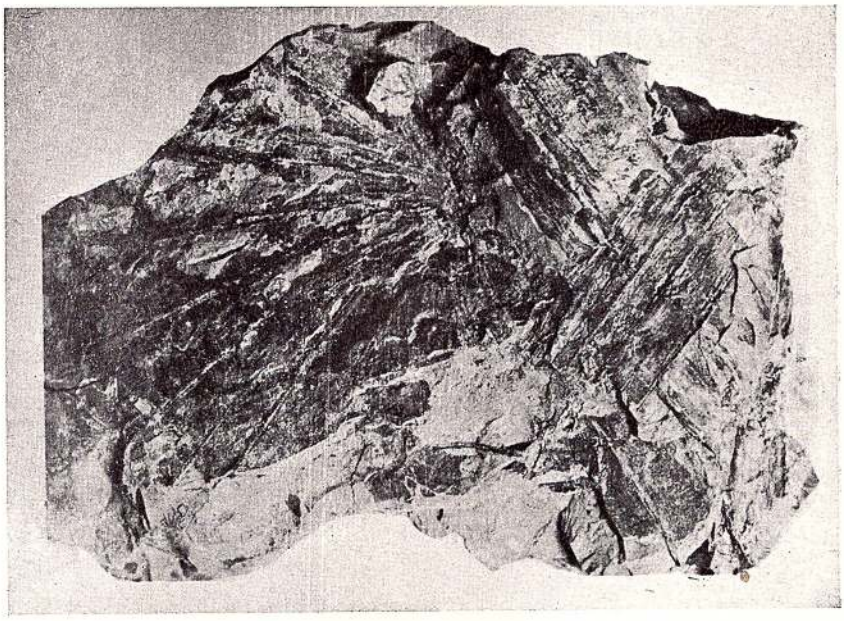
PLANŞA III

Fig. 1. — *Sabal Haeringiana* UNG. Uricani, galeria 22. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Sabal Haeringiana* UNG. Uricani, galeria 22. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Institutul Geologic al României

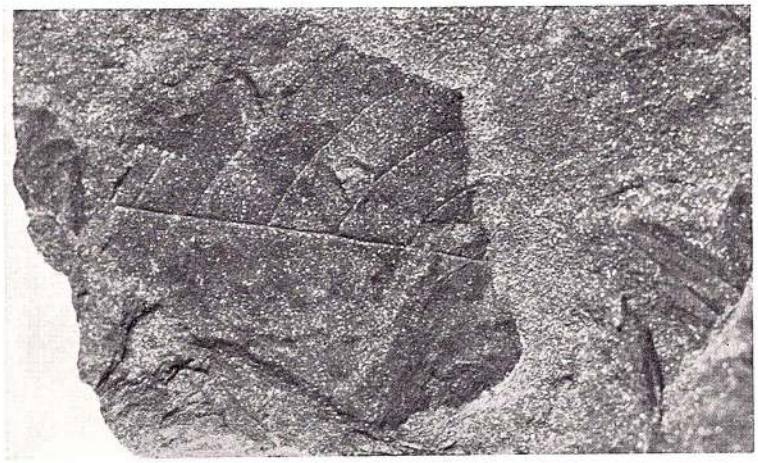
PLANȘA IV

Fig. 1. — *Carpinus grandis* Ung. Uricani, stratul 3. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Alnus nostratum* Ung. Uricani, stratul 3. Mărime naturală.
Fig. 3. — *Juglans Heerii* Ettgs. Uricani, V. Aschioarei. Mărime naturală.

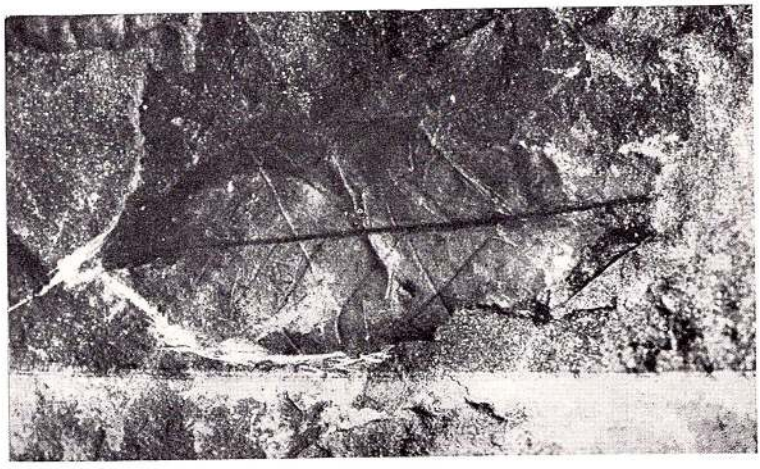
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

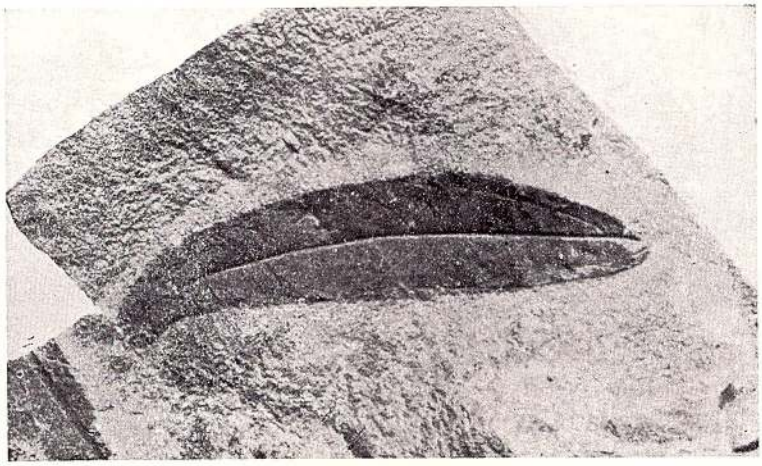
PLANȘA V

Institutul Geologic al României

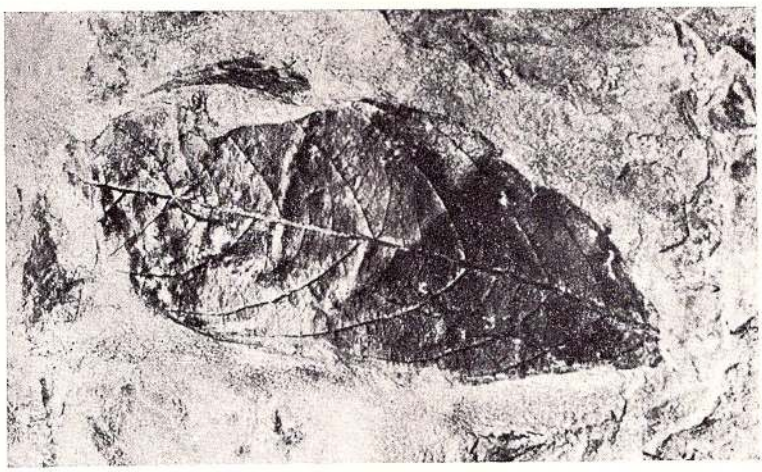
PLANŞA V

Fig. 1 — *Ficus Aglajae* UNG. Mina Vulcan, V. Arsului. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Laurus primigenia* UNG. Uricani, V. Aschioarei. Mărime naturală.
Fig. 3. — *Laurus primigenia* UNG. Uricani, V. Aschioarei. Mărime naturală.

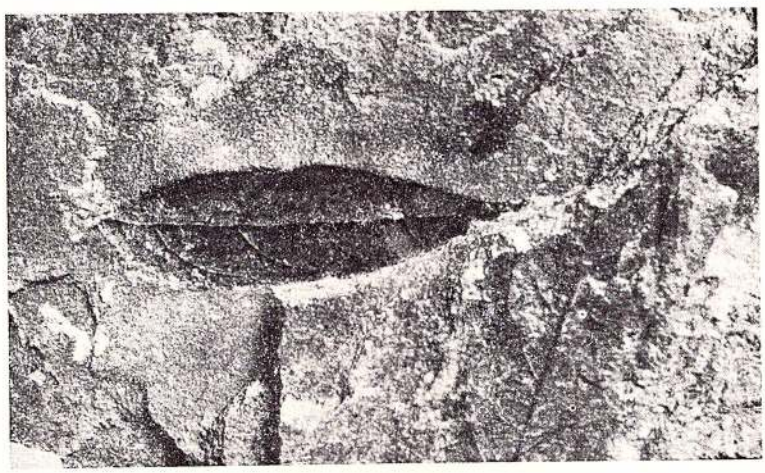
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

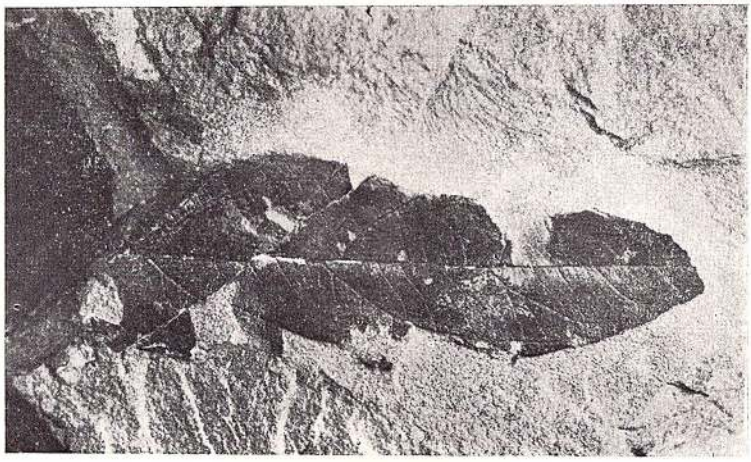
PLANȘA VI

Institutul Geologic al României

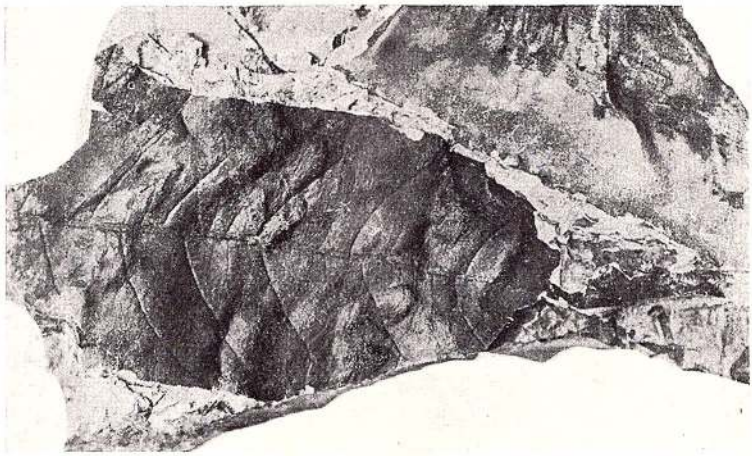
PLANŞA VI

Fig. 1. — *Laurus primigenia* Ung. Mina Vulcan, între stratele 2 — 3 W. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Pisonia bilinica* Ettgs. Uricani, V. Aschioarei. Mărime naturală.
Fig. 3. — *Andromeda protogaea* Ung. Uricani, V. Aschioarei. Mărime naturală.

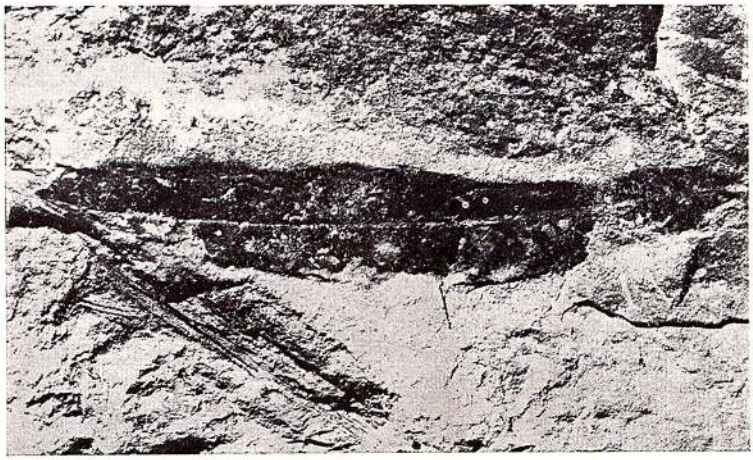
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

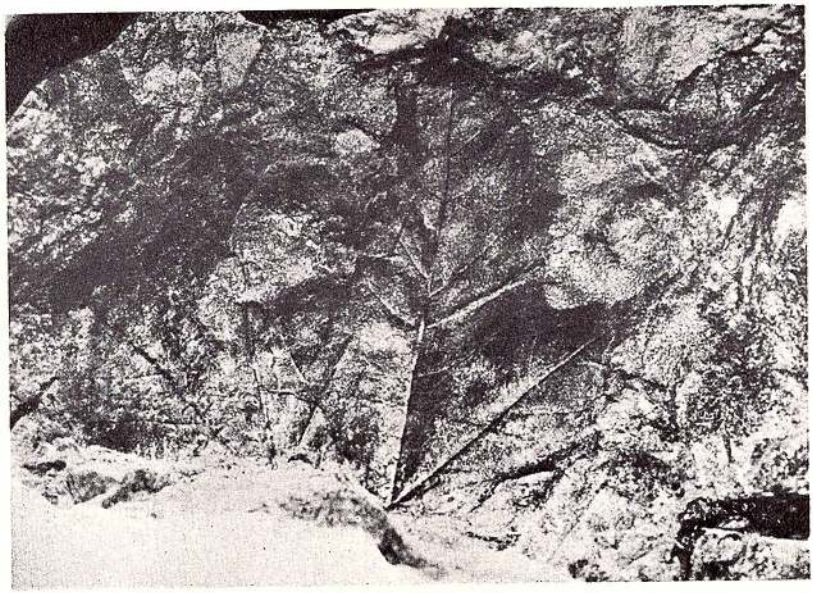
PLANŞA VII

Institutul Geologic al României

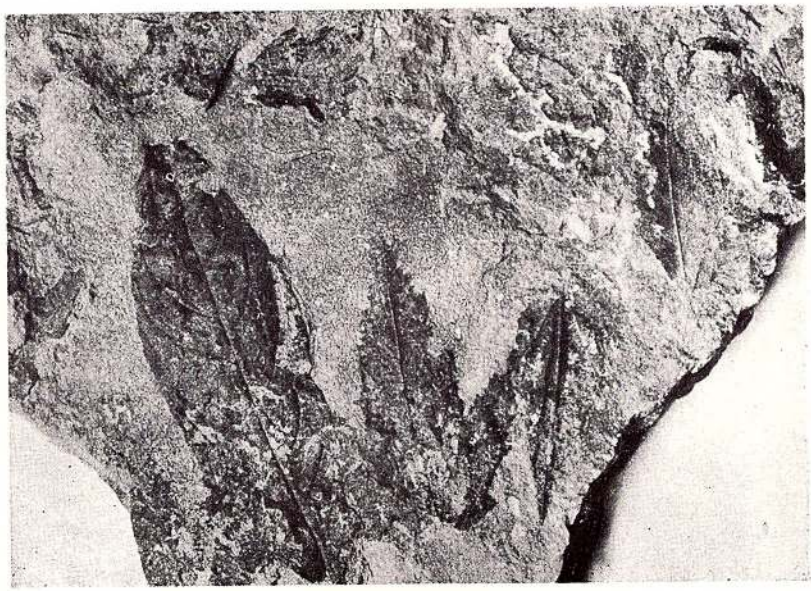
PLANŞA VII

Fig. 1. — *Acer trilobatum* AL. BR. Uricani, V. Aschioarei. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Laurus primigenia* UNG. *Acer trilobatum*, AL. BR. Uricani, V. Aschioarei. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

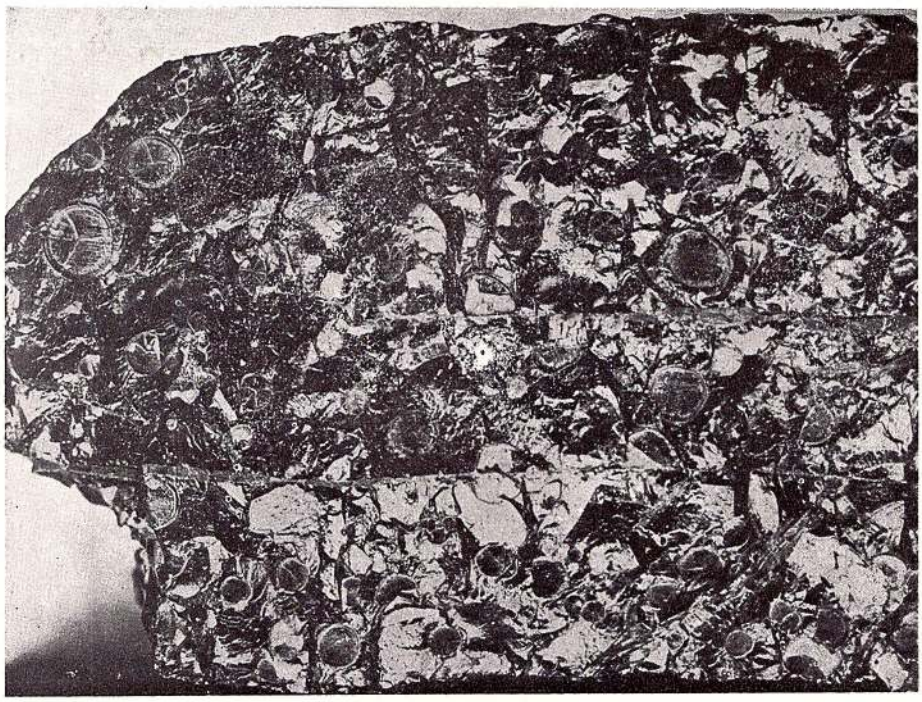
PLANŞA VIII

Institutul Geologic al României

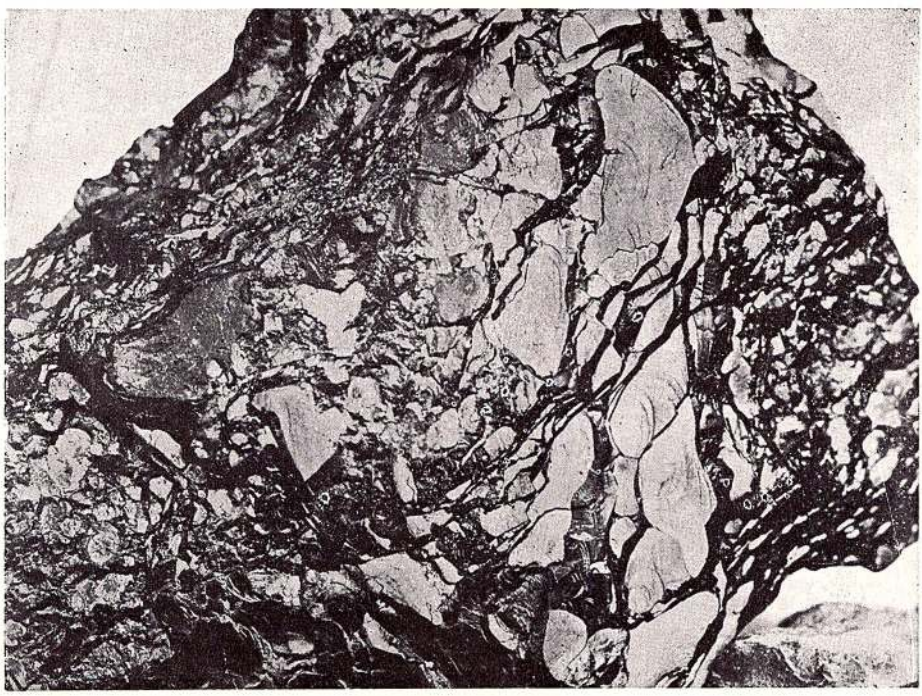
PLANŞA VIII

Fig. 1. — Vitrit cu structură oculară. Mina Aninoasa, stratul 3. Mărime naturală.
Fig. 2. — Structură oculară trecînd în spărtură concoidală. Mina Aninoasa, stratul 13 (de sub acoperiş). Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

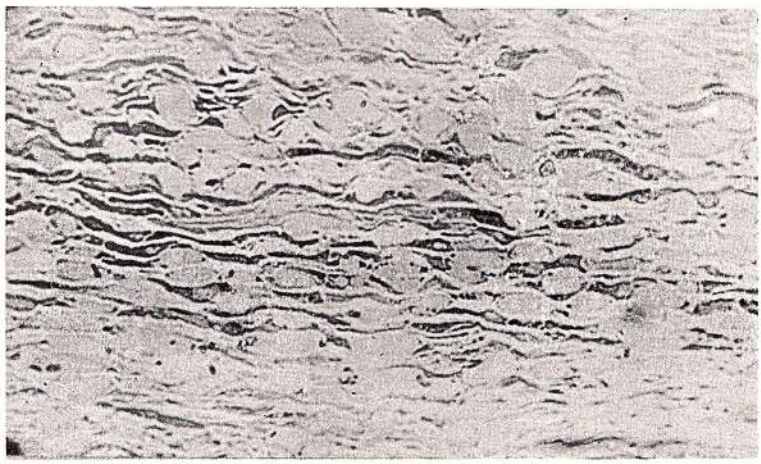
PLANȘA IX

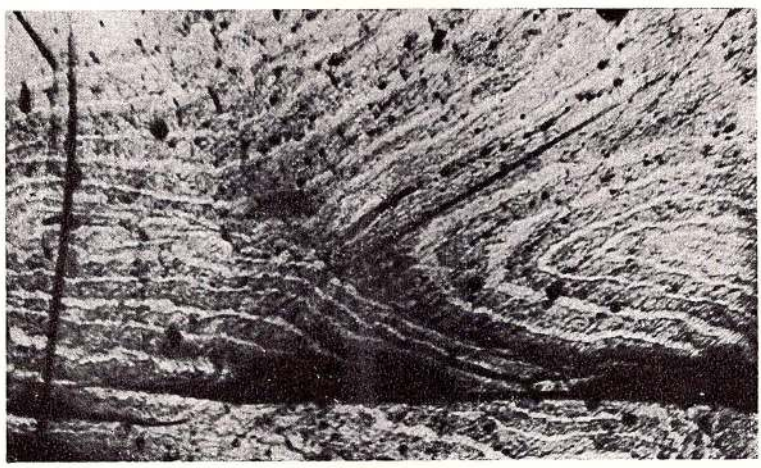
Institutul Geologic al României

PLANȘA IX

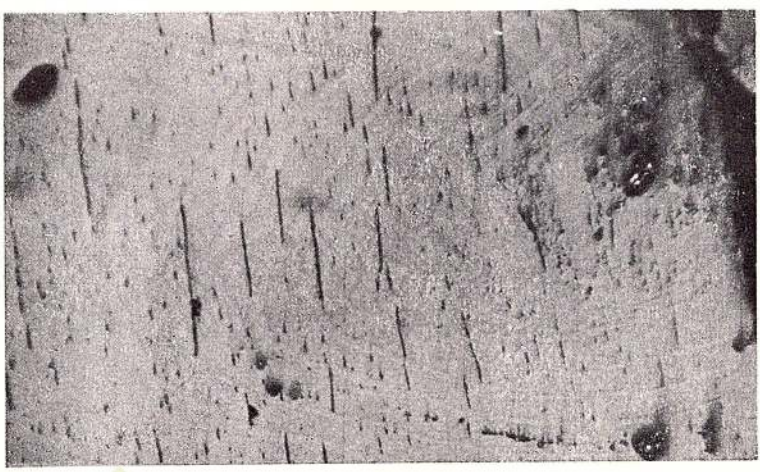
Fig. 1. — Vitrit cu structură lemnoasă și granule de rășină. Mina Jieț-Lonea. × 150.
Fig. 2. — Vitrit cu structură lemnoasă. Inelele anilor. Mina Petrila, stratul 3. × 33.
Fig. 3. — Vitrit cu inelele anilor și crăpături cu orientare constantă. Mina Lupeni, stratul 18. × 33.

Institutul Geologic al României





2



3

Institutul Geologic al României

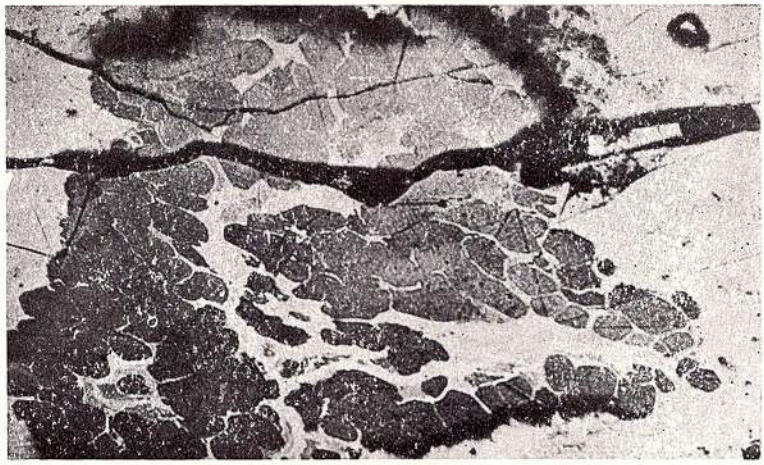
PLANȘA X

Institutul Geologic al României

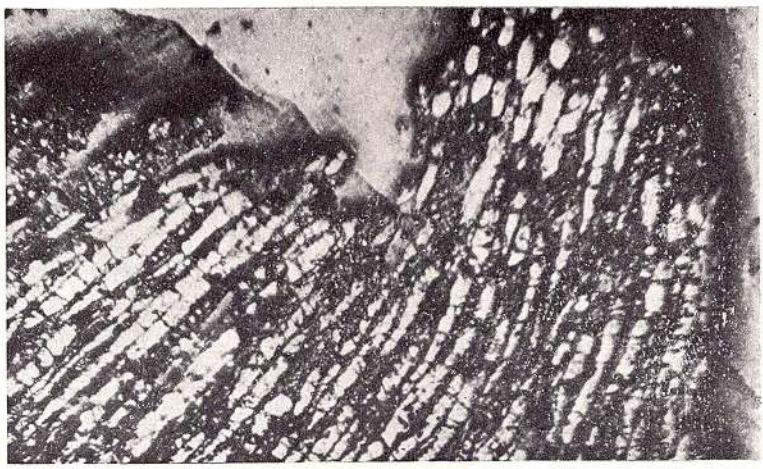
PLANȘA X

Fig. 1. — Celule lemnoase îmbibate cu soluții minerale. Mina Petrila, stratul 3. × 150.
Fig. 2. — Structură lemnoasă (secțiune longitudinală) păstrată prin impregnarea cu substanțe minerale și substanțe humice. Mina Petrila, stratul 5 « Paprica ». × 33.
Fig. 3. — Structură lemnoasă (secțiune transversală) păstrată prin impregnarea cu substanțe minerale și substanțe humice. Mina Petrila, stratul 5 « Paprica ». × 33.

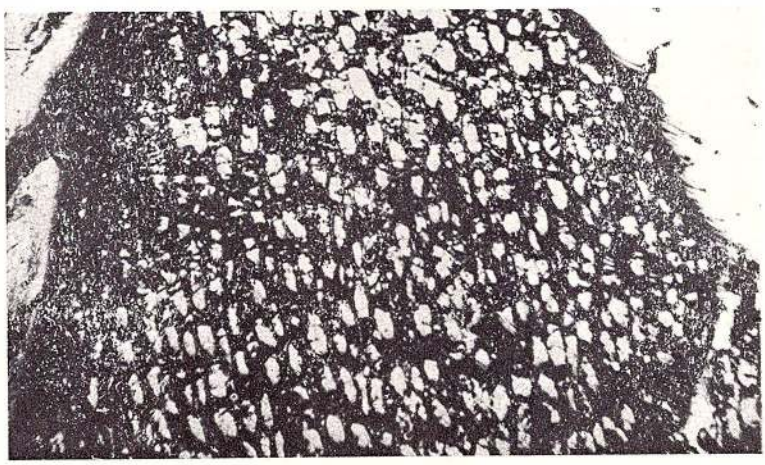
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

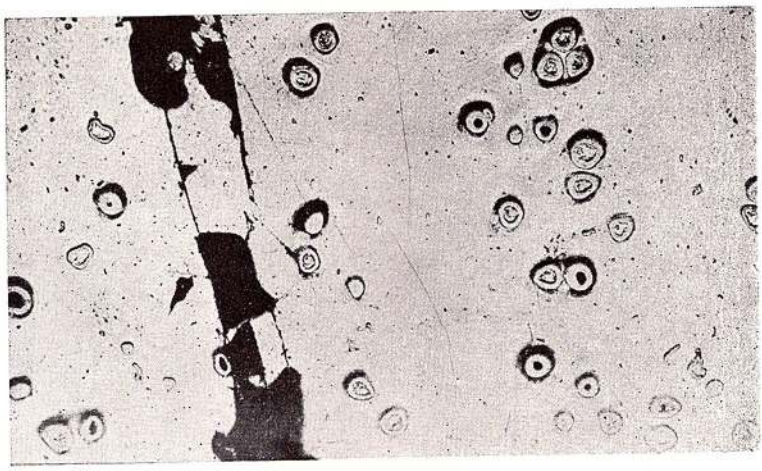
PLANȘA XI

Institutul Geologic al României

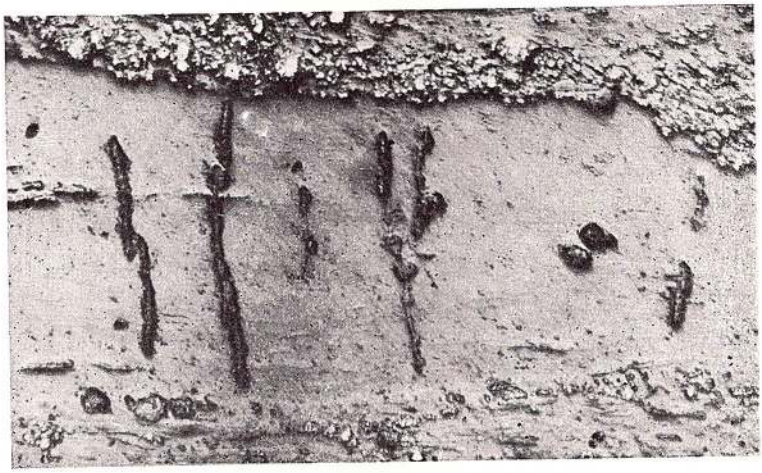
PLANŞA XI

Fig. 1. — Spori de ciupercă *(Sclerotites cavatoglobosus)* în vitrit. Mina Lupeni, stratul 3. × 150.
Fig. 2. — Vitrit cu crăpături perpendiculare pe stratificație. De o parte și de alta granule de pirită. Uricani, galeria 22, stratul 8. × 170.
Fig. 3. — Durit. Mina Petrila, stratul 5 « Paprica ». × 100.

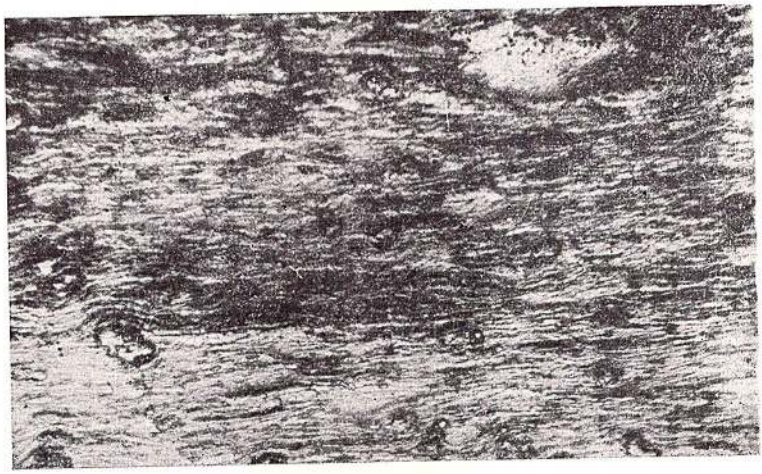
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA XII

Institutul Geologic al României

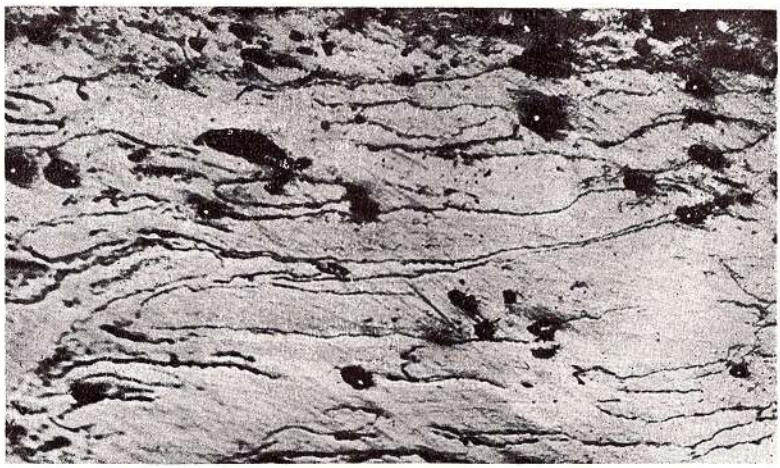
PLANȘA XII

Fig. 1. — Clarit de cuticule cu pereți subțiri. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13. ×170.

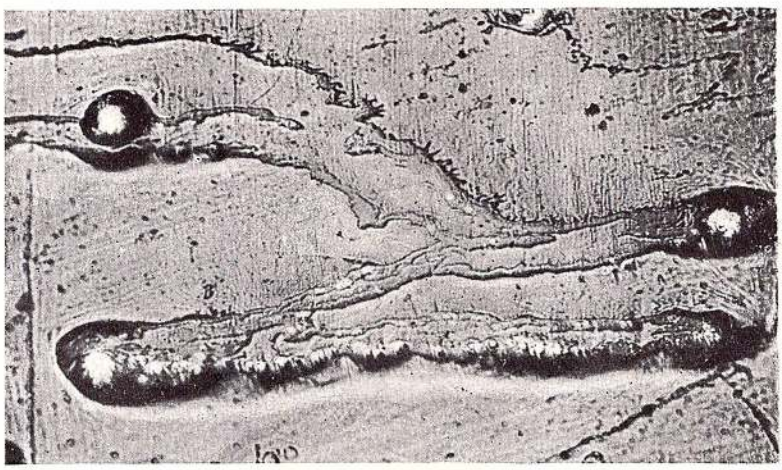
Fig. 2. — Clarit de cuticule. În cuticule s-a acumulat pirită primară. Mina Lupeni, stratul 3. × 250.

Fig. 3. — Macrospor cu margînea exterioară cutată. Mina Petrila, stratul 3 (aproape de culcuș). × 33.

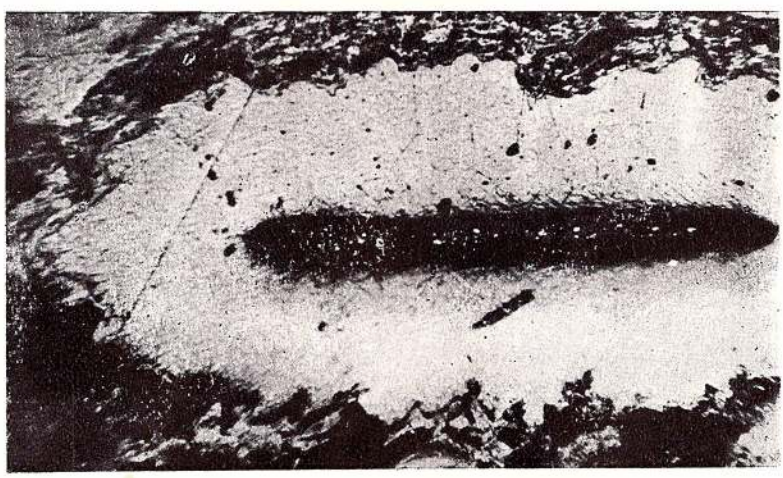
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANŞA XIII

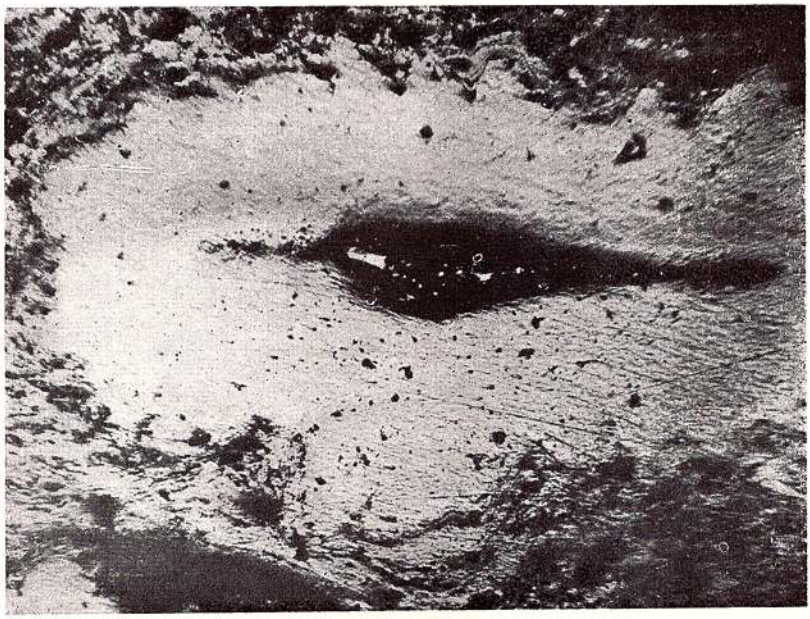
Institutul Geologic al României

PLANŞA XIII

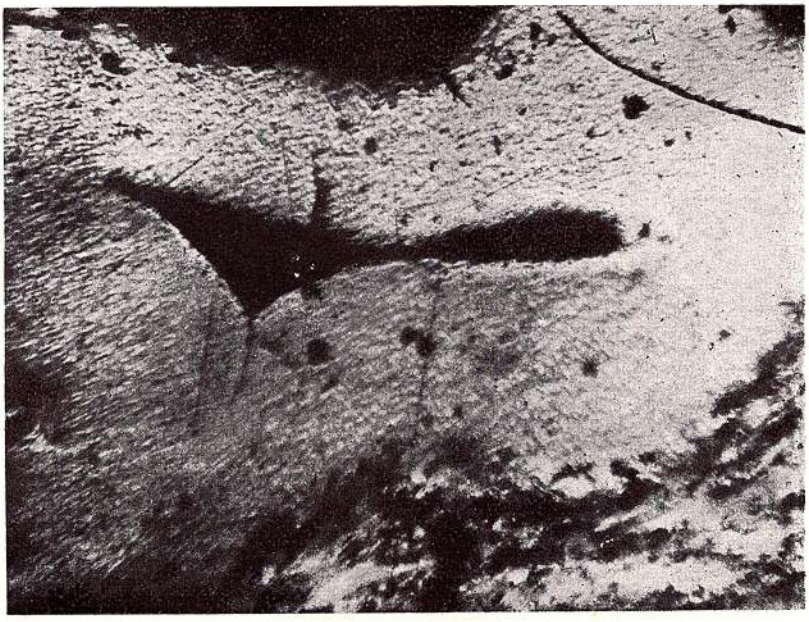
Fig. 1. — Macrospor turtit cu marginea exterioară cutată. Mina Petrila, stratul 3 (aproape de culcuş). × 33.

Fig. 2. — Macrospor la care turtirea nu s-a făcut complet. Mina Petrila, stratul 3 (aproape de culcuş). × 33.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA XIV

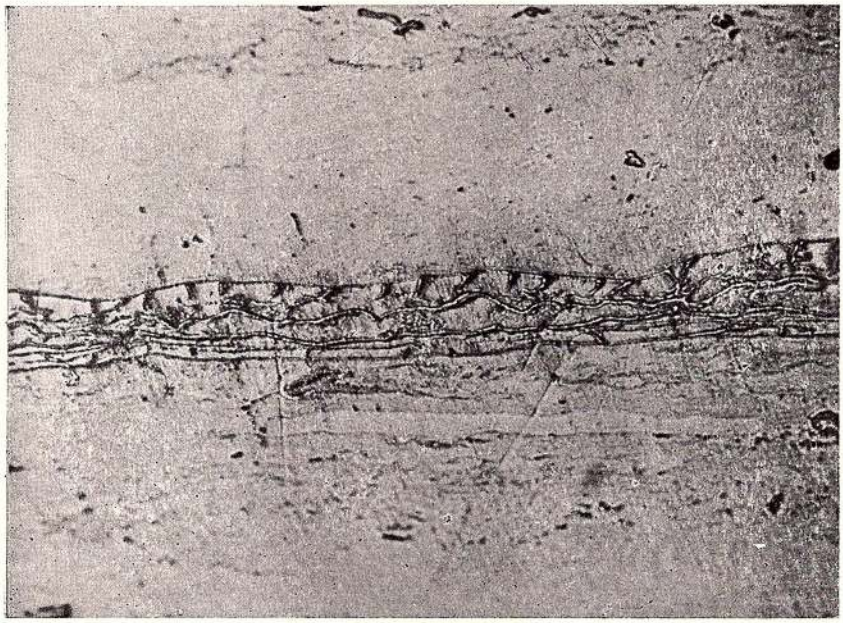
Institutul Geologic al României

PLANŞA XIV

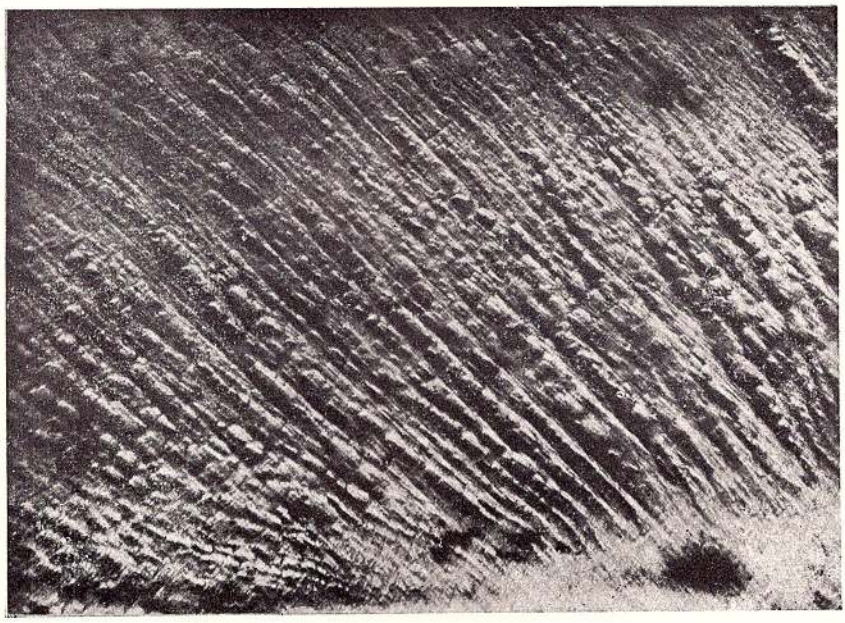
Fig. 1. — Cuticulă (pătura exterioară a frunzei), la care se observă ţesutul interior dinţat. Mina Aninoasa, stratul 3. × 450.

Fig. 2. — Structură cuticulară radială. Mina Petrila, stratul 3 (aproape de culcuş). × 100.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

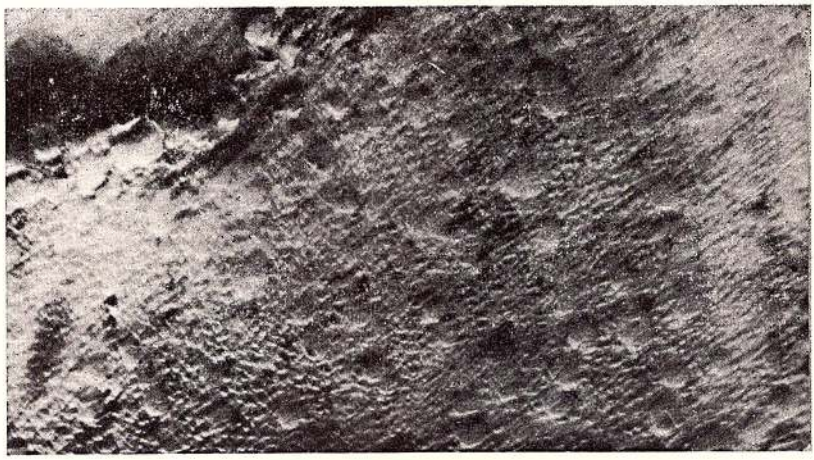
PLANȘA XV

Institutul Geologic al României

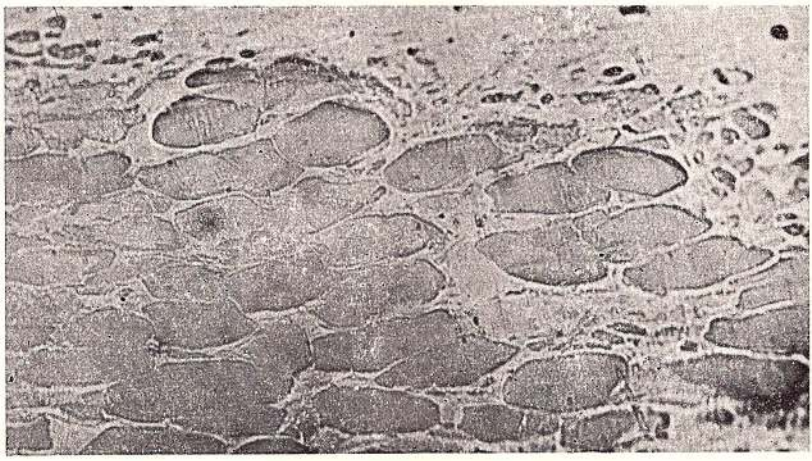
PLANȘA XV

Fig. 1. — Structură cuticulară. Mina Lupeni, stratul 3. × 100.
Fig. 2. — Granule de rășină. Mina Petrila, stratul 3. × 250.
Fig. 3. — Colonie de scleroți pluricelulari (Teleutospori). Mina Lupeni, stratul 3. × 250.

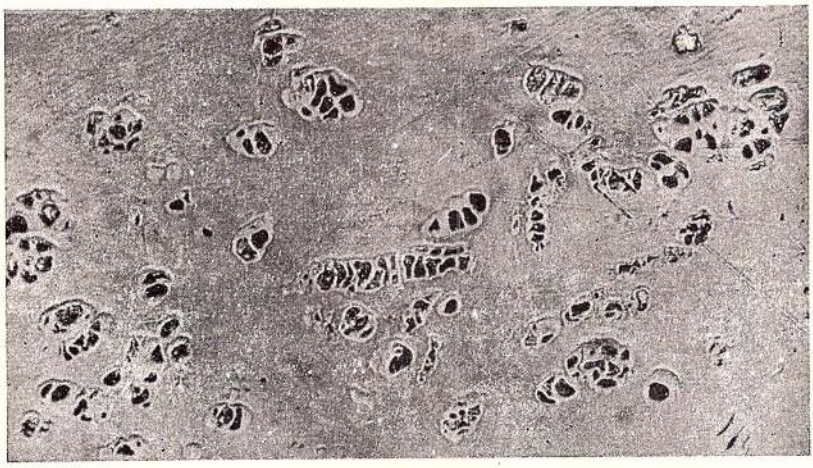
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

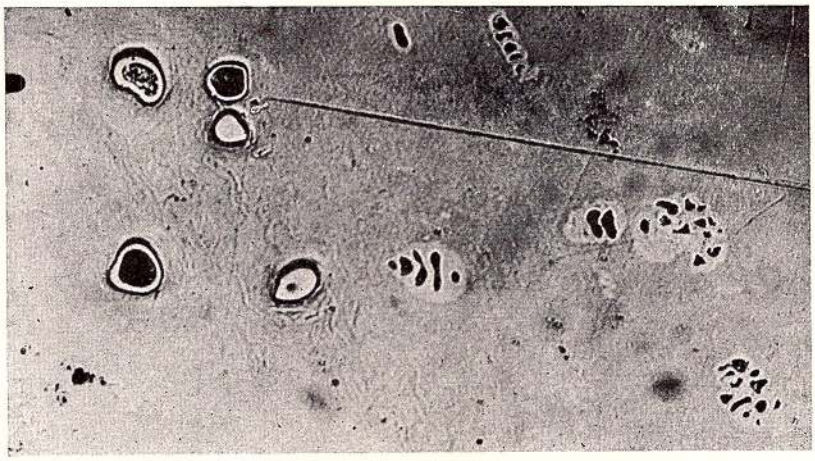
PLANŞA XVI

Institutul Geologic al României

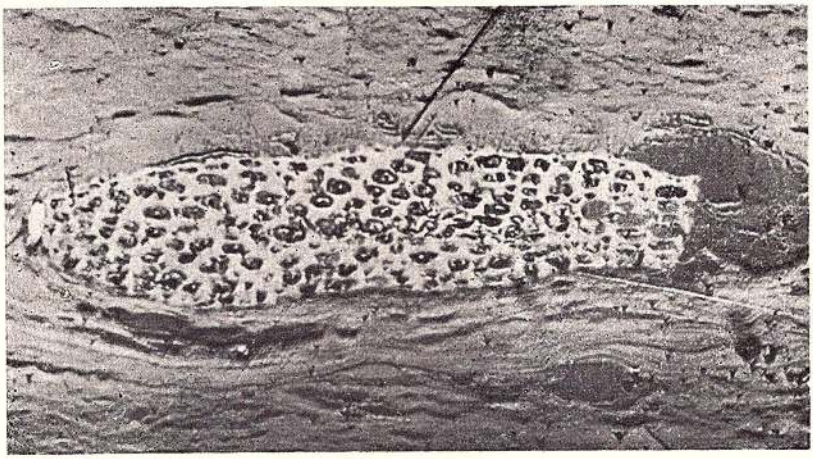
PLANŞA XVI

Fig. 1. — Diferite feluri de scleroți în vitrit. Mina Aninoasa, stratul 3. × 250.
Fig. 2. — Fuzit sub formă de lentilă. Se observă și spațiile intercelulare. Mina Aninoasa stratul 13. × 400.
Fig. 3. — Fuzit. Mina Lupeni, stratul 17. × 100.

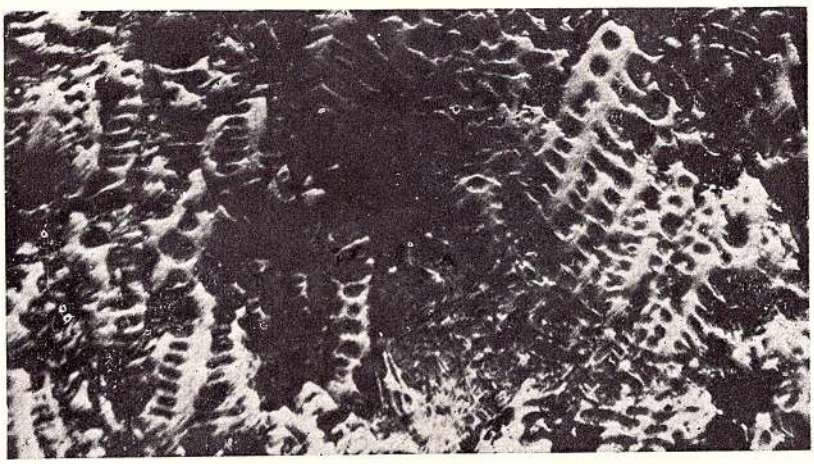
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

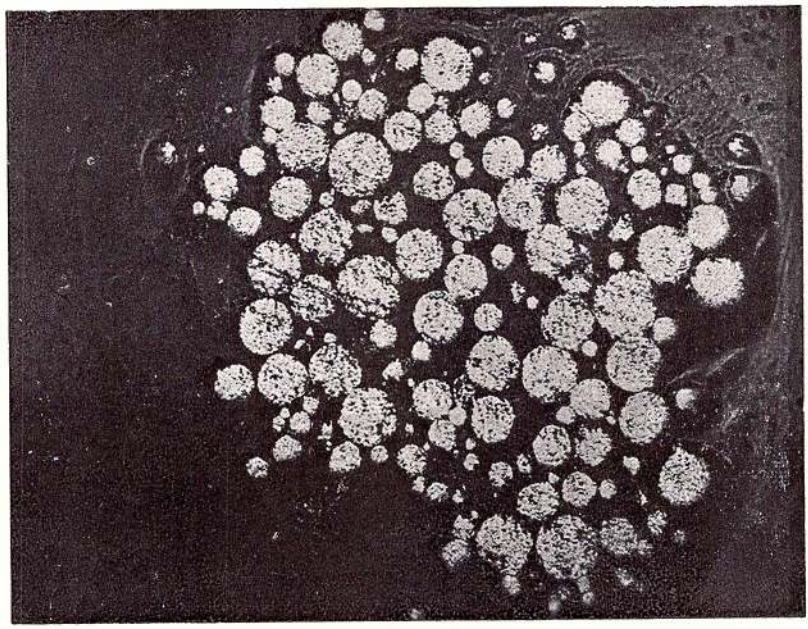
PLANŞA XVII

Institutul Geologic al României

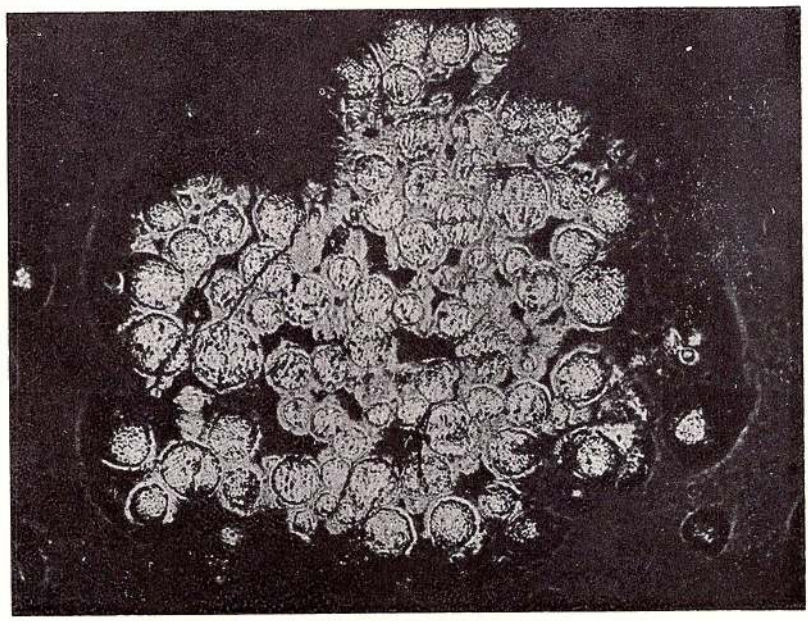
PLANŞA XVII

Fig. 1. — Granule de pirită primară, alcătuind un cuib. Mina Lupeni, stratul 3. × 250.
Fig. 2. — Cuib alcătuit din granule de pirită rotunde, înconjurate de marcasită. Mina Piscu, stratul 3 Priboi. × 250.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA XVIII

Institutul Geologic al României

PLANŞA XVIII

Fig. 1. — Pirită primară. Granule de formă neregulată. Mina Aninoasa, stratul 15. ×100.

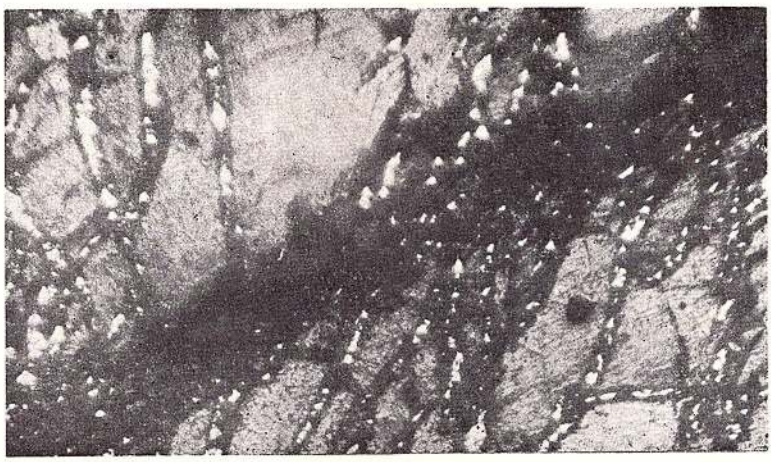
Fig. 2. — Crăpături în vitrit, umplute cu carbonat de calciu şi pirită. Mina Aninoasa, stratul 6. × 100.

Fig. 3. — Cărbuni cu oglinzi de frecare. Uricani, galeria 17, stratul 3. $^1/_2$ mărime naturală.

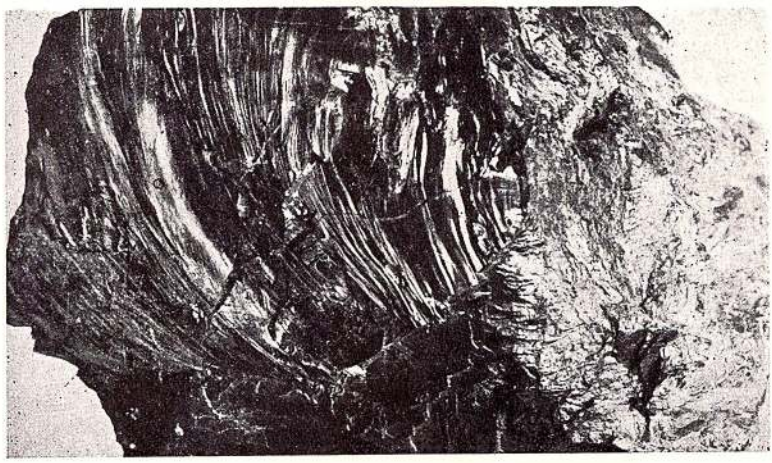
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA XIX

Institutul Geologic al României

PLANȘA XIX

Fig. 1. — Cărbune vitritic cu incluziuni mate de carbonat de fer. Uricani, stratul 4. $^1/_2$ mărime naturală.

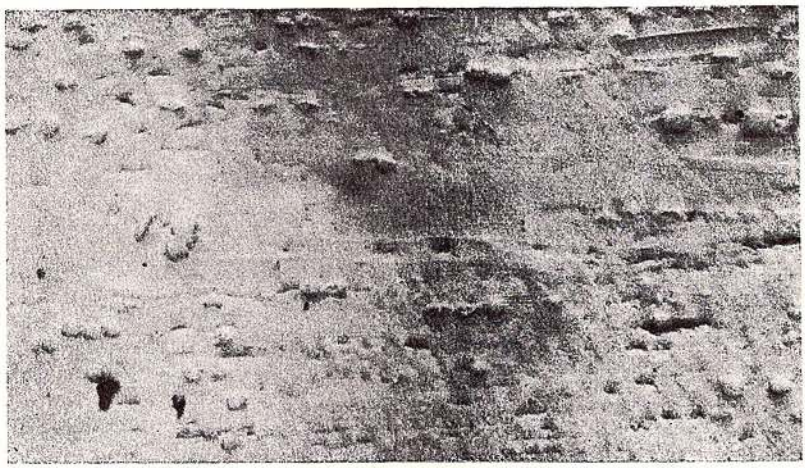
Fig. 2. — Vitrit cu granule de rășină. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13 (mijlocul stratului). × 170.

Fig. 3. — Vitrit. Tulpină presată, cu inelele anilor și crăpături fine, cu orientare constantă Cîmpul lui Neag, galeria 40, stratul 3 (din culcuș). × 61.

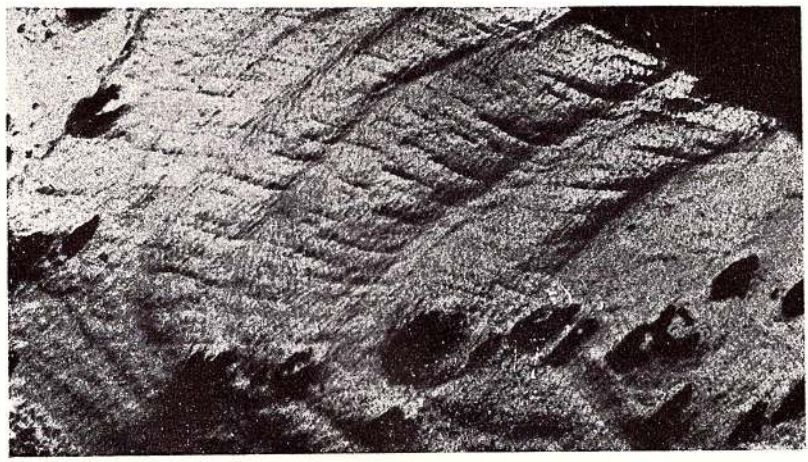
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANŞA XX

Institutul Geologic al României

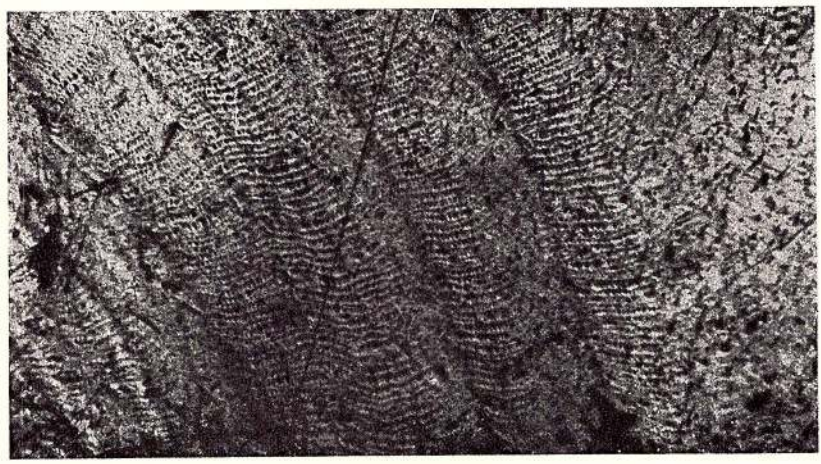
PLANŞA XX

Fig. 1. — Vitrit structural cu inelele anilor. Uricani, galeria 21, stratul din complexul superior. × 61.

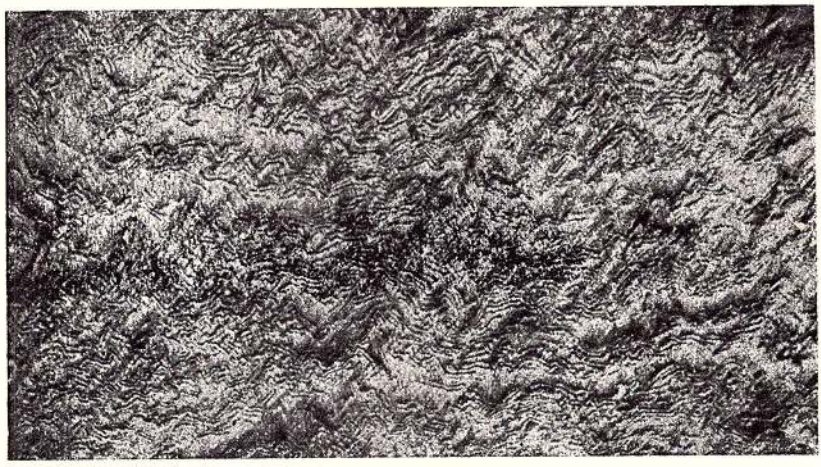
Fig. 2. — Vitrit structural. Uricani, galeria 17, stratul 3. × 170.

Fig. 3. — Două sisteme de crăpături cu orientări diferite, în vitrit. Uricani, Galeria 21, stratul din complexul superior. × 61.

Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

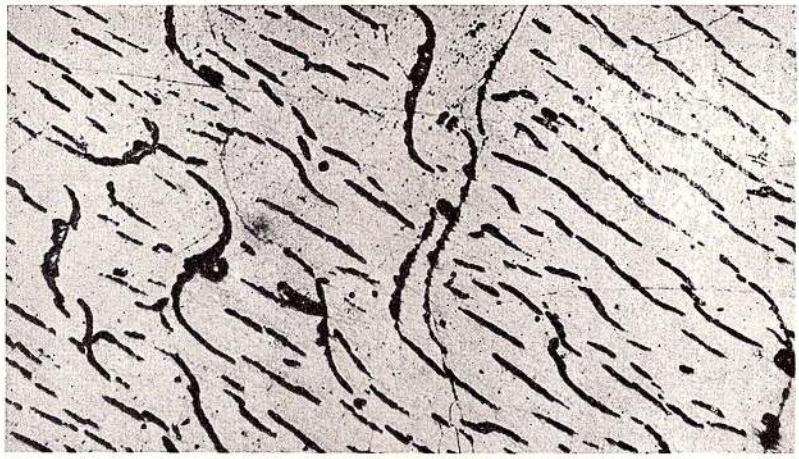
PLANŞA XXI

Institutul Geologic al României

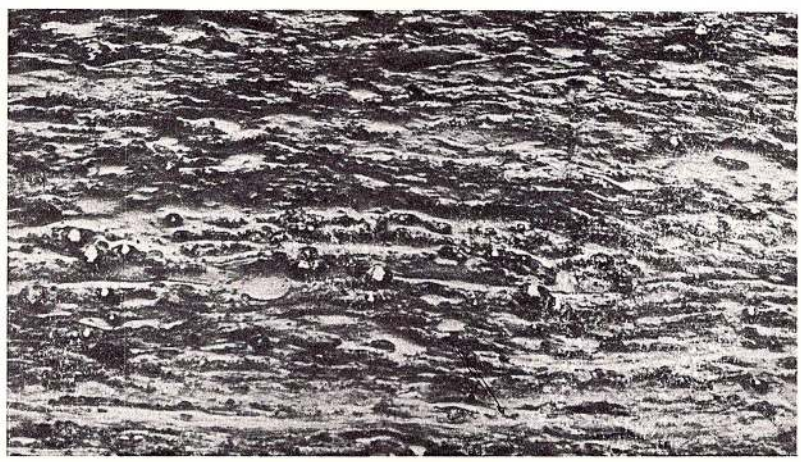
PLANȘA XXI

Fig. 1. — Două sisteme de crăpături cu orientări diferite în vitrit. Unele crăpături sînt ondulate. Uricani, galeria 21, stratul din complexul superior. × 61.
Fig. 2. — Durit în secțiune verticală. Uricani, galeria 22, stratul 8. × 170.
Fig. 3. — Durit în secțiune orizontală. Uricani, galeria 22, stratul 8. × 170.

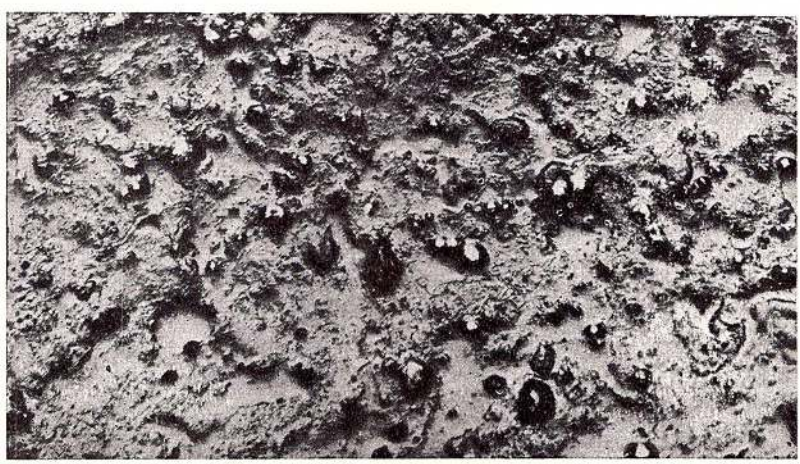
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXII

Institutul Geologic al României

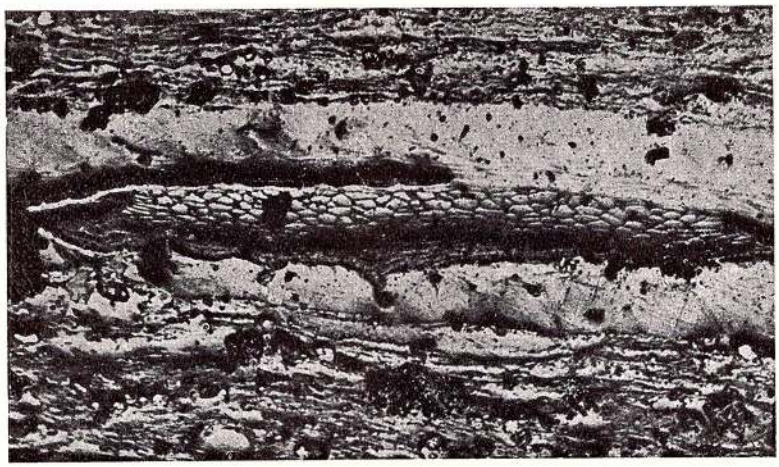
PLANŞA XXII

Fig. 1. — Durit în care este inclus corpul turtit al unei plante de apă. Uricani, galeria 22, stratul 8. × 170.

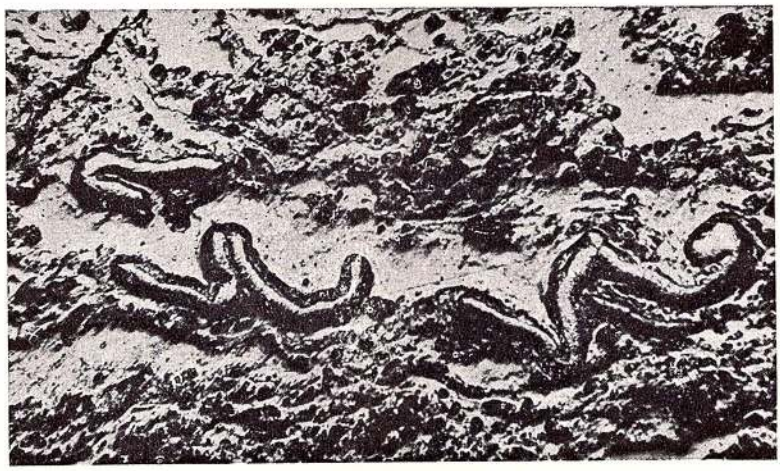
Fig. 2. — Durit cu fragmente de țesuturi fuzitizate. Uricani, galeria 17, stratul 3. × 61.

Fig. 3. — Tulpină presată, transformată în vitrit. Uricani, galeria 17, stratul 3. × 61.

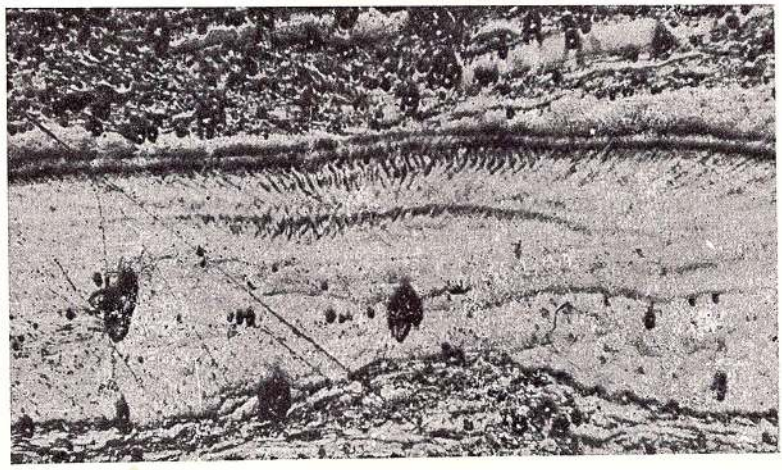
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXIII

Institutul Geologic al României

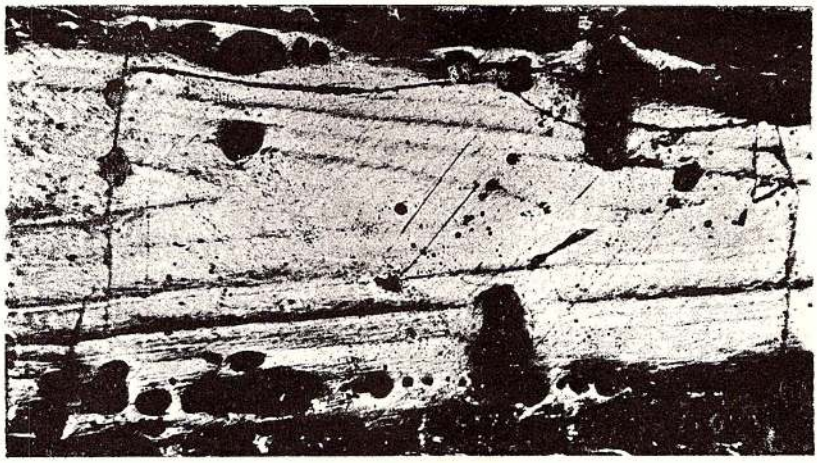
PLANSA XXIII

Fig. 1. — Tulpină presată, transformată în vitrit. Uricani, galeria 1, stratul 4. × 61.

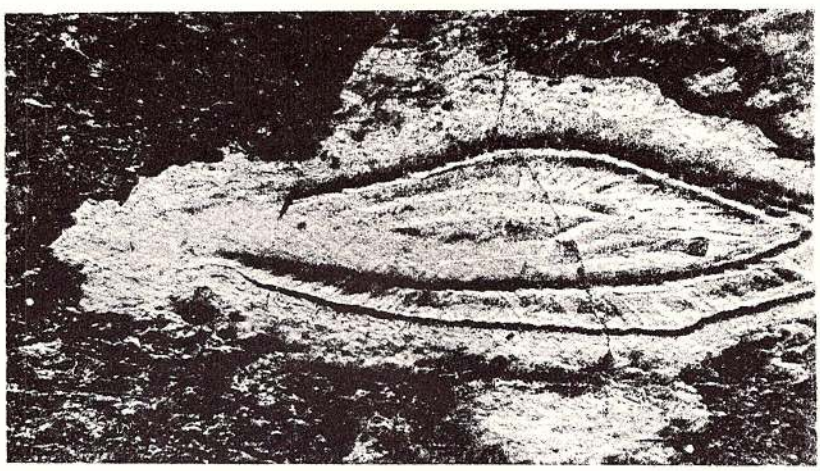
Fig. 2. — Lentilă de vitrit, reprezentînd o tulpină presată, într-un șist cărbunos. Cîmpul lui Neag, galeria 40, stratul 3 (din culcuș). × 61.

Fig. 3. — Clarit de cuticule cu pereții groși și granule de pirită. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13 (spre culcuș). × 170.

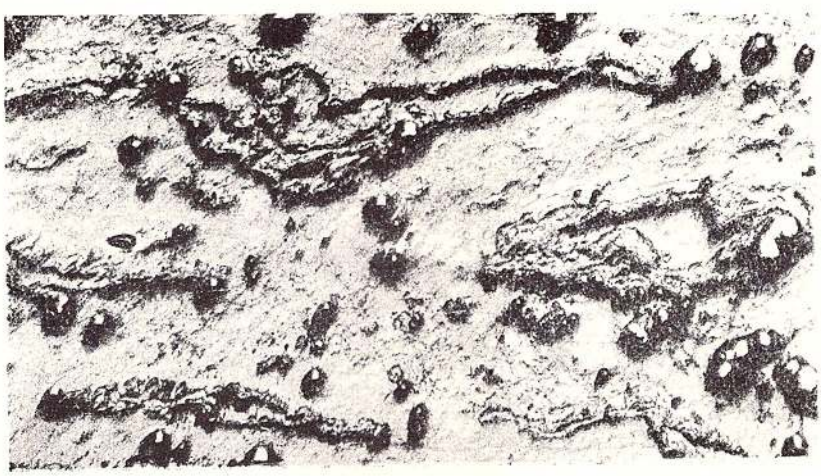
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXIV

Institutul Geologic al României

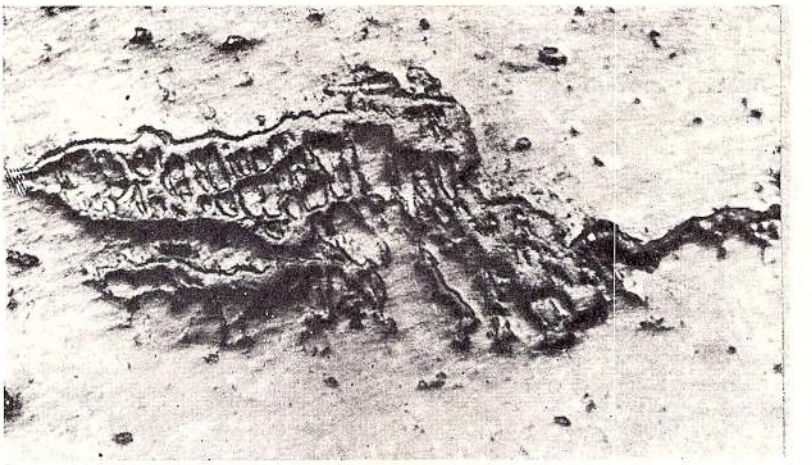
PLANŞA XXIV

Fig. 1. — Cuticule cu oarecare urme ale ţesutului interior. Uricani, galeria 17, stratul 3. ×170.
Fig. 2. — Cuticulă la care s-a păstrat ţesutul interior. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13. ×170.
Fig. 3. — Cuticulă cu marginile piritizate. Uricani, galeria 22, stratul 8. × 170.

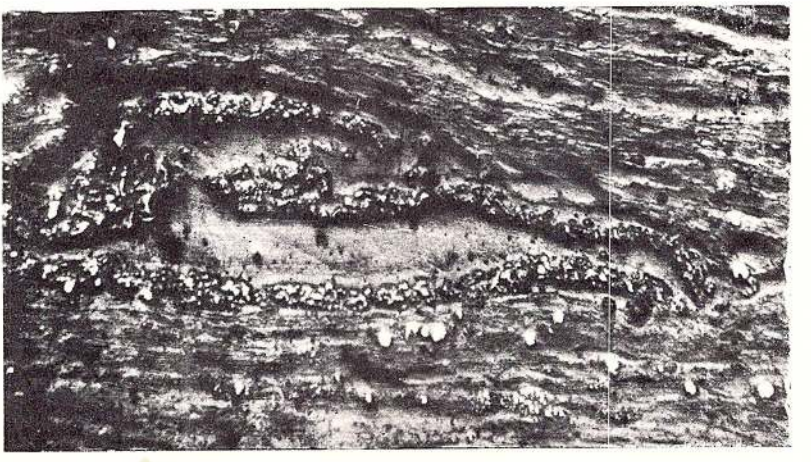
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

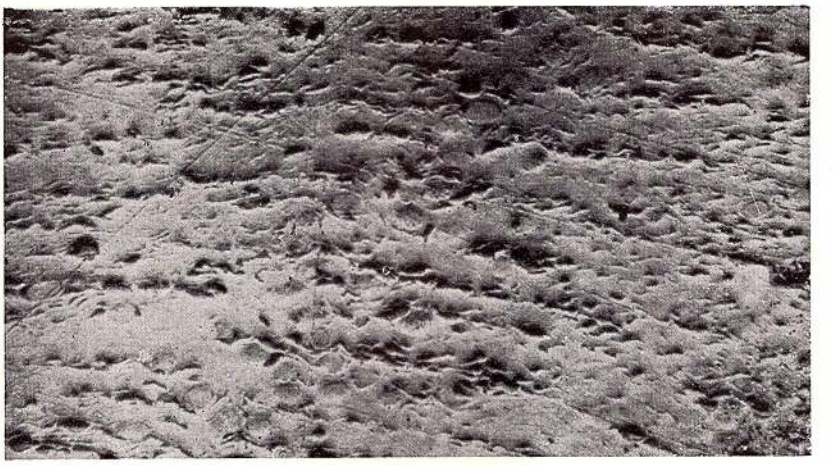
PLANȘA XXV

Institutul Geologic al României

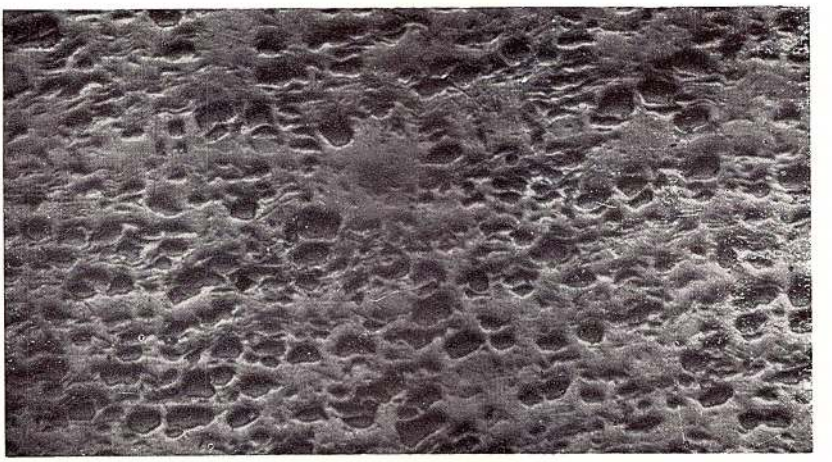
PLANŞA XXV

Fig. 1. — Granule de răşină în vitrit. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13. × 170.
Fig. 2. — Granule de răşină în vitrit. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13. × 170.
Fig. 3. — Structură celulară păstrată în vitrit prin impregnare cu răşină. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13' (mijlocul stratului). × 170.

Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXVI

Institutul Geologic al României

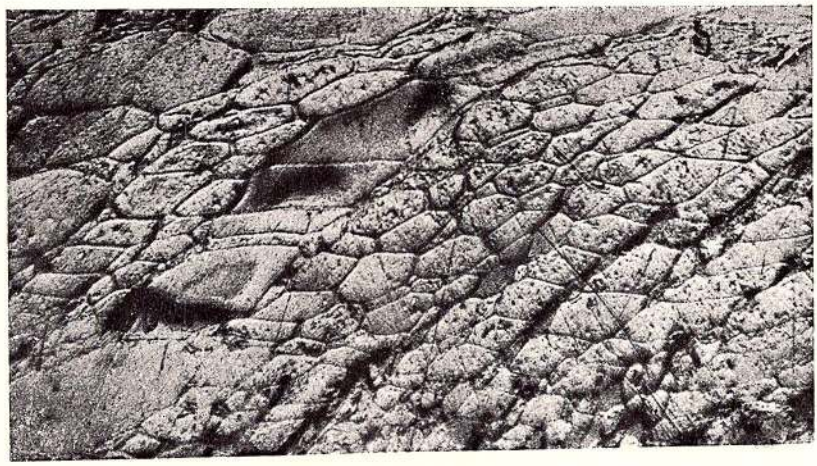
PLANŞA XXVI

Fig. 1. — Celule bituminoase de formă poligonală, secționate transversal. Mina Uricani, galeria 1, stratul 4. × 170.

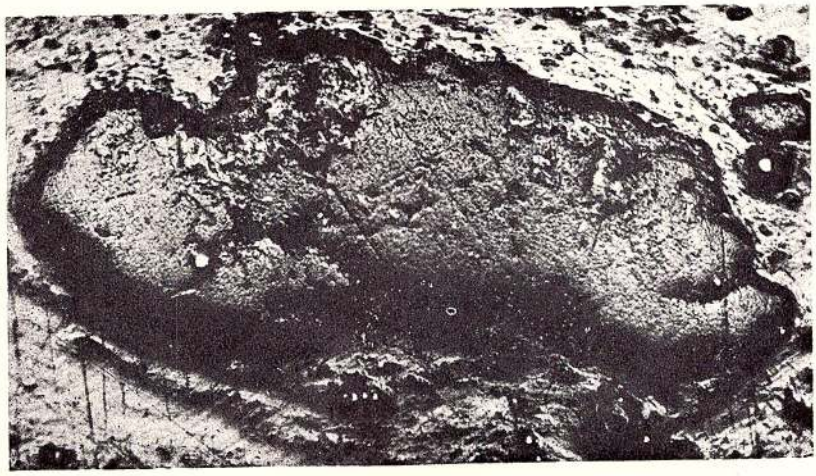
Fig. 2. — Corp rășinos cu relief puternic. Uricani, galeria 17, stratul 3. × 170.

Fig. 3. — Rășină cu goluri de forme diferite. Uricani, galeria 21, stratul din complexul superior. × 170.

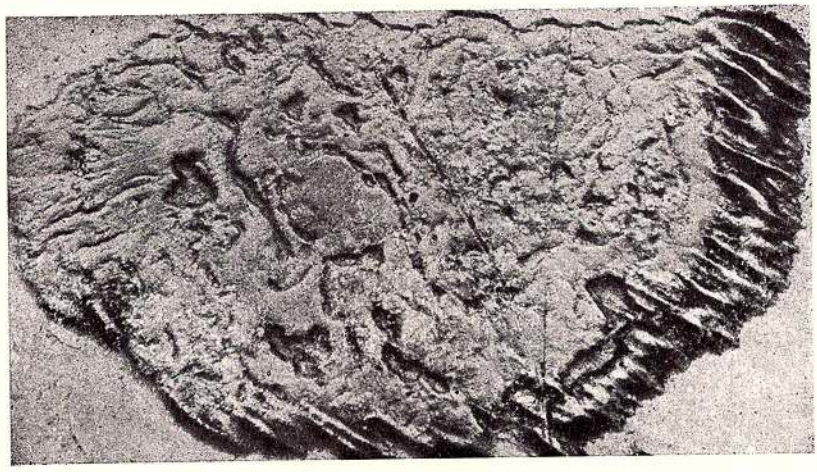
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

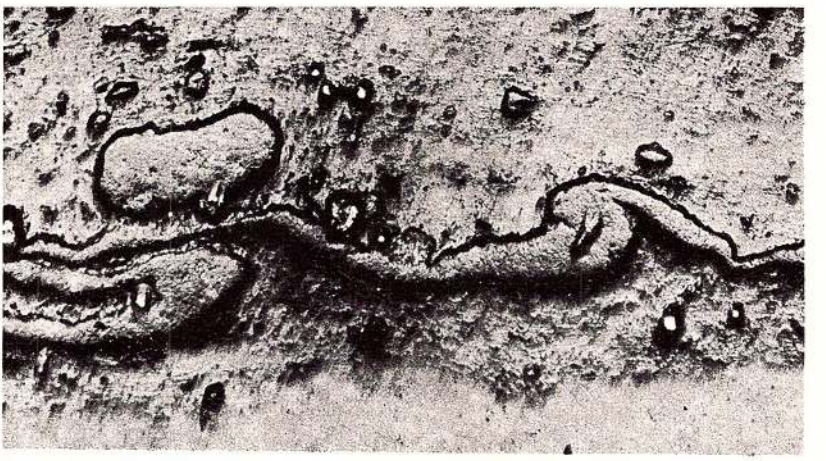
PLANȘA XXVII

Institutul Geologic al României

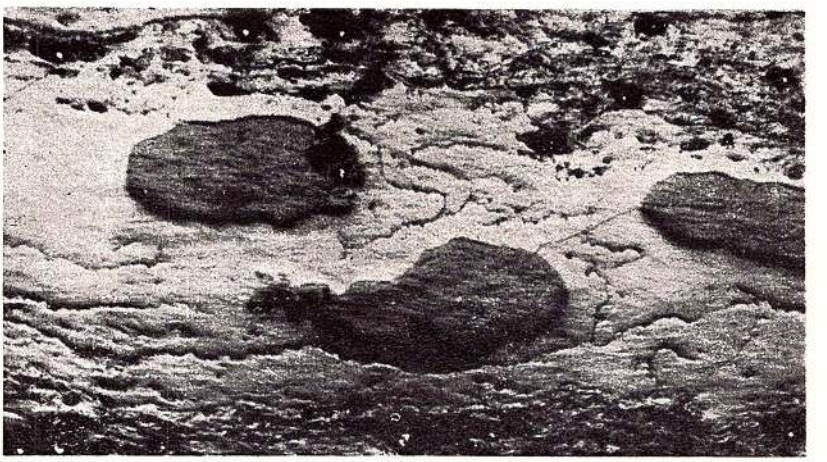
PLANŞA XXVII

Fig. 1. — Răşini. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13. × 61.
Fig. 2. — Cuticule subţiri cu răşini. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13. × 170.
Fig. 3. — Răşini alcătuind un mozaic. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13 (dinspre culcuş). × 170.

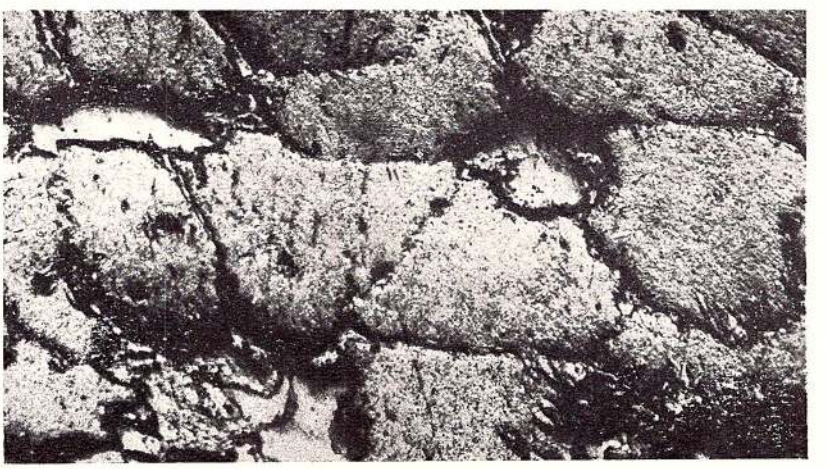
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

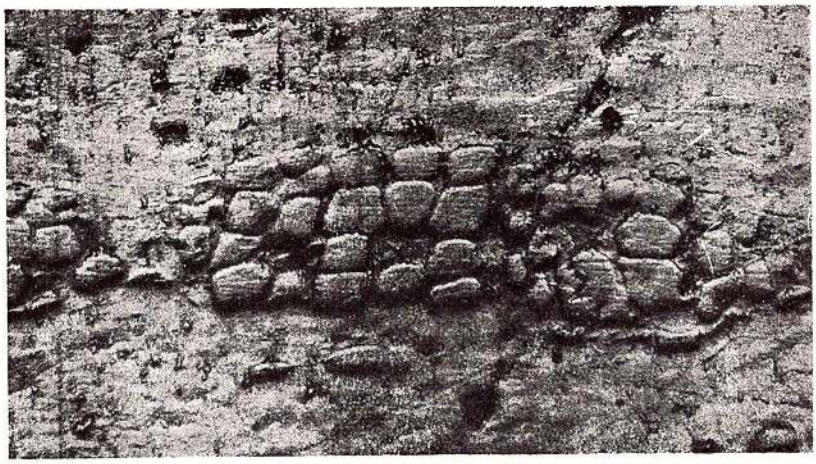
PLANŞA XXVIII

Institutul Geologic al României

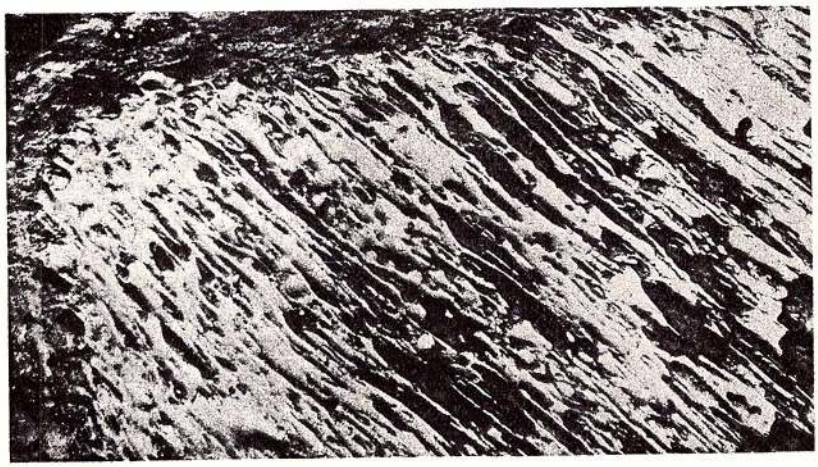
PLANȘA XXVIII

Fig. 1. — Granule de rășină dispuse în formă de elipsă. Uricani, galeria 17, stratul 3. × 170.
Fig. 2. — Fuzit în secțiune longitudinală. În vasele lemnoase se observă granule de rășină rotunde. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13 (mijlocul stratului). × 170.
Fig. 3. — Celule de plută. Uricani, galeria 22, stratul 9. × 170.

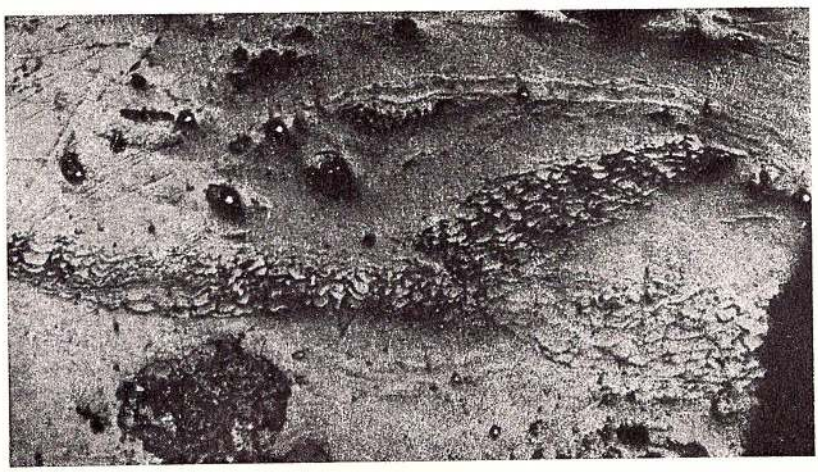
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXIX

Institutul Geologic al României

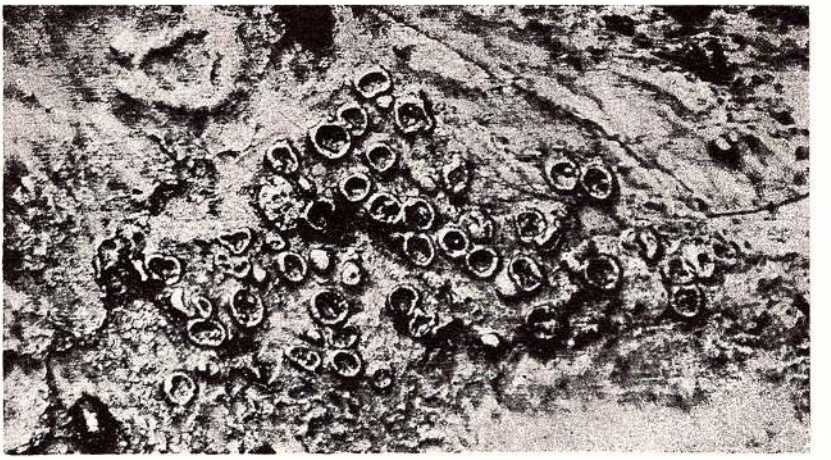
PLANŞA XXIX

Fig. 1. — Colonie de scleroţi monocelulari *(Sclerotites cavatoglobosus)*. Uricani, galeria 17, stratul 3. × 170.

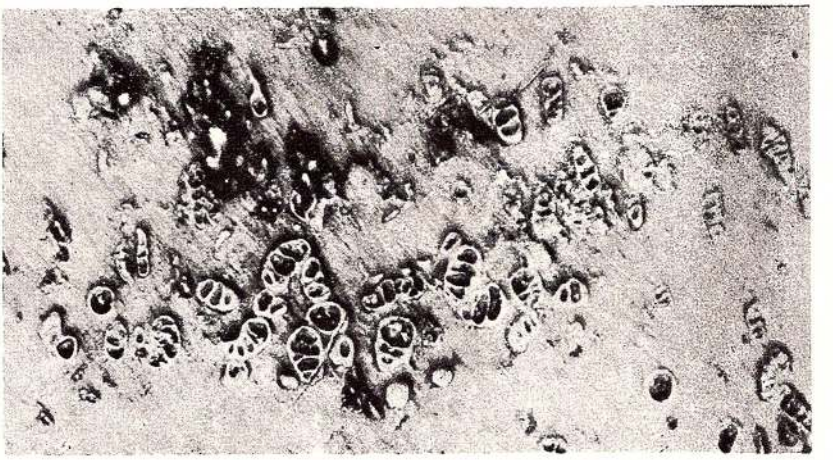
Fig. 2. — Colonie de scleroţi pluricelulari (Teleutospori). Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13 (din spre culcuş). × 170.

Fig. 3. — Petec de vitrit cu scleroţi într-un şist cărbunos *(Sclerotites brandonianus şi Teleutospor)*. Uricani, galeria 22, stratul 9. × 170.

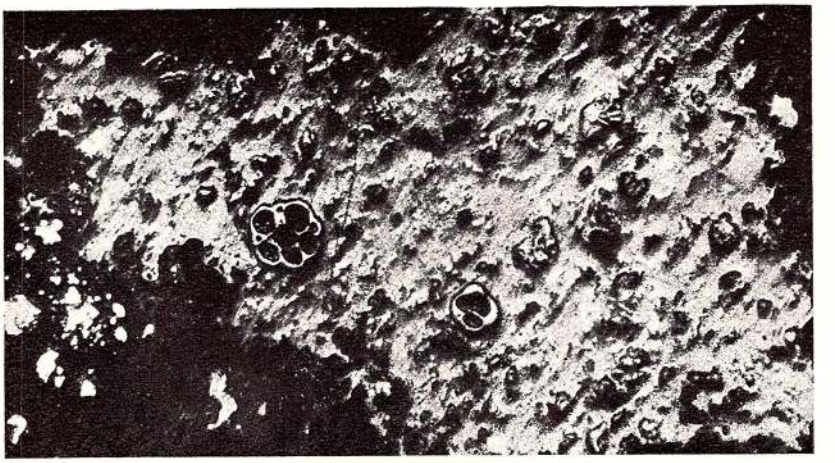
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXX

Institutul Geologic al României

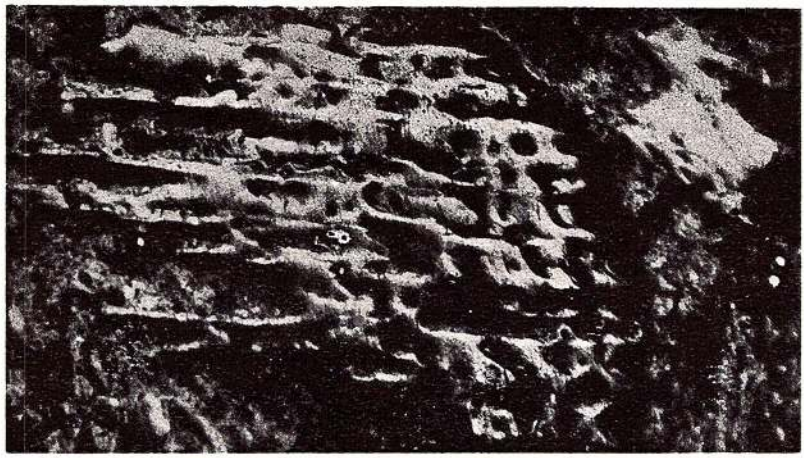
PLANȘA XXX

Fig. 1. — Fuzit în secțiune longitudinală, cu orificii de comunicare circulare. Uricani, galeria 21. × 170.

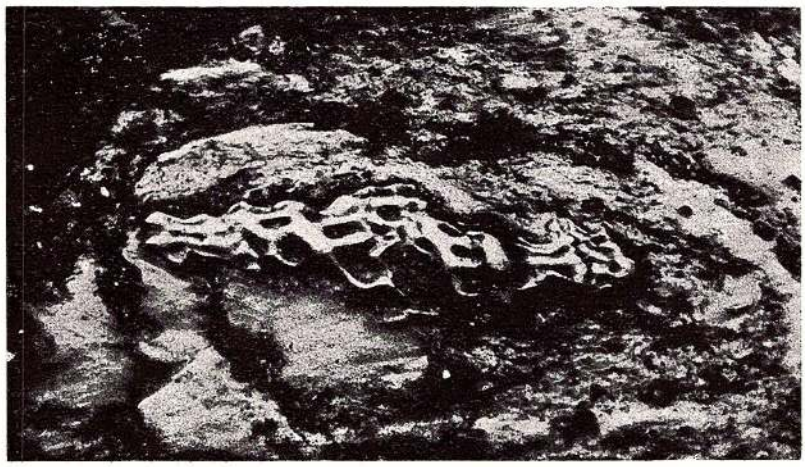
Fig. 2. — Fuzit. Uricani, galeria 21. × 170.

Fig. 3. — Fuzit. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13 (mijlocul stratului). × 170.

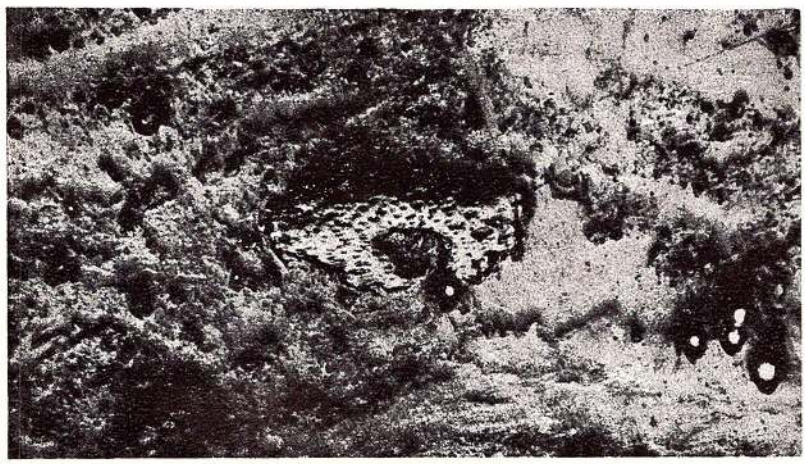
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXXI

Institutul Geologic al României

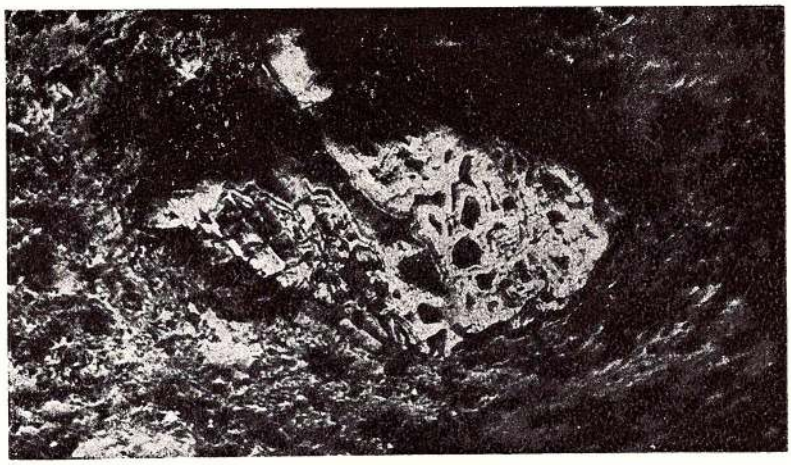
PLANŞA XXXI

Fig. 1. — Fuzit. Secțiune transversală prin lemn de palmier cu celule schlerenchimatice. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13, (mijlocul straiului). × 170.

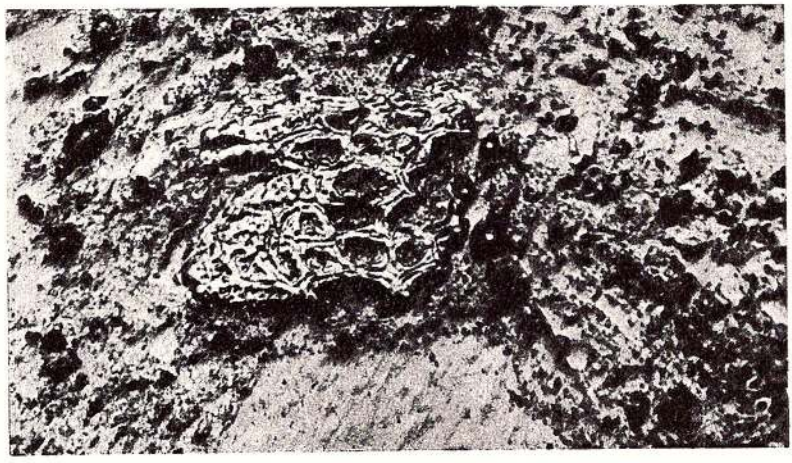
Fig. 2. — Fuzit. Secțiune transversală prin lemn de palmier. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13 (mijlocul stratului). × 170.

Fig. 3. — Corpuri fuzitizate. Uricani, galeria 22, stratul 9. × 170.

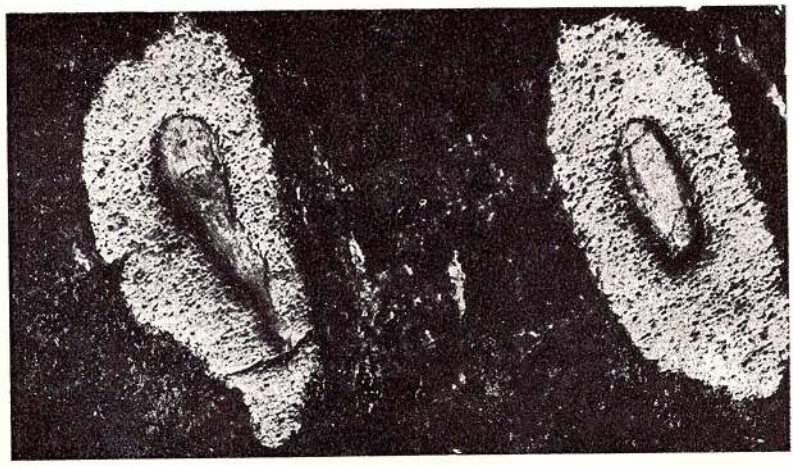
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXXII

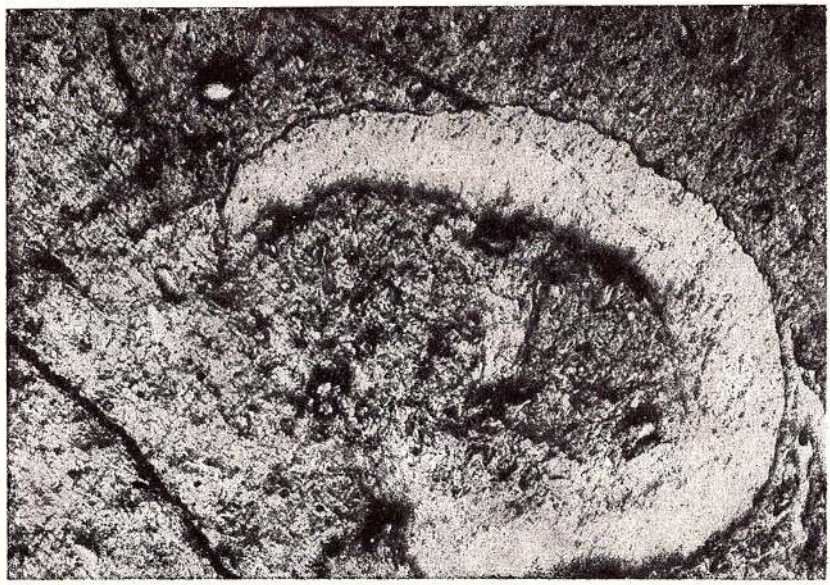
Institutul Geologic al României

PLANŞA XXXII

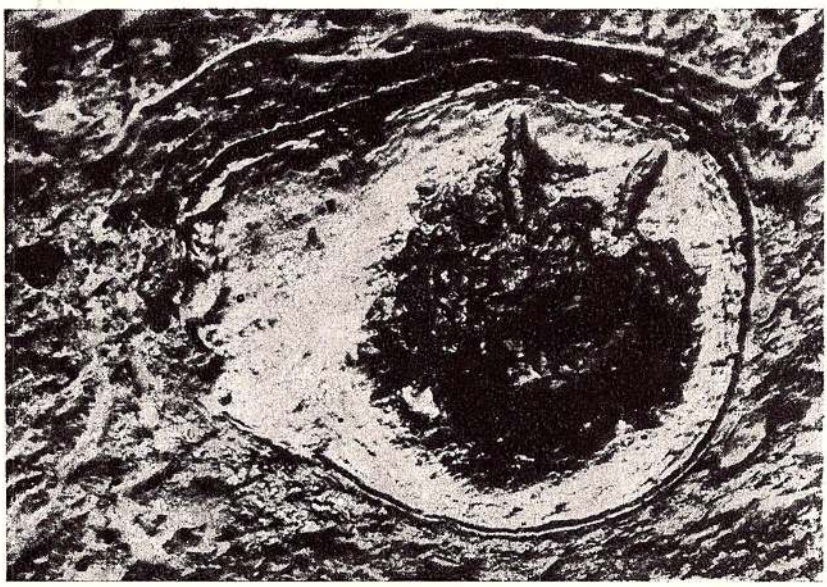
Fig. 1. — Detalii vegetale fuzitizate. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13 (dinspre culcuş). × 170.

Fig. 2. — Detalii vegetale fuzitizate. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13 (imediat sub acoperiş). × 170.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

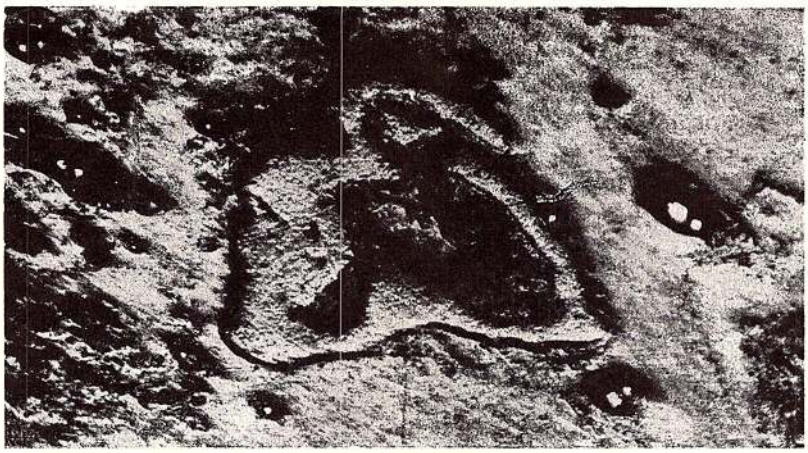
PLANȘA XXXIII

Institutul Geologic al României

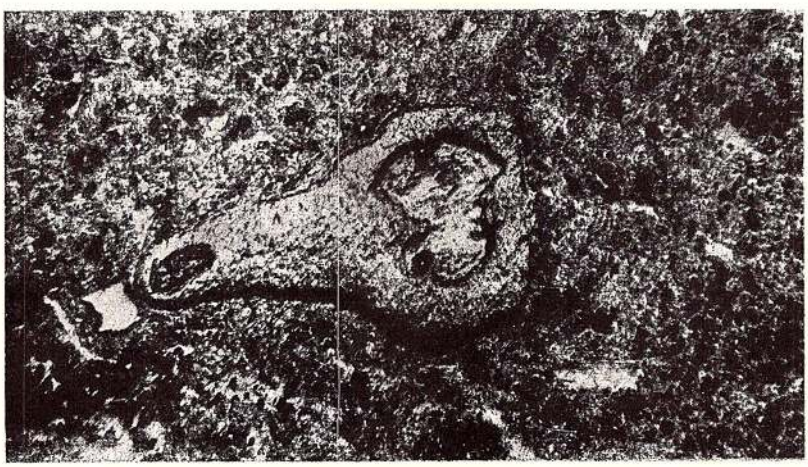
PLANŞA XXXIII

Fig. 1. — Detalii de plante fuzitizate. Cîmpul lui Neag, galeria 40, stratul 3 (din culcuş). × 170.
Fig. 2. — Detalii de plante fuzitizate. Cîmpul lui Neag, galeria 41, stratul 13 (mijlocul stratului). × 61.
Fig. 3. — Cuib de pirită primară. Uricani, galeria 17, stratul 3. × 170.

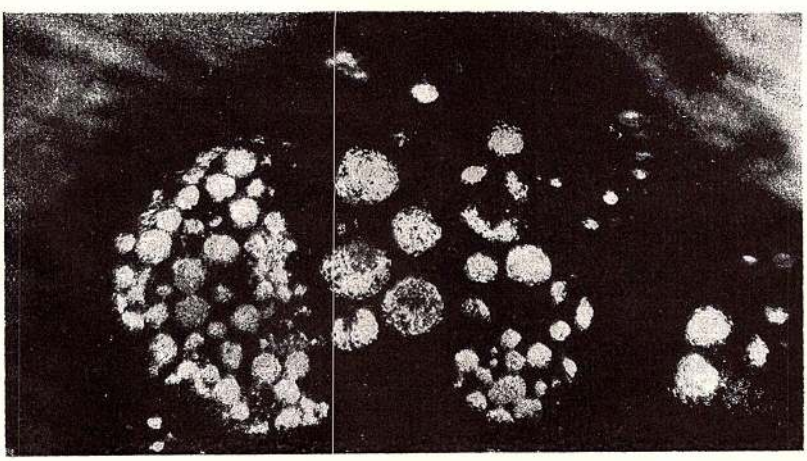
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXXIV

Institutul Geologic al României

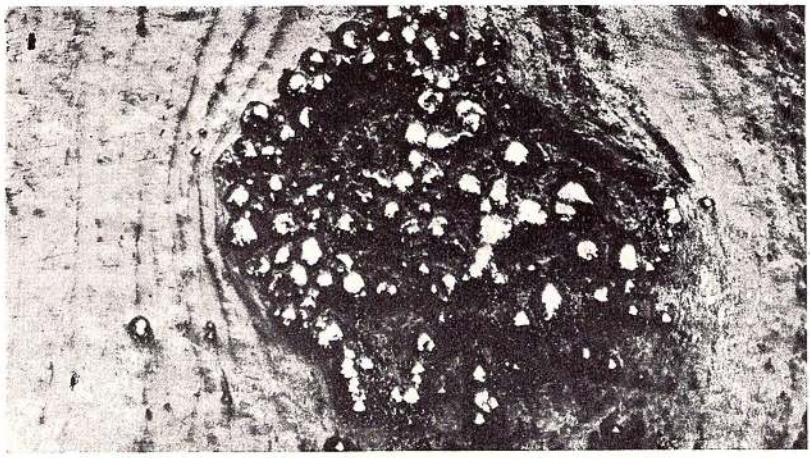
PLANȘA XXXIV

Fig. 1. — Formarea unui cuib de pirită. Cîmpul lui Neag, galeria 40, stratul 3 (din culcuș). × 170.

Fig. 2. — Vitrit încărcat cu pirită. Uricani, galeria 22, stratul 9. × 170.

Fig. 3. — Vitrit cu multă pirită. Uricani, galeria 22, stratul 3. × 170.

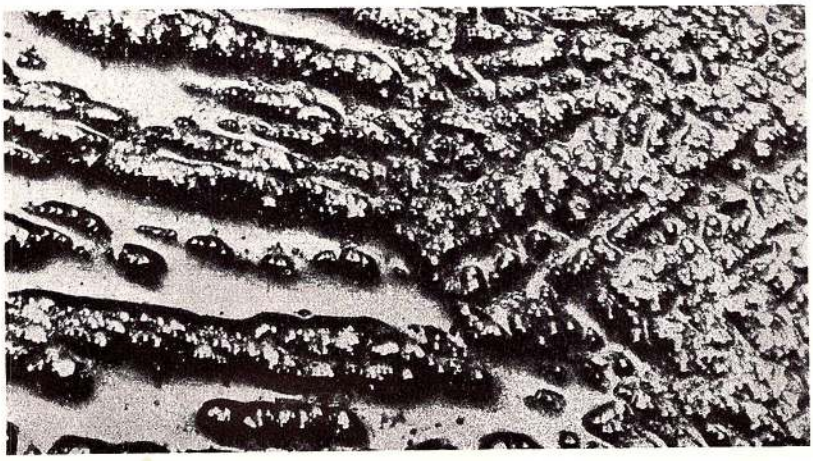
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXXV

Institutul Geologic al României

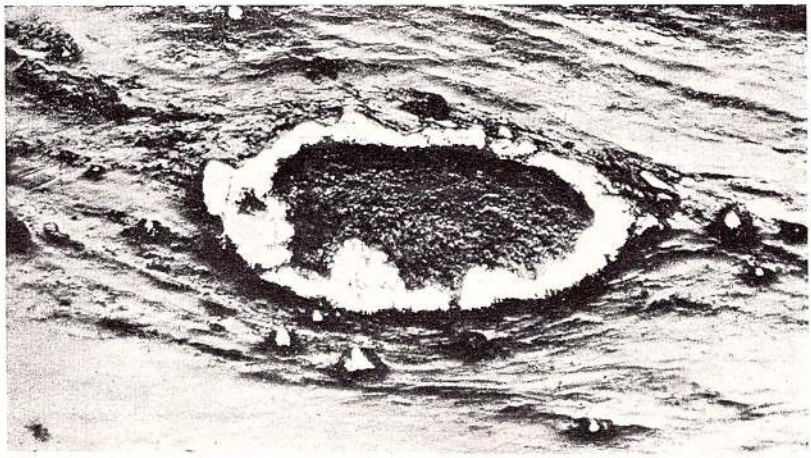
PLANŞA XXXV

Fig. 1. — Gol în cărbune cu o crustă de pirită. Uricani, galeria 21, stratul din complexul superior. × 170.

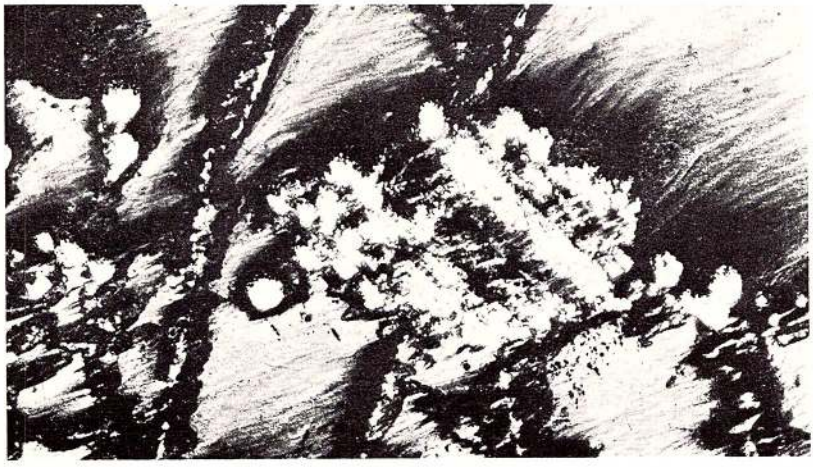
Fig. 2. — Vitrit cu pirită. Mina Uricani, galeria 1, stratul 4. × 170.

Fig. 3. — Şist cărbunos cu pirită. Uricani, galeria 22, stratul 9. × 170.

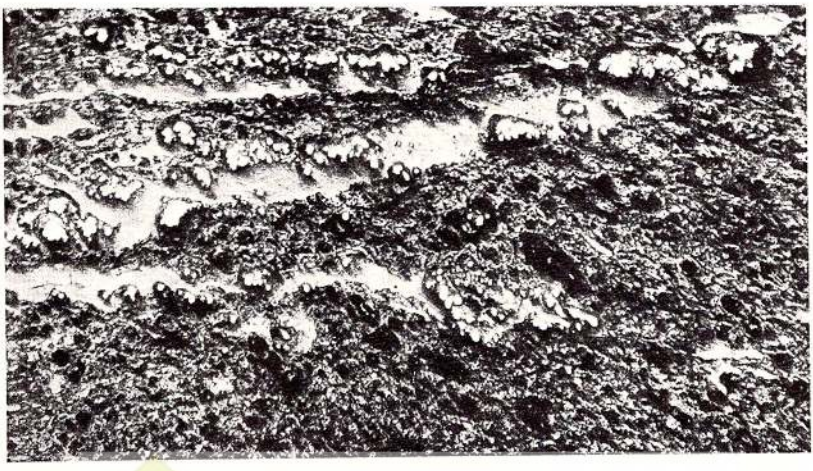
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

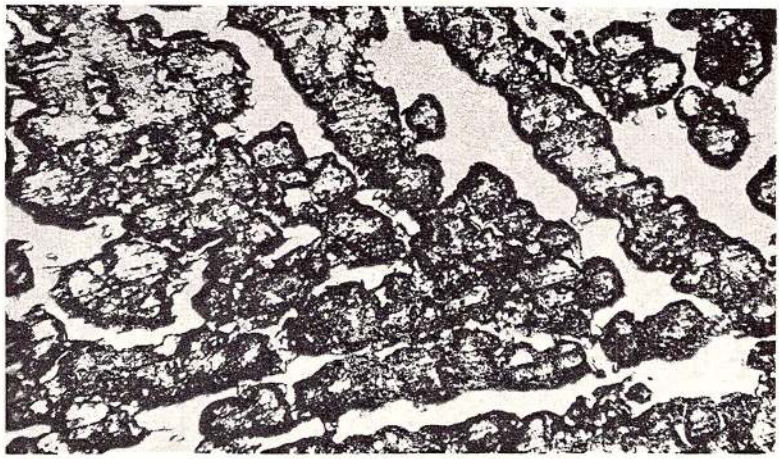
PLANȘA XXXVI

Institutul Geologic al României

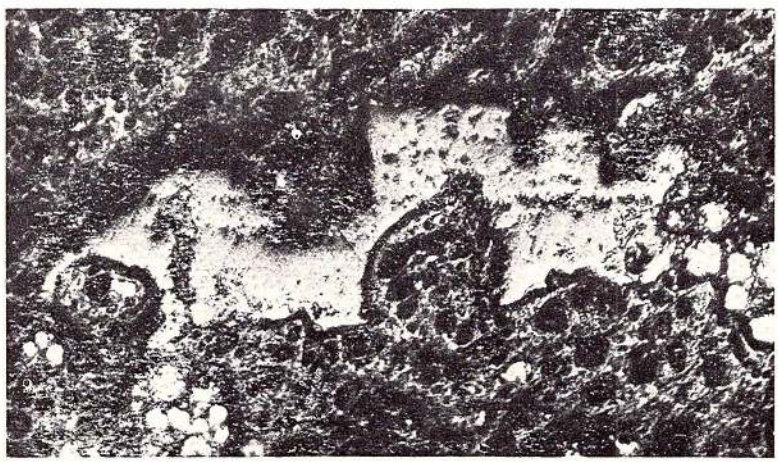
PLANŞA XXXVI

Fig. 1. — Vitrit cu granule minerale. Mina Uricani, galeria 1, stratul 4. × 61.
Fig. 2. — Corp răşinos cu granule de pirită. Uricani, galeria 22, stratul 9. × 170.
Fig. 3. — Alternanţe de benzi cuticulare. Cîmpul lui Neag, galeria 40, stratul 3 (din culcuş). × 170.

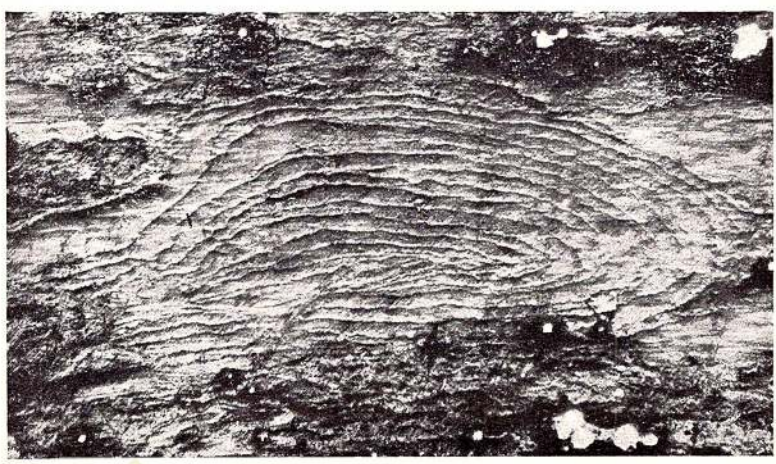
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

ALCĂTUIREA PETROGRAFICĂ A STRATELOR DE CĂRBUNE DIN BAZINUL VĂII JIULUI

Nr. de ordine	Mina	Stratul nr. 2	Stratul nr. 3	Stratul nr. 5	Stratul nr. 6	Stratul nr. 7	Stratul nr. 8	Stratul nr. 9	Stratul nr. 13	Stratul nr. 15	Stratele nr. 17 şi 18	Stratul din galeria 21 (Complexul superior)
1	LONEA	Vitritul: în cantitate mare, cu multă pirită şi alţi componenţi minerali.	Vitritul prezintă structură lemnoasă. Duritul şi claritul sînt bine vizibile. Prezintă fragmente foarte fine de fuzit şi cărbune opac (micrinit). Fuzitul în cantitate foarte redusă, cu excepţia lentilei 6, unde este în cantitate normală. Componenţii minerali: pirită în cantitate mare, CO_3Ca, CO_3Fe.	Vitritul prezintă structură lemnoasă şi crăpături pline cu substanţe minerale. Duritul şi claritul sînt bine vizibile. Fuzitul în cantitate foarte redusă, cu excepţia lentilelor nr. 3 «Defor» şi nr. 4, unde este în cantitate normală. Componenţii minerali: pirită în cantitate mare.								
2	PETRILA		Vitritul: structură lemnoasă, inelele anilor. Pirită foarte puţină. Duritul şi claritul: sînt bine vizibile. La sectorul 1, abataj 13, orizontul 400, în culcuş, cărbunele este mat şi cuprinde spori şi multe cuticule. La sectorul I, orizontul 400, abataj spre culcuş, duritul are foarte mulţi scleroţi monocelulari. La sectorul III Centru, orizontul 340, sub acoperiş, s-a observat durit tipic cu fragmente de fuzit şi cărbune opac (micrinit). Fuzitul: lipseşte aproape cu desăvîrşire. Componenţii minerali: pirită primară. Conţinutul descreşte dinspre acoperişul către culcuşul stratului.	Vitritul: cu multe crăpături caracteristice. Pirita este fin răspîndită în vitrit la stratul «Paprica». Duritul: la stratul 5, «Paprica», abataj 11, orizontul 370, spre culcuş, duritul este bine vizibil. În durit se observă mici fragmente de fuzit. Fuzitul: lipseşte aproape cu desăvîrşire.	Vitritul: urme de structură lemnoasă, crăpături caracteristice. Claritul: în cantitate mare. Fuzitul: sub formă de fragmente foarte mici. Componenţii minerali: pirita.	Vitritul: urme de structură lemnoasă. Duritul: la sectorul I, orizontul 337, exîstă durit bine vizibil. Prezintă multe elemente bituminoase. Fuzitul: sub formă de fragmente foarte mici. Componenţii minerali: pirită şi CO_3Fe, sub formă de granule rotunde sau eliptice, răspîndite în masa duritului.						
3	ANINOASA		Vitritul prezintă bine structura lemnoasă. Claritul este în cantitate mare. Cuticulele au dentiţia bine vizibilă. Fuzitul lipseşte aproape cu desăvîrşire. Componenţii minerali: pirită în cantitate mare.	Vitritul este în cantitate mare în stratul «Paprica» şi prezintă frecvente crăpături. Duritul este bine vizibil în stratul 5. Fuzitul este în cantitate foarte redusă. Componenţii minerali: pirită în cantitate mare. CO_3Ca în crăpăturile vitritului.	Vitritul este în cantitate mare, cu crăpături umplute cu substanţă minerală.	Vitritul prezintă urme de structură lemnoasă. Duritul este bine dezvoltat la sectorul I, galeria de aeraj, orizontul 443. Cuprinde resturi bituminoase şi granule de răşină.	Vitritul prezintă urme de structură lemnoasă. Claritul şi duritul: în cantitate mai mare comparativ cu alte strate. Fuzitul: în cantitate redusă.	Vitritul prezintă caracterele cunoscute. Claritul şi duritul: în cantitate mare comparativ cu alte strate. La sectorul I, orizontul 443, este durit cu spori şi multe corpuri bituminoase. În durit sînt multe intercalaţii de formă rotundă sau eliptică, alcătuite din CO_3Fe. Fuzitul: în cantitate normală, sub formă de fragmente mici.	Vitritul prezintă caracterele cunoscute. Duritul şi claritul: la sectorul II Piscu, orizontul VI, cota 405 (sub intercalaţia de şist) duritul este în cantitate mare şi bine dezvoltat. Conţine şi spori. Fuzitul: în cantitate foarte mică. Componenţii minerali: în cantitate redusă.	Vitritul conţine multă pirită. Are crăpăturile caracteristice. Claritul este în cantitate foarte mare, mai ales în partea dinspre culcuş şi cu pirită foarte multă. Resturi bituminoase foarte fine. Fuzitul lipseşte cu desăvîrşire. Componenţii minerali: pirită în cantitate foarte mare.		
4	LUPENI	Vitritul: în cantitate mare, cu multe crăpături şi multă pirită.	Vitritul este în cantitate foarte mare, în special la sectorul I. Nu prezintă decît rareori structură lemnoasă şi nu conţine pirită. La celelalte sectoare se observă de asemenea mult vitrit şi crăpături fine cu o orientare constantă. Claritul conţine elemente bituminoase slab dezvoltate, şterse, cu relief foarte slab. Fuzitul lipseşte aproape cu desăvîrşire. Componenţii minerali: pirită în general puţină. Conţinutul descreşte de la acoperişul către culcuşul stratului. În sectorul III Elisabeta mult şist cărbunos.	Vitritul: la stratul «Paprica» vitritul este în cantitate mare, cu multe crăpături neregulate. Claritul se prezintă cu relief slab. Fuzitul lipseşte aproape cu desăvîrşire. Componenţii minerali: în cantitate mare.				Vitritul este în cantitate mare, cu multe crăpături perpendiculare pe stratificaţie şi goluri microscopice. Duritul: la sectorul II, duritul este bine vizibil şi cuprinde multe elemente bituminoase. Acelaşi lucru la sectorul II, orizontul 480. Fuzitul lipseşte cu desăvîrşire. Componenţii minerali: pirită şi ceilalţi componenţi minerali în cantitate redusă.		Vitritul prezintă oarecare urme de structură lemnoasă şi crăpături fine. Duritul este bine vizibil. Fuzitul: în stratul 17 se întîlneşte rar şi sub formă de fragmente mărişoare. Componenţii minerali: granule de CO_3Fe.	
5	URICANI		Vitritul este în cantitate mare, fără structură lemnoasă şi cu crăpături fine, perpendiculare pe stratificaţie. Claritul este în cantitate mai redusă în comparaţie cu vitritul. Cuprinde cuticule cu pereţii subţiri şi scleroţi pluricelulari. Duritul este în cantitate foarte mică. Fuzitul lipseşte cu desăvîrşire. Într-o singură probă au apărut «ace de fuzit». Componenţii minerali: pirita în general în cantitate redusă şi conţinutul creşte spre acoperişul stratului. CO_3Fe este în cantitate mare.	Vitritul se prezintă sub formă de lentile fine, subţiri, cu crăpături perpendiculare pe stratificaţie. Unele din ele reprezintă tulpini turtite. Ţesuturi lemnoase păstrate prin impregnare cu răşină. Claritul conţine cuticule şi scleroţi de toate formele. În clarit pirita alcătuieşte cuiburi. Fuzitul lipseşte cu desăvîrşire. Componenţii minerali: pirita este în cantităţi mai mari faţă de stratul nr. 3. Ea devine abundentă în partea dinspre acoperişul stratului.			Vitritul se prezintă în benzi subţiri, lipsite cele mai adeseori de structură lemnoasă. Claritul şi duritul sînt în cantitate mare comparativ cu alte strate. Duritul conţine multe corpuri bituminoase: cuticule, scleroţi, răşini, precum şi pirită în cantităţi mari. Fuzitul lipseşte cu desăvîrşire.	Vitritul prezintă multă pirită fină, sub formă de cuiburi sau plaje. Claritul şi duritul în cantitate mare, comparativ cu alte strate. Numeroşi scleroţi pluricelulari. Fuzitul este în cantitate foarte mică. Componenţii minerali: acumulări importante de pirită se observă în toţi componenţii petrografici.				Vitrit foarte mult, caracterizat prin existenţa multor crăpături fine, uneori cu orientări diferite. De cele mai multe ori este lipsit de structură lemnoasă. Claritul cuprinde resturi cuticulare foarte mărunte. Spre acoperişul stratului cuticulele şi scleroţii devin mai frecvenţi. Fuzitul în cantităţi extrem de mici, prezintă orificii de comunicare circulare.
6	CÎMPUL LUI NEAG		Stratul 3 (culcuş). Vitrit în care se pot observa mulţi scleroţi pluricelulari. Duritul se prezintă sub formă de intercalaţiuni subţiri în culcuşul stratului. Cuprinde numeroase lentile de vitrit reprezentînd tulpini presate, unele cu inelele anilor. În multe locuri duritul trece în clarit. Fuzitul este în cantitate foarte mică şi reprezintă anumite organe de plante fuzitizate. Componenţii minerali într-o mare măsură. Repartiţia piritei nu este uniformă.						Vitritul conţine multe granule de răşină. Ţesuturi lemnoase păstrate prin împregnarea cu răşină. Claritul: Cuticule cu pereţii subţiri şi groşi, numeroşi scleroţi. Claritul cuprinde foarte multe corpuri bituminoase, în special cuticule. Fuzitul este în cantitate foarte redusă. Granule de răşină în celulele fuzitului. Fuzitul reprezintă anumite organe de plante fuzitizate. Componenţii minerali sînt mai frecvenţi către acoperişul stratului. Pirita în cantitate foarte mare.			

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

ANALIZA CANTITATIV-PETROGRAFICĂ A CĂRBUNILOR DIN BAZINUL VĂII JIULUI

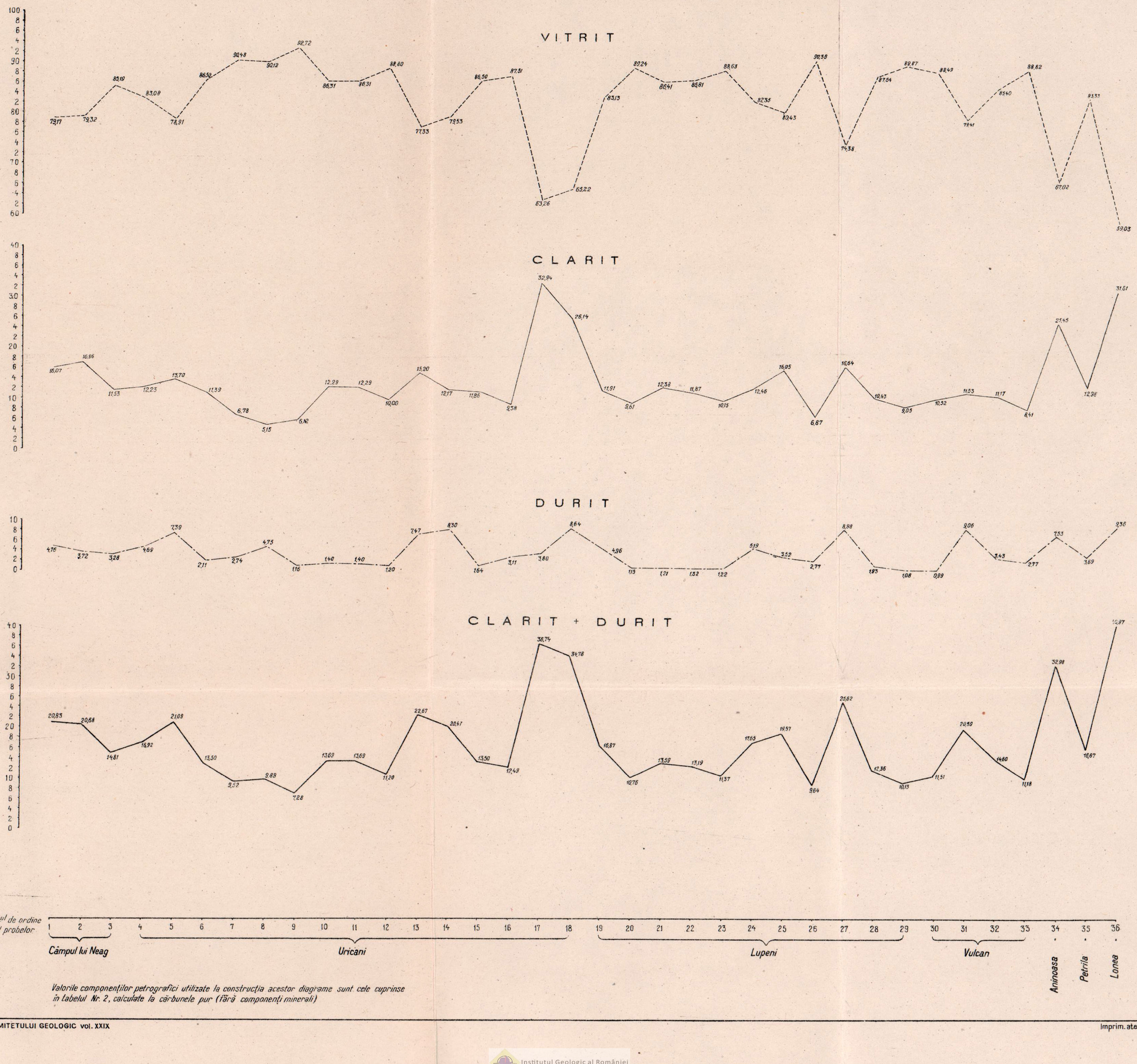
Nr. crt	Localitatea	Sectorul sau Galeria	Stratul	Orizontul	Cărbune brut				Cărbune pur		
					Vitrit %	Clarit %	Durit %	Componenți minerali %	Vitrit %	Clarit %	Durit %
1	Cîmpul lui Neag	Galeria explorare nr. 40	3	—	64,96	13,19	3,91	17,94	79,17	16,07	4,76
2	Cîmpul lui Neag	Galeria explorare nr. 42	4	—	72,87	15,58	3,42	8,13	79,32	16,96	3,72
3	Cîmpul lui Neag	Galeria explorare nr. 41	13 (sau 5?)	—	70,19	9,49	2,71	17,61	85,19	11,53	3,28
4	Uricani	Galeria explorare nr. 17	3	—	69,97	10,30	3,95	15,78	83,08	12,23	4,69
5	Uricani	Galeria explorare nr. 17	3	—	54,64	9,49	5,11	30,76	78,91	13,70	7,39
6	Uricani	Galeria explorare nr. 3	3 Proba A	—	73,06	9,62	1,78	15,54	86,50	11,39	2,11
7	Uricani	Galeria explorare nr. 3	3 Proba B	—	73,85	5,54	2,23	18,38	90,48	6,78	2,74
8	Uricani	Galeria explorare nr. 5	3	—	88,92	5,08	4,66	1,34	90,12	5,15	4,73
9	Uricani	Galeria explorare nr. 5	4	—	74,91	4,95	0,93	19,21	92,72	6,12	1,16
10	Uricani	Galeria exploatare nr. 1	4	—	82	13 *)		5	86,31	12,29	1,40
11	Uricani	Galeria exploatare nr. 1	4 Între suitor 1 și 2	—	74,40	10,60	1,20	13,80	86,31	12,29	1,40
12	Uricani	Galeria exploatare nr. 1	4 Între suitor 7 și 8	—	50,85	5,73	0,68	42,74	88,80	10,00	1,20
13	Uricani	Sector III	3	743	58	17		25	77,33	15,20	7,47
14	Uricani	Galeria exploatare nr. 2 V. Gîrjii	3 Din acoperiș	—	46,63	7,14	4,86	41,37	79,53	12,17	8,30
15	Uricani	Galeria explorare nr. 21	Strat din complexul superior	—	76,99	10,56	1,45	11,00	86,50	11,86	1,64
16	Uricani	Galeria explorare nr. 21	Strat din complexul superior	—	82,01	8,79	2,91	6,29	87,51	9,38	3,11
17	Uricani	Galeria explorare nr. 22	8	—	57,68	30,04	3,64	8,82	63,26	32,94	3,80
18	Uricani	Galeria explorare nr. 22	9	—	57,71	23,13	7,64	11,52	65,22	26,14	8,64
19	Lupeni	Sector I	4 est	652	69	14		17	83,13	11,91	4,96
20	Lupeni	Sector I	5 centru	575	83	10		7	89,24	9,61	1,15
21	Lupeni	Sector I	5 centru	575	70	11		19	86,41	12,38	1,21
22	Lupeni	Sector I	13	480	79	12		9	86,81	11,87	1,32
23	Lupeni	Sector II	3	565	78	10		12	88,63	10,15	1,22
24	Lupeni	Sector III	3 Elisabeta	611	28	6		66	82,35	12,46	5,19
25	Lupeni	Sector III	5 Elisabeta	597	74	18		8	80,43	16,05	3,52
26	Lupeni	Sector III	5 Elisabeta	602	75	8		17	90,36	6,87	2,77
27	Lupeni	Sector IV	5 Victoria	—	61	21		18	74,38	16,64	8,98
28	Lupeni	Sector IV	8+9	593	78	11		11	87,64	10,43	1,93
29	Lupeni	Sector IV	18 Abataj nr. 2	626/613	71	8		21	89,87	9,05	1,08
30	Vulcan W	Galeria principală	3	—	71,50	8,50	0,80	19,20	88,49	10,52	0,99
31	Vulcan E	Puțul 7 Noembrie	13	—	65,18	9,46	7,44	17,92	79,41	11,53	9,06
32	Vulcan E	Galeria din tunel	17	—	72,74	9,51	2,92	14,83	85,40	11,17	3,43
33	Vulcan E	Galeria opusă tunelului	18	—	78,28	7,41	2,44	11,87	88,82	8,41	2,77
34	Aninoasa	Sector II	9	Cota 405 transversală	63	31	6	6	67,02	25,45	7,53
35	Petrila	Sector III	3	—	65	13	2	22	83,33	12,98	3,69
36	Lonea	Sector I	5 Lentila 3 « Defor »	569	49	34		17	59,03	31,61	9,36

*) Cifrele așezate între două coloane reprezintă valoarea procentuală pentru clarit + durit.

Institutul Geologic al României

Ing. I. MATEESCU

VARIAȚIA COMPONENȚILOR PETROGRAFICI AI CĂRBUNELUI DIN BAZINUL VALEA JIULUI



Valorile componenților petrografici utilizate la construcția acestor diagrame sunt cele cuprinse în tabelul Nr. 2, calculate la cărbunele pur (fără componenți minerali)

Imprim. atel. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

TABELUL 3

CARACTERISTICILE COMPONENȚILOR PETROGRAFICI AI CĂRBUNILOR DIN DIFERITE BAZINE DIN R.P.R.

Nr. ord.	Zăcămîntul	Felul cărbunelui	Vîrsta cărbunelui	Caracteristicile componenților petrografici									Efecte de anizotropism (grafitizare)
				Vitritul		Duritul și Claritul					Fuzitul		
				Structura	Culoarea	Țesuturi suberinizate	Cuticule	Spori	Rășini	Scleroți	Culoarea	Relief	
1	Căpeni-Baraolt	Lignit	Meoțian	Se observă foarte bine	Cenușie	+	+	+	+	+	Gălbuie-albă	Pronunțat	Nu se observă efecte de anizotropism
2	Vulcan-Codlea	Cărbune brun	Lias inferior	Se observă bine	Cenușie	+	+	+	+	+	»	»	»
3	Valea Jiului partea estică	Cărbune brun huios	Aquitanian	Se observă binișor	Cenușie	—	+	+	+	+	»	»	»
	Valea Jiului, partea vestică	Huilă		Se observă într-o măsură mai redusă	Cenușie	—	+	+	+	+	»	»	»
4	Secul	Huilă grasă	Carbonifer superior	Dispărută aproape complet	Cenușie	—	+	?	+	+	»	»	»
5	Anina	Huilă de cocs	Lias inferior	Dispărută aproape complet	Cenușie	—	+	+	+	+	»	»	»
6	Doman	Huilă slabă	Lias inferior	Dispărută complet	Nuanță alb-gălbuie	—	—	—	+	+	»	Slab	»
7	Baia Nouă	Huilă antracitoasă	Carbonifer superior	Dispărută complet	Nuanță alb-gălbuie	—	—	—	—	+	»	»	»
8	Rudăria	Huilă antracitoasă	Lias inferior	Dispărută complet	Nuanță alb-gălbuie	—	—	—	—	—	»	»	»
9	Lupac	Huilă antracitoasă	Carbonifer superior	Complet ștearsă	Nuanță alb-gălbuie foarte accentuată	—	—	—	—	—	»	Nu are nici un relief	»
10	Schela	Antracit	Lias	Complet ștearsă	Nuanță alb-gălbuie foarte accentuată	—	—	—	—	—	»	»	Se observă efecte de anizotropism

Institutul Geologic al României

MANIFESTĂRILE HIDROMINERALE CARBOGAZOASE BICARBONATATE ALCALINE DIN VĂILE SLĂNICUL MOLDOVEI, SĂLĂRIEI ŞI CIUNGETULUI[1])

DE

P. PETRESCU

Sectorul Regiunii Bacău, în care este cuprinsă Valea Slănicului, prezintă un interes balneologic cu mult mai mare decît acela pe care i-l conferă în prezent apele mineralizate ale importantei staţiuni balneare de interes republican, Slănicul Moldovei. Aceasta, pentru că manifestaţii hidrominerale similare, chiar mai interesante, se produc şi în alte două mici văi de la nordul Slănicului, prin care curg pîraiele Sălăria şi Ciungetul, din reunirea cărora rezultă rîul Dofteana.

Apele din aceste din urmă văi, care în general aparţin aceleiaşi categorii, din care fac parte şi apele din Valea Slănicului, au totuşi, în cazul unora, un specific propriu, neîntîlnit pînă în prezent la alte ape din cuprinsul ţării.

Faptul este foarte interesant din punct de vedere al uzului lor terapeutic, deoarece ele trebuie să posede şi alte proprietăţi farmacodinamice decît apele de la Slănicul Moldovei, deci şi indicaţiuni mai numeroase.

În afară de aceasta, intensitatea diferită, ca şi aspectul chimic diferit cu care aceste manifestări se produc în cuprinsul regiunii, prezintă un deosebit interes geochimic care face necesară reconsiderarea problemei originii mineralizaţiei acestor ape pe alte baze decît acelea avute în vedere pînă în prezent.

I. MANIFESTĂRILE HIDROMINERALE CARBOGAZOASE BICARBONATATE ALCALINE DE LA SLĂNICUL MOLDOVEI

Staţiunea balneară Slănicul Moldovei este situată în plină regiune muntoasă a Carpaţilor orientali, în porţiunea superioară a Văii Slănicului, la numai cîţiva km de obîrşia ei. Altitudinea localităţii este de 480 m.

[1]) Comunicare ţinută la Comitetul Geologic în şedinţa din 17 aprilie 1953.

Institutul Geologic al României

Izvoarele mineralizate de aci nu sînt cunoscute de multă vreme. Spicuim din lucrarea SAABNER TUDURI (27) următoarele date cu privire la istoricul stațiunii.

Primul izvor, nr. I, a fost descoperit întîmplător de către serdarul Mihail Spiridon la 20 iulie 1800, cu ocazia unei vînători. Tot acesta a descoperit, în următorii doi — trei ani, alte două izvoare (nr. II și III).

Fire întreprinzătoare, Mihail Spiridon a reușit, grație largei difuziuni ce făcuse descoperirii sale, să atragă bolnavi aci chiar în anul 1812, epocă în care regiunea era cu totul virgină, lipsită atît de mijloace de adăpost cît și de drumuri bune de acces.

Primele două adăposturi de locuit, și acelea improvizații din lemn, au fost construite abia în 1816, ca urmare a hotărîrii luate de Veniamin Costache, mitropolitul Moldovei, de a urma o cură aci. Faptul își avu o urmare imediată: în 1820 erau deja construite aci 40 de încăperi pentru uzul bolnavilor.

Pînă în anul 1824 erau folosite 6 din cele 21 izvoare ce sînt cunoscute în prezent.

Mihail Spiridon, deși intrat în posesiunea izvoarelor fără a fi îndreptățit, deoarece instituția spitalicească a Casei Sft. Spiridon din Iași o stăpînea de drept încă de la 1 ianuarie 1757, a căutat să exploateze cît mai intens această avuție naturală și cum brațele de muncă lipseau în această regiune nelocuită, a cerut și a obținut de la domnitorul de atunci al Moldovei învoirea de a coloniza în localitate 12 familii de țărani, cu titlul de scutelnici.

Această primă și modestă așezare omenească stabilă a fost sporită cu încetul prin colonizări repetate, astfel că în 1836 ea a ajuns să fie alcătuită din 50 de familii, definitivîndu-se ca localitate permanentă.

Ulterior însă, în 1845, statul a luat Slănicul din posesia familiei lui Mihail Spiridon, pentru ca în 1846, ca urmare a unei hotărîri a Adunării Moldovei, să-l retrocedeze, împreună cu toate pădurile din jur, Casei Sft. Spiridon, care încetul cu încetul i-a dat dezvoltarea cunoscută.

La început stațiunea balneară se găsea în însăși incinta izvoarelor și nu erau folosite decît apele a șapte izvoare, între care și aceea a actualului izvor nr. VI, iar ca instalații balneare nu poseda, pînă în 1890, decît un mic stabiliment de băi și un pavilion de cură, ambele construite în apropierea izvorului nr. V (30).

În prezent această stațiune balneară, care sub vechiul regim nu putea fi frecventată decît în timpul verii de un număr redus de privilegiați, a devenit, prin străduința guvernului, o stațiune permanentă, în care cca 15.000 oameni ai muncii sînt adăpostiți anual în cele mai bune condițiuni.

* * *

Primele cercetări științifice, reclamate de necesitatea unei utilizări raționale a apelor din această stațiune, au fost de ordin chimic.

Aceste ape au fost analizate încă din anul 1832 de către farmaciștii ZOTTA și ABRAHAMFI, ca urmare a unei dispoziții primite de la generalul Kisseleff, guvernatorul rus de atunci al Moldovei.

Institutul Geologic al României

În anul 1846 ele au fost reanalizate de către farmacistul PAVLOVICI, cu care ocazie ele au fost studiate și din punct de vedere medical de către doctorul VÎRNAV.

La cererea Epitropiei Sft. Spiridon, studii identice au fost întreprinse și de specialiști străini: medicul L. STEEGE și chimiștii P. SCHNELL și THEODOR STENNER (26).

Toate analizele efectuate pînă atunci erau mai mult sumare. Analize complete au fost făcute de farmacistul dr. S. KONYA, care în 1879 a reanalizat apele izvoarelor nr. I și III, în 1880 pe cele ale izvoarelor nr. II și IV, în 1885 pe cele ale izvoarelor nr. V, VI și VIII, iar în 1887 pe aceea a izvorului nr. I-bis (12, 13, 14 și 15).

Aceste ape au fost reanalizate în 1886 de către AL. BERNATH-LENDWAY și C. SONȚU, iar în 1893 de către farmacistul-șef al Spiridoniei, ED. FABINI (8).

Începînd din 1915, și tot la cererea Spiridoniei, Laboratorul de Higienă din Iași a procedat la o nouă reanalizare a lor, completă sau sumară, continuînd apoi în anii 1916, 1921, 1930, 1931, 1932 și 1934, cu care ocazie au fost analizate și apele izvoarelor nou captate între timp.

V. CRASU a analizat în 1927 din nou apele unor izvoare, apoi în anul 1949 GH. GHIMICESCU și colectivul Laboratorului de Higienă din Iași au reanalizat apele tuturor izvoarelor din această stațiune.

Primul studiu geologic al regiunii, cerut de Spiridonie, a fost intreprins de către G. TSCHERMAK din Viena; al doilea de către SAVA ATHANASIU în 1908, studiului său adăugîndu-se și cercetări hidrologice executate de ing. AD. SCHERRER.

Ulterior au fost întreprinse în regiune cercetări geologice de: L. MRAZEC și I. P. VOITEȘTI în 1916, prof. G. MACOVEI și prof. D. M. PREDA în 1927, ȘT. CANTUNIARI în 1935, după care Comitetul Geologic a sintetizat datele gelogice de pînă acum în harta geologică a R.P.R. la scara 1/500.000, editată în 1950. În 1952 regiunea a fost studiată din nou de geologul I. DUMITRESCU.

În vederea unor lucrări de recondiționare, de recaptare și mai ales de căutare de noi surse de apă mineralizată în stațiune, acestea din urmă întreprinse în 1954, Institutul de Balneologie și Fizioterapie a reluat studiul izvoarelor de aci din toate punctele de vedere.

În lucrarea de față se urmărește cunoașterea compoziției chimice a apelor din stațiune, cunoașterea regimului de funcționare a izvoarelor în raport cu factorii ce-l pot influența (climatul local sau condițiile hidrologice din subsolul regiunii), precum și depistarea relațiilor geochimice din profunzime ce sînt determinante în procesele de mineralizare a acestor ape.

Pentru atingerea scopului ce se urmărește prezentăm cîteva date privitoare la situația izvoarelor, structura geologică, tectonica, și natura rocelor din subsolul imediat al regiunii.

Cele mai multe izvoare sînt situate de-a lungul și pe ambele maluri ale Rîului Slănic, în cuprinsul unei fîșii de teren lungă de cca 250 m și lată de cel mult

Institutul Geologic al României

50 m, în amonte de stațiune. Orientarea ei este aceeași ca și a Văii Slănicului, adică de la SW spre NE. În afara ei, și anume în amonte, mai sînt alte trei izvoare: « Trei Fagi », « Cascada » și « Botul Cheșcheșului », care, fiind depărtate de stațiune, nu sînt utilizate.

Toate manifestările hidrocarbogazoase de aci, ca și din întreg sectorul studiat, se produc în zona Flișului și anume în partea lui externă, în Zona marginală (7).

Formațiunile geologice care intră în alcătuirea acestei zone, în sectorul nostru, aparțin Eocenului, Oligocenului și Miocenului.

Miocenul se află prins în două sinclinale orientate N — S: unul apropiat de stațiune, la E, altul mai îndepărtat, spre WNW.

Rocele care constituie aceste formațiuni sînt: pentru Eocen, marne, argile marnoase, marne nisipoase cu mai puține intercalații de gresii, iar pentru Oligocen, șisturi silicioase (menilite) la partea lui inferioară, argilo-silicioase ori argiloase (disodile) la partea lui superioară, toate de culoare cenușie, cenușiu-negricioasă și chiar neagră, care alternează mai frecvent cu bancuri puternice de o gresie albă, alb-gălbuie, rar cu dungi roșiatice, așa numita Gresia de Kliwa.

Șisturile disodilice, precum și Gresia de Kliwa, în măsura silicifierii sale, sînt roce impermeabile. Din această cauză circulația apelor prin aceste roce are loc numai prin crăpăturile de diferite ordine de mărime, existente în ele. Aceste crăpături au fost produse nu atît de mișcările orogenice de la finele Oligocenului, care au declanșat cutarea sedimentelor depuse în marea Flișului, cît de mișcările orogenice tîrzii din Pliocen, cînd orizonturile ce alcătuiesc pînzele din regiune erau consolidate deja.

În majoritatea cazurilor apele mineralizate izvorăsc din Gresia de Kliwa, aproape de contactul ei cu șisturile disodilice, unele chiar din aceste șisturi. Toate aceste roce aparțin Oligocenului superior.

Aproape toate izvoarele cu apă mineralizată sînt situate pe flancul estic al unui anticlinal dirijat N—S, între Muntele Dobru și Muntele Pufu. Numai izvoarele « Trei Fagi », « Cascada » și « Botul Cheșcheșului » se găsesc pe flancul său vestic. Anticlinalul acesta este frămîntat în lungul său, prezentînd dislocații (ca aceea din dreptul izvoarelor nr. I, VIII și VIII-bis) și mici crăpături care interesează atît Gresia de Kliwa cît și șisturile disodilice.

Toate emergențele de apă mineralizată se produc exclusiv de-a lungul unor crăpături și vom vedea că de acest fapt de ordin tectonic se leagă una din caracteristicile chimice ale apelor.

În ceea ce privește modul de apariție la zi a acestor ape, este de observat că în majoritatea cazurilor ele au caracterul de ape cu circulație ascendentă ori de cîte ori emergența lor se află sub nivelul piezometric 0 al lor, așa cum este cazul frecvent al izvoarelor ce apar în Gresie de Kliwa. Ele au caracterul de izvoare descendente, cînd emergența lor se află în zona nivelului piezometric 0 al lor, așa cum este cazul izvoarelor nr. VIII-bis, V, V-bis și « Trei Fagi », ce apar numai din șisturi disodilice.

Institutul Geologic al României

O primă fază a acestei lucrări a fost aceea de a se cunoaște regimul de funcționare a izvoarelor și, o dată cu aceasta, depistarea eventualelor influențe ale mediului intra- și extrateluric asupra regimului de funcționare a izvoarelor. În acest scop s-a urmărit în decursul unui anumit interval de timp, din anotimpurile cele mai caracteristice ale anului, care a fost variația debitului și a compoziției chimice a apei izvoarelor, prin operația denumită de noi prospecțiune chimică (22).

S-au prospectat de trei ori izvoarele din stațiune ce sînt utilizate în cura internă. Prima prospecțiune a fost de șapte zile (26 august — 1 septembrie 1949), fiind executată de dr. EUGENIA C. DELEANU și ing. N. LUPAN, iar celelalte două de cîte 10 zile: una executată de ing. MIRCEA MOCIORNIȚĂ și FREDERICA RUDIC între 15 — 24 aprilie 1950 și alta executată de dr. EUGENIA C. DELEANU și FREDERICA RUDIC între 20—29 iunie 1950; cu ocazia acestei din urmă prospecțiuni au fost recoltate și probele de apă necesare pentru analiza completă a apelor din stațiunea aceasta.

Din datele acestor prospecțiuni nu vom face uz aci decît de acele ce sînt strict necesare lămuririi problemelor urmărite de acest studiu și anume: datele privitoare la debitul izvoarelor și la conținutul de clor al apei lor din intervalul de timp în care au fost executate prospectiunile, apoi datele referitoare la numărul și importanța precipitațiilor căzute în cursul executării prospecțiunilor, cît și timpul scurs de la încetarea precipitațiilor pînă la ora efectuării prospecțiunilor. Deasemenea nu se va stărui decît asupra datelor obținute în 1950, ca fiind obținute pe perioade mai lungi; de datele prospecțiunii din 1949 nu se va face mențiune decît atunci cînd datele prospecțiunilor se vor raporta unele la altele.

Toate datele obținute prin aceste prospecțiuni sînt consemnate în tabelele I și II.

Variațiile de la zi la zi ale debitului și ale conținutului de clor sînt calculate și în procente.

Cu privire la timpul indicat în capul coloanelor, ca scurs de la încetarea precipitațiilor, este de remarcat că el corespunde de fapt numai pentru izvorul nr. VI, deoarece era luat primul în lucru. Din cauza dificultăților tehnice de alcătuire a acestor tabele, data aceasta nu a putut fi indicată și pentru restul izvoarelor; ea poate fi ușor dedusă pentru ori care alt izvor dacă orei arătate în capul coloanei ca scursă de la încetarea precipitației i se adaugă diferența de timp dintre ora la care s-a executat prospecțiunea izvorului nr. VI în ziua aceea și ora la care a fost executată prospecțiunea izvorului ce s-ar cere a fi luat în considerație.

Din examinarea globală a datelor zilnice reiese că în general nu se constată raporturile de dependență, de la cauză la efect, între cuantumul precipitațiilor ce au căzut în stațiune, sau timpul scurs de la încetarea lor pînă la executarea prospecțiunii izvoarelor și variația debitului lor.

De aceea se observă faptul surprinzător că, deși izvoarele sînt cuprinse într-o porțiune de teren foarte restrînsă, uneori chiar foarte apropiate unele de altele

Institutul Geologic al României

(grupele izvoarelor nr. I, VIII și VIII-bis, precum și I-bis și X), totuși, cu excepția unei singure zile din totalul zilelor de prospecțiuni (24 iunie), variația de la zi la zi a debitului, atît ca intensitate cît și ca sens, a fost cu totul deosebită aproape pentru fiecare izvor, cu toate că cel puțin impulsurile exterioare au fost aceleași.

De asemenea, nu se constată concordanța ce ar fi fost de așteptat să existe între sensul variației debitului și acel al variației conținutului de clor al apei izvoarelor pentru cazul cînd variația debitului ar fi datorită exclusiv infiltrării apelor meteorice sau superficiale, ori pătrunderii apelor vadoase dulci.

Numai datorită acestei situații, variația procentuală de la o zi la alta, mai cu seamă a debitului, este oarecum haotică, prezentînd chiar și salturi: cazul izvoarelor nr. X și VI pentru ziua de 17 aprilie, al izvorului nr. X pentru 17, 18, 19 și 20 aprilie și al izvoarelor nr. I și III pentru ziua de 22 iunie.

În ce privește izvorul nr. VI, considerat în trecut ca făcînd parte din grupa izvoarelor celor mai influențate de precipitațiile ce cad local, se constată în adevăr că debitul său este variabil, însă din sensul variației conținutului de clor reiese în mod indiscutabil că variația debitului său nu este determinată de precipitațiile ce au căzut aci, în cursul, ori imediat anterior executării prospecțiunilor.

De aceea vom indica și cantitatea precipitațiilor căzute imediat anterior prospecțiunilor. Înainte de 15 aprilie au fost precipitații în zilele de 10, 13 și 14, cantitățile de apă fiind respectiv de: 1,5 mm, 2,0 mm și 1,5 mm. În luna iunie au căzut anterior zilei de 20 iunie (de la 17 pînă la 19 incl.) următoarele precipitații: 8,3 mm, 29,5 mm și 8,5 mm apă.

Or, din tabela I se constată că la 16 aprilie, a doua zi a prospecțiunii, debitul a rămas același ca la 15, zi ce a fost precedată de altele trei cu precipitații mici. La 17 aprilie, după cca șase ore de la încetarea unei ploi care a produs 12 mm de apă, debitul a crescut însă cu 16,9 %, pentru ca în zilele următoare să scadă continuu, cu toate că în cursul lor au căzut unele precipitații.

Astfel, la 18 aprilie — la 30 de ore după o ploaie mare căzută între 16 — 17 aprilie și la 20 ore după o alta de 2 mm, căzută în dimineața zilei de 17— debitul a scăzut cu 6,4 %; la 19 aprilie și după 8 — 9 ore de la încetarea unei alte ploi cu 1 mm de apă, debitul mai scade cu încă 4 %, pentru ca abia la 20 aprilie, tot după încetarea unei ploi cu 1 mm de apă, debitul să crească față de ziua precedentă cu 2,4 %.

În zilele următoare: 21, 22, 23 și 24 aprilie, în cursul cărora nu a căzut nici o precipitație, debitul izvorului variază, și anume astfel: la 22 aprilie crește cu 3% , a doua zi scade cu 4 %, iar în ziua următoare, ultima zi a prospecțiunii, mai scade cu încă 1 %, atîngînd astfel o valoare apropiată aceleia din prima zi a prospecțiunii ce urma după trei zile cu precipitații.

În luna iunie, debitul din prima zi a prospecțiunii, care a urmat după trei zile cu bogate precipitații (cu peste 40 mm apă), a fost de 1790 litri în 24 ore.

Institutul Geologic al României

TABELA I

	Izvorul	Ora de observație	15 aprilie	PRECIPITAȚII [1]															
						Între 16–17 aprilie 12 mm apă La 17 2 mm apă		Între 17–18 aprilie 1 mm apă		Între 18–19 aprilie 1 mm apă									
				Ziua prospecțiunii și numărul orelor scurse de la precipitație															
				16 aprilie, după 48 ore		17 aprilie, după 6 ore și sub prec.		18 aprilie, după 9 ore		19 aprilie, după 9 ore		20 aprilie, după 33 ore		21 aprilie, după 57 ore		22 aprilie, după 81 ore		23 aprilie, după 105 ore		24 aprilie, după 129 ore	
			Debit	Debit	Var. %	Debit	Var. %	Debit	Var. %	Debit	Var. %	Debit	Var. %	Debit	Var. %	Debit	Var. %	Debit	Var. %	Debit	Var%
Debitul [2]	VI	8^{15}	1406	1406	0	1644	+16,9	1538	+6,4	1476	+ 4,0	1512	+ 2,4	1440	−4,8	1488	+3,3	1428	−4,0	1413	−1,0
	I	9^{30}	1747	1765	+1,0	1730	− 2,0	1837	+6,2	1835	+ 1,8	1835	0	1915	+2,7	1800	−6,0	1855	+3,05	1895	+2,1
	VIII	10	1183	1176	−0,6	1208	+ 2,7	1286	+6,4	1267	− 1,5	1241	− 2,0	1248	+0,6	1248	0	1276	+2,2	1288	+0,9
	X	11	866	800	−7,6	968	+21,0	937	−3,2	1125	+20,0	909	−19,2	861	−5,3	928	+7,8	878	−5,4	900	+2,5
	I bis	11^{30}	1675	1596	−4,7	1732	+ 8,5	1747	+0,9	1747	0	1747	0	1747	8,0	1716	−1,8	1716	0	1684	−1,9
	III	12^{45}	11269	12004	+6,5	12861	+ 7,0	12861	0	12861	0	12861	0	12861	0	12861	0	12861	0	12681	0
Conținutul de clor [3]			Conținut de clor	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %
	VI	8^{15}	6,1269	6,1624	+0,6	6,1624	0	6,1264	0	6,1264	0	6,1978	+0,6	6,1978	0	6,1978	0	6,1624	−0,6	6,1978	+0,6
	I	9^{30}	2,1203	2,0919	−1,3	2,0120	−3,4	2,0565	+1,7	2,0919	+1,7	2,1274	+1,7	2,1628	+1,6	2,0919	−3,3	2,1628	+3,4	2,0919	−3,3
	VIII	10	4,8363	4,8828	+0,9	4,8828	0	4,8008	−1,7	4,8434	+0,9	4,8718	+0,6	4,9072	+0,7	4,8365	−1,4	4,8365	0	4,8365	0
	X	11	3,7017	3,7017	0	3,7371	+0,9	3,7017	−0,9	3,7371	+0,9	3,6591	−2,1	3,6591	0	3,7371	+2,1	3,7655	+0,8	3,7655	0
	I bis	11^{30}	4,6235	4,7015	+1,7	4,6235	−1,7	4,7099	+1,9	4,6235	−1,8	4,5681	−1,2	4,5681	0	4,6235	+1,2	4,5526	−1,5	4,5681	+0,3
	III	12^{45}	5,6660	5,5596	−1,9	5,5576	0	5,5425	−2,7	5,5242	−0,3	5,5596	+0,6	5,4887	−1,3	5,5242	+0,6	5,5596	+0,6	5,4887	−1,3

[1]) Precipitații anterioare primei zile de prospecțiune: la 14 aprilie 1,5 mm apă; la 13 aprilie 2 mm apă; la 10 aprilie 1,5 mm apă.
[2]) Litri în 24 ore.
[3]) Grame la litru.

Institutul Geologic al României

TABELA II

	Izvorul	Ora de observație	20 iunie	PRECIPITAȚII [1]															
				Căzută la 20.VI între orele 8—12; cantitatea de apă 6,5 mm.				Căzută între 22.VI ora 21—23.VI ora 3; cant. de apă 7,5 mm.		Căzută la 23.VI între orele 9—12; cant. de apă 9,1 mm.						Căzută la 26.VI între orele 14—19; cant. de apă 2,5 mm.		Căzută la 27.VI între orele 16,30—18; cant. de apă 6,5 mm.		Căzută la 28.VI între orele 16,30—18; cant. de apă 2,2 mm.	
				Ziua determinării și numărul orelor scurse de la precipitație															
				21 iunie, după 18 ore		22 iunie, după 42 ore		23 iunie, după 4–5 ore și sub. prec.		24 iunie, după 19 ore		25 iunie, după 19 ore		26 iunie, după 43 ore		27 iunie, după 12 ore		28 iunie, după 13 ore		29 iunie, după 13 ore	
				Debit	Var. %	Debit	Var. %	Debit	Var. %	Debit	Var. %	Debit	Var. %	Debit	Var. %	Debit	Var. %	Debit	Var. %	Debit	Var. %
Debitul [2]	VI	7^{15}	1790	1728	−4,0	1589	− 8,1	1711	+7,7	1716	+0,3	1618	−5,7	1745	+7,8	1757	+0,7	1560	−11,2	1617	+3,6
	I	8	2616	2578	−1,4	1901	− 26,9	1873	−1,4	1934	+3,3	1901	−1,7	1901	0	1978	+4,0	1901	− 4,0	1834	−3,7
	VIII	8^{40}	1337	1337	0	1346	+ 0,7	1327	−1,4	1347	+1,4	1332	−1,1	1344	+0,9	1308	−2,7	1327	+ 1,4	1356	+2,2
	X	9^{15}	1034	1034	0	1005	− 2,8	977	−2,8	996	+2,0	1026	+3,6	946	−7,8	967	+2,2	967	2	936	−3,6
	I bis	10^{20}	2174	2174	0	2063	− 5,0	2062	0	2109	+2,3	2038	−3,3	2023	−0,7	2050	+1,3	2093	+ 2,0	2018	−3,6
	III	11^{20}	15120	14400	−4,8	14873	+ 3,3	14160	−5,0	14616	+3,2	14873	+1,8	14616	−1,7	14616	0	14616	0	14416	0
Conținutul de clor [3]			Conținut de clor	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %	Conținut de clor	Var. %
	VI	7^{15}	5,9709	6,0135	+0,7	6,2262	+ 3,4	6,2617	+0,6	6,1199	−2,3	6,1553	+0,6	6,1199	+1,7	6,1908	−1,1	6,2617	+ 1,1	6,2617	0
	I	8	1,3615	1,4325	+5,2	1,8599	+ 29,8	1,9288	+3,6	1,8792	−2,3	1,8934	+0,7	1,8934	0	1,8934	0	1,9288	+ 1,9	1,8934	−1,8
	VIII	8^{40}	4,6226	4,6590	+0,7	4,4764	+ 2,3	4,8009	+0,7	4,7654	−0,7	4,7654	0	4,7654	0	4,7654	0	4,7229	− 0,9	4,7654	+0,9
	X	9^{15}	3,3826	3,2762	−3,0	3,1344	− 4,0	3,1344	0	3,2053	+2,2	3,0989	−3,3	3,2053	+3,3	3,2620	+1,8	3,2337	− 0,9	3,2620	+0,9
	I bis	10^{20}	4,4108	4,3399	−5,0	4,2690	− 1,6	4,4108	+3,5	4,2690	−3,3	4,2690	0	4,3045	+0,8	4,2690	−0,8	4,2690	0	4,3045	+0,8
	III	11^{20}	4,8576	4,9072	+1,0	4,9782	+ 1,4	4,9427	−0,7	4,8718	−1,3	4,8363	−0,7	4,9072	+1,4	4,9072	0	4,9427	+ 0,7	4,9427	0

[1]) Intensitatea precipitațiilor anterioare prospecțiunilor: la 19.VI = 8,5 mm; la 18.VI = 29,5 mm; la 17.VI = 8,3 mm

[2]) Litri în 24 ore.

[3]) Grame la litru.

Institutul Geologic al României

La 21 iunie și după 18 ore de la încetarea unei precipitații cu 6,5 mm apă, debitul scade cu 4 % pentru ca la 22 iunie, după 42 de ore de la aceeași precipitație, să mai scadă cu încă 8,1 %.

La 23 iunie, după 4—5 ore de la încetarea unei noi precipitații, căzută în timpul nopții, debitul crește, față de acel din 22, cu 7,7 %.

La 24 iunie, după cca 28 — 29 ore de la această precipitație și după cca 19 ore de la o alta, cu 9,1 mm apă, căzută în dimineața zilei de 23 iunie, debitul crește, însă numai cu 0,3 % peste acela din ziua precedentă și deci poate fi considerat că a rămas invariabil.

La 25 iunie și după 43 de ore de la căderea precipitației din 23 iunie, debitul scade din nou cu 5,7 %, pentru ca la 26 iunie, după 67 de ore tot de la această precipitație, să crească cu 7,8 % peste valoarea avută în ajun.

La 27 iunie, după o precipitație căzută în după amiaza zilei precedente, cu 2,5 mm apă, debitul crește, însă numai cu 0,7 %, pentru ca la 28 iunie și după o ploaie cu 6,5 mm apă, căzută în după amiaza zilei precedente, și după cca 27 ore de la ploaia din 26, să descrească din nou cu 11,2 %.

La 29 iunie, tot după 13 ore de la încetarea unei alte precipitații cu numai 2,2 mm apă, debitul crește cu 3,6 %, avînd în această ultimă zi a prospecțiunii o valoare mai mică cu 10 % decît aceea avută în prima zi a prospecțiunii.

În ce privește izvorul nr. III, izvorul cu debitul cel mai mare din stațiune, este de remarcat că în cursul prospecțiunii din aprilie debitul său nu a variat decît în primele două zile, iar în cursul prospecțiunii din iunie în primele șase zile, rămînînd în celelalte invariabil.

Dacă se trece la examinarea datelor privitoare la conținutul de clor al apelor izvoarelor din cursul acestor două prospecțiuni se constată că:

a) Conținutul de clor a variat și el în general, însă într-o măsură cu mult mai redusă decît debitul; uneori extrem de puțin sau chiar de loc.

b) Aproape întotdeauna, variația conținutului de clor nu este în concordanță cu ipoteza că variația debitului ar fi determinată numai de infiltrări de ape dulci: meteorice, superficiale ori vadoase.

Concordanțele care se observă între sensul variației conținutului de clor și sensul variației debitului sînt rare; de aceea este probabil că ele ar înfățișa mai de grabă efectul unor fenomene ce urmează a fi explicate.

Astfel de concordanțe există în zilele de: 16 aprilie la izvoarele nr. VI, I și III, 19 aprilie la izvorul nr. III, 22 aprilie la izvorul nr. I-bis, 24 aprilie precum și 22, 23, 24, 25 și 28 iunie pentru izvorul nr. I, 25 iunie pentru izvorul nr. X, 26 iunie pentru izvoarele nr. I-bis și III, 27 iunie pentru izvorul nr. VI și 28 iunie pentru izvoarele nr. I și VIII.

Așa dar, din totalul de 120 de cazuri cercetate, numai în 17 se constată o oarecare concordanță. Dintre acestea numai în șapte cazuri concordanța este deplină: la 16 aprilie pentru izvoarele nr. I și VII, la 22 iunie pentru nr. I, la

Institutul Geologic al României

25 iunie pentru nr. X, la 26 iunie pentru nr. I-bis și III iar la 27 iunie pentru izvorul nr. I-bis.

Prospecțiunile acestea au relevat și manifestarea altor două fenomene în regimul de funcționare al izvoarelor de la Slănicul Moldovei, anume:

1. Debitul și conținutul de clor al apei aceluiași izvor poate varia de la zi la zi în același sens; simultan să crească, simultan să descrească.

2. Unul din acești doi factori poate varia de la zi la zi, pe cînd celălalt rămîne constant.

Astfel, în zilele de 17 și 22 aprilie este de constatat că debitul și conținutul de clor al apei izvorului nr. I prezintă concomitent valori mai scăzute decît acelea din ziua precedentă, pe cîtă vreme în zilele de 18 și 23 valorile respective sînt, din contră, mai crescute.

Același fenomen se observă și la izvorul nr. X: creșteri simultane ale debitului și conținutului de clor în zilele de 17 și 22 aprilie, iar descreșteri în zilele de 18 și 20. La izvoarele nr. VI și VIII se constată numai creșteri respectiv la 20 și 21 aprilie.

Fenomenul acesta s-a manifestat și în cursul lunii iunie; numai creșteri: la izvorul nr. VI la 23 și 26, la izvoarele VIII și III în ziua de 22, apoi la izvorul nr. X la 24 și 27; numai descreșteri: la izvoarele I-bis și X în ziua de 22 iunie, apoi la izvorul nr. III în ziua de 23 iunie.

Cazurile în care unul din acești doi factori rămîne invariabil de la o zi la alta iar celalt variază au fost observate atît în aprilie cît și în iunie.

Cazurile cînd conținutul de clor a fost constant de la zi la zi, iar debitul a fost acela care a variat, au fost următoarele:

a) Cînd debitul a variat în minus, în zilele de 18, 19 și 21 aprilie la izvorul nr. VI, în ziua de 16 aprilie la izvorul nr. X, apoi în ziua de 27 iunie la izvorul nr. VIII, la 23 la nr. X și la 25 la izvorul nr. I-bis.;

b) Cînd debitul a variat în plus în zilele de 17 și 22 aprilie la izvorul nr. VI, la 17, 23 și 24 aprilie la izvoarele nr. VIII și III și la 24 aprilie la izvorul nr. X, iar în iunie la 29 pentru izvorul nr. VI, la 27 pentru nr. I și la 28 pentru nr. I-bis.

Cazurile în care debitul a rămas constant de la zi la zi și conținutul de clor a fost acel care a variat au fost următoarele:

a) Cu variația în minus a conținutului de clor au fost în aprilie, la 22 pentru izvorul nr. VIII, 19, la 20 și 23 pentru izvorul I-bis și de 18, 19, 21 și 24 pentru izvorul III, iar în iunie la 21 și 28 pentru nr. X și la 21 pentru nr. I-bis.

b) Cu variația în plus a conținutului de clor au fost în aprilie, la 20 pentru izvoarele I și III și la 22 și 23 pentru izvorul nr. III, iar în iunie au fost la 21 pentru izvorul nr. VIII, la 22 pentru I-bis și la 28 pentru nr. III.

Ansamblul de fapte de mai sus conduce la următoarele constatări:

1) Debitul izvoarelor de la Slănicul Moldovei nu este constant.

Institutul Geologic al României

2) Conținutul de clor al apelor acestor izvoare variază și el; în marea majoritate a cazurilor variația lui nu este în strictă dependență, în anumite intervale de timp, de aceea a debitului.

3) Pe toată durata prospecțiunilor nu s-a putut constata nici o dependență între variația debitului și cantitatea de apă a precipitațiilor căzute local, ori între debitul izvoarelor și timpul scurs de la încetarea precipitațiilor.

4) Independența constatată între variația debitului și acea a conținutului de clor trebuie să înfățișeze efectul unui mod complex de alimentare a izvoarelor, în timpi diferiți și neegali, cu ape de cel puțin două categorii: unele cu un conținut mai mare de cloruri, altele cu un conținut mai mic decît al apei care alimentează în mod obicinuit aceste izvoare, printre acestea din urmă putînd fi chiar ape de infiltrație de origine meteorică.

5) Ținînd seama de modul în care se manifestă variația debitului ori a conținutului de clor, precum și de faptul că rocele care alcătuiesc subsolul regiunii din care emerg apele acestor izvoare (Gresia de Kliwa și șisturile disodilice) sînt practic impermeabile, deducem că imixtiunea de ape străine, chiar și de ape meteorice, de care a fost vorba mai sus, nu poate avea loc decît în puncte ceva mai îndepărtate de izvoare. Dealtfel, însăși morfologia locală a terenului, cu pante foarte pronunțate, este puțin propice infiltrărilor, chiar dacă subsolul ar fi permeabil.

Prin urmare, explicația dată în trecut că variația debitului izvoarelor din această stațiune s-ar fi datorit infiltrării locale a apelor meteorice, ori ale Rîului Slănic, nu poate fi admisă.

Imixtiunea apelor cu clorurație diferită, ca și aceea a apelor de origine meteorică în apele ce alimentează normal izvoarele de la Slănicul Moldovei se dovedește și mai bine atunci cînd se compară, unele cu altele, datele prospecțiunilor.

Întrucît de astă dată trebuie raportate date ce au fost obținute în anotimpuri diferite, se pot trage concluzii valabile chiar dacă se iau în considerație numai valorile medii ale datelor obținute de la diferitele prospecțiuni.

De aceea, în tabela III sînt înscrise, atît pentru debit cît și pentru conținutul de clor, numai media datelor pentru 7 ori 10 zile. Pentru prospecțiunile din aprilie și iunie 1950 se dau și diferențele dintre aceste valori medii, atît în valori directe cît și calculate în procente.

Pentru variația clorului se mai dă în plus, în cifrele cuprinse în paranteze, și variația procentuală reală pe care trebuia să o aibă conținutul de clor în ipoteza că variația debitului ar fi fost determinată exclusiv de infiltrări de ape meteorice.

Ordinea de înscriere a datelor în această tabelă este aceea corespunzătoare ordinei descrescînde a variației debitului.

Din datele tabelei reiese că, spre deosebire de cele constatate la fiecare prospecțiune în parte, de astă dată se observă variații importante de la o prospecțiune la alta, ce privesc nu numai debitul izvoarelor, dar și conținutul de clor al apei lor.

Institutul Geologic al României

TABELA III

Mediile debitului și conținutului de clor al apelor unor izvoare de la Slănicul Moldovei, obținute prin prospecțiunile din 1949 și 1950; variația de la prospecțiunea din aprilie 1950 la aceea de iunie 1950

		Izvorul					
	Data prospecțiunii	1 bis	VI	III	I	X	VIII
Debitul	August 1949	—	1681	14000	1934	991	133[illegible]
	Aprilie 1950	1710	1437	12616	1825	917	124[illegible]
	Iunie 1950	2080	1683	14650	2041	989	133[illegible]
	Diferența	+370	+246	+2034	+216	+72	+[illegible]
	Variația în procente	+21,6	+17,1	+16,1	+11,8	+7,8	+6,[illegible]
Conținutul de clor	August 1949	—	6,006	4,886	1,831	3,421	4,47[illegible]
	Aprilie 1950	4,616	6,173	5,583	2,102	3,716	4,85[illegible]
	Iunie 1950	4,311	6,172	4,911	1,798	3,219	4,74[illegible]
	Diferența	−0,305	—	−0,672	−0,304	−0,497	−0,11[illegible]
	Variația în procente	−6,6 (−17,8)	— (−14,6)	−12,0 (−13,9)	−14,1 (−10,6)	−13,3 (−7,37)	−2,[illegible] (−6,[illegible])

Este de observat însă că dacă sub acest nou aspect de prezentare a datelor se dovedește indiscutabil că variația debitului trebuie să fie determinată într-o măsură oarecare și de intensitatea precipitațiilor din anotimpul în care se execută prospecțiunea, totuși nici de astă dată nu se constată raportul de concordanță ce trebuie să existe între variația debitului și variația conținutului de clor după ipoteza că variația debitului ar fi determinată numai de infiltrarea apelor dulci: meteorice, superficiale ori vadoase.

Astfel, în luna iunie, lună cu precipitații abundente (104 mm apă), cînd debitele au fost constant mai mari decît în aprilie, lună cu precipitații mai puține (34 mm apă), conținutul mediu de clor al apei izvoarelor, deși aproape în general mai mic, nu corespunde totuși cazului în care creșterea debitului s-ar fi datorat exclusiv pătrunderii apelor de infiltrație de origine meteorică.

În unele cazuri (izvoarele I-bis, III și VIII) scăderea conținutului de clor nu a fost atît de pronunțată pe cît trebuia să fie, iar în alte cazuri (izvoarele I și X) cu mult mai pronunțată decît cum ar fi trebuit să fie teoretic.

Institutul Geologic al României

La izvorul nr. VI, deși debitul său mediu din luna iunie a crescut cu 17,1 % față de acela din aprilie, totuși conținutul de clor al apei sale a rămas același.

Așa dar, prospecțiunea izvoarelor de la Slănicul Moldovei dovedește încă o dată că creșterea debitului lor nu poate fi considerată ca un efect exclusiv al unor simple infiltrări de ape meteorice, ci, așa cum s-a arătat deja, mai curînd ca efectul unor imixtiuni neegale în timpi diferiți ale unor ape mai slab clorurate, chiar meteorice, ca și de ape mai clorurate cu apa care alimentează în mod normal izvoarele.

Pătrunderea lor neegală în căile de alimentare normală a izvoarelor este determinată, foarte probabil, de presiunile hidrodinamice (diferite în timp) din propriile lor căi de circulație. Din acest punct de vedere, datele prospecțiunilor arată că unii factori atmosferici intervin și ei într-o măsură apreciabilă.

Imixtiunea de ape clorurate este cu deosebire vizibilă la izvorul nr. VI, în a cărui apă conținutul de clor rămîne constant deși debitul variază. Într-o măsură mai mică, fenomenul s-a produs și la izvorul nr. I-bis, apoi într-o măsură și mai redusă la izvoarele nr. VIII și III.

În cazul izvorului nr. I și mai cu seamă nr. X, la care variația în minus a clorului din iunie este cu mult mai pronunțată decît variația în plus a debitului, se explică prin aceea că apele dulci (meteorice), care în iunie au pătruns în căile de circulație ale apelor mineralizate ce alimentează aceste izvoare, au fost nu numai în cantități mai masive dar și cu presiuni hidrodinamice mai mari, astfel că ele au putut stînjeni circulația apei mineralizate, substituindu-i-se într-o măsură oarecare.

În ce privește izvorul nr. III care, cu tot debitul său mare, are totuși o apă cu un conținut de clor ridicat, mai mare decît al apelor altor izvoare cu debit mai redus, el constituie, poate, un exemplu tipic de izvor alimentat masiv fie cu ape cu salinitate crescută, fie cu ape cu salinitate mai scăzută, fie cu ape dulci.

Rezultă deci că dacă datele acestor prospecțiuni sînt considerate în ansamblul lor se ajunge și la alte concluzii care întregesc pe acele deduse din examinarea lor separată și anume:

1) Singurele izvoare din Slănicul Moldovei care se alimentează în mod neîndoielnic și cu ape dulci (meteorice) sînt izvoarele nr. I și X.

2) Restul izvoarelor sînt alimentate și prin pătrunderi de alte ape salinizate decît acele ce le alimentează normal.

În general, din punct de vedere practic al utilizării apelor acestor izvoare în scopuri medicale, este de observat că imixtiunile acestea de ape străine, indiferent dacă sînt dulci ori salinizate, nu determină variații în compoziția chimică a apelor izvoarelor, ce ar putea influența asupra proprietăților lor farmacodinamice.

Institutul Geologic al României

COMPOZIȚIA CHIMICĂ A APELOR MINERALIZATE DE LA SLĂNICUL MOLDOVEI

S-au analizat apele celor mai multe izvoare din această stațiune balneară, chiar și ale celor necaptate încă. Apa izvorului denumit « 300 de Scări » nu a fost analizată, deși i se dau oarecare utilizări terapeutice; aceasta pentru că, fiind o simplă apă de infiltrație prin grohotiș de Gresie de Kliwa, ea are o mineralizație extrem de redusă.

În tabelele IV — XVI sînt prezentate datele analitice ale acestor ape. Analizele au fost executate de chimiștii Laboratorului de Chimie al Institutului de Balneologie și Fizioterapie [1]).

O examinare sumară a datelor analitice ne conduce la următoarele concluzii generale:

1) Apele mineralizate din această stațiune posedă o mineralizație complexă.

2) Deși apele acestor izvoare emerg în cuprinsul unei porțiuni de teren restrînse ele diferă între ele în ce privește atît gradul de salinitate, cît și natura chimică.

O singură caracteristică este comună tuturor apelor: acea de a fi carbogazoase.

Toate celelalte caracteristici mai importante sînt imprimate aproape numai de natura chimică a mineralizației lor saline. Acestea se adaugă deci aceleia de a fi carbogazoase.

După natura chimică a mineralizației lor saline, apele mineralizate din stațiune se grupează în două categorii:

1) Una, în care intră apele izvoarelor nr. XIII, VI, I, VIII, I-bis, X, XII și « Cascada », în a căror salinitate predomină clorurile și bicarbonații (aceștia fiind aproape în totalitate alcalini).

Apele acestea sînt carbogazoase, cloro-bicarbonatate sodice, ușor iodurate și bromurate.

2) Alta, în care se grupează apele izvoarelor nr. VIII-bis, V și V-bis, și în care intră și apa atît de puțin salinizată a « Izvorului Nou », în al căror echilibru chimic salin predomină sulfații.

Apele acestor izvoare sînt carbogazoase-sulfatate.

În apele izvoarelor VIII-bis, V și V-bis se află mai ales alauni (sulfați dubli de aluminiu și fer); în apa «Izvorului Nou», datorită probabil unui schimb de baze, s-ar găsi mai mult sulfați de calciu și sodiu.

Apele din prima categorie nu sînt cu totul asemănătoare; între ele se pot deosebi de asemenea două subgrupe:

---

[1]) Dr. MARIA BALDOVIN a analizat apa izvorului nr. X; dr. EUGENIA C. DELEANU apa izvorului nr. VIII-bis; DUMITRU NARTI apa izvoarelor nr. III, VIII și « Cascada »; ELENA CERCHEZ apa izvoarelor nr. V, XIII, « Izvorul Nou » și Botul Cheșcheșului »; ing. M. MOCIORNIȚA apa izvorului nr. VI; BINA DEMAYO apa izvorului nr. I și FREDERICA RUDIC apa izvorului nr. I-bis.

Institutul Geologic al României

TABELA IV

Valea Slănicului, Izvorul nr. XIII

Data recoltării . . . . . 15 septembrie 1950
Temperatura apei . . . . 10°5C
Temperatura aerului . . . 15°C
Debit în 24 ore . . . . . 430 litri

	Constituenți		Conținutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	9,3674	264,170	34,710	34,229
	Brom	Br'	0,0039	0,050	0,014	0,006
	Iod	I'	0,0009	0,007	0,003	—
	Nitric	NO_3'	urme	—	—	—
	Nitros	NO_2'	0,0008	0,017	0,003	0,002
	Sulfuric	SO_4''	0,0161	0,335	0,059	0,043
	Tiosulfuric	S_2O_3''	absent	—	—	—
	Fo foric	PO_4'''	urme	—	—	—
	Bicarbonic	CO_3H'	7,3944	121,220	27,395	15,720
	Sulfhidric	SH'	absent	—	—	—
CATIONI	Sodiu	$Na\cdot$	8,3718	363,995	31,019	47,176
	Potasiu	$K\cdot$	0,3497	8,947	1,295	1,160
	Amoniu	$NH_4\cdot$	0,0251	1,394	0,091	0,180
	Calciu	$Ca\cdot\cdot$	0,1419	7,077	0,525	0,917
	Magneziu	$Mg\cdot\cdot$	0,0511	4,203	0,189	0,544
	Stronțiu	$Sr\cdot\cdot$	urme	—	—	—
	Bariu	$Ba\cdot\cdot$	absent	—	—	—
	Fer	$Fe\cdot\cdot$	0,0003	0,010	0,001	0,001
	Mangan	$Mn\cdot\cdot$	0,0008	0,029	0,003	0,004
	Aluminiu	$Al\cdot\cdot\cdot$	0,0013	0,144	0,004	0,018
				771,598		100,000
	Acid metasilicic	SiO_3H_2	0,0236		0,087	
	Acid metaboric	BO_2H	0,3532		1,308	
	Acid carbonic liber	CO_2	0,8901		3,294	
	Hidrogen sulfurat	H_2S	absent		—	
	Amidogen	NH_2	urme		—	
	Mineralizație dozată		26,9924		100,000	

Concluziuni: apă clorosodică, bicarbonatată sodică, carbogazoasă, bromurată și iodurată; hipertonă, atermală.

Caracteristicile sale, după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$CO_2\ 0{,}9\ M\ 27\ \frac{Cl\ 68\ HCO\ 31}{Na\ 94}\ T\ 10°5\ D\ 430\ l/24\ ore$$

Institutul Geologic al României

TABELA V

Valea Slănicului, Izvorul nr. VI

Data colectării . . . . . 26 iunie 1950
Temperatura apei . . . . 9°5 C
Temperatura aerului . . . 15°C
Debit în 24 ore . . . . . 1740 litri

	Constituenți		Conținutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Milli-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	6,1991	175,054	32 648	33,996
	Brom	Br'	0,0095	0,119	0,050	0,023
	Iod	I'	0,0035	0,028	0,018	0,005
	Nitric	NO_3'	0,00018	0,003	0 001	0,001
	Nitros	NO_2'	0,00069	0,015	0,003	0,003
	Sulfuric	SO_4''	0,0186	0,388	0,098	0,075
	Tiosulfuric	S_2O_3''	0,0021	0,037	0,011	0,007
	Fosforic	PO_4'''	0,0044	0,139	0,023	0,026
	Bicarbonic	CO_3H'	5,0033	82,058	26,350	15,864
CATIONI	Sodiu	$Na\cdot$	5,4822	238,398	28,871	46,087
	Potasiu	$K\cdot$	0,2810	7,190	1.480	1,390
	Litiu	$Li\cdot$	0,00096	0,128	0,005	0,025
	Amoniu	$NH_4\cdot\cdot$	0,0121	0,671	0,064	0,129
	Calciu	$Ca\cdot\cdot$	0,1198	5,981	0,631	1,156
	Magneziu	$Mg\cdot\cdot$	0,0711	5,846	0,374	1,130
	Stronțiu	$Sr\cdot\cdot$	urme	—	—	—
	Bariu	$Ba\cdot\cdot$	absent	—	—	—
	Fer	$Fe\cdot\cdot$	absent	—	—	—
	Mangan	$Mn\cdot\cdot$	0,00085	0,031	0,004	0,006
	Aluminiu	$Al\cdot\cdot\cdot$	0,0035	0,396	0,019	0,077
				517,282		100,000
	Acid metasilicic	SiO_3H_2	0,0146		0,077	
	Acid metaboric	BO_2H	0,2841		1,496	
	Acid carbonic liber	CO_2	1,4764		7,775	
	Hidrogen sulfurat	SH_2	0,00048		0,002	
	Amidogen	NH_2	absent		—	
	Mineralizație totală		18,98846		100,000	

Concluziuni: Apă carbogazoasă clorosodică, bicarbonatată alcalină, clorocalcică-magneziană, bromurată, iodurată; hipertonă, atermală.

Caracteristicile sale, după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$CO_2\ 1{,}5\ I\ 0{,}003\ M\ 19\ \frac{Cl\ 68\ CO_3H31}{Na\ 93\ Ca_2\ Mg_2}\ T\ 9°5\ D\ 1740\ l/24\ ore$$

Institutul Geologic al României

TABELA VI

Valea Slănicului, Izvorul nr. 1

Data colectării . . . . . 27 iunie 1950
Temperatura apei . . . . . 9°5 C
Temperatura aerului . . . . 13°C
Debit în 24 ore . . . . . 1978 litri

	Constituenți		Conținutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	1,8952	53,450	26,525	33,501
	Brom	Br'	0,0025	0,031	0,035	0,019
	Iod	I'	0,0005	0,004	0,007	0,003
	Nitric	NO_3'	0,0003	0,005	0,004	0,003
	Nitros	NO_2'	absent	—	—	—
	Sulfuric	SO_4''	0,0607	1,265	0,850	0,793
	Tiosulfuric	S_2O_3''	0,0021	0,037	0,029	0,023
	Fosforic	PO_4'''	0,0006	0,019	0,008	0,012
	Bicarbonic	CO_3H'	1,5232	24,966	21,314	15,647
CATIONI	Sodiu	$Na·$	1,7153	74,585	24,010	46,746
	Potasiu	$K·$	0,06 8	1,751	0,957	1,097
	Litiu	$Li·$	0,0016	0,230	0,022	0,143
	Amoniu	$NH_4·$	0,0019	0,105	0,027	0,066
	Calciu	$Ca··$	0,0407	2,029	0,570	1 272
	Magneziu	$Mg··$	0,0095	0,780	0,133	0,489
	Stronțiu	$Sr··$	0,00007	0,001	0,001	0,001
	Bariu	$Ba··$	absent	—	—	—
	Fer	$Fe··$	0,0019	0,068	0,027	0,042
	Mangan	$Mn··$	0,0005	0,017	0,007	0,011
	Aluminiu	$Al···$	0,0019	0,211	0,027	0,132
				159,554		100,000
	Acid metasilicic	SiO_2H_2	0,0176		0,246	
	Acid metaboric	BO_2H	0,0912		1,276	
	Acid carbonic	CO_2	1,7077		23,901	
	Hidrogen sulfurat	H_2S	0,0017		0,024	
	Acid metaarsenios	AsO_2H	absent		—	
	Amidogen	NH_2	absent		—	
	Mineralizație totală		7,1450		100,000	

Concluziuni: Apă cloro-bicarbonatată sodică, slab sulfuroasă; hipotonă, atermală.

Caracteristicile sale după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$CO_2\ 1{,}7\ H_2S\ 0{,}002\ M\ 7\ \frac{Cl\ 67\ HCO_3\ 31}{Na\ 93}\ T\ 9°5\ D\ 1978\ 1/24\ \text{ore}$$

Institutul Geologic al României

TABELA VII

Valea Slăniculuí, Izvorul nr. VIII

Data colectării . . . . . 27 iunie 1950
Temperatura apei . . . . 9°5 C
Temperatura aerului . . . 13°C
Debit în 24 ore . . . . . 1300 litri

	Constituenți		Conținutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	4,6988	132,577	30,683	33,230
	Brom	Br'	0,0025	0,031	0,016	0,005
	Iod	I'	0,0014	0,011	0,009	0,003
	Nitric	NO_3'	0,0005	0,008	0,003	0,002
	Nitros	NO_2'	urme	—	—	—
	Sulfuric	SO_4''	0,0505	1,052	0,330	0,269
	Tiosulfuric	S_2O_3''	0,0021	0,038	0,014	0,009
	Fosforic	PO_4'''	0,0001	0,030	0,001	0,001
	Bicarbonic	HCO_3'	4,0110	65,745	26,192	16,483
CATIONI	Sodiu	$Na·$	4,2728	185,771	27,901	46,576
	Potasiu	$K·$	0,2073	5,305	1,354	1,330
	Litiu	$Li·$	0,0062	0,901	0,040	0,226
	Amoniu	$NH_4·$	0,0162	0,901	0,106	0,226
	Calciu	$Ca··$	0,0880	4,392	0,575	1,101
	Magneziu	$Mg··$	0,0227	1,869	0,148	0,469
	Stronțiu	$Sr··$	0,0008	0,019	0,005	0,005
	Bariu	$Ba··$	0,0002	0,003	0,001	0,001
	Fier	$Fe··$	0,0030	0,113	0,019	0,028
	Mangan	$Mn··$	0,0012	0,043	0,008	0,011
	Aluminiu	$Al···$	0,0010	0,110	0,007	0,027
				398,852		100,000
	Acid metasilicic	SiO_3H_2	0,0265		0,175	
	Acid metaboric	BO_2H	0,2546		1,663	
	Acid carbonic liber	CO_2	1,6448		10,740	
	Nitrogen sulfurat	H_2S	0,0018		0,012	
	Amidogen	NH_2	urme		—.	
	Mineralizație totală		15,3140		100,000	

Concluziuni: Apă carbogazoasă, sulfuroasă, clorobicarbonatată sodică; hipertonă, atermală.

Caracteristicile sale, după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$CO_2\ 1{,}6\ H_2S\ 0{,}002\ M\ 15\ \frac{Cl\ 66\ HCO_3\ 33}{Na\ 93}\ T\ 9°5\ D\ 1300\ 1/24\ \text{ore}$$

Institutul Geologic al României

TABELA VIII

Valea Slănicului, Izvorul nr. VIII bis

Data colectării apei . . . . 7 octombrie 1951
Temperatura apei . . . . . 7°5 C
Temperatura aerului . . . . 3°5 C
Debitul în 24 ore . . . . . 1220 litri

	Constituenți		Conținutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	0,0559	1,577	3,962	10,307
	Brom	Br'	absent	—	—	—
	Iod	I'	absent	—	—	—
	Nitric	NO_3'	0,0019	0,030	0,134	0,196
	Nitros	NO_2'	absent	—	—	—
	Sulfuric	SO_4''	0,2645	5,540	18,746	36,210
	Bicarbonic	HCO_3'	0,0307	0,503	2,176	3,287
CATIONI	Sodiu	$Na\cdot$	0,0533	2,319	3,778	15,157
	Potasiu	$K\cdot$	0,0095	0,243	0,673	1,588
	Litiu	$Li\cdot$	0,00016	0,023	0,011	0,150
	Amoniu	$NH_4\cdot$	0,0065	0,361	0,460	2,360
	Calciu	$Ca\cdot\cdot$	0,0209	1,043	1,481	6,817
	Magneziu	$Mg\cdot\cdot$	0,0036	0,295	0,257	1,928
	Fer	$Fe\cdot\cdot$	0,0243	0,872	1,722	5,699
	Mangan	$Mn\cdot\cdot$	0,00032	0,012	0,029	0,078
	Aluminiu	$Al\cdot\cdot\cdot$	0,0223	2,482	1,580	16,222
				15,300		100,000
Acid metasilicic		SiO_3H_2	0,0295		2,091	
Acid metaboric		BO_2H	0,0048		0,340	
Acid carbonic liber		CO_2	0,8828		62,567	
Mineralizație dozată			1,41098		100,000	

Concluziuni: Apă sulfatată-clorurată aluminoasă-sodică-feroasă-vitriolică, slab carbogazoasă; oligometalică, atermală.

Caracteristicile sale, după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$CO_2\ 0{,}88\ M\ 1{,}4\ \frac{SO_4\ 72\ Cl\ 20}{Al\ 32\ Na\ 30\ Fe\ 11\ Ca\ 14}\ T\ 7°5\ D\ 1200\ l/24\ ore$$

a) Una, în care sînt cuprinse apele izvoarelor nr. XIII și VI, ambele situate la extremitatea nordică a porțiunii frămîntate a anticlinalului de aci, ape care în general sînt numai carbogazoase, cloro-bicarbonatate sodice-calcice-magne-

Institutul Geologic al României

TABELA IX

Valea Slănicului, Izvorul Nou

Data colectării . . . . . 8 octombrie 1951
Temperatura apei . . . . . 10°C
Temperatura aerului . . . . 7°C

	Constituenți		Conținutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	0,0026	0,074	1,168	2,451
	Brom	Br'	absent	—	—	—
	Iod	I'	absent	—	—	—
	Nitric	NO_3'	absent	—	—	—
	Nitros	NO_2'	0,00004	—	0,017	—
	Sulfuric	SO_4''	0,0628	1,308	28,227	43,311
	Fosforic	PO_4'''	0,0009	0,028	0,404	10,927
	Bicarbonic	HCO_3'	0,0061	0,100	2,742	3,31
CATIONI	Sodiu	$Na\cdot$	0,0180	0,786	8,089	26,028
	Potasiu	$K\cdot$	0,0011	0,028	0,494	0,927
	Litiu	$Li\cdot$	—	—	—	—
	Amoniu	$NH_4\cdot$	—	—	—	—
	Calciu	$Ca\cdot\cdot$	0,0066	0,329	2,967	10,894
	Magneziu	$Mg\cdot\cdot$	0,0013	0,107	0,584	3,543
	Fer	$Fe\cdot\cdot$	0,0021	0,075	0,943	2,483
	Mangan	$Mn\cdot\cdot$	0,0002	0,007	0,089	0,231
	Aluminiu	$Al\cdot\cdot\cdot$	0,0016	0,178	0,719	5,894
				3,020		100,000
	Acid metasilicic	SiO_3H_2	0,0329		14,788	
	Acid metaboric	BO_2H	0,0061		2,742	
	Acid carbonic liber	CO_2	0,0801		36,010	
	Mineralizație totală		0,2224		100,000	

Concluziuni : Apă foarte puțin mineralizată; mineralizația alcătuită din sulfați de sodiu calciu, magneziu și fer.

Caracteristicile sale, după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$M\ 0{,}2\ \frac{SO_4\ 87}{Na\ 52\ Ca\ 21\ Mg\ 7}\ T\ 10^{\circ}$$

ziene. Apa izvorului VI conține și mici cantități de SH_2, aproape insensibil organoleptic.

b) Alta, în care sînt cuprinse apele izvoarelor nr. I, VIII, I-bis, X, XII, III și « Cascada », ce sînt situate chiar în cuprinsul porțiunii frămîntate a anticli-

Institutul Geologic al României

TABELA X

Valea Slănicului, Izvorul nr. XII

Data colectării . . . . . 6 august 1952
Temperatura apei . . . . 12°C
Temperatura aerului . . . 25°C
Debit în 24 ore . . . . . 14500 litri

	Constituenți		Conținutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	7,3683	207,809	33,077	34,307
	Brom	Br'	0,0175	0,219	0,079	0,036
	Iod	I'	0,0063	0,049	0,028	0,008
	Nitric	NO_3'	—	—	—	—
	Nitros	NO_2'	—	—	—	—
	Sulfuric	SO_4''	0,0081	0,168	0,036	0,028
	Tiosulfuric	S_2O_3''	0,0110	0,196	0,049	0,032
	Sulfhidric	HS'	0,0053	0,160	0,024	0,026
	Fosforic	PO_4'''	0,0008	0,025	0,003	0,004
	Bicarbonic	CO_3H'	5,7490	94,246	25,808	15,559
CATIONI	Sodiu	$Na\cdot$	6,5259	283,754	29,295	46,844
	Potasiu	$K\cdot$	0,2574	6,582	1,155	1,087
	Litiu	$Li\cdot$	0,0012	0,173	0,005	0,028
	Amoniu	$NH_4\cdot$	0,0304	1,690	0,136	0,279
	Calciu	$Ca\cdot\cdot$	0,1310	6,540	0,588	1,079
	Magneziu	$Mg\cdot\cdot$	0,0490	4,029	0,219	0,666
	Fer	$Fe\cdot\cdot$	0,0029	0,103	0,013	0,017
	Mangan	$Mn\cdot\cdot$	0,00002	0,001	0,001	—
	Aluminiu	$Al\cdot\cdot\cdot$	urme	—	—	—
				605,744		100,000
	Acid metasilicic	SiO_3H_2	0,0231		0,103	
	Acid metaboric	SO_2H	0,3375		1,516	
	Acid carbonic liber	CO_2	1,7476		7,846	
	Hidrogen sulfurat liber	H_2S	0,0010		0,004	
	Amidogen	NH_2	0,0035		0,016	
	Mineralizație dozată		22,2768		100,000	

Concluziuni: Apă sulfuroasă carbogazoasă cloro-bicarbonatată, sodică, bromurată, iodurată; hipertonă, atermală.

Caracteristicile sale, după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$CO_2\ 1{,}7\ SH'\ 0{,}005\ SH\ 0{,}001\ M\ 22\ \frac{Cl\ 69\ HCO_3\ 31}{Na\ 94}\ T\ 12^\circ\ D\ 14500\ 1/24\ \text{ore}$$

Institutul Geologic al României

TABELA XI

Valea Slănicului, Izvorul nr. X

Data colectării . . . . . 26 iunie 1950
Temperatura apei . . . . 10°5 C
Temperatura aerului . . . 17°C
Debit în 24 ore . . . . . 967 litri

	Constituenți		Conținutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	3,2538	91,771	30,209	34,162
	Brom	Br'	0,0023	0,029	0,021	0,011
	Iod	I'	0,0008	0,006	0,007	0,002
	Nitric	NO_3'	absent	absent	absent	absent
	Nitros	NO_2'	0,0130	0,284	0,121	0,105
	Sulfuric	SO_4''	0,0495	1,030	0,459	0,383
	Tiosulfuric	S_2O_3''	0,0280	0,499	0,259	0,186
	Fosforic	PO_4''	0,00009	0,003	0,001	0,001
	Bicarbonic	CO_3H'	2,4825	40,698	23,049	15,150
CATIONI	Sodiu	$Na\cdot$	2,9396	127,824	27,293	47,582
	Potasiu	$K\cdot$	0,0548	1,401	0,509	0,522
	Litiu	$Li\cdot$	0,00049	0,070	0,004	0,027
	Amoniu	$NH_4\cdot$	0,0031	0,172	0,028	0,065
	Calciu	$Ca\cdot\cdot$	0,0511	2,511	0,474	0,951
	Magneziu	$Mg\cdot\cdot$	0,0206	1,694	0,191	0,6285
	Stronțiu	$Sr\cdot\cdot$	0,00025	0,005	0,002	0,001
	Bariu	$Ba\cdot\cdot$	0,00016	0,002	0,001	0,000
	Fer	$Fe\cdot\cdot$	urme	—	urme	—
	Mangan	$Mn\cdot\cdot$	absent	—	—	—
	Aluminiu	$Al\cdot\cdot\cdot$	0,0054	0,601	0,056	0,224
				268,640		100,000
	Acid metasilicic	SiO_3H_2	0,0249		0,231	
	Acid metaboric	BO_2H	0,1669		1,549	
	Acid carbonic liber	CO_2	1,6705		15,509	
	Hidrogen sulfurat	H_2S	0,0030		0,027	
	Amidogen	NH_2	urme		urme	
	Mineralizație totală		10,77079		100,000	

Concluziuni: Apă carbogazoasă, sulfuroasă, cloro-bicarbonatată sodică; izotonă, atermală.

Caracteristicile sale, după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$CO_2\ 1{,}7\ H_2S\ 0{,}003\ M\ 10{,}8\ \frac{Cl\ 68\ HCO_3\ 30}{Na\ 95}\ T\ 10°5\ D\ 967\ 1/24\ ore$$

Institutul Geologic al României

TABELA XII

Valea Slănicului, Izvorul nr. I-bis

Data colectării . . . . . 28 iunie 1950
Temperatura apei . . . . 10°5 C
Temperatura aerului . . . 17°C
Debit în 24 ore . . . . . 2090 litri

	Constituenți		Conținutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	4,2298	119,295	31,134	34,230
	Brom	Br'	0,0053	0,066	0,039	0,018
	Iod	I'	0,0022	0,017	0,016	0,005
	Nitric	NO_3'	0,0007	0,011	0,005	0,003
	Nitros	NO_2'	absent	—	—	—
	Sulfuric	SO_4''	0,0417	0,868	0,307	0,250
	Tiosulfuric	S_2O_3''	0,0015	0,066	0,027	0,018
	Fosforic	PO_4'''	0,0015	0,047	0,011	0,013
	Bicarbonic	HCO_3'	3,2880	53,894	24,202	15,463
CATIONI	Sodiu	$Na\cdot$	3,7773	164,265	27,803	47,130
	Potasiu	$K\cdot$	0,0916	2,343	0,674	0,672
	Litiu	$Li\cdot$	0,0029	0,418	0,021	0,120
	Amoniu	$NH_4\cdot$	0,0052	0,289	0,038	0,083
	Calciu	$Ca\cdot\cdot$	0,0742	3,702	0,546	1,062
	Magneziu	$Mg\cdot\cdot$	0,0365	3,002	0,269	0,861
	Stronțiu	$Sr\cdot\cdot$	0,0001	0,002	0,001	0,0005
	Bariu	$Ba\cdot\cdot$	absent	—	—	—
	Fer	$Fe\cdot\cdot$	0,000025	0,0009	0,0001	0,0002
	Mangan	$Mn\cdot\cdot$	0,00023	0,008	0,002	0,002
	Aluminiu	$Al\cdot\cdot\cdot$	0,0022	0,245	0,016	0,070
				348,528		100,000
	Acid metasilicic	SiO_3H_2	0,0242		0,178	
	Acid metaboric	BO_2H	0,1978		1,456	
	Acid carbonic liber	CO_2	1,7963		13,223	
	Hidrogen sulfurat	H_2S	0,0044		0,032	
	Acid metaarsenios	AsO_2H	absent		—	
	Amidogen	NH_2	urme		—	
	Mineralizație totală		13,585855		100,000	

Concluziuni: Apă carbogazoasă cloro-bicarbonatată sodică, sulfuroasă clorocalcică-magneziană, iodurată, bromurată; hipertonă, atermală.

Caracteristicile sale, după formula KURLOW, sînt următoarele:

$$CO_2\ 1{,}8\ H_2S\ 0{,}004\ I\ 0{,}002\ M\ 13{,}6\ \frac{Cl\ 68\ HCO_3\ 31}{Na\ 94\ Mg\ 2}\ T\ 10°5\ D\ 2090\ 1/24\ \text{ore}$$

Institutul Geologic al României

TABELA XIII

Valea Slănicului, Izvorul nr. III

Data colectării . . . . . 26 iunie 1950
Temperatura apei . . . . 9.5°C
Temperatura aerului . . . 15°C
Debit în 24 ore . . . . . 14600 litri

	Constituenți		Conținutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	4,9447	139,485	31,134	34,367
	Brom	Br'	0,0058	0,073	0,036	0,018
	Iod	I'	0,0031	0,025	0,019	0,006
	Nitric	NO_3'	0,0002	0,004	0,001	0,001
	Nitros	NO_2'	absent	—	—	—
	Sulfuric	SO_4''	0,0424	0,884	0,266	0,218
	Tiosulfuric	S_2O_3''	0,0032	0,057	0,020	0,014
	Fosforic	PO_4'''	0,0014	0,044	0,008	0,011
	Bicarbonic	CO_3H'	3,8052	62,362	23,953	15,365
CATIONI	Sodiu	$Na\cdot$	4,3882	190,876	27,627	47,029
	Potasiu	$K\cdot$	0,1553	3,973	0,976	0,981
	Litiu	$Li\cdot$	0,0005	0,084	0,003	0,020
	Amoniu	$NH_4\cdot$	0,0096	0,5 2	0,060	0,131
	Calciu	$Ca\cdot$	0,0834	4,164	0,525	1,026
	Magneziu	$Mg\cdot\cdot$	0,0370	3,047	0,232	0,750
	Stronțiu	$Sr\cdot\cdot$	urme	—	—	—
	Bariu	$Ba\cdot\cdot$	absent	—	—	—
	Fer	$Fe\cdot\cdot$	0,0001	0,006	0,0005	0,002
	Mangan	$Mn\cdot\cdot$	0,0017	0,064	0,010	0,016
	Aluminiu	$Al\cdot\cdot\cdot$	0,0017	0,188	0,010	0,045
				405,868		100,000
	Acid metasilicic	SiO_3H_2	0,0181		0,113	
	Acid metaboric	BO_2H	0,1839		1,157	
	Acid carbonic liber	CO_2	2,1977		13,833	
	Hidrogen sulfurat	H_2S	0,0045		0,028	
	Amidogen	NH_2	0,00038		0,002	
	Mineralizație totală		15,8858		100,000	

Concluziuni: Apă carbogazoasă, iodurată, sulfuroasă, cloro-bicarbonatată sodică; hipertonă, atermală.

Caracteristicile sale, după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$CO_2\ 2{,}2\ I\ 0{,}003\ SH_2\ 0{,}004\ \frac{Cl\ 69\ CO_3H\ 30{,}6}{Na\ 94}\ T\ 9°5\ D\ 14600\ 1/24\ ore$$

Institutul Geologic al României

TABELA XIV

Valea Slănicului Izvorul nr. V

Data colectării . . . . . 27 iunie 1950
Temperatura apei . . . . . 8°C
Temperatura aerului . . . . 16,5°C

	Constituenți		Con inutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	0,0244	0,688	1,170	9,055
	Brom	Br'	—	—	—	—
	Iod	I'	—	—	—	—
	Nitric	NO_3'	0,0008	0,013	0,038	0,169
	Nitros	NO_2'	absent	—	—	—
	Sulfuric	SO_4''	0,1311	2,731	6,288	35,941
	Tiosulfuric	S_2O_3''	0,0032	0,057	0,153	0,750
	Fosforic	PO_4'''	0,0007	0,024	0,033	0,310
	Bicarbonic	HCO_3'	0,0175	0,287	0,839	3,775
CATIONI	Sodiu	$Na\cdot$	0,0214	0,931	1,026	12,247
	Potasiu	$K\cdot$	0,0129	0,330	0,619	4,341
	Litiu	$Li\cdot$	urme	—	—	—
	Amoniu	$NH_4\cdot$	0,0004	0,022	0,019	0,292
	Calciu	$Ca\cdot\cdot$	0,0051	0,254	0,245	3,347
	Magneziu	$Mg\cdot\cdot$	0,0007	0,0575	0,033	0,761
	Bariu	$Ba\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Stronțiu	$Sr\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Fer	$Fe\cdot\cdot$	0,0193	0,681	0,926	8,955
	Aluminiu	$Al\cdot\cdot\cdot$	0,0130	1,513	0,623	19,913
	Mangan	$Mn\cdot\cdot$	0,0002	0,011	0,013	0,144
				7,600		100,000
	Acid metasilicic	SiO_3H_2	0,0201		0,964	
	Acid metaboric	BO_2H	0,3730		1,789	
	Acid carbonic liber	CO_2	1,7754		85,150	
	Hidrogen sulfurat	SH_2	0,0015		0,072	
	Amidogen	NH_2	urme		—	
	Mineralizație totală		2,0850		100,000	

Concluziuni: Apă carbogazoasă, sulfatată aluminoasă-feroasă (vitriolică), slab sulfuroasă; oligometalică, atermală.

Caracteristicile sale, după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$CO_2\,1{,}8\ SH_2\,0{,}001\ M\,2\ \frac{SO_4\ 72\ Cl\ 18\ HCO_3\ 7}{Al\ 40\ Na\ 24\ Fe\ 18}\ T\ 8°$$

Institutul Geologic al României

TABELA XV

Valea Slănicului, Izvorul Botul Cheşcheşului

Data colectării apei . . . . 5 octombrie 1951
Temperatura apei . . . . . 8°C
Temperatura aerului . . . . 8,5°C

	Constituenți		Conținutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	0,0014	0,039	0,079	1,277
	Brom	Br'	absent	—	—	—
	Iod	I'	absent	—	—	—
	Nitric	NO_3'	absent	—	—	—
	Nitros	NO_2'	urme	—	—	—
	Sulfuric	SO_4''	0,0043	0,093	0,248	3,044
	Fosforic	PO_4'''	0,0003	0,009	0,016	0,294
	Bicarbonic	HCO_3'	0,0846	1,384	4,779	45,385
CATIONI	Sodiu	$Na\cdot$	0,0130	0,569	0,734	18,611
	Potasiu	$K\cdot$	0,0005	0,012	0,028	0,392
	Litiu	$Li\cdot$	urme	—	—	—
	Amoniu	$NH_4\cdot$	absent	—	—	—
	Calciu	$Ca\cdot\cdot$	0,0041	0,204	0,231	6,678
	Magneziu	$Mg\cdot\cdot$	0,0019	0,156	0,107	5,105
	Fer	$Fe\cdot\cdot$	0,0138	0,494	0,780	16,170
	Aluminiu	$Al\cdot\cdot\cdot$	0,0008	0,088	0,045	2,880
	Mangan	$Mn\cdot\cdot$	0,00013	0,005	0,007	0,164
				3,056		100,000
	Acid metasilicic	SiO_3H_2	0,0623		3,520	
	Acid metaboric	BO_2H	0,0064		0,361	
	Acid carbonic liber	CO_2	1,5769		89,060	
	Hidrogen sulfurat	SH_2	urme		—	
	Amidogen	NH_2	0,00009		0,005	
	Mineralizație dozată		1,77062		100,000	

Concluziuni: apă carbogazoasă, feruginoasă, bicarbonatată sodică-calcică-magneziană; oligometalică, atermală.

Caracteristicile sale, după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$CO_2\ 1{,}6\ Fe\ 0{,}014\ M\ 1{,}8\ \frac{HCO_3\ 91\ SO_4\ 6}{Na\ 37\ Fe\ 32\ Ca\ 13\ Mg\ 11}\ T\ 8^{\circ}$$

nalului. Apele din această subcategorie, pe lîngă că sînt, întocmai ca și cele precedente, ape carbogazoase cloro-bicarbonatate sodice-calcice-magneziene, mai au o caracteristică în plus, acea de a fi și sulfuroase.

Din punct de vedere geochimic este de remarcat că în mineralizația salină a apelor terapeutice din cuprinsul stațiunii balneare Slănicul Moldovei, indi-

Institutul Geologic al României

TABELA XVI

Valea Slănicului, Izvorul la Cascadă

Data colectării . . . . . 6 octombrie 1951
Temperatura apei . . . . 8°C
Temperatura aerului . . . 7°C

	Constituenți		Conținutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	3,2394	91,972	41,836	42,412
	Brom	Br'	0,0001	0,001	0,001	—
	Iod	I'	0,0003	0,003	0,004	0,001
	Nitric	NO_3'	0,0009	0,014	0,012	0,007
	Nitros	NO_2'	absent	—	—	—
	Tiosulfuric	S_2O_3''	0,0040	0,072	0,052	0,033
	Sulfuric	SO_4'''	0,0107	0,224	0,138	0,103
	Fosforic	PO_4'	0,0012	0,038	0,015	0,018
	Bicarbonic	HCO_3'	0,9825	16,102	12,689	7,426
CATIONI	Sodiu	$Na\cdot$	2,3252	101,142	30,029	46,641
	Potasiu	$K\cdot$	0,1128	2,288	1,457	1,332
	Litiu	$L\cdot$	0,0001	0,014	0,001	0,007
	Amoniu	$NH_4\cdot$	0,0081	0,453	0,104	0,209
	Calciu	$Ca\cdot\cdot$	0,0529	2,643	0,683	1,219
	Magneziu	$Mg\cdot\cdot$	0,0140	1,152	0,181	0,531
	Fer	$Fe\cdot\cdot$	urme	—	—	—
	Mangan	$Mn\cdot\cdot$	0,0007	0,025	0,009	0,011
	Aluminiu	$Al\cdot\cdot\cdot$	0,0009	0,109	0,011	0,050
				216,852		100,000
	Acid metasilicic	SiO_3H_2	0,0226		0,292	
	Acid metaboric	BO_2H	0,0572		0,739	
	Acid carbonic liber	CO_2	0,8980		11,598	
	Amidogen	NH_2	0,0004		0,005	
	Hidrogen sulfurat	H_2S	0,0111		0,143	
	Mineralizație totală		7,7431		100,000	

Concluziuni: apă sulfuroasă, slab carbogazoasă, clorosodică, bicarbonatată sodică; hipotonică, atermală.

Caracteristicile sale, după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$H_2S\ 0{,}011\ CO_2\ 0{,}9\ M\ 7{,}7\ \frac{Cl\ 85\ HCO_3\ 14{,}8}{Na\ 93}\ T\ 8°$$

ferent de categoria din care fac parte, clorurile predomină în mod constant asupra bicarbonaților alcalini[1]).

[1]) Generalitatea caracteristicii acesteia a apelor mineralizate din Slănicul Moldovei a fost confirmată și de compoziția chimică a apelor mineralizate ce au fost date la iveală de

Institutul Geologic al României

II. MANIFESTĂRILE HIDROMINERALE CARBOGAZOASE BICARBONATATE ALCALINE DIN VĂILE SĂLĂRIEI ŞI CIUNGETULUI

La cîţiva km NNW de Slănicul Moldovei sînt două văi mici: una mai apropiată, Valea Sălăriei, al cărei fir de apă izvorește din Muntele Şandru, și alta mai îndepărtată, Valea Ciungetului, a cărei apă izvorește din Muntele Nămira Mare. Văile acestea, după ce conturează Muntele Cleja, prima pe la sud iar a doua pe la nord, se unesc pentru a forma Valea Dofteanei.

În Valea Ciungetului se află un singur izvor situat la 1 km în amonte de confluența văilor. În Valea Sălăriei sînt două izvoare: nr. 1, care se găsește la cca 5 km în amonte de confluență și foarte aproape de firul apei, și nr. II la cca 2 — 300 m mai în aval, cu mult deasupra firului apei. În jurul izvorului nr. 1 se produc numeroase degajări de acid carbonic, vizibile mai cu seamă în apa pîrîului.

Toate izvoarele apar din Gresie de Kliwa; ele sînt captate primitiv de localnici.

Compoziția chimică a apelor acestor izvoare este dată în tabelele nr. XVII — XIX. Analizele au fost executate de dr. EUGENIA DELEANU-COSTIN (Valea Ciungetului), ing. MIRCEA MOCIORNIȚĂ (Valea Sălăriei, nr. I) și AURELIA SAVEI (Valea Sălăriei, nr. II).

După datele lor analitice reiese că aceste ape sînt carbogazoase bicarbonatate alcaline, clorosodice-calcice-magneziene, slab iodurate și bromurate. În general deci, ele ar face parte tot din clasa apelor subcategoriei *a* a primei categorii de ape mineralizate de la Slănicul Moldovei; ele se deosebesc însă profund de acestea.

În adevăr, de unde în echilibrul chimic salin al apelor de la Slănic, indiferent de categoria lor, clorurile predomină în mod constant asupra bicarbonaților, în apele izvoarelor din aceste două văi, din contră, bicarbonații sînt aceia care predomină asupra clorurilor.

Din examinarea datelor coloanei a patra a tabelelor de analiză — care exprimă participarea în procente-echivalenți a diferiților constituenți la alcătuirea echilibrului chimic salin — se observă foarte ușor că dacă predominanța bicarbonaților asupra clorurilor este destul de evidentă în cazul izvorului nr. II din Valea Sălăriei și mai accentuată pentru apa izvorului nr. I din aceeași vale, ea este absolută pentru apa izvorului din Valea Ciungetului.

---

două foraje executate ulterior comunicării acestei lucrări (în 1954): unul la poalele Muntelui Dobru, în afara zonei izvoarelor și a anticlinalului, iar celalt pe malul stîng al Slănicului, la poalele Muntelui Pufu, la cca 50 m W de izvorul nr. V.

Institutul Geologic al României

TABELA XVII

Valea Sălăriei, Izvorul nr. 1

Data colectării . . . . . 12 octombrie 1951
Temperatura . . . . . 9°C
Temperatura aerului . . . . 5°5C
Debit în 24 ore . . . . . 3000 litri

	Constituenți		Conținut la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	1,3381	37,741	15,162	20,668
	Brom	Br'	0,0025	0,031	0,028	0,017
	Iod	I'	0,0012	0,009	0,014	0,005
	Nitric	NO_3'	—	—	—	—
	Nitros	NO_2'	—	—	—	—
	Sulfuric	SO_4''	0,0004	0,008	0,005	0,004
	Fosforic	PO_4'''	0,0040	0,126	0,045	0,069
	Bicarbonic	CO_3H'	3,2574	53,391	36,909	29,238
CATIONI	Sodiu	$Na\cdot$	1,8784	81,681	21,284	44,730
	Potasiu	$K\cdot$	0,0542	1,386	0,613	0,759
	Litiu	$Li\cdot$	0,0004	0,057	0,005	0,031
	Amoniu	$NH_4\cdot$	0,0081	0,448	0,092	0,245
	Calciu	$Ca\cdot\cdot$	0,0922	4,600	1,045	2,519
	Magneziu	$Mg\cdot\cdot$	0,0325	2,672	0,368	1,463
	Fer	$Fe\cdot\cdot$	0,0011	0,039	0,012	0,021
	Mangan	$Mn\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Aluminiu	$Al\cdot\cdot\cdot$	0,0038	0,423	0,043	0,231
				182,612		100,000
	Acid metasilicic	SiO_3H_2	0,0117		0,133	
	Acid metaboric	BO_2H	0,0751		0,851	
	Acid carbonic liber	CO_2	2,0643		23,391	
	Amidogen	NH_2	urme		—	
	Mineralizație totală		8,8254		100,000	

Concluziuni: Apă carbogazoasă bicarbonatată-clorosodică-calcică, iodurată; hipotonă, atermală.

Caracteristicile sale, după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$CO_2\ 2\ I\ 0{,}001\ M\ 8{,}8\frac{HCO_3\ 58\ Cl\ 41}{Na\ 90\ Ca\ 5}\ T\ 8^\circ\ D\ 3000\ 1/24\ ore$$

Datorită acestei interesante compoziții chimice a apelor mineralizate din aceste două văi, este probabil ca ele să fie înzestrate și cu alte proprietăți farmacodinamice și să aibă indicațiuni mai numeroase decît acelea ale apelor de la Slănicul Moldovei.

Institutul Geologic al României

TABELA XVIII

Valea Sălăriei, Izvorul nr. 2

Data colectării apei . . . . 11 octombrie 1951
Temperatura . . . . . 8°C
Temperatura aerului . . . . 5,5°C

	Constituenți		Conținutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Clor	Cl'	3,0938	87,256	19,653	23,888
	Brom	Br'	0,0024	0,030	0,015	0,008
	Iod	I'	0,0031	0,024	0,019	0,006
	Nitric	NO_3'	urme	—	—	—
	Nitros	NO_2'	absent	—	—	—
	Sulfuric	SO_4''	0,0016	0,034	0,010	0,009
	Fosforic	PO_4'''	0,0019	0,062	0,012	0,017
	Bicarbonic	CO_3H'	5,8101	95,233	36,908	26,072
CATIONI	Sodiu	$Na\cdot$	3,7782	164,295	24,001	44,977
	Potasiu	$K\cdot$	0,1209	3,094	0,768	0,847
	Litiu	$Li\cdot$	0,0003	0,043	0,002	0,012
	Amoniu	$NH_4\cdot$	0,0063	0,353	0,040	0,097
	Calciu	$Ca\cdot\cdot$	0,1546	7,717	0,982	2,113
	Magneziu	$Mg\cdot\cdot$	0,0838	6,894	0,532	1,887
	Fer	$Fe\cdot\cdot$	0,0022	0,078	0,014	0,021
	Aluminiu	$Al\cdot\cdot\cdot$	0,0015	0,167	0,010	0,046
				365,282		100,000
	Acid metasilicic	SiO_3H_2	0,0277		0,176	
	Acid metaboric	BO_2H	0,1409		0,896	
	Acid carbonic liber	CO_2	2,5127		15,962	
	Amidogen	NH_2	urme		—	
	Mineralizație dozată		15,7420		100,000	

Concluziuni: Apă carbogazoasă, bicarbonatată, clorosodică, slab bicarbonată-calcică, slab feruginoasă; hipertonică, atermală.

Caracteristicile sale, după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$CO_2\ 2{,}5\ M\ 15{,}7\ \frac{HCO_3\ 52\ Cl\ 47{,}8}{Na\ 90\ Ca\ 4}\ T\ 8°$$

Dealtfel, apa izvorului din Valea Ciungetului este singura apă mineralizată din cuprinsul țării noastre, cunoscută pînă în prezent, ce are o compoziție chimică atît de apropiată de acea a apelor de la Vichy.

Institutul Geologic al României

TABELA XIX

Izvorul din Valea Ciungetului

Data colectării . . . . . 13 octombrie 1951
Temperatura apei . . . . . 10°C
Temperatura aerului . . . 7°5C
Debit în 24 ore . . . . . 9864 litri

	Constituenți		Conținutul la kg apă		Compoziția procentuală	
			Grame	Mili-echivalenți	Grame	Mili-echivalenți
ANIONI	Fluor	F'	absent	—	—	—
	Clor	Cl'	0,4764	13,436	6,397	8,842
	Brom	Br'	0,00040	0,005	0,005	0,003
	Iod	I'	0,0011	0,009	0,015	0,006
	Nitric	NO_3'	absent	—	—	—
	Nitros	NO_2'	absent	—	—	—
	Sulfuric	SO_4''	0,00019	0,004	0,002	0,003
	Fosforic	PO_4'''	0,0020	0,064	0,027	0,042
	Bicarbonic	CO_3H'	3,8107	62,461	51,167	41,104
CATIONI	Sodiu	$Na^{\cdot}$	1,5773	68,586	21,179	45,135
	Potasiu	$K^{\cdot}$	0,0629	1,608	0,844	1,058
	Litiu	$Li^{\cdot}$	0,00043	0,062	0,006	0,041
	Amoniu	$NH_4^{\cdot}$	0,0230	1,273	0,309	0,836
	Calciu	$Ca^{\cdot\cdot}$	0,0515	2,571	0,692	1,692
	Magneziu	$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0178	1,464	0,239	0,964
	Stronțiu	$Sr^{\cdot\cdot}$	absent	—	—	—
	Bariu	$Ba^{\cdot\cdot}$	absent	—	—	—
	Fer	$Fe^{\cdot\cdot}$	0,0040	0,145	0,054	0,096
	Mangan	$Mn^{\cdot\cdot}$	0,00011	0,004	0,001	0,003
	Aluminiu	$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	0,0024	0,266	0,032	0,175
				151,958		100,000
	Acid metasilicic	SiO_3H_2	0,0144		0,193	
	Acid metaboric	BO_2H	0,0956		1,284	
	Amidogen	NH_2	0,00021		0,003	
	Acid carbonic liber	CO_2	1,3071		17,551	
	Mineralizație totală		7,44754		100,000	

Concluziuni: Apă carbogazoasă-bicarbonatată sodică iodurată, slab clorosodică; izotonă atermală.

Caracteristicile sale, după formula lui KURLOW, sînt următoarele:

$$CO_2\ 1{,}3\ M\ 7{,}45\ \frac{HCO_3\ 82\ CO\ 17}{Na\ 90}\ T\ 100\ D\ 9800\ 1/24\ \text{ore}$$

Institutul Geologic al României

III. NATURA CHIMICĂ ŞI ORIGINEA MINERALIZAŢIEI APELOR TERAPEUTICE DIN VĂILE SLĂNICUL MOLDOVEI, SĂLĂRIEI ŞI CIUNGETULUI

Diversitatea constituenților chimici ai acestor ape, cît și proporțiile cu care intră în alcătuirea compoziției lor, sînt determinate de originea mineralizației lor.

Mineralizația lor actuală constă dintr-una provenită din alterări de roce, din solubilizări de minerale și săruri și din procese de diageneză (mineralizație ce trebuie considerată ca primară), și dintr-alta secundară, ce se adaugă ulterior ca aport al apelor de infiltrație ori al activității vitale.

În cele ce urmează se va lua în considerație numai mineralizația primară a acestor ape.

A) APELE DE LA SLĂNICUL MOLDOVEI

S-a arătat că cu excepția apelor izvoarelor din categoria a doua (VIII-bis, V, V-bis și « Izvorul Nou »), mineralizația salină a apei tuturor celorlalte izvoare: nr. I, I-bis, III, VI, VIII, X, XII, XIII și « Cascada » este alcătuită în cea mai mare parte din cloruri și bicarbonați, din care primele predomină.

În ordinea descrescîndă a proporțiilor în care sînt conținute, clorurile sînt următoarele: NaCl, $CaCl_2$, $MgCl_2$, KCl și NH_4Cl. În afară de cloruri, toate apele mai conțin bromuri și ioduri.

Or, complexul acesta de săruri haloide este tocmai acela care caracterizează mineralizația apelor sărate de zăcămînt, ce însoțesc zăcămintele de hidrocarburi, adică a așa numitelor ape fosile, a căror mineralizație poate proveni și din salinitatea remanentă în sedimentele mai fine de origine marină (pelitele).

O parte din conținutul lor de acid metaboric și de acid metasilicic trebuie considerat ca avînd aceeași origine.

A doua fracțiune importantă a mineralizației acestor ape este formată din bicarbonați alcalini (de sodiu și potasiu) apoi din săruri de aluminiu și litiu cît și din acid metaboric și acid metasilicic, deci din constituenți care în mod normal rezultă din procesele de alterare a rocelor eruptive, provocate de acidul carbonic în condiții de umiditate.

Slabul conținut de hidrogen sulfurat din apele izvoarelor nr. I, I-bis, III, VIII, X, XII, care apar în porțiunea frămîntată a anticlinalului local, pare să fie în strînsă legătură cu acest fapt de ordin tectonic.

Este foarte probabil că mișcările tectonice care au dat naștere cutelor secundare din pînzele Flișului, au creeat totodată și micile falii amintite din lungul anticlinalului prin care apar toate aceste izvoare (de unde și justa afirmație a geologului Șt. Cantuniari, că fiecare izvor își are falia lui), provocînd în același timp, în cuprinsul porțiunii acesteia de teren mai frămîntată, și transformarea

Institutul Geologic al României

sulfurii de fer din forma sa mai stabilă de pirită în aceea, mai labilă, de marcasită, din a cărei alterație într-un mediu umed și neaerat ia naștere hidrogen sulfurat.

Mai mult, este sigur că culoarea cenușie-negricioasă a șisturilor disodilo-menilitice se datorește reziduurilor organice pe care le conțin, și, ca în nămoluri, prezenței sulfurii de fer de culoare neagră (hidrotroilitul), fin dispersată și necristalizată în masa acestor șisturi, formă în care stabilitatea ei chimică este și mai redusă.

În ce privește apele izvoarelor nr. VIII-bis, V, V-bis și « Izvorul Nou », a căror mineralizație salină știm că este alcătuită aproape exclusiv din sulfați dubli de aluminiu sau fer (alauni), acești sulfați sînt rezultați tocmai din alterarea sulfurii de fer în mediul aerat din șisturile disodilo-menilitice în punctele unde își au emergența apele acestor izvoare.

În adevăr, în zona periferică, mai aerată, a acestor șisturi, sulfura de fer (marcasita și sulfura de fer micelară, hidrotroilitul) se oxidează trecînd în sulfat de fer, care, prin dizolvare și apoi prin hidroliză, dă naștere la acid sulfuric; acesta la rîndul său, atacînd unele minerale din șisturi (silicați de aluminiu, carbonați de calciu și de magneziu etc.), va forma sulfați.

Prezența, atît de frecvent citată, a rozetelor de gips, a sulfatului feric, a alaunilor și a sulfaților de magneziu și de sodiu pe suprafața liberă sau între foile acestor șisturi nu reprezintă decît ultimele produse rezultate din această alterație a sulfurii de fer.

Numai datorită chimismului specific ce are loc în zona șisturilor disodilo-menilitice, apele ce emerg din ele au un conținut redus de bicarbonați alcalini.

Dealtfel, chiar și acest mic conținut de bicarbonați al apelor acestora este și el pierdut, puțin timp după ieșirea lor la suprafață, prin acțiunea acidului sulfuric ce ia naștere din hidroliza sulfatului de fer ce conțin; din această cauză, apele acestor izvoare prezintă după cîtva timp reacțiune acidă.

B) APELE IZVOARELOR DIN VĂILE SĂLĂRIEI ȘI CIUNGETULUI

Caracteristicile lor chimice principale sînt imprimate numai de bicarbonații alcalini, de cloruri alcaline și alcalinoteroase, de bromuri, ioduri și clorură de amoniu; nici una din ele nu este sulfuroasă. După cum știm, în compoziția lor chimică bicarbonații alcalini predomină asupra clorurilor; în cazul apei din Valea Ciungetului această predominanță este absolută.

Rezultă deci că mineralizația salină a acestor ape constă în cea mai mare măsură din săruri ce rezultă din alterări de roce eruptive și numai într-o măsură mai redusă din săruri ce sînt caracteristice mineralizației apelor de zăcămînt.

Din cele expuse reiese că întrucît specificul chimic al apelor mineralizate din Slănicul Moldovei și din Văile Sălăria și Ciungetul ține deopotrivă de acela

Institutul Geologic al României

al apelor de zăcămînt ca și de acela al apelor cu mineralizație rezultată din alterări de roce eruptive sub acțiunea acidului carbonic, urmează că mineralizația generală a apelor acestora trebuie să-și tragă originea din aceste două feluri de mineralizații.

În privința modului în care s-ar fi realizat mineralizația generală a apelor acestora, nu este de luat în considerare decît una din aceste două ipoteze:

1. Sau este vorba de o singură apă, care inițial ar fi posedat una din aceste două mineralizații, iar cealaltă s-ar fi elaborat în prezența primei.

2. Sau este vorba de un amestec de două ape, fiecare fiind purtătoare a uneia sau a alteia din aceste două mineralizații.

Din punct de vedere chimic ambele ipoteze sînt valabile, deoarece coexistența într-o aceeași soluție a acestor două mineralizații atît de diferite este posibilă prin faptul că sînt indiferente una față de alta; ele neinterferîndu-se în nici un fel, nici unul din constituenții lor nu este eliminat, nici prin inter-reacții, nici prin atingerea limitei lor de solubilitate în condițiile amestecului.

Fracțiunea corespunzătoare apelor de zăcămînt nu poate proveni decît din astfel de ape. În mod normal depozitele oligocene și eocene depuse în Marea Flișului sînt purtătoare de ape de zăcămînt sărate, a căror mineralizație nu are nici o legătură cu masivele de sare, în speță cu masivul de sare aflător la Cerdac, localitate situată la NNE și la cîțiva km de Slănicul Moldovei. Cel mult dacă se poate admite, din cauza slabului conținut de sulfați al acestor ape (mai sensibil în apele de la Slănic și Valea Sălăriei), o oarecare pătrundere a apelor de zăcămînt din Miocenul sinclinalului de la est de Slănic sau din acela de la NNW de această localitate, dat fiind că apele de zăcămînt ale Miocenului conțin în mod normal sulfați.

Dealtfel, nu este exclus ca curioasele fenomene ce au fost relevate de prospecțiunile executate la Slănic să fi fost determinate de apele de zăcămînt din Miocen.

În ce privește fracțiunea de mineralizație care este alcătuită din produse de origine juvenilă și din produse rezultate din alterări de roce eruptive prin acțiunea acidului carbonic, stabilirea originii sale prezintă un deosebit interes geochimic. După cunoștințele actuale asupra structurii geologice a regiunii și a alcătuirii petrografice a subsolului ei, este exclusă prezența unei mase plutonice în cuprinsul sau în apropierea ei imediată. De asemenea nu au fost întîlnite încă în sedimentele Flișului, elemente de roce eruptive remaniate în ele, ori cinerite.

L. Mrazec a fost cel dîntîi care în 1916 s-a preocupat de această problemă. El a explicat originea acidului carbonic și a bicabonaților alcalini din apele de la Slănicul Moldovei (de izvoarele din Văile Sălăriei și Ciungetului se pare că nu avea cunoștință) prin prezența masivelor eruptive terțiare din Munții Hărghita și Călimani, unde s-ar elabora această fracțiune de mineralizație a apelor de aci și de unde ar veni circulînd printr-o linie de fractură. Această ipoteză a fost însușită ulterior și de alți autori (4).

Institutul Geologic al României

Deși nu s-a avut în vedere ideea, ar reieși însă — după ipoteza pusă de noi — că fracțiunea de mineralizație corespunzătoare apelor de zăcămînt s-ar adăuga secundar, fie printr-o elaborare ulterioară, fie prin intruziuni de ape prevăzute cu o astfel de mineralizație.

Or, în primul rînd este greu de conceput că într-o masă atît de mare de roce rigide s-a putut creea o fractură lungă de 60 km fără ca simultan să se fi creat și o rețea de fracturi paralele, din care o parte să fi comunicat cu fractura principală și prin care deci viitura hidrominerală carbogazoasă pornită din Hărghita — Călimani să se poată difuza și pierde înainte de a ajunge aci.

În al doilea rînd, chiar dacă s-ar admite ca posibilă creearea numai a unei singure fracturi, este totuși greu de înțeles cum o masă atît de mare de apă mineralizată, ce este impregnată și cu o cantitate atît de importantă de acid carbonic, gaz atît de agresiv, și care nu poate parcurge un traiect atît de lung decît sub impulsul unei mari presiuni, nu are și nici nu și-a creeat alte emergențe decît crăpăturile întîlnite la extremitatea estică a fracturii în depozitele Flișului (asupra cărora acidul carbonic nu are nici un fel de influență). Dealtfel, numai eroziunile Pîraielor Slănicul, Sălăria și Ciungetul au adus la zi aceste emergențe.

Rezultă, așa dar, că originea fracțiunii acesteia de mineralizație trebuie căutată în altă parte.

* * *

Pentru soluționarea problemei este necesar ca ea să fie examinată pe toate laturile sale, precum și de a se urmări desfășurarea fenomenului și în alte puncte din depozitele Flișului.

În primul rînd este necesar a se compara intensitatea cu care se manifestă fracțiunea de mineralizație carbogazoasă-bicarbonatată în apele de la Slănic și din Văile Sălăriei și Ciungetului cu aceea cu care se manifestă în alte ape asemănătoare, care izvorăsc tot din formațiuni de Fliș, însă în puncte situate la distanțe diferite atît față de regiunea Slănicului Moldovei cît și de masivele eruptive din Munții Hărghita și Călimani.

În tabela nr. XX sînt prezentate date privitoare la conținutul în grame de Cl, HCO_3, Ca, Mg, CO_2 liber al unor ape carbogazoase bicarbonatate alcaline din Regiunea Autonomă Maghiară, precum și al cîtorva ape de zăcămînt. În partea inferioară a tabelei mai sînt consemnate și procentele în grame-echivalenți cu care aceiași constituenți intră în alcătuirea echilibrului chimic salin din aceste ape, date ce se găsesc în coloana a patra a fiecărei tabele de analiză.

Ca ape cu cel mai mare conținut de bicarbonați cunoscut sînt: apele izvoarelor Repat și Piatra Albă, primul la S iar al doilea la N de localitatea Cason-Iacobeni, apropiată de masivele terțiare din Munții Hărghita — Baraolt și la 28 km W de Slănicul Moldovei, apoi apele unor puțuri din Valea Hanko de la Covasna, localitate situată la cca 40 km SW de Slănic.

Institutul Geologic al României

Ca exemple de ape de zăcămînt sînt date apele a trei sonde: sonda nr. 18 de la Stănești, localitate aflată la 44 km NE de Slănic și sondele nr. 501 și 502 de la Hîrja, localitate situată la numai 5 km SE de Slănic.

Din comparația datelor consemnate în această tabelă rezultă următoarele:

A) Conținutul de ioni bicarbonici al apelor izvoarelor de la Slănicul Moldovei și din Văile Sălăriei și Ciungetului, care sînt prezenți în aceste ape aproape numai ca bicarbonați alcalini, poate fi considerat în general, excepție făcînd numai « Cascada », ca fiind cel puțin egal cu acel din apele izvoarelor Repat și Piatra Albă.

În cazul apelor acestor două izvoare, și mai cu seamă ale izvorului Piatra Albă, trebuie ținut seamă și de faptul că o mare parte din conținutul lor de ioni bicarbonici sînt prezenți și ca bicarbonați de calciu și de magneziu, care evident că au pătruns ulterior în mineralizația acestor ape prin acțiunea de solubilizare exercitată de acidul carbonic asupra calcarelor magneziene din depozitele locale.

În consecință, fiind vorba de o mineralizație secundară de care, întocmai ca în cazul apelor de la Slănicul Moldovei, trebuie să se facă abstracție, va fi necesar deci, pentru ca comparația să se bazeze numai pe date certe, să nu se țină seamă decît de acei ioni bicarbonici ce sînt legați efectiv de sodiu și potasiu.

Or, dacă se deduce din conținutul total de ioni bicarbonici cota ce este legată de calciu și magneziu, se constată că fracțiunea care se leagă de sodiu și potasiu este numai de 34% în apa izvorului Piatra Albă și de 71 % în apa izvorului Repat.

Odată cunoscută această situație de fapt, se vede că conținutul real de bicarbonați alcalini al apei izvorului Piatra Albă este mai mic decît acela al tuturor apelor mineralizate din Slănicul Moldovei (făcînd excepție numai apa izvorului « Cascada »), Valea Sălăriei și Valea Ciungetului; în ce privește conținutul de bicarbonați alcalini al apei izvorului Repat, el nu este mai mare decît acela al apelor izvoarelor nr. X, I și « Cascada », adică al apelor acelor izvoare la care au fost constatate indiscutabile imixtiuni de ape dulci.

Așadar, este de reținut faptul semnificativ că chiar în cazul apelor de la Slănicul Moldovei, în a căror mineralizație generală fracțiunea de mineralizație ce este alcătuită din produse juvenile și din produse rezultate din alterări de roce eruptive este predominată în mod constant de aceea provenită din mineralizația apelor de zăcămînt, totuși participarea ei este mai masivă în cazul lor decît în apele izvoarelor Repat și Piatra Albă, ce emerg în puncte atît de apropiate de masivele eruptive terțiare din Munții Hărghita — Baraolt.

Dacă tot din tabela XX se vede totuși că în echilibrul chimic salin din apele izvoarelor din Văile Sălăriei și Ciungetului, și mai cu seamă de la Slănic (chiar la izvorul nr. XIII) valorile corespunzătoare ionilor bicarbonici sînt mai mici decît pentru izvoarele Repat și Piatra Albă, aceasta se datorește faptului că valorile acestea sînt relative; prin ele se exprimă numai raporturile de echilibru ce sînt determinate de conținutul în diferiți constituenți al mineralizației saline.

Institutul Geologic al României

TABELA XX

Conținutul în CO_2 liber, mineralizația totală, participarea în gr a Cl, HCO_3, Na, Ca *și* Mg *la alcătuirea acestei mineralizații și a echilibrului chimic salin din apele mineralizate din Slănicul Moldovei, Văile Sălăriei și Ciungetului, în apele de la Repat și Cason (Piatra Albă), precum și din apele sărate din sondele nr.* 501, 502 *Hîrja și* 18 *Stănești*

			Slănicul Moldovei								Valea Sălăriei		Valea Ciungetului	Repat	Cason Piatra Albă	Valea Hanko (Covasna)		Hîrja				Stănești
			Izvorul								Izvorul					Puțul		Sonda nr. 501		Sonda nr. 502		Sonda nr. 18
																		Adîncimea		Adîncimea		
			nr. XIII	nr. VI	nr. III	nr. VIII	nr. I bis	nr. X	nr. I	Cascada	nr. 2	nr. 1				nr. 3	nr. 4	814—821 m	856—879 m	788—800 m	818—827 m	
Mineralizația la kg			26,989	18,933	15,885	15,292	13,585	10,770	7,445	7,743	15,742	8,825	7,447	8,794	6,567	—	—	—	—	—	—	105,981
Date referitoare la:	Conținutul global la kg de:	Cl [1])	9,366	6,199	4,945	4,700	4,230	3,254	1,895	3,214	3,094	1,338	0,476	0,081	0,181	3,579	3,763	6,264[1])	13,003[1])	12,828[1])	17,572[1])	62,134[1])
		HCO_3	7,395	5,003	3,805	4,011	3,288	2,482	1,523	0,969	5,810	3,527	3,810	4,747	2,952	11,596	12,930	1,336	0,673	0,300	2,091	3,512
		Na [2])	8,310	5,482	4,388	4,251	3,777	2,940	1,715	2,358	3,778	1,878	1,577	1,371	0,553	—	—	4,514[2])	8,754[2])	7,918[2])	11,433[2])	38,417[2])
		Ca	0,142	0,120	0,083	0,088	0,074	0,051	0,041	0,054	0,155	0,092	0,051	0,293	0,395	—	—	0,054	0,047	0,351	0,354	0,332
		Mg	0,051	0,071	0,037	0,023	0,036	0,021	0,009	0,014	0,084	0,001	0,018	0,112	0,105	—	—	0,017	0,037	0,099	0,196	1,399
		CO_2 liber	0,891	1,476	2,197	1,645	1,796	1,670	1,707	0,898	2,513	2,064	1,307	2,127	2,246	1,554	1,570	—	—	—	—	—
	% echiv. în echilibrul chimic de:	Cl [1])	34,18	34,00	34,36	33,23	34,23	34,16	33,50	42,41	23,89	20,67	8,84	1,42	4,77	—	—	44,06[1])	48,48[1])	48,89[1])	46,67[1])	48,41[1])
		HCO_3	15,69	15,86	15,36	16,48	15,46	15,15	15,65	7,43	26,07	29,24	41,10	48,47	45,11	—	—	5,46	1,46	0,66	3,23	1,59
		Na [2])	46,76	46,08	47,03	46,58	47,13	47,58	46,75	46,64	44,98	44,73	45,13	37,14	22,42	—	—	48,96[2])	49,29[2])	46,54[2])	46,82[2])	46,14[2])
		Ca	0,91	1,15	1,02	1,10	1,06	0,95	1,27	1,22	2,11	2,52	1,69	6,31	18,36	—	—	2,70	0,31	2,37	1,67	0,46
		Mg	0,54	1,13	0,75	0,47	0,86	0,63	0,49	0,53	1,89	1,46	0,96	5,75	8,06	—	—	1,43	0,40	1,10	1,51	3,18

[1]) Incluși bromul și iodul.
[2]) Inclus potasiul.

Institutul Geologic al României

În ce privește puțurile nr. 3 și 4 din Valea Hanko (Covasna) ele fac parte dintr-o serie de puțuri de explorare săpate aci de Institutul de Balneologie și Fizioterapie, în scopul de a găsi noi surse de ape mineralizate.

Apele lor sînt luate ca termen de comparație pentru că sînt manifestațiuni hidrocarbogazoase în totul similare acelora de la Slănicul Moldovei și cu aceeași origine — ele apar tot din Fliș, din zona lui internă — și pentru că, întocmai ca și ele, apar în puncte mai îndepărtate de masivele eruptive din Munții Hărghita — Baraolt.

Conținutul în ioni bicarbonici și de clor al apelor acestor puțuri a fost respectiv de 11,516 g și de 3,579 g/litru pentru puțul nr. 3, și de 12,930 g HCO_3 și 3,763 g Cl pentru puțul nr. 4.

Caracteristic pentru apele acestea este conținutul lor excepțional de mare în bicarbonați alcalini, cu mult mai mare decît acela al apei izvorului nr. XIII de la Slănicul Moldovei.

Dealtfel, o manifestare carbogazoasă bicarbonatată alcalină puternică se mai află și într-un alt punct, și mai îndepărtat de masivele eruptive din Hărghita—Baraolt, la Tărlungeni, localitate situată la 41 km S de Covasna și în apropierea stațiunii cu ape carbogazoase Zizin. La Tărlungeni, pe malul drept al Pîrîului Tarlungul, se află un izvor puternic carbogazos, a cărui apă conține 13,515 g HCO_3 și 4,430 g Cl la kg, precum și un conținut excepțional de acid metaboric și de litiu (23).

În consecință, faptul că fracțiunea de mineralizație carbogazoasă bicarbonatată alcalină se manifestă cu mai multă intensitate în compoziția chimică a unor ape ce apar în puncte mai îndepărtate de masivele eruptive din Munții Hărghita — Baraolt, decît cum se manifestă în apele izvoarelor ce apar în jurul sau în însăși cuprinsul acestor mase eruptive, face plauzibilă ipoteza că este posibil ca elaborarea acestei fracțiuni de mineralizație să se producă și în alte puncte, oriunde sînt întrunite condițiile favorabile elaborării sale.

B) În al doilea rînd este de examinat ipoteza după care această fracțiune de mineralizație din apele izvoarelor de la Slănicul Moldovei și din Văile Sălăriei și Ciungetului — dealtfel alte izvoare similare se mai cunosc în Valea Doftei-anei și la Tg. Ocna — și-ar putea avea originea în însăși formațiunile de Fliș din subsolul regiunii.

Or, și în această situație, pentru declanșarea procesului geochimic capabil a da naștere unor manifestări carbogazoase bicarbonatate alcaline de amploarea acestora este absolut necesară prezența masivă a factorilor ce inițiază și întrețin desfășurarea acestui proces, și anume: o rocă eruptivă tînără sau, cel puțin, elemente dintr-o astfel de rocă, acid carbonic și condițiuni de umiditate.

În absența rocei eruptive sau a acidului carbonic, procesul acesta nu poate avea loc.

Să cercetăm dacă și în ce măsură acești factori sînt prezenți, ori intră în alcătuirea petrografică a subsolului regiunii.

Institutul Geologic al României

1. ACIDUL CARBONIC

În mod normal sedimentele din regiune nu pot include alt acid carbonic decît acel ce ar proveni pe următoarele două căi:

a) Prin procesele de biogeneză desfășurate în masa nămolurilor din care au luat naștere sedimentele de natură argiloasă silicioasă, procese continuate cîtva timp și în masa sedimentelor;

b) Prin procese de diageneză determinate de inter-reacțiile ce au loc între acizii naftenici din petrol și calcarele din marnele patului și acoperișul zăcămîntului de petrol, ca urmare a faptului că formațiunea oligocenă este petroliferă în porțiunea sa autohtonă,

Or, acidul carbonic ce ar proveni din aceste două surse nu poate fi luat în considerație, pentru motivele următoare:

1. Acidul carbonic provenit din procesele de biogeneză nu s-ar putea afla decît în cantități neglijabile, chiar dacă el ar fi fost păstrat integral în sedimente. În fapt însă, el a trebuit să se consume aproape complet prin fixarea lui ca bicarbonat de calciu, formă sub care intră în compoziția chimică a apei de îmbibare a nămolurilor, apoi a apei incluse în sedimente, între care intră și apele de zăcămînt.

2. Acidul carbonic rezultat din procesele de diageneză determinate de acizii naftenici din apele din zăcămintele petrolifere locale este produs în cantități și mai mici. Cantitatea de acid carbonic ce rezultă pe această cale trebuie să se afle în raporturi de echivalență cu conținutul de naftenați de calciu (al doilea produs al acestui proces de diageneză) din apele de zăcămînt petrolifer.

Cum însă, în aproape toate cazurile, conținutul de naftenați al apelor acestora este lipsit de importanță, este de bănuit că puținul acid carbonic rezultat pe această cale a trebuit să fie și el integral fixat ca bicarbonat de calciu, deci reținut ca atare în apele de zăcămînt.

Ipoteza că unele condiții locale ar fi putut favoriza totuși producerea unui prisos de acid carbonic, capabil a iniția aci un proces de alterare de roce eruptive, de asemenea nu poate fi luată în considerație deoarece ea nu concordă de loc cu unele realități locale.

În adevăr, este evident că în cazul de față, bioxidul de carbon luînd naștere într-un mediu de hidrocarburi, el nu poate avea decît caracterul de produs secundar, deci de însoțitor, în proporții mai mult sau mai puțin reduse, al hidrocarburilor gazoase.

Pentru cunoașterea precisă a realităților locale s-au analizat și gazele din unele manifestări hidrocarbogazoase din această regiune și anume: gazele de la așa numita mofetă de lîngă izvorul nr. VI de la Slănic, precum și gazele ce se degajează la izvoarele nr. 1 din Valea Sălăriei și Valea Ciungetului (tabela XXI).

Institutul Geologic al României

TABELA XXI

Compoziția chimică a gazelor din mofeta de la Slănicul Moldovei, din apa izvoarelor din Valea Sălăriei (nr. 1) și din Valea Ciungetului

	Mofeta %	Valea Sălăriei Izv. nr. 1 %	Valea Ciungetului %
CO_2	91,00	86,15	60,2
CH_4	9,00	13,28	24,4
Aer	—	—	15,3
Total . . .	100,00	99,43	99,9

Din datele consemnate în tabelă reiese că în amestecul de gaze ce apar în aceste diferite puncte ale regiunii, metanul este gazul care are caracterul de produs secundar.

Origina metanului trebuie căutată mai ales în Oligocenul Autohtonului (care este petrolifer); într-o măsură mai redusă, poate proveni și din Miocen.

Se știe că numai întîmplător metanul din domurile gazeifere din Platoul Transilvaniei, și anume la contactul cu regiunile mofetariene, conține acid carbonic pînă la 50% (6).

Așa dar, se impune concluzia că sedimentele Flișului nu includ în ele acid carbonic care să fi rezultat singenetic cu aceste sedimente, ori din procese de diageneză ce s-ar fi desfășurat în însăși cuprinsul lor.

2. PREZENȚA ÎN MASA DEPOZITELOR FLIȘULUI A UNUI MATERIAL DE ORIGINE ERUPTIVĂ

Întrucît absența acidului carbonic propriu acestor sedimente a fost demonstrată, ar urma ca problema prezenței sau absenței unui material eruptiv în regiune să nu mai prezinte interes. În vederea celor ce vor urma vom stărui totuși, în cîteva cuvinte, asupra ei.

De-a lungul bordurii exterioare a Carpaților orientali nu s-a întîlnit, în sedimentele Flișului, alt material eruptiv decît blocurile izolate de diabaz din Vîrful Crăițelor (Reg. Ploiești), prinse în formațiuni ale Cretacicului inferior (10, 11) și tuful dacitic din diferite puncte ale raioanelor Ploiești și Bîrlad, care se găsește intercalat, în pături groase pînă la 1 m, chiar în formațiuni oligocene. În Regiunea Bacău însă acest tuf nu a fost întîlnit nicăieri în Oligocen. Prezența lui a fost semnalată numai în Subcarpați la NW, W și SW de sectorul în care se află Văile Slănicului, Sălăriei și Ciungetului și anume în Tortonianul transgresiv peste Zona Marginală a Flișului. În Regiunea Bacău, tot în Subcarpați, a fost remarcată de asemenea prezența unor pături groase de tuf andezitic în Meoțian (24).

Institutul Geologic al României

Dată fiind totala lipsă de raporturi directe între formațiunile în care se găsesc aceste tufuri și formațiunile din care se produc manifestările hidrocarbogazoase din regiune, prezența lor este lipsită de interes pentru problemă.

Din cele expuse pînă acum reiese așa dar că fracțiunea de mineralizație din apele izvoarelor de la Slănicul Moldovei, din Văile Sălăriei și Ciungetului, ca și din apele celorlalte izvoare similare din regiune, fracțiune ce este alcătuită din produse de origine juvenilă și din săruri rezultate din alterări de roce eruptive, nu își are originea nici în masivele eruptive terțiare din Munții Hărghita — Călimani și nici în cuprinsul sedimentelor Flișului.

După modul de manifestare a fenomenului în tot cuprinsul regiunii, trebuie admis că originea acestei fracțiuni de mineralizație nu poate fi decît locală.

Această ipoteză se întemeiază pe următoarele fapte:

a) Pe marea dispersiune în regiune a unor destul de puternice manifestări hidrocarbogazoase bicarbonatate alcaline, captate sau libere;

b) Pe varietatea acestor manifestări, care, după unele indicii, trebuie să fi fost mai mare în trecut decît în prezent.

Astfel, între izvoarele nr. VI și nr. XI de la Slănicul Moldovei se află o manifestare mofetariană destul de pronunțată, care în prezent este însoțită de foarte puțină apă, dar care, judecînd după proporțiile unui bloc de tuf calcaros ce acoperă izvoarele nr. VI și XI (care în prezent nu este decît un rest din acela inițial) a trebuit să fie multă vreme însoțită și de o apă hidrocarbogazoasă bicarbonatată alcalină și bicarbonatată calcică, ceea ce nu mai este cazul în prezent.

Prezența unui alt rest de tuf calcaros, tot la Slănicul Moldovei și în Valea Dobrului, demonstrează că în trecut a trebuit să se producă o manifestare hidrocarbogazoasă similară și în acest punct.

Or, luînd în considerare intensitatea, dispersiunea și aspectele diferite ale acestor manifestări hidrocarbogazoase în cuprinsul regiunii acesteia atît de întinsă și de îndepărtată de masivele eruptive din Munții Hărghita—Călimani, în jurul cărora astfel de manifestări se produc într-o măsură mult mai redusă, ajungem la concluzia că originea lor trebuie să fie locală.

În consecință, este de admis prezența în subsolul acestei regiuni a unui bloc eruptiv tînăr, pe seama căruia se elaborează constituenții juvenili și bicarbonații alcalini ce intră în compoziția chimică a acestor manifestări hidrocarbogazoase. Acidul carbonic s-ar degaja ca ultim produs fumerolian din porțiunile mai profunde ale blocului acestuia, după care, ajungînd în porțiunile lui mai superioare, unde este atins și de ape vadoase, acționează asupra lui, alterîndu-l.

Prezența corpului acestuia eruptiv s-ar datora fie manifestării unui vulcanism extracarpatic avortat, fie extinderii în profunzime și în această direcție, a puternicelor masive eruptive din Munții Hărghita—Călimani. Dealtfel, a fost semnalată existența unor manifestări postvulcanice și în diferite puncte din exteriorul Carpaților meridionali (10).

Institutul Geologic al României

Blocul acesta eruptiv, dacă nu este prea dezvoltat ca volum, trebuie să fie foarte dezvoltat ca suprafață, să prezinte unele prelungiri (apofize și dicke-uri). Aspectul acesta morfologic îi asigură un larg contact atît cu agentul de alterare (CO_2) cît și cu apa care înlesnește procesul de alterare a rocei eruptive.

Apa vadoasă ce se încarcă astfel cu o mineralizație carbogazoasă bicarbonatată alcalină va circula acum sub impulsul presiunii hidrostatice exercitată dinspre regiunea ei de alimentare, precum și sub presiunea acidului carbonic, prezent întotdeauna în cantități importante.

* * *

Din expunerile de fapte de mai sus reiese că dintre cele două ipoteze avute în vedere pentru explicarea modului în care a rezultat mineralizația generală a apelor izvoarelor din regiune, aceea după care elaborarea fracțiunii de mineralizație ce este alcătuită din produse juvenile și bicarbonați alcalini s-ar realiza în prezența fracțiunii corespunzătoare apelor de zăcămînt, nu se sprijină pe nici un fapt real.

În ce privește cealaltă alternativă a acestei ipoteze, anume că această a doua fracțiune de mineralizație s-ar elabora în prezența primei, ea se înlătură de la sine deoarece ea preexista în apele de zăcămînt captive în sedimentele Flișului, ori ca salinitate remanentă în rocele acestor sedimente. Ea este deci anterioară mișcărilor orogenice care au provocat cutarea acestor sedimente, anterioară și manifestărilor vulcanice care au provocat aceste cutări.

Nu rămîne deci de luat în considerație decît ipoteza după care mineralizația generală a apelor din această regiune rezultă din amestecul a două ape, fiecare purtătoare a uneia din cele două fracțiuni de mineralizație ce intră în alcătuirea ei.

Această ipoteză se confirmă prin următoarele două fapte:

1. Apele izvoarelor din regiune, emergînd din orizonturi identice ale unei aceleiași formațiuni geologice, ar urma ca compoziția lor chimică să fie dacă nu chiar identică, în tot cazul foarte apropiată și să nu prezinte alte variații decît acelea determinate de climat ori de chimismul ce are loc în puținul sol format pe suprafața liberă a sedimentelor.

Or, variațiile de acest ordin, dacă se produc, se resimt mai mult la gradul lor de salinitate (în măsura posibilităților de infiltrare a apelor meteorice) și mai puțin în natura chimică a salinității lor ca efect al pătrunderii produselor rezultate din reacțiile ce se petrec în sol.

Excluzînd din discuție izvoarele nr. VIII-bis, V, V-bis și « Izvorul Nou », în cazul cărora variația constatată în compoziția lor chimică este cu totul specifică, s-a văzut că compoziția chimică a apelor izvoarelor din întreg cuprinsul regiunii este numai similară.

Neuniformitatea compoziției lor chimice este determinată numai de proporțiile cu care cele două fracțiuni de mineralizație intră în alcătuirea minera-

Institutul Geologic al României

TABELA XXII

Conținutul de Cl, HCO_3', CO_2 liber și de mineralizație salină al apelor izvoarelor de la Slănicul Moldovei, Valea Sălăriei și Valea Ciungetului; raportul dintre conținutul lor de Cl' și HCO_3'

Conținutul în gr/l	Slănicul Moldovei					Valea Sălăriei		Valea Ciungetului	Vichy Grande Grille
	nr. I	nr. VIII	nr. I-bis	nr. X	nr. III	nr. 2	nr. 1		
Cl'	1,8952	4,6988	4,2288	3,2538	4,9452	3,0938	1,3381	0,4764	0,3480
HCO_3'	1,5232	4,0110	3,2880	2,4825	3,7820	5,8101	3,2574	3,8107	4,7200
CO_2 liber	3,7077	1,6448	1,7963	1,6705	2,1977	2,5127	2,0643	1,3071	0,7410
Mineralizație salină	5,4378	13,6692	11,5995	9,1059	13,6604	13,1293	6,7611	6,1404	7,4380
Raportul $\frac{Cl'}{HCO_3'}$	1,24	1,22	1,31	1,34	1,32	0,53	0,42	0,11	0,07

lizației generale a apelor izvoarelor, fapt foarte bine exprimat de raportul dintre conținutul lor de ioni de clor și acela de ioni bicarbonici (tabela XXII).

Astfel, de unde valoarea acestui raport este constant mai mare ca 1 (în medie 1,3) pentru apele izvoarelor din Valea Slănicului, el este mai mic ca 1 pentru apele izvoarelor din celelalte două văi, și anume respectiv de 0,5 și 0,4 pentru izvoarele nr. II și I din Valea Sălăriei, și de 0,1 pentru izvorul din Valea Ciungetului.

Prin urmare, din acest punct de vedere, apele din aceste trei văi se rînduiesc într-o serie continuă și progresivă, în care la unul din capete se situează apele de la Slănic iar la celalt apa izvorului din Valea Ciungetului; apele izvoarelor din Valea Sălăriei s-ar situa într-o poziție intermediară: întîi apa izvorului nr. II, cu o compoziție mai apropiată de acea a apelor de la Slănic, și apoi nr. I, cu o compoziție mai apropiată de acea a apei izvorului din Valea Ciungetului.

2. Dintre toate apele stratelor acvifere întîlnite în cursul forării unor sonde (nr. 501 și 502) la Hîrja, localitate situată la 5 km SE de Slănicul Moldovei, numai acea de la adîncimea de 814—821 m pentru sonda nr. 501 și de 818—828 m pentru sonda nr. 502 conține oarecare cantități de bicarbonați alcalini, în vreme ce apele tuturor celorlalte strate acvifere sînt lipsite aproape și de bicarbonați alcalino-teroși.

Așa dar, participarea aceasta neegală a celor două mineralizații, diferite ca origine, la alcătuirea mineralizației generale a apelor din regiunea aceasta cu structură litologică uniformă (gresii și

Institutul Geologic al României

șisturi argiloase-silicioase ale unei aceleiași formațiuni geologice) se constată atît pe plan orizontal cît și în raport cu adîncimea. Această participare neegală este determinată de proporțiile cu care apele purtătoare ale uneia din aceste două mineralizații se amestecă între ele, iar proporțiile amestecului sînt condiționate de volumul căilor de comunicație (fisurile din gresii și șisturile disodilice) și de presiunile hidrodinamice proprii.

Din datele privitoare la conținutul de ioni bicarbonici al apelor întîlnite în cursul forării sondelor nr. 501 și 502 de la Hîrja s-a văzut că proporțiile acestui amestec mai pot fi condiționate și de tectonica locală. Aci apele unor orizonturi acvifere conțin bicarbonați alcalini, în vreme ce apele altor orizonturi superioare și inferioare, nu.

Drept concluzie a acestei lucrări este de relevat că numai datorită lipsei unor ușoare comunicații între formațiunea miocenă și orizonturile oligocene, prin care circulă apele care alimentează izvorul din Valea Ciungetului, apa acestui izvor — nealimentîndu-se probabil cu altă mineralizație relictă decît aceea lipsită de importanță a acestor orizonturi — are o compoziție chimică atît de remarcabilă.

Primit: aprilie 1954.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Agadjanov M. A. Hidrogeologia și hidrologia apelor subterane. Moscova, 1947.
2. Băltăceanu G. Apele minerale de la Slănic (Moldova). Acțiunea lor asupra secreților gastrice și biliare; studiu clinic și experimental. Bucu e,ti, 1912.
3. Bota N. Concepțiile moderne asupra apelor din terenuri. *Revista Hidrotechnică*, 5. București, 1951.
4. Cantuniari Șt. Études hydrogéologiques sur les sources minérales de Slănic (District Bacău). *Bul. Soc. Rom. de Geologie*, Vol. IV, 1939.
5. Certusov V. Mișcarea apelor subterane. Moscova, 1949.
6. Ciupagea D. T. Sur la composition des gaz libres de quelques sources salées dans la partie SE de la Cuvette Transylvaine. *Bu l. Sect. Scient. Acad. Roum.*, T. XXVI, 1943.
7. Dumitrescu I. Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XXIV, 1952.
8. Fabini Eduard. Apele minerale de la Slănic. Analiză chimică cantitativă asupra izvorului Mihălucă (nr. 1). Iași, 1894.
9. Fersman A. E. Geochimia. Leningrad, 1934.
10. Filipescu M. G. Problema vulcanismului extracarpatic. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj* Vol. VIII, nr. XII, 1944.
11. Kelterborn P. u. Streckeisen A. Pliozäne Andesittufe am Aussenrand der rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIX, București, 1938.
12. Konya S. Analiza chimică a izvorului Alexandru de la Slănic. Iași, 1881.
13. — Chemische Untersuchungen der Mineralquellen zu Slănic. Wien, 1881.
14. — Analiza chimică a izvorului Alexandru de la Slănic. Iași, 1887.
15. — Apele de la Slănic. Iași, 1891.
16. Macovei G. et Preda D. M. Sur la structure géologique et les richesses minières du Bassin d i Trotuș (Dép. de Bacău). *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. III, 1937.
17. Mrazec L. et Voitești I. P. Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpatique en Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. V, 1911.
18. — Raport asupra Băilor Slănic Moldova către Epitropia Sft. Spiridon. Iași, 1915.
19. Murgeanu G. La nappe interne dans les environs de Comarnic. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVI, 1924.
20. Ovcinicov M. A. Hidrogeologia generală. Moscova, 1949.
21. Petrescu P. Les eaux salées des gisements de pétrole de Roumanie. *Deuxième Congrès Mondial du Pétrole*. Paris, 1937.
22. — Prospecțiunea chimică a izvoarelor cu ape terapeutice. Cercetări Balneo-Climatice. Vol. I, 1950.

Institutul Geologic al României

23. Petrescu P. şi Lupan Sanda. Analize de ape (1938—1940). *Inst. Geol. Rom. Studii Technice şi Economice*, Seria B, nr. 17.
24. Preda D. M. Geologia regiunii subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. I, 1911.
25. Slavianov N. M. Forma echivalentă a exprimării analizelor apei. Editura de Stat pentru Recunoaşteri. Moscova — Leningrad, 1932.
26. Steege L. Les eaux minérales de Slănik en Moldavie. Iassy, 1856.
27. Saabner Tuduri Al. Apele minerale şi staţiunile climaterice din Romînia. Bucureşti, 1906,
28. Tăutu Cleopatra. Slănicul Moldovei. Monografie. Iaşi, 1934.
29. Tcaciuc V. G. Determinarea fluxului balanţei apelor subterane cu variaţiile sezoniere ale nivelului lor. I.D.T.
30. Tschermak G. Der Boden und die Quellen von Slănik. *Miner. u. Petrograph. Mitteilungen*, Bd. III, Wien, 1881.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚIUNI LA STRATIGRAFIA MIOCENULUI DIN SUBCARPAȚII MUNTENIEI [1])

DE

EMILIA SAULEA

I.

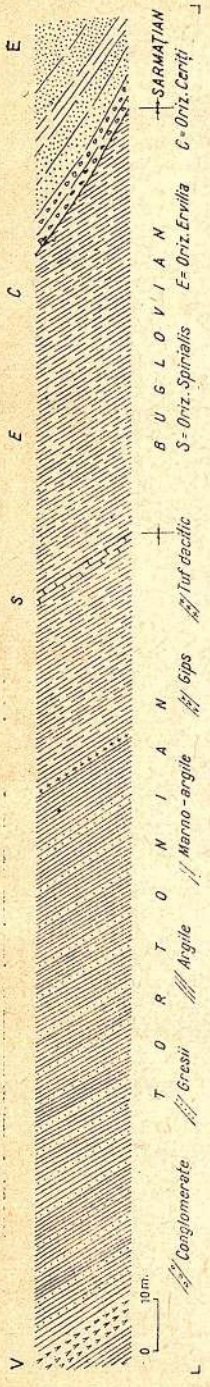
Formațiunile miocene din Subcarpați au constituit obiectul a numeroase cercetări. Contribuțiuni însemnate pentru descifrarea stratigrafiei acestor depozite s-au adăogat, rînd pe rînd, începînd cu lucrările mai vechi ale lui SABBA ȘTEFĂNESCU, W. TEISSEYRE, I. P. VOITEȘTI, H. GROZESCU, O. PROTESCU, D. M. PREDA, Prof. G. MACOVEI și Prof. M. G. FILIPESCU, pînă la lucrările din ultimul timp, dintre care relevăm în mod special contribuțiile lui GRIGORE POPESCU și FLORIN OLTEANU.

Importanța economică a acestor formațiuni impune stabilirea unei stratigrafii cît mai amănunțite. Totuși din lipsa unei macrofaune bine dezvoltate, orizontarea Miocenului este bazată, în primul rînd, pe separarea de complexe litologice. Prea puținele nivele fosilifere cunoscute pînă în prezent permit cel mult să se recunoască, în linii generale, prezența etajelor miocene.

În adevăr, în afara celor trei specii de Pectinide cunoscute din conglomeratele de la Schiulești din Depresiunea Slănic (42) pe baza cărora se admite vîrsta burdigaliană pentru partea inferioară a seriei miocene, se mai cunoaște nivelul fosilifer ceva mai bogat din partea mijlocie a Miocenului. Fauna acestuia de tipul celei din argila de Baden din Bazinul Vienei, arată existența Tortonianului. Acest nivel fosilifer apare însă sporadic; este citat pînă în prezent la Melicești, în Depresiunea Slănic (44), la Ogretin-Merla, în Depresiunea Drajna (51) și la Crivineni-Pătîrlagele, în V. Buzăului (32). Cu o răspîndire mult mai mare este nivelul cu *Spirialis*, considerat în general cu o poziție stratigrafică superioară

[1]) Comunicare prezentată la Comitetul Geologic în ședința din 22 mai 1953.

Institutul Geologic al României



Profilul geologic al Văii Boziorul.

celui cu fauna de tip tortonian. Acest nivel este folosit adesea pentru delimitarea Tortonianului față de Miocenul superior. În fine orizontarea Miocenului superior pare mult ușurată prin dezvoltarea macrofaunei, săracă încă în Buglovian, mult mai abundentă în Sarmațian.

Cercetările noastre între 1950—1952 în regiunea neogenă dintre V. Buzăului și V. Motnău, în unitățile cele mai interne, ne permit să aducem cîteva noi precizări asupra delimitării și stratigrafiei părții superioare a Miocenului.

O primă regiune interesantă pentru problema delimitării Miocenului mediu de Miocenul superior este extremitatea nord-estică a Sinclinalului Odăile unde, în regiunea periclinală, pe porțiunea dintre Boziorul (în V. Bălănesei) și Odăile, apar profile instructive. Aici (vezi profilul), deasupra ultimului banc de gips al seriei tortoniene, urmează un pachet de argile de aproape 250 m grosime în care se găsesc cîteva nivele fosilifere și anume:

1. La 150 m deasupra ultimului banc de gips este nivelul cu *Spirialis*.

2. Urmează cca 50 m argile bogate în *Syndesmya* și *Ervilia*.

3. Ultima parte de cca 50 m, fosiliferă și ea, are un nivel foarte bogat în Ceriți.

4. Urmează discordant seria de nisipuri și argile sarmațiene care începe cu un conglomerat de 2—3 m grosime.

În primul rînd e interesant faptul că aici nivelul cu *Spirialis* este asociat cu o faună de Lamellibranchiate și Echinide, necunoscută pînă în prezent în Miocenul din țara noastră. În această faună s-au putut identifica:

Pseudoamussium corneum Sow. var. *denudatum* Rss.
Chlamys diaphana Barb. (ambele specii sînt formele cele mai frecvente)
Cuspidaria cuspidata Oliv.
Cuspidaria costellata Desh.
Cuspidaria elegantissima M. Hörn.
Nucula sp. (în numeroase exemplare foarte mici)
Bryssopsis sp.
Schizaster sp.

Institutul Geologic al României

Se mai găsesc încă patru pînă la cinci specii de Lamellibranchiate care din lipsă de literatură nu au putut fi determinate. Majoritatea Lamellibranchiatelor sînt forme cu partea posterioară mult alungită, indicînd specii cu sifonul bine dezvoltat. Acestea ca și prezența Echinidelor, forme stenohaline, denotă caracterul net marin al acestui nivel. Nivelul apare pe o grosime de 1 metru într-o marnă albicioasă șistoasă.

În nivelul al doilea se găsesc la partea inferioară:

Syndesmya scythica Sok. (forma cea mai frecventă)
Ervilia praepodolica Andr.
Corbula mihalski Sok.
Mohrensternia sp.

iar către partea superioară, la formele citate, se adaogă:

Syndesmya reflexa Eichw.
Ervilia trigonula Sok.
Mactra cf. *eichwaldi* Lask.
Cardium plicatum Eichw. var. *pseudoplicatum* Friedb.
Cardium vindobonense Pt.
Hydrobia sp.

Dintre acestea Mactrele și Cardiaceele sînt cele mai frecvente.

În nivelul cu Ceriți se găsesc:

Potamides mitralis Eichw.
Cerithium gubkini Ossip. (specie foarte apropiată de *Cerithium rubiginosum* Eichw.)
Terebralia andrezjowski Friedb.
Bittium deforme Eichw.
Clavatula döderleini M. Hörn.
Buccinum duplicatum Sow. var. *minor* Friedb.
Polinices cf. *redempta* Micht. var. *subalbula* Sacco

În acest nivel primele patru specii se găsesc în număr foarte mare de indivizi.

Atît nivelul cu *Syndesmya* cît și acel cu Ceriți se găsesc într-o argilă marnoasă cenușiu-verzuie, compactă, cu filme de nisip fin, alb.

La 150 m deasupra bancului de conglomerat se găsește primul nivel cu o faună mai bogată și cu o semnificație stratigrafică. Este un nivel de Serpule cuprins într-o serie argiloasă în care acestea sînt asociate cu:

Cardium lithopodolicum Dub.
Cardium polițioanei Jek.
Cardium vassoewitschi Kol.
Cardium pium Jijc.
Syndesmya reflexa Eichw.
Mactra cf. *eichwaldi* Lask.
Modiola sarmatica Gat.
Mohrensternia pseudoangulata Hilb. var. *banatica* Jek.

Institutul Geologic al României

Prin urmare, începînd cu apariția primelor *Syndesmya* și *Ervilia*, fauna ia un caracter salmastru. Aceeași schimbare — și la același nivel — se constată și în alcătuirea microfaunei, după cum rezultă din tabloul alăturat[1]).

TABLOUL I

NUMELE SPECIEI	Oriz. *Spirialis*	Orizontul cu *Syndesmya*		Oriz. Ceriți	Oriz. *Serpula*
		Partea inf.	Partea sup.		
Globigerina bulloides D'ORB.	–	–	–	+	–
Globigerina sp. (mai multe specii)	●	–	–	–	–
Orbulina universa JEDLISCHKA	+	–	–	–	–
Cassidulina crassa D'ORB.	+	–	–	–	–
Spiroloculina tenuis CZJEZEK	+	–	+	–	–
Bulimina elongata D'ORB	–	–	–	+	–
Bulimina aculeata D'ORB.	+	–	–	–	–
Bulimina sp.	–	–	+	+	–
Cibicides pseudoungerianus (CUSHMAN)	+	–	–	–	–
Cibicides lobatulus WALTER și JACOB	–	+	+	●	–
Eponides sp.	+	–	–	–	–
Angulogerina angulosa (WILLIAMSON)	+	–	–	–	–
Elphidium aculeatum D'ORB.)	–	+	+	+	–
Elphidium josephinum (D'ORB.)	–	–	–	+	–
Elphidium macellum FICHT. și MOLL.	–	–	+	+	–
Elphidium minutum (RSS.)	–	–	–	+	–
Elphidium sp. (mai multe specii)	–	–	+	–	–
Sphaeridia papillata HERON-ALLEN și EARLAND	–	–	+	–	–
Rotalia beccari L.	–	+	+	●	–
Robulus sp.	+	–	+	–	–
Teinostoma sp.	–	+	+	–	+
Articulina sp.	–	–	+	–	–
Ungerina sp.	–	–	+	–	–
Spiroloculina planulata (LMCK.)	–	–	–	+	–
Spiroloculina sp.	–	–	+	+	–
Miliolidae	–	–	+	+	+
Nodosaria sp.	–	–	–	+	–
Bolivina gracilis CUSHMAN și APPLIN	–	–	–	+	–
Uvigerina costata	–	–	–	+	–
Teinostoma woodi M. HÖRN.	–	–	+	–	–
Ostracode	+	+	+	+	–

● = foarte frecvente.

[1]) Analiza microfaunei este executată de M. TOCORJESCU de la Laboratorul de Micropaleontologie al Comitetului Geologic.

Institutul Geologic al României

În adevăr, în nivelul cu *Spirialis* se găsesc nouă genuri de Foraminifere, dintre care cele mai frecvente sînt Globigerinele; în nivelele următoare subsistă numai trei din aceste genuri la care se adaogă în schimb o serie de genuri noi. Caracteristică este apariția Miliolidelor și profuziunea genului *Elphidium* în nivelul cu *Syndesmya*, urmată de explozia speciei *Cibicides lobatulus* în nivelul cu Ceriți. În nivelul cu Serpule, Miliolele sînt singurele forme frecvente.

Succesiunea nivelelor fosilifere din regiunea Odăile și în deosebi prezența faunei de Lamellibranchiate în zona cu *Spirialis* ne permit să precizăm mai îndeaproape poziția stratigrafică a acestui pachet de argile.

Formațiuni cu o faună asemănătoare și bine studiate se cunosc în regiunea miocenă a Caucazului (21). Aici peste « seria de Maicop » puțin fosiliferă urmează 150—200 m marne argiloase în care se separă patru zone paleontologice, ce se succed de la partea inferioară spre acea superioară astfel:

1. Stratele de Tarhan
2. » » Ciocrac
3. » » Karagan
4. » » Konka

Pe schemele stratigrafice ale Miocenului din Uniunea Sovietică, ele ar reprezenta Miocenul mediu, urmat apoi de Miocenul superior sau Sarmațian.

Stratele de Tarhan și Ciocrac au o faună marină. Primele sînt reprezentate prin 1—2 m de marne calcaroase, fine, cu *Spirialis* și o faună de Lamellibranchiate în care *Pseudoamussium denudatum* este forma cea mai caracteristică; și aici majoritatea Lamellibranchiatelor au partea posterioară mult alungită. Stratele de Ciocrac sînt reprezentate prin faciesuri neritice mai grosolane cu o faună mult mai bogată alcătuită din Lamellibranchiate cu o scoică robustă și numeroase Gasteropode. În ultimele două zone fauna se modifică prin invazia treptată a formelor salmastre; dintre acestea în Stratele de Karagan sînt *Spaniodontella*, în Stratele de Konka, *Venus konkensis*.

O comparație a faunei nivelelor întîlnite de noi cu acea a zonelor paleontologice din Miocenul caucazian ne permite să desprindem următoarele (vezi tabloul II):

Nivelul cu *Spirialis* din Subcarpați reprezintă Stratele de Tarhan;

Nivelul cu *Syndesmya* este un echivalent al Stratelor de Karagan, iar

Nivelul cu Ceriți un echivalent al Stratelor de Konka. Numai Stratele de Ciocrac nu sînt reprezentate. Regretăm că nu cunoaștem și alcătuirea microfaunei acestor zone paleontologice din Miocenul caucazian pentru a completa comparația.

Fauna găsită de noi este interesantă în primul rînd prin aceea că permite, pentru prima dată, o paralelizare mai îndeaproape a Miocenului carpatic cu acel caucazian. Ea ridică tot odată cîteva probleme de stratigrafie de ordin mai general.

Institutul Geologic al României

De la început trebuie să recunoaștem că Miocenul regiunii subcarpatice prezintă avantajul de a oferi în același timp o faună tortoniană tipică cît și fauna Stratelor de Tarhan, una din faunele marine ale regiunii caucaziene. Această îmbinare se datorește poziției geografice a regiunii miocene din Subcarpați care se interpune între Miocenul Europei Centrale, cu faciesuri marine fosilifere și Miocenul regiunii caucaziene, de un tip particular.

Fauna cu *Pseudoamussium denudatum*, specie caracteristică și pentru Stratele de Tarhan, se cunoaște în faciesurile argiloase ale Miocenului din regiunea subcarpatică nordică și din Bazinul Vienei — în așa numitul Schlier. Dintre

TABLOUL II

		NUMELE SPECIEI	Caucaz							Podolia Volhynia			R.P.R.			
			Tarhan	Ciocrac	Karagan	Konka	Sarm. inf.	Sarm. med.	Sarm sup.	Tortonian	Buglovian	Sarm. inf.	Buglovian	Sarm. inf.	Sarm. med.	Sarm. sup.
Tortonian	Oriz. *Spirialis*	*Pseudoamussium corneum* Sow. var. *denudatum* Rss.	+	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−
		Chlamys diaphana Dub.	−	−	−	−	−	−	−	+	−	−	−	−	−	−
		Cuspidaria cuspidata Oliv.	+	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−
		Cuspidaria costellata Desh.	−	−	−	−	−	−	−	+	−	−	−	−	−	−
		Cuspidaria elegantissima M. Hörn.	+	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−
		Nucula sp.	+	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−
		Bryssopsis sp.	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−
Buglovian	Oriz. *Syndesmya*	*Ervilia praepodolica* Andr.	−	−	−	+	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−
		Corbula mihalski Sok.	−	−	−	+	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−
		Mohrensternia sp.	−	+	+	+	+	−	−	+	+	+	+	+	−	−
		Syndesmya scythica Sok.	+	+	−	+	?	−	−	..	+	−	?	−	−	−
		Syndesmya reflexa Eichw.	−	−	−	+	+	−	−	..	+	+	+	+	−	−
		Mactra cf. *eichwaldi* Lask.	−	−	−	+	+	−	−	−	+	+	?	+	−	−
		Ervilia trigonula Sok.	−	+	−	+	−	−	−	−	+	−	+	−	−	−
		Cardium plicatum Eichw. var. *pseudoplicatum* Friedb.	−	−	−	−	−	−	−	−	+	−	−	−	−	−
		Cardium vindobonense Pt.	−	−	−	−	+	−	−	−	+	+	?	+	−	−
		Hydrobia sp.	−	+	+	+	+	−	−	−	+	+	?	+	+	−
	Oriz. Ceriți	*Potamides mitralis* Eichw.	−	−	−	+	−	−	−	−	+	+	?	+	−	−
		Cerithium gubkini Oss.	−	−	−	+	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−
		Terebralia andrezjowski Friedb.	−	−	−	−	−	−	−	−	+	−	−	−	−	−
		Bittium deforme Eichw.	−	−	−	+	−	−	−	+	+	−	?	−	−	−
		Clavatula döderleini M. Hörn.	−	−	−	−	−	−	−	−	+	−	+	−	−	−
		Buccinum duplicatum Sow. var. *minor* Friedb.	−	−	−	−	−	−	−	−	+	−	?	−	−	−
		Polinices cf. *redempta* Micht.	−	−	−	+	−	−	−	+	?	−	−	−	−	−

Institutul Geologic al României

Tabloul II (urmare)

		NUMELE SPECIEI	Caucaz							Podolia Volhynia			R.P.R.			
			Tarhan	Ciocrac	Karagan	Konka	Sarm. inf.	Sarm. med.	Sarm. sup.	Tortonian	Buglovian	Sarm. inf.	Buglovian	Sarm. inf.	Sarm. med.	Sarm. sup.
Sarmațian	inferior	*Cardium lithopodolicum* DUB. . .	–	–	–	–	+	–	–	–	+	–	+	–	–	–
		Cardium politioanei JEK.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	+	+	–
		Cardium vassoewitschi KOL. . . .	–	–	–	–	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–
		Cardium pium JIJC	–	–	–	–	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–
		Syndesmya reflexa EICHW. . . .	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	?	+	–	–
		Mactra cf. *eichwaldi* LASK. . .	–	–	–	+	–	–	–	–	+	–	–	+	–	–
		Modiola sarmatica GAT.	–	–	–	–	+	+	–	–	+	+	–	+	+	–
		Mohrensternia pseudoangulata HILB. var. *banatica* JEK. . . .	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	+	–	–
	mediu	*Mactra vitaliana* D'ORB.	–	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	+	+	–
		Mactra cf. *subvitaliana* KOL. . .	–	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
		Tapes gregarius PT. var. *ponderosa* D'ORB.	–	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	+	–
		Cardium fittoni D'ORB.	–	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	+	–
		Cardium beaumonti D'ORB. . . .	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	+	–
		Modiola sarmatica GAT.	–	–	–	–	+	+	–	–	+	+	–	+	+	–
		Potamides mitralis EICHW. . . .	–	–	–	+	–	–	–	–	+	+	+	+	–	–
		Potamides disjunctum SOW. . . .	–	–	–	–	–	+	–	–	–	+	–	+	+	–
		Cryptomactra pes anseris ANDR.	–	–	–	–	+	+	–	–	–	–	–	–	+	–
	sup.	*Mactra pallassi* BAILY	–	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	+	+

acestea fauna de la Ottnang din depresiunea extra-alpină (19) și de la Unin din regiunea slovacă a Bazinului intra-alpin al Vienei (1) este o faună helvețiană. Acea de la Wielitzca, cunoscută încă din 1867, în urma recentelor lucrări ale geologilor sovietici (23, 34) s-a constatat că apare și în alte puncte ale Depresiunii subcarpatice de N și se situează în partea inferioară a Tortonianului. Acest tip de faună, așa cum arată D. ANDRUSOV, este «o faună a faciesurilor argiloase care apare în diferite etaje ale Miocenului și nu poate indica o vîrstă» (1). Observația sa este confirmată de faptul că fauna cu *P. denudatum* a nivelului cu *Spirialis* din țara noastră, ca și aceea a Stratelor de Tarhan, prin poziția sa stratigrafică revine părții celei mai superioare a Tortonianului. Rezultă că numai eventualele specii ale altor faciesuri care ar fi asociate cu *P. denudatum* pot preciza vîrsta unei astfel de faune. Această situație o constatăm în regiunea Odăile, unde *P. denudatum* este asociat cu *Chlamys diaphana* și *Cuspidaria costellata*, specii prezente în Tortonianul superior de la Szuszkowce din Podolia.

Institutul Geologic al României

Prin urmare, nu numai pe criterii stratigrafice dar și pe baza faunei asociate cu *Spirialis*, putem considera efectiv acest orizont ca limită superioară a Tortonianului. Acest fapt e cu atît mai important cu cît nivelul cu *Spirialis* are o mare răspîndire în țara noastră. Pînă în prezent el e cunoscut în toată regiunea miocenă a Subcarpaților pînă în Depresiunea Getică. El apare și la interiorul Carpaților; recentele lucrări asupra Maramureșului l-au menționat adeseori. Am putut constata prezența sa și în partea sudică a Transilvaniei, în bazinul Streiului, unde apare în argilele cu impresiuni de *Cinnamomum* de la Sîn Giorgiu, separate de C. Gheorghiu ca bugloviene. Lucrările amănunțite ce se execută acum vor semnala cu siguranță acest nivel în o serie de puncte noi și uneori chiar asociat cu fauna cu *P. denudatum*.

Lipsa Stratelor de Ciocrac în Subcarpați este un alt punct comun cu regiunea caucaziană. În adevăr, în depresiunea extra-caucaziană (Cuban), unde Stratele de Tarhan au dezvoltarea lor clasică, Stratele de Ciocrac lipsesc. Jijcenco, încă din 1934 (21) remarcă faptul că nu se cunoaște nicăeri, în Caucaz, faciesul neritic al Stratelor de Tarhan, dar este o mare asemănare a faunei acestora cu fauna Stratelor de Ciocrac. Una dintre presupunerile sale este că faciesurile neritice ale Stratelor de Tarhan se confundă cu Stratele de Ciocrac și sînt înglobate sub numele acestora. După informațiile ce avem pînă în prezent, se pare că literatură mai nouă asupa acestei probleme nu se cunoaște. De altfel, în tratatele de Geologie stratigrafică cele mai recente se mențin ambele orizonturi ca două momente succesive în scara stratigrafică.

Remarcăm însă că și în alte regiuni situația este asemănătoare.

În această privință e interesant de relevat faptul că în bazinul miocen de la Varna (16), unde formațiunile au afinități cu cele caucaziene, se cunosc Stratele de Ciocrac dar lipsesc Stratele de Tarhan. Dacă ținem seama că întinderea acestui bazin este mult mai redusă în comparație cu acea a bazinului miocen al Subcarpaților sau a Caucazului, ne dăm seama cu ușurință că în bazinul Varna faciesuri de tipul Tarhan au mai puține șanse să se dezvolte decît acelea de tip Ciocrac.

În fine recenta lucrare a lui A. C. Eberzin (10), care relatează primele rezultate geologice obținute cu ocazia lucrărilor pregătitoare în regiunea canalului principal turcmen, relevă o situație similară. Aici se menționează la Aibughir (la S de Aral) Strate de Ciocrac de « apă puțin adîncă » după expresia autorului, care trec în regiunea din jurul Caspicei (la Ujboiu) în depozite de « apă mai adîncă cu *Spirialis*, formă — spune el — necunoscută înainte pentru Stratele de Ciocrac ». Înclinăm a vedea în acest fapt mai curînd o trecere de la Stratele de Ciocrac, cu facies neritic, la Stratele de Tarhan ale faciesurilor de larg.

Din cele expuse s-ar părea că cele două zone paleontologice se exclud una pe alta; în schimb rezultă că Stratele de Ciocrac apar mai curînd ca un facies heteropic al Stratelor de Tarhan. În acest caz ele nu ar reprezenta două zone paleontologice succesive, ci două faciesuri juxtapuse.

Institutul Geologic al României

Această observație ridică problema dacă nu avem eventual aceeași situație și în Subcarpați. Nu am avut prilejul pînă în momentul de față să cercetăm punctele fosilifere tortoniene de la Melicești și Ogretin. Din profilele date de I. P. Voitești (51,52) și de O. Protescu (44) din aceste regiuni, ce par a fi cu mult mai clare decît acelea de la Crivineni, s-ar părea că fauna tortoniană menționată ar avea aceeași poziție stratigrafică ca și zona cu *Spirialis*. Din relatările colegului Gr. Popescu care a cercetat aceste puncte fosilifere rezultă că nivelul de aici ar conține și *Spirialis*. Verificarea acestui fapt cît și a existenței unor specii din fauna cu *P. denudatum* ar fi de o deosebită importanță deoarece aceste puncte ar oferi îmbinarea de faciesuri ce bănuim. În acest caz am avea în Subcarpați ca și în toate bazinele europene, un moment unic de apariție a unei faune marine la sfîrșitul Miocenului mediu. Totodată pentru Subcarpați se ridică problema de a deosebi faunele Tortonianului superior de facies neritic de acelea ale Tortonianului inferior de același facies din care pînă acum cunoaștem numai aceea menționată de colegul I. Motaș din regiunea Pucioasa (36). De asemenea este posibilă existența și a unei faune cu *P. denudatum* echivalentă celei de Wielitzka, care să reprezinte faciesul de larg al faunei tortoniene inferioare de la Pucioasa.

Al doilea nivel fosilifer din profilul de la Odăile este de asemenea interesant. Partea inferioară numai cu *Syndesmya* și *Ervilia*, adică cu o faună mai săracă, poate fi considerată ca un echivalent al Stratelor de Karagan, deși prezența genului *Spaniodontella* nu e pe deplin confirmată aici. Partea superioară cu o faună mai variată și bogată în Ceriți conține specii menționate excluziv în Stratele de Konka și în Stratele de Buglovo (Tabl. II); ea ar fi deci un echivalent al acestor nivele stratigrafice.

Urmărite pe o întindere mai mare se constată importante modificări faunistice și litologice ale acestor nivele. De la extremitatea nord-estică a Sinclinalului Odăile, unde aceste nivele au fauna cea mai variată, atît pe flancul nordic cît și pe cel sudic, fauna se reduce treptat, pentru a nu subsista în cele din urmă decît *Ervilia* și *Syndesmya*. Totodată își face apariția o intercalație de gresie gipsiferă: pe flancul nordic la Crîngul—Pătîrlagele; pe flancul sudic la Posobești, Valea cu Baltă, V. Ştefanului. Același lucru se constată și în unitățile mai sudice (la N de Rușavăț în V. Ulmetul, la S de Pietrari în V. Roatei). Nivelul ia deci un pronunțat caracter lagunar care mai e cunoscut și pentru Buglovianul din regiunea Salcia—Apostolache (24). Chiar în regiunea de platformă această fază de trecere de la Tortonian la Sarmațian se caracterizează prin prezența depozitelor de gips. Astfel sînt gipsurile din Miocenul podolic. Jijcenco (23) a arătat de curînd că acestea revin Orizontului Karagan deoarece se intercalează între stratele cu *P. denudatum* și *Spirialis* ale Orizontului Tarhan și stratele cu *Ervilia pussila* ale Orizontului Konka. Situația este asemănătoare în regiunea turcmenă unde Stratele de Karagan se caracterizează, în primul rînd, prin intercalații de gips de cîțiva metri grosime (10). O ușoară regresiune a Stratelor de Karagan este semnalată pentru regiunea Varna (16).

Institutul Geologic al României

Fauna relativ săracă a acestui nivel și îndeosebi răspîndirea sa inegală, nu ne permite să identificăm în orice regiune din Subcarpați orizonturile regiunii caucaziene. De fapt ele reprezintă depozitele cu fauna de tranziție între acea tipică marină și acea salmastră a Sarmațianului și de aceea credem că este preferabil să le înglobăm sub denumirea de Buglovian, numire folosită pentru formațiunile de acest fel din toată partea occidentală a Platformei Ruse unde de asemenea nu este posibilă o orizontare mai amănunțită (2, 3, 27).

În platformă Buglovianul este reprezentat pe lîngă faciesul argilo-nisipos și prin faciesul recifal cu Serpule și *Cardium ruthenicum* care este înlocuit lateral prin marne cu același Cardiaceu (2).

În regiunea subcarpatică studiată de noi Serpule asociate cu *Cardium ruthenicum* și *C. lithopodolicum* apar în baza seriei discordante ce urmează. Serpule, formînd chiar recifi, se mai cunosc și în alte regiuni din Subcarpați (38). Cu excepția celor de la Bircii—Ciocadia, cărora recent M. Tudor le conferă vîrsta tortoniană, nu cunoaștem din nici un alt punct o descriere mai amănunțită a depozitelor între care sînt cuprinse pentru a putea compara poziția stratigrafică a acestora cu nivelul de Serpule găsit de noi. În general, ele sînt considerate Sarmațian inferior. Faptul acesta este în acord cu constatarea că în seria sarmațiană din Subcarpați — așa cum vom arăta în cele ce urmează — răspîndirea speciilor pe verticală este cu mult mai largă decît în formațiunile de platformă. Pe de altă parte nu trebuie să pierdem din vedere faptul că Serpulele sînt forme de facies care în regiunea podolo-volhinică s-au instalat pe o regiune recifală preexistentă în condițiile bathimetrice ale căreia, în Buglovian, nu s-au produs schimbări importante. În regiunea carpatică condițiile prielnice de dezvoltare e posibil să se fi realizat ceva mai tîrziu. Ținînd seamă de aceasta putem atribui Buglovianului numai pachetul de argile cuprins între zona cu *Spirialis* și conglomeratul din baza seriei următoare. Prin această delimitare Buglovianul apare cu o grosime de cel mult 100 m, grosime foarte apropiată de aceea ce i se acordă în general în regiunile unde el este concordant cu Sarmațianul. Totodată această grosime este mai apropiată și de aceea ce o are în platformă, unde pare a fi sub 100 m (2).

Faunistic Buglovianul ține în mod categoric de Miocenul superior, deși diverși cercetători atașează Buglovianul fie la Miocenul mediu, fie la Miocenul superior. Din punct de vedere stratigrafic, Buglovianul regiunei interne din Subcarpați este concordant cu Miocenul mediu, adică încheie ciclul de sedimentare al acestuia. Observăm că sub acest raport Buglovianul ocupă în Subcarpați față de Miocenul mediu și Miocenul superior, aceeași poziție pe care o ocupă Aquitanianul față de Oligocen și Miocenul inferior. Aceste relații se datoresc faptului că atît Aquitanianul cît și Buglovianul încheie un ciclu de sedimentare corespunzător unei faze orogenice, a cărui paroxism final este marcat de o ușoară regresiune urmată de o transgresiune, evidentă numai pe marginea bazinului de sedimentare. În cazul nostru Buglovianul ar reprezenta faza regresivă iar cu Sarmațianul ar începe un nou ciclu de sedimentare, sincron ultimei

Institutul Geologic al României

faze orogenice din Carpați. Este faza valahică pentru care I. ATANASIU în ultima sa lucrare asupra relațiilor dintre sedimentare și orogeneză, a arătat care sînt etapele succesive ale evoluției bazinului din regiunea subcarpatică din Muntenia, în decursul Sarmațianului și Pliocenului (4).

Al doilea etaj de a cărui stratigrafie ne-am ocupat este Sarmațianul. Depozitele sale prezintă caractere diferite după unitatea în care se dezvoltă; se pot deosebi două tipuri de Sarmațian:

1. Sarmațianul din Sinclinalul Odăile, adică din unitatea cea mai internă a regiunii miocene și

2. Sarmațianul de la exteriorul dislocației pericarpatice urmărit pînă în prezent pe porțiunea dintre V. Motnăului și V. Slănicului de Buzău cît și continuarea sa spre W în regiunea dintre Culmea Staicului și Trestia.

În Sinclinalul Odăile Sarmațianul — cu o grosime totală de 1.200 m — este separat printr-un orizont de conglomerate în două părți inegale: o parte inferioară de aproape 800 m grosime și una superioară în jur de 400 m grosime (Pl. IV).

Litologic Sarmațianul acestei regiuni se caracterizează printr-o alternanță de orizonturi de nisip și de argile, fapt relevat de Prof. M. G. FILIPESCU încă din 1935 (13). Aceste alternanțe se repetă de vreo 12 ori, ceea ce imprimă întregului Sarmațian de aici un pronunțat caracter de sedimentare ritmică. Vom insista puțin asupra acestui caracter. În general privite, atît orizonturile de nisip cît și acelea de argile sînt mai dezvoltate în partea inferioară a seriei, unde ating pînă la 200 m grosime; spre partea superioară, grosimea lor se reduce treptat și ating numai 20—30 m.

Orizonturile de nisip se caracterizează prin prezența concrețiunilor grezoase, cu atît mai numeroase și mai mari cu cît orizontul se găsește în partea mai inferioară a seriei stratigrafice. Ele sînt acelea care formează suprafețele structurale atît de caracteristice acestei regiuni. Orizonturile de nisip ale părții superioare devin oolitice, în deosebi în extremitatea nord-estică a Sinclinalului Odăile.

Orizonturile pelitice sînt formate din argile marnoase cenușii-albăstrii, cu filme de nisip fin. Acestea devin mai frecvente și mai groase înainte de instalarea unui orizont de nisipuri, realizîndu-se oarecum o înlocuire treptată a unui orizont de argile printr-unul de nisipuri, ceea ce accentuiază și mai mult caracterul ritmic al sedimentării și imprimă întregii serii sarmațiene un pronunțat caracter de Fliș grosolan. Comparînd curba granulometrică a acestei serii cu acelea figurate de MIHAILOV pentru depozitele miocene din Subcarpații de N (34), observăm că partea inferioară se încadrează în tipul « molasă », iar acea superioară în tipul denumit de el « flișoid ».

Ambele nivele de conglomerate sînt constituite în majoritate din elemente paleogene. În cel de al doilea nivel se adaugă și blocuri de argile cu *Ervilia;* el remaniază deci formațiunile jumătății inferioare a Sarmațianului.

Toată seria este fosiliferă. Fauna este alcătuită din specii de *Ervilia, Mactra, Cardium* și mai rar *Tapes, Modiola, Cerithium*; Trochidele și Buccinidele sînt

Institutul Geologic al României

rarități. Caracteristică este răspîndirea uniformă a acestei faune și numai o determinare riguroasă a întregei asociații ar putea aduce mai multe precizări. Din determinările sumare făcute pînă în prezent rezultă că fauna este mult deosebită de aceea a Sarmațianului din platformă și probabil cuprinde multe specii noi. În schimb apare o asociație de specii ce amintește fauna sarmațiană a regiunii caucaziene (Tabl. II). În momentul de față desprindem existența a două nivele paleontologice cu o semnificație stratigrafică:

1. Nivelul cu Serpule situat la 150 m deasupra conglomeratului inferior, nivel de care ne-am ocupat mai înainte.

2. Nivelul cu Mactre mari, Cardiacee și *Tapes* situat la aproximativ 250 m deasupra celui de al doilea nivel de conglomerate. În acesta se găsesc:

Mactra vitaliana D'ORB. (1 exemplar)
Mactra cf. *subvitaliana* KOL. (frecventă)
Tapes gregarius PT. var. *ponderosa* D'ORB. (frecvent)
Cardium fittoni D'ORB. (5 exemplare)
Cardium sp. (de tip Sarmațian mediu)
Donax sp.
Ervilia sp. (2 exemplare)
Trochus sp. (1 exemplar)

La 100 m peste acesta urmează un nivel foarte bogat de:

Modiola sarmatica GAT.
Tapes gregarius PT. var. *ponderosa* D'ORB.
Cardium beaumonti D'ORB.

Aproximativ la același nivel stratigrafic, în faciesurile argiloase de pe V. Turbure sînt foarte frecvenți:

Potamides mitralis EICHW.
Potamides disjunctum SOW.

Asupra faunei nivelului inferior cu Serpule — în afara celor menționate referitor la poziția stratigrafică a Serpulelor — observăm că fauna de Lamellibranchiate este o asociație de specii citate pentru Buglovianul din platformă *(Cardium lithopodolicum* și *Mactra eichwaldi)* cu specii cunoscute în partea inferioară a Sarmațianului mediu din regiunea caucaziană *(Cardium vassoewitchi, C. pium, Mactra eichwaldi)* și cu o majoritate de specii caracteristice Sarmațianului inferior, vîrstă ce atribuim acestui nivel.

În nivelul faunistic de peste al doilea conglomerat se găsesc specii de *Mactra* și *Cardium* ale Sarmațianului mediu dintre care cele mai caracteristice sînt:

Cardium fittoni D'ORB.
Cardium beaumonti D'ORB.
Tapes gregarius PT. var. *ponderosa* D'ORB.

Institutul Geologic al României

Deși aceste specii apar în mic număr de exemplare le considerăm totuși cele mai importante din punct de vedere stratigrafic și pe baza lor atribuim, cel puțin întregului pachet de peste cel de al doilea conglomerat, vîrsta sarmațian-medie. Este adevărat că în acest pachet apar încă *Potamides mitrales* și rare *Ervilia*, specii care în regiunile de platformă sînt considerate caracteristice Sarmațianului inferior. Totuși și în platformă, cum este în regiunea Deleni — Lespezi, am avut prilejul să constat că speciile acestea mai apar în partea inferioară a Sarmațianului mediu. Același fapt l-a relevat recent M. TUDOR pentru Oltenia.

Pe baza celor arătate putem afirma că formațiunile sarmațiene din Sinclinalul Odăile — adică din unitatea cea mai internă cu astfel de depozite — reprezintă Sarmațianul inferior și mediu. Nici un indiciu paleontologic nu arată existența Sarmațianului superior. Lipsa sa este plauzibilă și prin aceea că în Culmea Pănătău urmează Meoțianul transgresiv, reprezentat numai prin jumătatea sa superioară.

Aproape cu aceleași caractere se prezintă și Sarmațianul de pe flancul sudic al Anticlinalului Muscelul Țigani. Caracterul flișoid e evident în jumătatea inferioară (P. Rușavăț); în partea superioară se dezvoltă în deosebi gresii calcaroase fosilifere cu Ceriți și Cardiacee (D. Boidea, la NW de Rușavăț).

Dintre aparițiile celui de al doilea tip de Sarmațian cele mai interesante din punct de vedere stratigrafic sînt acelea din V. Rîmnicului deschise pe porțiunea dintre Jitia de Sus și Jitia de Jos. Aici Sarmațianul este reprezentat prin o serie monotonă de aproape 1000 m grosime de argile marnoase cenușii-vinete, care, în jumătatea lor superioară, pe o grosime de aproape 100 m, sînt negricioase, fin șistoase, disodiliforme. Seria sarmațiană se încheie cu un facies grezos ce se instalează treptat; ultimile bancuri sînt adevărate gresii lumașelice cu Mactre. Această succesiune ritmică de gresii și argile se continuă apoi în tot Meoțianul.

Și aici întreaga serie sarmațiană este fosiliferă și se pot separa următoarele nivele:

Nivelul inferior cu rare *Ervilia*;

Nivelul mijlociu cu *Cryptomactra pes anseris* ANDR. de cca 100 m grosime și situat sub argilele disodiliforme;

Nivelul superior cu *Mactra*.

Peste Sarmațian urmează în continuitate de sedimentare Meoțianul care se delimitează faunistic prin apariția Congeriilor după totala dispariție a Mactrelor și litologic prin dezvoltarea unui orizont de argile verzi și vișinii.

Dintre nivelele fosilifere cel mai interesant e acel cu *Cryptomactra*, formă necunoscută pînă acum în această regiune. Prezența acestei specii este deosebit de importantă deoarece este una din speciile caracteristice ale faciesurilor pelitice din Sarmațian. În Podișul Moldovenesc sînt cunoscute în partea inferioară a Sarmațianului mediu (43). În regiunea caucaziană ele formează o zonă paleontologică foarte constantă ce se situează tot în Sarmațianul mediu (21). Aceeași

Institutul Geologic al României

poziție o ocupă zona cu *Cryptomactra* și în V. Rîmnicului și arată prin urmare, în mod neîndoielnic că în seria argiloasă de aici e cuprins cel puțin Sarmațianul mediu. Litologic și faunistic, toată seria de peste zona cu *Cryptomactra* pînă la Meoțian este o serie de sedimentare neîntreruptă; ea trebuie deci să includă întreg Sarmațianul mediu și superior.

Această continuitate este indicată și de faună. În adevăr, compoziția faunei se schimbă treptat și noile specii apar întîi în cuprinsul nivelului precedent. Astfel, după zona exclusiv cu *Cryptomactra* urmează:

O zonă cu *Cryptomactra* asociată cu Cardiacee;

O zonă cu Cardiacee și specii de *Mactra* de talie mică, urmată de

O zonă exclusiv cu *Mactra*.

În Podișul Moldovenesc (2, 3) cît și în Uniunea Sovietică (21, 25) — și după lucrarea recentă a MIREI TUDOR și în Oltenia — în fauna Sarmațianului superior se găsește numai *Mactra*. Prin urmare în V. Rîmnicului acestui subetaj îi revine partea cea mai superioară numai cu Mactre; mai mult, Mactrele cu scoica groasă din lumașelele superioare se înglobează în grupa speciei *pallassi* BAILY, specie caracteristică Sarmațianului superior. Zona cu Cardiacee și Mactre mici ce se înterpune între zona cu *Cryptomactra* și acea superioară numai cu *Mactra*, trebuie să reprezinte parte din Sarmațianul mediu, cu atît mai mult cu cît Mactrele de dimensiuni mici par a fi foarte apropiate de *M. tumida* JIJIC. și *M. luxata* JIJC., specii cunoscute în Seria de Grosnenski a regiunii caucaziene și care corespunde unei părți din Sarmațianul mediu și superior (21).

Sarmațianul din V. Rîmnicului reprezintă prin urmare Sarmațianul superior, mediu și poate o parte din Sarmațianul inferior. Nimic nu indică prezența Buglovianului (33). Atît litologic cît și faunistic, afinitățile cu Sarmațianul regiunii caucaziene sînt și mai accentuate decît pentru Sarmațianul Sinclinalului Odăile.

Spre N, în V. Motnăului, apare numai partea superioară a Sarmațianului ca și spre S la Bisoca și în V. Slănicului la Mînzălești; în regiunea sudică se adaugă însă și seria de șisturi disodiliforme adică este prezentă și o parte din Sarmațianul mediu. Din punct de vedere faunistic singura particularitate este prezența a rare exemplare de *Cerithium* în lumașelele superioare cu *Mactra* de la Mînzălești și din V. Motnăului, fapt necunoscut pentru Sarmațianul superior al regiunilor de platformă cît și a regiunii caucaziene.

Delimitarea Sarmațianului față de Meoțian se face și în aceste puncte, pe aceleași criterii ca și în V. Rîmnicului. Se mai adaogă însă un nivel de conglomerate, subțire în V. Motnăului, mai dezvoltat la Bisoca unde, la izvoarele Pîrîului Foltea și în Muchea Zidul cu Piatră atinge pînă la 10 m grosime.

Cu aceleași caractere se prezintă Sarmațianul și în regiunea Trestia—Glodeni—Culmea Staicului, adică în unitatea situată imediat la S de Sinclinalul Odăile. Deși numeroasele alunecări de teren nu ne-au permis să urmărim decît partea inferioară și cea superioară a Sarmațianului, bănuim că și aici trebuie să existe zona cu *Cryptomactra*.

Institutul Geologic al României

Stratigrafia Sarmațianului dintre V. Buzăului și V. Rîmnicului arată că această formațiune se prezintă diferit după unitățile tectonice în care apare și anume:

1. Sarmațianul din Depresiunea Odăile-Calvini reprezintă numai Sarmațianul inferior și mediu. Este discordant și transgresiv față de Buglovian. Sarmațianul mediu se poate delimita față de Sarmațianul inferior printr-o slabă transgresiune marcată de un nivel de conglomerate. Faunistic se caracterizează prin frecvența genului *Ervilia*, care trece și în jumătatea inferioară a Sarmațianului mediu; aceeași repartiție pe verticală o prezintă și *Potamides mitralis*. Dintre speciile caracteristice Sarmațianului mediu din platformă se găsește foarte rar *Cardium fittoni*, iar *Mactra fabreana* lipsește. Litologic este reprezentat printr-o alternanță de nisipuri și argile cu un pronunțat caracter de sedimentare ritmică.

2. Sarmațianul de la exteriorul dislocației pericarpatice este complet în regiunea Trestia—Culmea Staicului, fiind prezente toate trei subetajele, a căror existență se deduce numai pe criterii paleontologice. Pentru Sarmațianul inferior sînt caracteristice *Ervilia* și *Syndesmya*, pentru Sarmațianul mediu *Cryptomactra* și pentru Sarmațianul superior *Mactra* de tip *pallassi*. Din punct de vedere litologic se caracterizează prin prezența exclusivă a faciesului pelitic argilos. Numai în Sarmațianul superior se instalează faciesuri grezoase calcaroase.

În concluzie pe baza studiului părții superioare a Miocenului dintre V. Buzăului și V. Rîmnicului desprindem următoarele:

1. Delimitarea Miocenului mediu marin față de Miocenul superior salmastru, se face prin zona cu *Spirialis* care revine părții cele mai superioare a Miocenului mediu sau Tortonian. Este posibil ca zona cu fauna argilelor de Baden (tip Crivineni) zonă recunoscută tortoniană, să reprezinte faciesul neritic al zonei cu *Spirialis*. Zona cu *Spirialis* din Subcarpați este sincronă Stratelor de Tarhan din regiunea caucaziană, iar zona cu fauna tortoniană (tip Crivineni—Melicești) este probabil un echivalent al Stratelor de Ciocrac din Uniunea Sovietică. Dacă aceste două zone reprezintă numai faciesuri heteropice, rezultă că faza marină a Miocenului se încheie cu un moment unic de dezvoltare a unei faune în toată întinderea bazinelor miocene din centrul și estul Europei.

2. Faza de tranziție de la fauna marină la acea salmastră în Subcarpați ține de ciclul de sedimentare al Miocenului mediu. Etapele succesive ale acestor transformări, atunci cînd se pot recunoaște, sînt similare celor din regiunea caucaziană. Deoarece ele nu pot fi identificate totdeauna, sîntem de părere că este mai adecvat termenul de Buglovian pentru depozitele acestei faze. În acest caz Buglovianul este un echivalent al Stratelor de Karagan și Konka din partea meridională a Uniunii Sovietice.

Institutul Geologic al României

Buglovianul, în lipsa unei macrofaune tipice, poate fi identificat și microfaunistic prin explozia speciei *Cibicides lobatulus*. Buglovianul are un caracter regresiv lagunar general, și grosimea sa nu depășește 200 m.

3. În Sarmațian, subetajele se pot identifica în primul rînd paleontologic. Prezența zonei cu *Cryptomactra pes anseris* e deosebit de interesantă pentru identificarea Sarmațianului mediu. Fauna acestui etaj are mai multe afinități cu fauna regiunii caucaziene decît cu acea a Sarmațianului de platformă; multe dintre speciile caracteristice acestuia lipsesc complet sau sînt foarte slab reprezentate.

Putem sintetiza cronologia și paralelizările menționate în tabloul următor:

	SUBCARPAȚI		CAUCAZ
	Facies de țărm	Facies de larg	
Sarm. sup. Sarm. med. Sarm. inf.	Strate cu *Mactra* Str. *M. subvitaliana* Str. *Ervilia*, Serpule	Strate cu *Mactra* Str. *Cryptomactra* Str. *Ervilia* și *C. lithopodolicum*	Str. Grosnenschi Str. *Cryptomactra* Str. Grosny
Buglovian	Str. *Cerithium gubkini, Bittium deforme, Clavatula döderleini, Ervilia*	Str. *Ervilia, Syndesmya, Corbula*	Str. Konka Str. Karagan
Tortonian	Zona tip Meliceşti	Zona cu *Spirialis*	Str. Ciocrac — Str. Tarhan

4. Afinitățile formațiunilor miocene din Subcarpați cu acele caucaziene se datoresc evoluției geologice asemănătoare a acestor două regiuni în care se desfășoară ultima fază orogenică alpină.

5. Începînd cu Sarmațianul inferior sedimentarea depinde de unitatea tectonică în care se desfășoară. Pentru regiunea dintre V. Buzăului și V. Rîmnicului putem distinge:

O zonă internă, din regiunea Odăile pînă în V. Buzăului, în care sedimentarea ritmică imprimă depozitelor un caracter flișoid;

O zonă liniștită cu acumulare pelitică uniformă care se desenează de la V. Slănicului spre NE. Ea atinge dezvoltarea sa maximă începînd din regiunea Bisoca spre V. Rîmnicului și în a doua jumătate a Sarmațianului mediu se instalează aici un regim lagunar care favorizează formarea șisturilor disodiliforme. Această regiune se prelungește spre SW pînă în regiunea Trestia—Culmea Staicului; aici însă caracterul lagunar din faza finală este mai atenuat.

În această de a doua regiune de Sarmațian sedimentarea ritmică începe abia în Sarmațianul superior și se continuă în Pliocen; este pronunțată în Meoțian,

Institutul Geologic al României

atenuîndu-se treptat în etajele superioare ale Pliocenului. Caracterul sedimentării reflectă prin urmare deplasarea activității orogenice valahe de la W spre regiunea de curbură a Carpaților.

II.

Prezentăm descrierea cîtorva dintre speciile cele mai caracteristice ale Miocenului mediu și superior din Subcarpații Munteniei, pe baza cărora s-a stabilit vîrsta acestor formațiuni. Pe lîngă asociația de specii a faciesului de larg, întîlnită pentru prima dată în Miocenul subcarpatic din țara noastră, prezentăm și cîteva specii citate numai în literatura asupra acestei regiuni.

Speciile Miocenului superior și în deosebi ale Buglovianului, sînt susceptibile de variațiuni locale, inerente unei faune dezvoltate într-un mediu în curs de trecere de la faciesul marin la faciesul salmastru. În acest caz conținutul speciilor nu trebuie să fie prea restrîns, căci altfel se ajunge la creierea unui număr infinit de specii, care nu corespunde realității. Multe din speciile menționate în literatură pot fi privite cel mult ca varietăți sau numai ca forme. Totodată de aci decurg și dificultățile de orientare asupra caracterelor paleontologice și vîrstei depozitelor de acest fel, dacă dispunem numai de liste de faune.

Pseudoamussium corneum Sow. var. *denudatum* Rss.

Pl. I fig. 1—2.

1875 *Pecten denudatus* Rss. R. Hörnes (19), p. 383, XIV, 21—22.
1882 *Pecten denudatus* Rss. Hilber (17), p. 31, IV, 7.
1897 *Pseudoamussium corneum* Sow. var. *denudata* Rss. Sacco (46, partea 24) p. 51, XIV 30—39.
1928 *Amussium denudatum* Rss. Depéret și Roman (8) p. 187, XXVIII, 4—8.
1932 *Pecten denudatus* Rss. Davidasvili (6, I), p. 5, I, 1—7.
1934 *Pecten denudatus* Rss. Jijcenco (21) p. 60, IV, 3—4.
1936 *Amussium denudatum* Rss. Friedberg (15, partea II) p. 256, XLII, 13.
1951 *Pseudoamussium corneum* Sow. var. *denudatum* Rss. Korobkov (26) p. 59, IV, 4—5.

Valve cu contur aproape circular, cu umbon ascuțit ce se termină în marginea liniei cardinale. Umbonul este încadrat de două urechiușe aproape egale, ornamentate numai de striuri de creștere. Urechiușa anterioară are marginea externă perpendiculară pe linia cardinală; la urechiușa posterioară această linie este ușor înclinată formînd cu linia cardinală un unghi de 100°—105°.

Valvele sînt ușor convexe, netede; pe ele se observă numai foarte fine striuri de creștere.

L.	I.	L.: I.
14	15	0,93
14	13,5	1,03

Specie frecventă în orizontul cu *Spirialis*. Tortonian.
Boziorul (V. Boziorul, V. Ştiubeilor).

Institutul Geologic al României

Chlamys diaphana DUB.
Pl. I, fig. 3, 7—9.

1831 *Pecten diaphanus* DUBOIS DE MONTPÉREUX (9), p. 69, VIII, 9.
1936 *Chlamys (Aequipecten) diaphana* DUB. FRIEDBERG (15, partea II) p. 230, XXXIX, 1—3.
1939 *Chlamys diaphana* DUB. ROGER (45), p. 147, XVIII, 11.

Valve cu contur orbicular, cu marginea laterală anterioară ușor scobită. Caracterul distinctiv al acestei specii e dat de urechiușe, dintre care cea anterioară este alungită, delimitată de un sinus byssal profund; ea poartă 5—7 coaste solzoase, bine dezvoltate. Urechiușa posterioară, slab delimitată, apare ca o prelungire a părții posterioare a valvei.

Și această specie are valvele netede; coastele fine și scurte de pe marginea valvei, menționate pentru această specie, nu se observă la exemplarele din regiunea subcarpatică.

L.	I.	L.: I.
18	18	1,00
14	14	1,00
12	11,5	0,95

Specie frecventă în orizontul cu *Spirialis*. Tortonian.
Boziorul (V. Boziorul, V. Ştiubeilor).

Cuspidaria cuspidata OLIV.
Pl. I, fig. 14—15.

1901 *Cuspidaria cuspidata* OLIV. SACCO (46, partea 29) p. 123, XXVI, 31—34.
1934 *Cuspidaria (?) addicta* n. sp. JIJCENCO (21) p. 50, VI, 22—23.

Specie cu valvele pronunțat inechilaterale, convexe în regiunea centrală. Partea posterioară alungită într-o regiune sifonală tubulară. Suprafața ornamentată numai de striuri de creștere fine. Dentiția nu a fost observată.

L.	I.	L.: I.
20	11,5	1,74
21,5	12	1,79

Specie nu prea rară în Orizontul cu *Spirialis*. Tortonian.
Boziorul (V. Boziorul, V. Ştiubeilor).

Cuspidaria costellata DESH.
Pl. I, fig. 4—6.

1901 *Cardiomya costellata* DESH. SACCO (46, partea 29), p. 127, XXVI, 62—63.
1934 *Cuspidaria costellata* DESH. var. *Lomnickii* n. var. FRIEDBERG (15, partea II), p. 1, I, 1.

Valve ovale, cu partea posterioară alungită într-o regiune sifonală ce se îngustează treptat către extremitatea sa. Regiunea umbonală largă și puternic

Institutul Geologic al României

convexă. Pe suprafața valvei 12—14 coaste înguste și rotunde, egal dezvoltate de la umbon pînă la marginea inferioară a valvei. Coastele regiunii anterioare mai fine, cele ale regiunii posterioare ceva mai puternice și mai distanțate. Pe partea internă a valvei fine șanțuri în jumătatea inferioară a sa; ele corespund coastelor de pe fața externă a valvei. Prelungirea sifonală numai cu striuri de creștere.

L.	I.	L.: I.
12	7	1,71
10,5	5	2,1
6	3,25	1,84

Specie rară în orizontul cu *Spirialis*. Tortonian.
Boziorul (V. Boziorul, V. Ştiubeilor).

Cuspidaria elegantissima M. HÖRN.
Pl. I, fig. 10—11.

1875 *Neaera elegantissima* M. HÖRN. R. HÖRNES (19) p. 368, XIII, 8.
1901 *Spheniopsis eoaviculoides* SACCO. SACCO (46, partea 29), p. 127, XXVI, 58—61.
1934 *Cuspidaria* sp. cf. *elegantissima* M. HÖRN. JIJCENCO (21) p. 49, VI, 19.

Valve ovale, destul de convexe, cu partea anterioară rotunjită, iar cea posterioară aliformă, plată și delimitată tranșant de restul valvei. Umbonul mic. Ornamentația constă din îngroșări concentrice din ce în ce mai pronunțate spre marginea inferioară a valvei; ele sînt localizate numai pe partea convexă a valvei.

L.	I.	L.: I.
12	9	1,33
10	7	1,43

Specie frecventă în orizontul cu *Spirialis*. Tortonian.
Boziorul (V. Boziorul, V. Ştiubeilor).

Corbula mihalskii SOK.
Pl. I, fig. 12—13.

1899 *Corbula mihalskii* nv. sp. SOKOLOV (49) p. 28, III, 18—32.
1932 *Corbula gibba* OLIV. DAVIDAŞVILI (6), p. 33, III, 17—19.
1932 *Corbula mihalskii* SOK. OSSIPOV (40), p. 57, II, 40—47.
1934 *Corbula gibba* OLIV. FRIEDBERG (15, partea II), p. 16, II, 9—20.
1935 *Corbula gibba* OLIV. LIWEROWSKAIA (29), p. 18, III, 3—8.

Specie cu valvele relativ înalte, puternic convexe, cu regiunea umbonală largă, bombată, arcuită. Ornamentația din striuri de creștere fine.

În literatură formele de acest tip sînt date sub numele de *C. gibba* OLIV.; cele cu dezvoltarea valvelor în sensul lungimii sub numele de *C. mihalskii* SOK. Adeseori însă ambele tipuri de forme sînt înglobate sub numele de *C. gibba* OLIV. (15, p. 16; 29, p. 18). Am folosit denumirea de *C. mihalskii* SOK.,

Institutul Geologic al României

deoarece formele din regiunea subcarpatică, deși relativ înalte, au totuși o ornamentație puțin evidentă, deosebindu-se prin aceasta de formele tipice marine.

L.	I.	L.: I.
10	9,5	1,05
9	8	1,12

Specie relativ rară în orizontul cu *Syndesmya*. Buglovian.
Boziorul (V. Bălănesei, V. Șiubeilor).

Syndesmya scythica Sok.
Pl. I, fig. 16.

1899 *Syndesmya alba* Wood var. *scythica* Sokolov (49), p. 30, IV, 1—8.
1903 *Syndesmya alba* Wood var. *scythica* Sok. Laskarev (27), p. 71, II, 42—43.
1932 *Syndesmya scythica* Sok. var. *Kolesnikovi* nv. var. Ossipov (40), p. 50, II, 18—25.
1932 *Syndesmya scythica* Sok. var. *konkensis* nv. var. Ossipov (40), p. 51, II, 26—27.
1934 *Syndesmya alba* Wood var. *scythica* Sok. Jijcenco (21), p. 41, VI, 15.

Caracteristica acestei specii este dată de conturul oval regulat al valvei.

Din literatura consultată rezultă că aceste forme sînt foarte apropiate de *S. alba* Wood, formă din faciesuri marine. Majoritatea autorilor consideră *S. scythica* ca o varietate de *S. alba*. Ossipov îi dă valoarea de specie cu două varietăți: var. *kolesnikovi* și var. *konkensis*, a căror identificare este însă dificilă; ele reflectă numai variabilitatea speciei în prima fază de modificare a salinității normale de la începutul Miocenului superior. In regiunea Boziorul exemplarele sînt mai mici decît acelea de la Buglovo.

L.	I.	L.: I.
11,5	8,5	1,35

Specie frecventă în argilele cu *Syndesmya*. Buglovian.
Boziorul (V. Bălănesii, V. Șiubeilor, V. Boziorul).

Cardium plicatum Eichw. var. *pseudoplicatum* Friedb.
Pl. II, fig. 11—12.

?1882 *Cardium praeplicatum* nv. f. Hilber (17), p. 14, I, 40—41.
1934 *Cardium plicatum* Eichw. var. *pseudoplicatum* n. var. Friedberg (15, partea II), p. 146, XXIII, 10—13.
?1935 *Cardium praeplicatum* Hilb. Liwerowskaia (29), p. 9, II, 5.

Specie cu valve ovale alungite, cu umbon larg dar puțin proeminent. Partea anterioară, ușor evazată, reprezintă o treime din lungimea totală a valvei. Partea posterioară alungită și trunchiată.

Valva poartă 22—24 coaste; coastele lungi, care ating regiunea umbonală, alternează cu coaste mai scurte care ocupă numai două treimi din partea inferioară a valvei. Coastele sînt rotunde, proeminente, separate prin spații plane egale cu lățimea coastelor; coastele anterioare sînt mai subțiri și cu mici lame trans-

Institutul Geologic al României

versale, cele din regiunea mediană mai robuste și netede. Ultima constituie o carenă după care urmează, pe partea posterioară, șapte coaste subțiri.

L.	I.	L.: I.
19,5	13	1,50

Specie frecventă în argilele cu *Ervilia*. Buglovian.
Boziorul, Cozieni (V. Bălănesei).

Cardium pium Ijc.
Pl. II, fig. 9.

1934 *Cardium pium* n. sp. Ijcenco (21), p. 24, III, 23—24.

Specie cu valvele aproape circulare, ornamentate de 3—4 coaste rotunde și proeminente, care depășesc marginea scoicii; între ele cîte două coaste subțiri.

L.	I.	L.: I.
5	4	1,25

Specie rară în argile. Sarmațian inferior.
Cozieni (V. Bălănesei).

Cryptomactra pes anseris Andr.
Pl. II, fig. 6—8.

1932 *Cryptomactra pes anseris* (Mayer-Eymar) Andr. Davidașvili (7), p. 45, III, 17—21.
1934 *Cryptomactra pes anseris* (Mayer-Eymar) Andr. Ijcenco (21) p. 21, I, 20.
1935 *Cryptomactra pes anseris* (Mayer-Eymar) Andr. Kolesnikov (25) p. 66, VII, 27—28.

Valvele acestei specii au o formă foarte caracteristică ca un pentagon turtit cu un colț proeminent pe marginea ventrală. Umbonul mic este situat aproape de partea anterioară. Marginea anterioară a valvei, foarte scurtă și puțin arcuită formează cu acea ventrală un unghi de 90°, ușor rotunjit. Marginea ventrală urmărește o linie frîntă, a cărei segmente formează un unghi de 140°. Linia cardinală dreaptă și paralelă cu prima jumătate a marginei ventrale, trece pe nesimțite spre marginea posterioară, cu care formează un unghi foarte larg.

O coastă puternică, rotunjită și ușor arcuită, împarte suprafața valvei în două jumătăți aproape egale. Striurile de creștere trec neîntrerupt peste suprafața coastei, formînd în fața acesteia o inflexiune caracteristică care determină proeminarea coastei peste marginea valvei. Pe unele exemplare mai apare încă o coastă, mai subțire, la mijlocul jumătății posterioare a valvei.

Morfologia și dimensiunile sînt în totul identice cu a exemplarelor din regiunea caucaziană.

L.	I.	L.: I.
16	13,5	1,18
12,5	10	1,25
10	8,5	1,17

Specie foarte frecventă în argilele marnoase ale Sarmațianului mediu.
Jitia de Sus (V. Rîmnicului).

Institutul Geologic al României

Mactra cf. *eichwaldi* Lask.

Pl. II, fig. 4—5.

1903 *Mactra fragilis* n. sp. var. *buglovensis* n. var. Laskarev (27) p. 143, IV, 1—10.
1932 *Mactra eichwaldi* Lask. Davidaşvili (7), p. 38, III, 10—13.
1932 *Mactra eichwaldi* Lask. var. *buglovensis* Lask. Davidaşvili (7), p. 38, III, 14—15.
1932 *Mactra eichwaldi* Lask. var. *buglovensis* (Lask.) Gat. Ossipov (40), p. 48, II, 14—17.
1934 *Mactra eichwaldi* Lask. Jjcenco (21), p. I, 15—16.
1934 *Mactra podolica* Eichw. var. *buglovensis* Lask. Friedberg (15, partea II), p. 33, VII, 1—2.
1935 *Mactra eichwaldi* Lask. Kolesnikov (25), p. 46, IV, 1—4.
1935 *Mactra konkensis* Lask. Liwerowskaia (29), p. 15, I, 29—33.

Specie cu valvele echilaterale, cu umbonul mai mult sau mai puțin proeminent. Partea anterioară ușor evazată și rotunjită; partea posterioară de formă triunghiulară cu vîrful apropiat de marginea inferioară a valvei.

Cele două varietăți — *buglovensis* Lask. și *konkensis* Lask. — pot constitui cel mult forme. Lipsa unor caractere bine distincte, care să permită ușor identificarea lor, apare evidentă și din faptul că majoritatea autorilor admit o singură varietate — var. *buglovensis* —; acei care admit var. *konkensis* trec în sinonimia ei var. *buglovensis* (29, p. 15).

L.	I.	L.: I.
27	22	1,22
18,5	15	1,23
17	13	1,30
16,5	13	1,27

Specie frecventă în argilele cu *Ervilia*. Buglovian.
Boziorul, Cozieni (V. Bălănesei).

Mactra cf. *subvitaliana* Kol.

Pl. II, fig. 3, 10.

1935 *Mactra subvitaliana* Kol. Kolesnikov (25), p. 56, VI, 8—10.

Forme cu contur triunghiular, cu umbonul relativ dezvoltat și situat în treimea anterioară a valvei. Partea anterioară rotunjită; cea posterioară trunchiată se unește cu marginea inferioară după o linie arcuită. Carena, destul de pronunțată, delimitează o area îngustă și aproape perpendiculară pe suprafața valvei.

Exemplarele acestei specii se întîlnesc sub formă de mulaje; ele s-ar putea să reprezinte chiar specia *vitaliana* d'Orb.

L.	I.	L.: I.
30	25	1,20
24	16	1,50
21	13,5	1,55

Specie frecventă în gresiile Sarmațianului mediu.
Bălănești (V. Epei).

Institutul Geologic al României

Clavatula döderleini M. HÖRN.
Pl. III, fig. 11—14.

1856 *Pleurotoma Döderleini* M. HÖRN. M. HÖRNES (18), p. 339, XXXVI, 17.
1903 *Pleurotoma Döderleini* M. HÖRN. LASKAREV (27), IV, 32—24.
1912 *Clavatula D derleini* M. HÖRN. FRIEDBERG (15, partea I), p. 202, XIII, 2.
1940 *Pleurotoma (Clavatula) döderleini* M. HÖRN. SIMIONESCU și BARBU (48), p. 125, II, 30—31.

Exemplarele corespund în totul diagnozei acestei specii.

I.	D.	I.: D.
21	10	2,10
18	8	2,25
16	7	2,28

Destul de frecventă în orizontul cu Ceriți. Buglovian.
Boziorul (V. Bălănesei, V. Boziorul, V. Ştiubeilor), Lacul, Odăile.

Cerithium gubkini OSS.
Pl. III, fig. 7—10.

1899 *Cerithium* aff. *procrenatum* SACCO. SOKOLOV (49), p. 36, IV, 20—22.
1932 *Cerithium gubkini* n. sp. OSSIPOV (40), p. 67, IV, 14—15.

Cochilie conică, alungită, din 10—11 ture de spiră plate, separate prin suturi superficiale. Ultimul tur de spiră reprezintă o treime din înălțimea totală a cochiliei. Ornamentația caracteristică se dezvoltă pe ultimele patru ture de spiră. Ea constă din coaste transversale și coaste spirale. Dintre coastele spirale două sînt mai groase; la intersecția acestora cu coastele transversale rezultă noduri, dintre care rîndul al doilea este ceva mai proeminent dînd întregei cochilii un profil ușor scalariform. Coastele spirale dezvoltate alternează cu coaste fine. Pe partea inferioară a ultimului tur de spiră sînt șapte coaste spirale; primele două mai dezvoltate și cu mici tuberculi, ultimele netede și din ce în ce mai subțiri spre regiunea columelară.

Cochiliile acestei specii au afinități atît cu specia *procenatum* SACCO de care a apropiat-o SOKOLOV, cît și cu specia *rubiginosum* EICHW. De aceasta din urmă se deosebește prin numărul mai mare de ture de spiră și diametrul mai mic față de înălțime, ceea ce face ca *C. gubkini* să fie o formă mai sveltă.

I.	D.	I.: D.
19	7	2,71
18	6,5	2,76
18	5,5	3,27
17	6,5	2,61
17	6	2,83

Foarte frecvent în orizontul cu Ceriți. Buglovian.
Boziorul (V. Bălănesei, V. Boziorul, V. Ştiubeilor), Lacul, Odăile.

Institutul Geologic al României

Terebralia andrezjowski FRIEDB.
Pl. III, fig. 1—3.

1831 *Cerithium plicatum* BRUG. var. DUBOIS (9), p. 34 (partim), II, 14.
1856 *Cerithium Duboisi* M. HÖRN. M. HÖRNES (18), p. 399, XLII, 4—5.
1914 *Terebralia andrezjowski* FRIEDB. FRIEDBERG (15, partea I), p. 301, XVIII, 9.
1940 *Cerithium andrezjowski* FRIEDB. SIMIONESCU şi BARBU (48), p. 84, I, 33.

Cochilia de formă conică alungită, din 12—13 ture de spiră (fără a fi păstrate primele 2 sau 3) cu profil drept; ultimul tur de spiră este convex şi cu o creştere accentuată a diametrului. Suturele destul de adînci. Turele de spiră ornamentate de patru rînduri de noduri spirale ce se dispun unele sub altele rezultînd coaste transversale slab arcuite. Marginea inferioară a turului de spiră cu un filet ondulat. Pe ultimul tur de spiră două sau trei îngroşări transversale pe care striurile de creştere sînt grosiere şi lamelare.

T. andrezjowski se deosebeşte de *Cerithium lignitarium* EICHW. prin cochilia mai sveltă şi turele de spiră cu suprafaţa plană.

I.	D_1 (diametrul penultimei spire)	D_2 (diametrul ultimei spire)	$I:D_1$	$I:D_2$
29	10	13	2,90	2,23
29	9,5	13	3,05	2,23
29	9,5	12	3,05	2,41
29	9	12	3,22	2,41
26,5	8,5	11	3,12	2,41

Specie frecventă în orizontul cu Ceriţi. Buglovian. Boziorul (V. Bălănesei, V. Boziorul), Lacul, Odăile.

Potamides mitralis EICHW.
Pl. III, fig. 4—6.

1853 *Cerithium mitrale* m. EICHWALD (11), p. 153, VII, 10.
1856 *Cerithium pictum* BAST. M. HÖRNES (18), p. 394, XLI, 15, 17.
1901 *Cerithium pictum* BAST. SIMIONESCU (47), p. 21, II, 17—18.
1901 *Cerithium pictum* BAST. var. *ştefănescui* n. var. SIMIONESCU (47), p. 21, II, 19—20.
1914 *Potamides mitralis* EICHW. FRIEDBERG (15, partea I), p. 271, XVII, 1—7.
1914 *Potamides bicostatus* EICHW. FRIEDBERG (15, partea I), p. 276. XVII, 9—10.
1935 *Cerithium mitrale* EICHW. KOLESNIKOV (25), p. 222, XXVIII, 1—5.
1935 *Cerithium mitrale* EICHW. LIWEROWSKAIA (29), p. 21, II, 27—29.
1940 *Cerithium mitrale* EICHW. SIMIONESCU şi BARBU (48), p. 85, II, 34—36.
1940 *Cerithium mitrale* EICHW. var. *ştefănescui* SIM. SIMIONESCU şi BARBU (48), p. 85, I, 39.
1944 *Pirrenella picta* DEFR. JEKELIUS (20), p. 76, XVIII, 18—20.
1951 *Potamides mitralis* EICHW. KOROBKOV (26), p. 95, IX, 4—7.

Institutul Geologic al României

Exemplarele din regiunea Odăile — Boziorul au o ornamentație fină apropiindu-se de var. *ștefănescui* S.M. Acest caracter este determinat de faciesul pelitic în care se dezvoltă formele în această regiune.

I.	D.	I.: D.
20	7,5	2,66
20	7	2,85
19,5	8	2,44
19	7,5	2,53
18	7,5	2,40

Specie foarte frecventă în orizontul cu Ceriți. Buglovian.

Boziorul (V. Bălănesei, V. Boziorul, V. Ştiubeilor), Lacul, Odăile, Posobești; mai rară în Sarmațianul inferior, Bălănești (V. Turbure).

Bittium deforme Eichw.

Pl. III, fig. 20—21.

1853 *Cerithium deforme* m. Eichwald (11), p. 159, VII, 22.
1903 *Cerithium (Bittium) deforme* Eichw. Laskarev (27), p. 98, V, 27.
1914 *Bittium deforme* Eichw. Friedberg (15, partea I), p. 304, XVIII, 12—13.
1914 *Bittium reticulatum* da Costa, Friedberg (15, partea I), p. 302, XVIII, 10—11.
1932 *Cerithium deforme* Eichw. Ossipov (40), p. 69, IV, 16.
1940 *Bittium deforme* Eichw. Simionescu și Barbu (48), p. 100, II, 19—20.

Specie cu cochilia mică, alungită, din 12 ture de spiră plane. Pe fiecare tur de spiră trei șiruri spirale de noduri mici, turtite, egale, aliniate în sens transversal. Caracterele speciei sînt constante.

I.	D.	I.: D.
13,5	4,5	3,00
12	4,25	2,82
11,5	4	2,87
10	4	2,50
10	3,5	2,85
9	3	3,00

Specie frecventă în orizontul cu Ceriți. Buglovian.

Boziorul (V. Ştiubeilor), Lacul, Odăile.

Buccinum duplicatum Sow.

Pl. III, fig. 15—17.

1831 *Buccinum baccatum* Bast. Dubois (9), p. 28, I, 24—25.
1831 *Buccinum dissitum* Eichw. Dubois (9), p. 28, I, 22—23.
1856 *Buccinum duplicatum* Sow. M. Hörnes (18), p. 156, XIII, 6—9.
1856 *Buccinum baccatum* Bast. M. Hörnes (18), p. 156, partim.
1901 *Buccinum duplicatum* Sow. Simionescu (47), p. 27, II, 27—28.
1911 *Dorsanum duplicatum* Sow. var. *major* Friedb. Friedberg (15, partea I), p. 98, V, 18—19.
1911 *Dorsanum duplicatum* Sow. var. *minor* Friedb., Friedberg (15, partea I), p. 98, V, 20.

Institutul Geologic al României

1934 *Buccinum duplicatum* Sow. Jijcenco (21), p. 71, IX, 16.
1935 *Buccinum duplicatum* Sow. Kolesnikov (25), p. 243, XXIX, 7–9.
1940 *Buccinum duplicatum* Sow. Simionescu şi Barbu (48), p. 102, III, 1–2.
1944 *Buccinum duplicatum* Sow. Jekelius (20), p. 87, XXIV, 14–18.

Cochiliile provenind din Buglovianul regiunii Boziorul–Odăile–Lacul. corespund în totul diagnozei formei tipice, cu singura deosebire că sînt de talie mai mică. Pe acest criteriu se încadrează în var. *minor* separată de Friedberg,

I.	D.	I.: D.
14	7	2,00
14	6,5	2,15
13,5	7	1,93
11	6,5	1,69

Specie nu prea rară în orizontul cu Ceriți. Buglovian.
Boziorul (V. Bălănesei, V. Boziorul, V. Ştiubeilor), Lacul, Odăile.

Polinices cf. *redempta* Micht. var. *subalbula* Sacco
Pl. III, fig. 18–19.

1891 *Polinices redempta* Micht. var. *subalbula* Sacco Sacco (46, vol. 8), p. 95, II, 74.
1935 *Neritina (Neritodonta)* cf. *larcovici* Bruss. Liwerowskaia (29), p. 25, II, 21–23.

Cochilii mici de 5–7 mm, cu patru ture de spiră. Primele trei mici, turtite, încît regiunea apicală abia proeminează; ultimul tur de spiră larg, regulat convex, reprezintă aproape totalitatea cochiliei. Apertura semicirculară. Buza internă îngroşată acopere în întregime regiunea ombilicală; marginea sa internă este delimitată de o linie dreaptă pe mijlocul căreia se dezvoltă un mic tubercul urmat de 4–5 crestături fine. Tuberculul este extremitatea unei îngroşări spirale din interiorul spirei. Pe suprafaţa cochiliei fine dungi cafenii sinuoase, formează un desen cu aspect de solzi.

Formele întîlnite în orizontul cu Ceriți a Buglovianului din Subcarpați corespund descrierii date de Liwerowskaia pentru formele din Stratele de Konka din Caucazul de N şi menţionate sub numele de *Neritina larcovici* Bruss. Ele au în acelaşi timp multă asemănare cu *Polinices redempta* Micht. var. *subalbula* Sacco, de care se deosebeşte numai prin dimensiunea mai mică. Sacco dă însă o descriere prea sumară. Deoarece formaţiunea din Dalmaţia şi Slovenia din care provine specia a cărei nume îl foloseşte Liwerowskaia este pliocenă, am adoptat denumirea lui Sacco, dată pentru forme ale Tortonianului de la Stazzano.

I.	D.	I.: D.
5	5	1,00
5,5	5,5	1,00

Specie destul de rară în Orizontul cu Ceriți. Buglovian.
Boziorul (V. Bălănesei), Lacul, Odăile.

Institutul Geologic al României

Echinidae

Exemplarele de Echinide, cu testul subțire și strivite, arată că se repartizează la două genuri. Unele, de talie mică (32—38 mm) cu zona ambulacrară mediană a trivium-ului mai largă, încadrată de două zone ambulacrare scurte și înguste, se pot raporta genului *Bryssopsis* sp. (Pl. II fig. 1). Altele, mult mai mari, cu o sinuozitate pronunțată în partea anterioară a testului și orificiul bucal deplasat spre partea anterioară, se apropie de genul *Schizaster* sp. (Pl. II fig.2).

Ambele genuri nu prea rare în orizontul cu *Spirialis*. Tortonian.

Boziorul (V. Boziorul).

Primit: februarie 1955.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Andrussov D. Karpathen Miocän und Wiener Becken. *Petroleum*, XXXIV/27. 1938.
2. Atanasiu I. Le Sarmatien du Plateau Moldave. *An. Ac. Rom., Mem. secț. științifice*, Seria III, XX, 5, București, 1945.
3. Atanasiu I. și Macarovici N. Les sédiments miocènes de la partie septentrionale de la Moldavie. *An Comit. Geol.*, XXIII, București, 1950.
4. — Orogeneza și sedimentarea în Carpații Orientali din R.P.R. *An. Comit. Geol.*, XXIV, București, 1952.
5. Ciocârdel R. Le Néogène de la partie méridionale du département de Putna. *An. Comit. Geol.*, XXIII, București, 1950.
6. Davidașvili L. C. Fossils of the Tarchan and Tshokrak Beds. I. *Transact. of the State Petroleum Research-Institute.* Moscova-Leningrad, 1932.
7. — Fossils of the Sarmatian Beds. *Transact. of the State Petroleum Research-Institute.* Moscova-Leningrad, 1932.
8. Depéret Ch. și Roman F. Monographie des Péctinidés néogènes de l'Europe et des régions voisines. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, Nouv. Série, IV, 4, Mém. 10. Paris, 1928.
9. Dubois de Montpéreux F. Conchyologie fossile et aperçu géognostique des formations du plateau Volhyni-Podolien. Berlin, 1831.
10. Eberzin A. G. Cercetări paleontologice în regiunea traseului canalului principal Turcmen. *An. Rom-Sov.*, Seria geol.-geogr., nr. 4. București 1953. (din *Vestnic Akademii Nauc S.S.S.R.* nr. 10, 1952).
11. Eichwald E. Lethea rossica. Vol. III, Stuttgart, 1853.
12. Fabian H. J. Über das Vorhandensein von Obersarmat in der östlichen Muntenia (Südrumänien). *Zeitschr. deutsch. geol. Gesellsch.*, XCV, 9/10, Berlin, 1943.
13. Filipescu M. Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic — Bîsca Mare (Buzău). *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, XXIII, București, 1940.
14. — Recherches géologiques sur le Nord-Ouest de l'Olténie. *Bul. Soc. Rom. de Geologie*, V, București, 1942.
15. Friedberg W. Mollusca miocaenica Poloniae. Pars I, Lwow, 1911—1928; Pars II, Krakow, 1934—1936.
16. Gocev P. Das Miocän der Umgebung von Varna. *Zeitschr. d. bulg. geol. Gesellsch.*, VII, 2, Sofia, 1935.
17. Hilber V. Neue und wenig bekannte Conchylien aus dem ostgalizischen Miocän. *Abhandl. d. k. k. geol. R.-A.*, VII, Wien, 1882.
18. Hörnes M. Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. *Abhandl. d. k. k. geol. R.-A.*, III, 1856; IV, Wien, 1870.
19. Hörnes R. Die Fauna des Schliers von Ottnang. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XXV, Wien 1875.

Institutul Geologic al României

20. Jekelius E. Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. Geol. Rom.*, V, București, 1944.
21. Jijcenco B. Mollusca from the Miocene of Ciscaucasia. *Transact. of the Oil Geological Institute.* Series A. Fasc. 38. Leningrad, 1934.
22. — Tschokrakische Mollusken. *Palaeontologie der U.R.S.S.*, X, 3. Moscau, 1936.
23. — Depozitele miocene din regiunea Cernăuți. *An. Rom.-Sov.*, Seria geol.-geogr., nr. 1. București, 1953 (din *Biulletin Moscovscovo obșcestva ispitatelei prirodi, otdel gheologhiceschiê*, nr. 2, 1952).
24. Joja T. Note sur quelques fossiles provenant d'un banc de gypse de Salcia (départ. de Prahova). *D. de S. Inst. Geol. Rom.* XXX (1941—1942) București, 1948.
25. Kolesnikov V. P. Sarmatische Mollusken. *Palaeontologie der U.R.S.S.*, X, 2. Leningrad, 1935.
26. Korobkov I. A. Molliuschi srednego Miotena marmaroșcoi vpadinî Zacarpatii. *Trudi vscsoiuznogo nefteanogo naucino-issledovatelnogo geologo-razvedocinogo instituta (VNIGRI)*, Novaea serea, vîpusc 29. Leningrad, 1951.
27. Laskarev W. Die Fauna der Buglowka-Schichten. *Mém. Comit. Géol.*, Nouvelle série, 5. St. Pétersburg, 1903.
28. — Sur les couches bougloviennes le long du bord extérieur des Carpates. *Ann. Géol. Péninsule Balkanique*, XII, 1. Belgrad, 1934.
29. Liwerowskaia E. Die Fauna der konkischen Schichten des Berges Dubrowaja (Nord-Kaukasus). *Mitt. d. geol. Erdölinstituts*, Serie A, 44. Leningrad, 1935.
30. Macarovici N. Les Maëtres sarmatiques de l'Est et du Sud-Est de la Roumanie. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, XXI, Iași, 1935.
31. Macovei G. Asupra vîrstei formațiunilor salifere subcarpatice. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* V. București, 1913.
32. — Structura geologică a Văii Buzăului între Păltiniș și Cislău. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, VII. București, 1916.
33. Mateescu St. Cercetări geologice în partea externă a curburei sud-estice a Carpaților romîni. Districtul Rîmnicul-Sărat. *An. Inst. Geol. Rom.*, XII, București, 1927.
34. Mihailov A. E. Principalele etape ale dezvoltării depresiunii marginale subcarpatice. *An. Rom. Sov.*, Seria geol.-geogr., nr. 6, București, 1951 (din *Biulletin Moscovscovo obșcestva ispitatelei prirodî, otdel gheologhiceschii*, nr. 3, 1951).
35. Mihailowsky G. Die Mediterran-Ablagerungen von Tomakowska (gouv. Jekaterinoslav). *Mém. Comit. Géol.*, XIII, 4. St. Petersburg, 1903.
36. Motaș I. C. Sur la présence d'une faune tortonienne à la base du Miocène de Pucioasa. *Notationes biologicae*, VI, 3. București, 1948.
37. Muratov M. V. Tektonika SSSR. Tom. II. Tektonika i istoriea razvitia alpiiscoi geosinclinalnoi oblasti ingevropescoi ceasti SSSR i sopredelnîh stren. *Acad. Nauc. SSSR.* Moscova-Leningrad, 1949.
38. Murgoci G. Terțiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, București, 1908.
39. Olteanu. F. Observațiuni asupra «Breciei sării» cu masive de sare din regiunea miopliocenă dintre R. Teleajen și P. Bălăneasa (cu privire specială pentru regiunea Pietraru-Buzău). *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXII (1943—1944). București, 1951.
40. Ossipov S. S. Fossils of the Karagan Beds. Fossils of the Konka Beds. *Trans. of the State Petroleum Research-Institute.* Moscova, 1932.
41. Popescu. Gr. Observațiuni asupra «Breciei sării» și a unor masive de sare din zona paleogenă-miocenă a jud. Prahova. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXII (1943—1944). București, 1951.

Institutul Geologic al României

42. Preda D. M., Voiteşti P. I., Grozescu E. Clasificarea Mediteranului în Romînia. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, VII, Bucureşti, 1916.
43. Preda D. M. şi Saulea E. Asupra unor puncte noui fosilifere în argilele sarmaţiene din Podişul Moldovenesc. *Bul. Ştiinţ. Ac. R.P.R.* I, 1. Bucureşti, 1948.
44. Protescu O. Prezenţa etajului Tortonian în regiunea Melicesti (Prahova). *D. de S. Inst. Geol. Rom.* IV, Bucureşti, 1915.
45. Roger J. Le genre Chlamys dans les formations néogènes de l'Europe. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, Nouv.. Série, XVII, nr. 40, Paris, 1939.
46. Sacco F. I Molluschi dei terreni tertiarii del Piemonte e della Liguria. Torino, 1872—1904.
47. Simionescu I. Descrierea cîtorva fosile terţiare din nordul Moldovei. *Acad. Rom. Publ. V. Adamachi* VI, Bucureşti, 1901.
48. Simionescu I. şi Barbu I. Z. La faune sarmatienne de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, III Bucureşti, 1940.
49. Sokolow N. Die Schichten mit Venus konkensis am Flusse Konka. *Mém. Comit. Géol.*, IX, 5. St. Petersburg, 1899.
50. Vadasz E.Die mediterranen Echinodermen Ungarns. *Geologica Hungarica*, I, 2. Budapest, 1915.
51. Voiteşti I. P. Prezenţa Mediteranului al II-lea fosilifer la Ogretin — Merla (Prahova). *D. de S. Inst. Geol. Rom.* IV. Bucureşti, 1915.
52. — Date noi asupra prezenţei Tortonianului fosilifer în zona Flişului Subcarpaţilor Meridionali. *An. Inst. Geol. Rom.*, VI. Bucureşti, 1915.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Fig. 1—2. — *Pseudoamussium corneum* Sow. var. *denudatum* Rss. Valea Boziorul. Tortonian superior. 1, măr. nat.; 2, mărit 3/2. P. 251.

Fig. 3, 7—9. — *Chlamys diaphana* Dub. Valea Ştiubeilor. Tortonian superior. 3/2. P. 252.

Fig. 4—6. — *Cuspidaria costellata* Desh. Valea Boziorul. Tortonian superior. 3/2. P. 252.

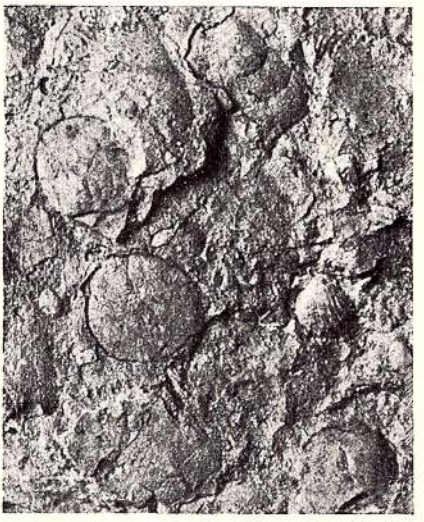
Fig. 10—11. — *Cuspidaria elegantissima* M. Horn. Valea Boziorul. Tortonian superior. P. 253.

Fig. 12—13. — *Corbula mihalskii* Sok. Valea Ştiubeilor. Buglovian. 3/2. P. 253.

Fig. 14—15. — *Cuspidaria cuspidata* Oliv. Valea Ştiubeilor. Tortonian superior. 3/2. P. 252.

Fig. 16. — *Syndesmya scythica* Sok. Bozioru (Valea Bălănesei) Buglovian. 3/2. P. 254.

IGR Institutul Geologic al României



1



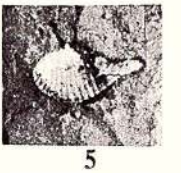
2



3



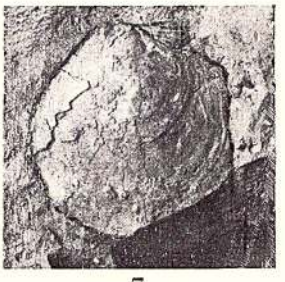
4



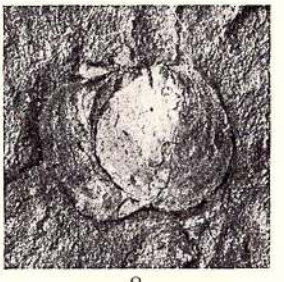
5



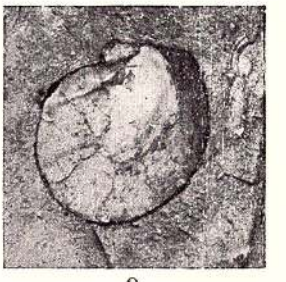
6



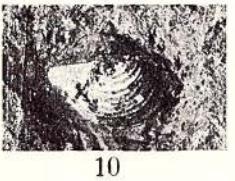
7



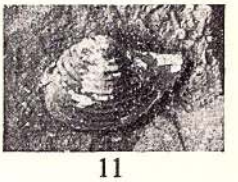
8



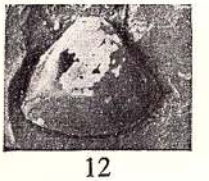
9



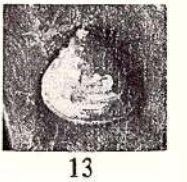
10



11



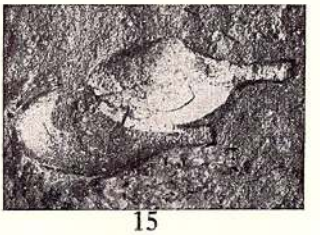
12



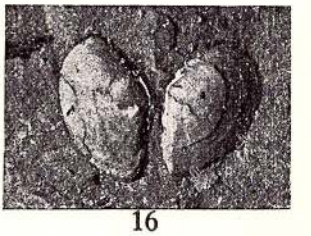
13



14



15



16

Institutul Geologic al României

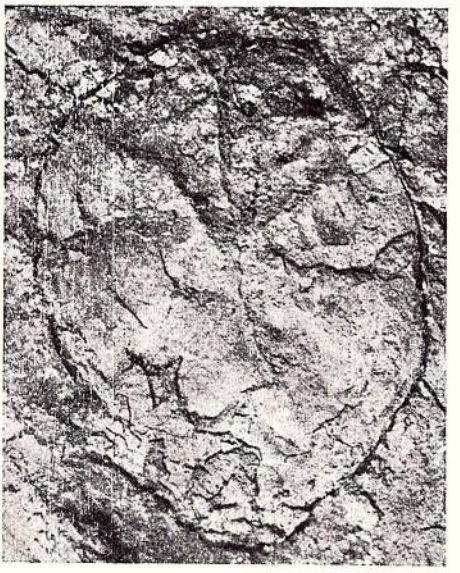
PLANȘA II

Institutul Geologic al României

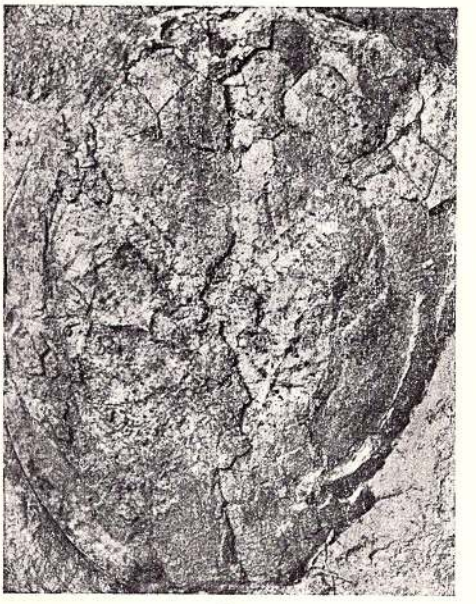
PLANȘA II

Fig. 1. — *Bryssopsis* sp. Valea Boziorul. Tortonian superior. 2/1. P. 261.
Fig. 2. — *Schizaster* sp. Valea Boziorul. Tortonian superior. 3/2. P. 261.
Fig. 3, 10. — *Mactra* cf. *subvitaliana* Kol. Valea Epei. Sarmațian mediu 3/2. P. 256.
Fig. 4—5. — *Mactra* cf. *eichwaldi* Lask. Bozioru (Valea Bălănesei). Buglovian. 3/2. P. 256.
Fig. 6—8. — *Cryptomactra pes anseris* Andr. Jitia de Sus (Valea Rîmniculuí). Sarmațian mediu. 3/2. P. 255.
Fig. 9. — *Cardium pium* Jijc. Cozieni (Valea Bălănesei). Sarmațian inferior. 3/2. P. 255.
Fig. 11—12. — *Cardium plicatum* Eichw. var. *pseudoplicatum* Friedb. Bozioru (Valea Bălănesei). Buglovian. 3/2. P. 254.
Fig. 13. — *Ervilia praepodolica* Andr. Bozioru (Valea Bălănesei). Buglovian. 3/2.

Institutul Geologic al României



1



2



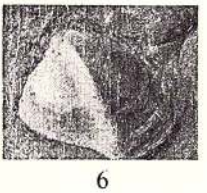
3



4



5



6



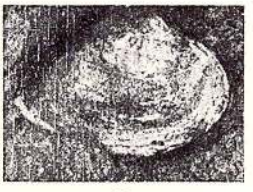
7



8



9



10



11



12



13

Institutul Geologic al României

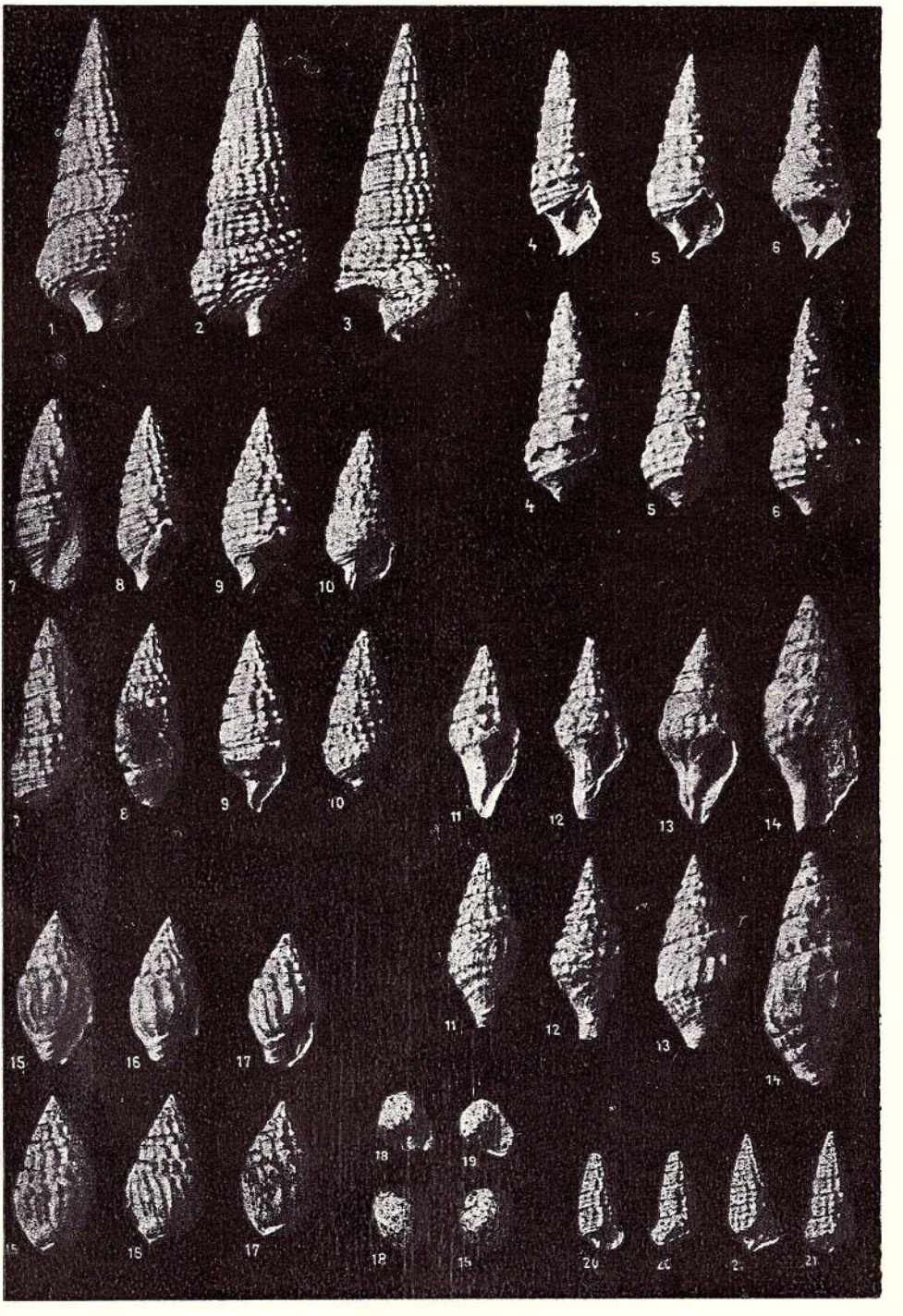
PLANŞA III

Institutul Geologic al României

PLANŞA III

Fig. 1—3. — *Terebralia andrezjowski* FRIEDB. Odăile. Buglovian. 3/2. P. 258.
Fig. 4—6. — *Potamides mitralis* EICHW. Odăile. Buglovian. 3/2. P. 258.
Fig. 7—10. — *Cerithium gubkini* OSS. Odăile. Buglovian. 3/2. P. 257.
Fig. 11—14. — *Clavatula döderleini* M. HÖRN. Lacul. Buglovian. 3/2. P. 257.
Fig. 15—17. — *Buccinum duplicatum* SOW. var. *minor*. FRIEDB. Lacul. Buglovian. 3/2. P. 259.
Fig. 18—19. — *Polinices* cf. *redempta* MICHT. Bozioru (Valea Bălănesei). Buglovian. 3/2. P. 260.
Fig. 20—21. — *Bittium deforme* EICHW. Odăile. Buglovian. 3/2. P. 259.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

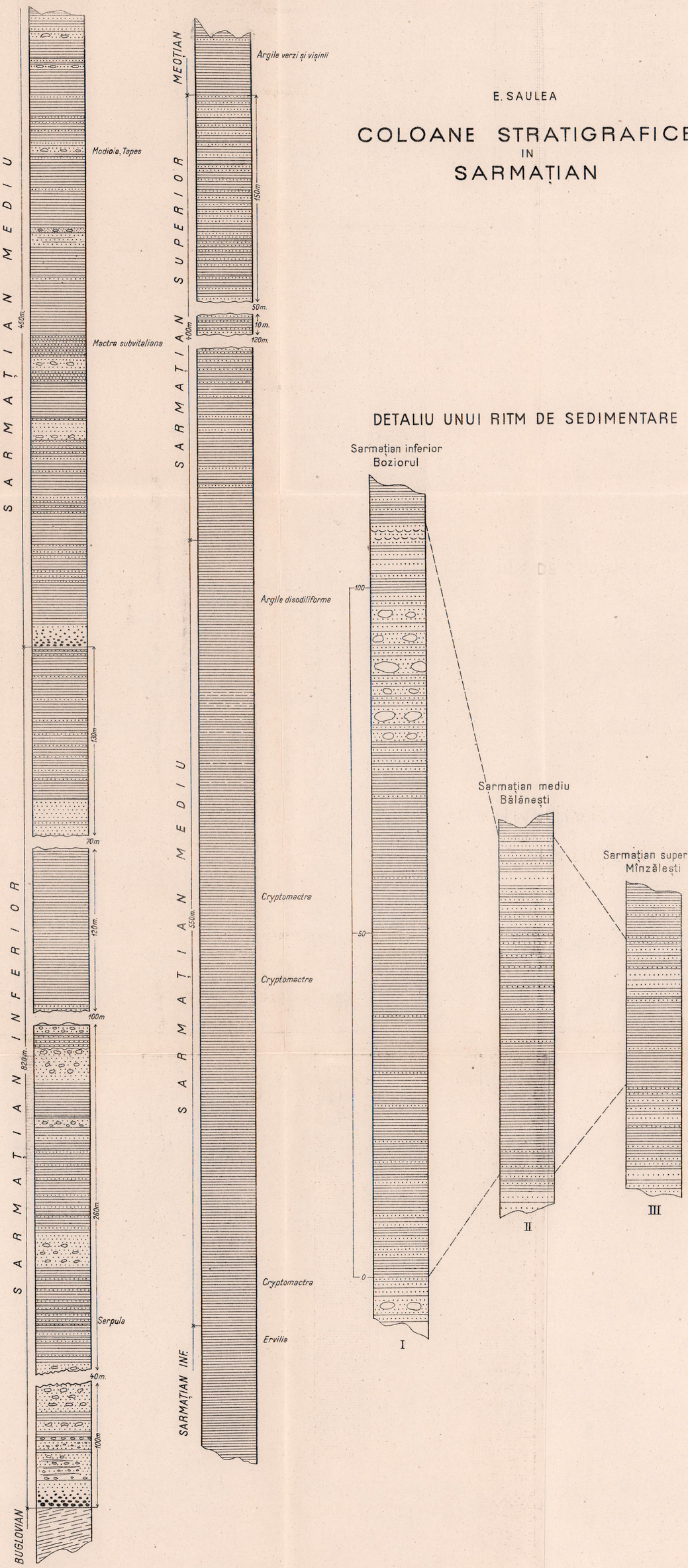
V. Bălănesei
(Boziorul - Teiș)

V. Rîmniculului
(Jitia de Sus-Jitia de Jos)

E. SAULEA

COLOANE STRATIGRAFICE IN SARMAȚIAN

DETALIU UNUI RITM DE SEDIMENTARE



Institutul Geologic al României

PALEOGENUL DIN REGIUNEA CLUJ ŞI JIBOU (NW BAZINULUI TRANSILVANIEI)[1]

DE

GR. RĂILEANU şi E. SAULEA

TABLA DE MATERII

Pag.

Introducere 272
I. Eocenul 274
A) Seria argilelor vărgate inferioare 274
1. Orizontul roşu (inferior) 274
2. Orizontul Calcarelor de apă dulce 275
3. Orizontul vărgat 275
B) Seria marină inferioară 276
1. Orizontul gipsului inferior şi al marno-calcarelor cu Anomya 278
2. Bancul cu Nummulites perforatus 280
3. Orizontul argilelor cenuşii 282
4. Orizontul calcarului grosier inferior sau al Gresiei de Racoţi 283
C) Seria argilelor vărgate superioare 285
D) Seria marină superioară 286
Regiunea din împrejurimile Clujului 287
1. Stratele de Cluj 287
2. Marnele cu Nummulites fabianii 288
3. Marnele cu Briozoare 289
Regiunea din împrejurimile Jiboului 290
Seria calcaroasă recifală 290
II. Oligocenul 292
Regiunea din împrejurimile Clujului 292
1. Stratele de Mera 292
2. Stratele de Ticu 294
3. Stratele de V. Almaşului 295
Regiunea din împrejurimile Jiboului 297

[1]) Comunicare prezentată în şedinţa Comitetului Geologic din 23 aprilie 1954.

Institutul Geologic al României

1. Stratele de Mera 297
2. Stratele de Ileanda Mare 299
3. Stratele de V. Almașului 300
III. Concluzii 304
Bibliografie 307

INTRODUCERE

Pe toată marginea de NW a Bazinului Transilvaniei depozitele paleogene au o mare dezvoltare. Pentru cunoașterea acestor depozite, pînă în prezent au fost folosite lucrările de ansamblu ale lui A. KOCH apărute în 1894 și 1900, «Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile». Odată cu campania de lucru întreprinsă de Comitetul Geologic pentru culegerea datelor necesare întocmirii hărții geologice 1:500.000, s-a ridicat din nou problema stratigrafiei depozitelor paleogene, privind în deosebi valabilitatea succesiunii stabilite de A. KOCH, corelarea depozitelor din regiunea nordică cu acelea din partea sudică, cît și delimitarea Paleogenului de Neogen.

Lucrarea lui A. KOCH reprezintă o sinteză a lucrărilor apărute pînă la acea dată. Astfel, la 1863, Paleogenul a format obiectul unei părți din lucrarea lui STACHE și HAUER (16); cu această ocazie autorii au făcut prima încercare de a trasa stratigrafia acestor formațiuni. A urmat apoi o serie de lucrări, fie cu caracter mai general, fie descrieri cu caracter local din punct de vedere paleontologic și stratigrafic, datorite lui E. PAVÁY (14), P. ROZLOZSNICK (15), K. HOFMANN (3, 4, 5) și A. KOCH (6, 7). Aportul important în studiul depozitelor paleogene, în ansamblul lor, revine lui A. KOCH și K. HOFMANN. Primul s-a ocupat de regiunea din jurul Clujului, iar al doilea de regiunea din împrejurimile Jiboului. Ei au meritul de a fi descifrat și stabilit succesiunea stratigrafică a acestor formațiuni. A. KOCH, bazat pe cercetările personale cît și prin folosirea datelor publicate, a realizat apoi lucrarea de sinteză menționată.

Această lucrare a fost recunoscută, pe drept cuvînt de toți cercetătorii de mai tîrziu ca lucrarea de bază în care se ridică și se rezolvă o întreagă serie de probleme referitoare atît la succesiunea stratigrafică, la variațiile litologice cît și la vîrsta depozitelor paleogene din această parte a Bazinului Transilvaniei. Relevăm totuși că unele situații existente în regiunea Cluj au fost generalizate prea mult asupra regiunii nordice, iar unele situații din regiunea Jibou au fost aplicate în mod insuficient justificat pentru regiunea sudică. Pe de altă parte criteriile de delimitare între Paleogen și Neogen nu au fost totdeauna cu succes aplicate.

Lucrările apărute ulterior sînt puține la număr. Dintre acestea, lucrările lui ST. MATEESCU se referă, fie la interpretarea unor fenomene diagenetice din depozitele eocene, fie la variațiile de facies ale orizonturilor din baza Oligocenului din regiunea Jibou—Răstoci (9, 10). Date cu caracter mai general se găsesc și în lucră-

Institutul Geologic al României

rile lui E. Szadeczki (17) și I. P. Voitești (18). I. Ferenczi și I. Mihaltz descriu faciesurile paleogene din regiunea Jibou și cu această ocazie ridică cîteva probleme de stratigrafie (1, 12). I. Pătruț încearcă unele paralelizări între faciesurile paleogene și miocene din regiunea Jibou cu acelea din regiunea Salva, situată mai la NE (13). Lucrările menționate nu au schimbat însă cu nimic ansamblul problemei stratigrafiei și delimitării formațiunilor paleogene, rămînînd așa cum fusese trasate de A. Koch.

În cadrul Comitetului Geologic au lucrat în partea de NW a Bazinului Transilvaniei mai multe echipe geologice din care au făcut parte I. Dumitrescu, T. Joja, A. Mamulea, V. Dragoș, S. Năstăseanu, V. Mutihac, I. Drăghindă, E. Negreanu, O. Iliescu, I. Barbu, N. Șuraru, A. Dușa. Datele culese de aceștia nu au fost publicate pînă în prezent, ci sînt consemnate numai în rapoarte; observațiile lor critice vor fi menționate în cursul lucrării. A mai lucrat în regiune N. Meszaroș aspirant în U.R.S.S., care pînă în momentul de față este singurul care a prezentat o comunicare cu rezultatele obținute. În cadrul acestei probleme Gr. Răileanu a executat cercetări detailate în regiunea Jibou și E. Saulea în împrejurimile Clujului.

Cercetătorii menționați au adus o serie de date cartografice prin corelarea cărora a început a se trasa limitele Paleogenului pentru harta 1:500 000. Cartările fiind făcute însă în concepția orizontării lui A. Koch s-a ivit o serie de dificultăți în redactarea hărții de asamblu. Noi am urmărit îndeaproape modul în care se poate aplica orizontarea lui A. Koch și K. Hofmann și am ajuns la o serie de concluzii referitoare la orizontarea și corelarea depozitelor paleogene, pe baza cărora a putut fi soluționată trasarea limitelor Paleogenului pentru marginea de NW a Bazinului Transilvaniei. Unele din rezultatele noastre confirmă iar altele infirmă punctul de vedere a cercetărilor anterioare. Expunerea acestor rezultate constituie obiectul lucrării de față.

Din modul de dezvoltare a formațiunilor paleogene în regiunile cercetate de noi cît și pe toată marginea de NW a Bazinului Transilvaniei, variațiile litologice și faunistice urmărite pe verticală arată prezența Eocenului și Oligocenului.

În Eocenul din regiunea Cluj și Jibou se succed următoarele serii:

Seria argilelor vărgate inferioare;

Seria marină inferioară;

Seria argilelor vărgate superioare;

Seria marină superioară.

Această orizontare este întemeiată pe faptul că fiecare serie corespunde unui ciclu de sedimentare bine individualizat, în cadrul căruia se pot separa orizonturi pe baza variațiilor litologice pe verticală. Gruparea acestor serii în Eocen este justificată de prezența a numeroase elemente comune din fauna de Moluște și Echinide.

În Oligocen evoluția deosebită a regiunii din jurul Clujului față de acea din N, spre Jibou, determină dezvoltarea simultană de faciesuri deosebite.

Institutul Geologic al României

În regiunea Cluj se separă:
Stratele de Mera;
Stratele de Ticu;
Stratele de Valea Almașului cu:
Orizontul de Cetate;
Orizontul de Zimbor și Orizontul de Sîn Mihai.
În partea de N a bazinului separăm:
Stratele de Mera;
Stratele de Ileanda Mare;
Stratele de Valea Almașului.

Depozitele oligocene se caracterizează printr-o faună proprie cu o sumă de elemente noi, dintre care cea mai caracteristică este apariția Scutellidelor. Totodată pe lîngă faciesuri marine se dezvoltă și faciesuri lagunare.

În orizontarea depozitelor paleogene folosită de A. KOCH s-a luat în considerație variațiile litologice pe verticală cît și nivelele paleontologice, fără a ține seama de reala lor importanță și de variațiile laterale de facies. În felul acesta, schimbările ritmice de sedimentare — faciesuri salmastre alternînd cu faciesuri marine — atît de caracteristice pentru Paleogenul din NW Bazinului Transilvaniei, nu au fost suficient evidențiate.

Echivalentul stratigrafic al seriilor propuse de noi cu orizonturile separate de A. KOCH îl vom arăta pe măsură ce vom descrie aceste serii.

I. EOCENUL

A) SERIA ARGILELOR VĂRGATE INFERIOARE

Sub această denumire cuprindem pachetul de argile roșii în care se intercalează sau nu Calcare de apă dulce; această serie reprezintă partea inferioară a depozitelor eocene. Păstrăm denumirea dată de A. KOCH, deoarece pe toată marginea de NW a Bazinului Transilvaniei seria apare pretutindeni și elementul litologic constant și caracteristic sînt argilele vărgate.

În alcătuirea acestei serii este o importantă deosebire între aparițiile din partea de N, spre Jibou, și partea de S, din împrejurimile Clujului (Pl. III). Faptul este relevat și de A. KOCH dar interpretat în mod inconsecvent.

În regiunea Jibou (Pl. I, profil 1) în această serie se cuprind :

1. ORIZONTUL ROȘU (INFERIOR)

Orizontul roșu (inferior cum l-a denumit T. JOJA), constituit din argile roșii-violacee friabile, uneori parafinoase, cu intercalații subordonate de argile și nisipuri verzui sau albăstrii și de pietrișuri formate din elemente de cuarț și șisturi cristaline. La diferite nivele și în deosebi în apropierea fundamentului cris-

Institutul Geologic al României

talin, pietrișurile sînt mai frecvente și adesea consolidate în bancuri de conglomerate. Grosimea acestui orizont atinge, la Jibou, 1000—1100 m, valoare foarte apropiată de aceea indicată de A. KOCH (8, p. 192).

2. ORIZONTUL CALCARELOR DE APĂ DULCE

Orizontul Calcarelor de apă dulce (Calcarul inferior de apă dulce după A. KOCH sau Stratele de Rona, după T. JOJA), reprezintă o alternanță de calcare vinete-verzui, în bancuri de 0,5—1 m grosime, cu argile bituminoase, șistoase de aceeași culoare, marne calcaroase sau calcare cu nodule de silex.

Bancurile calcaroase conțin numeroase exemplare de specii de apă dulce: *Limneus* sp., *Planorbis* sp., *Paludina* sp. și fructe de *Chara*.

Grosimea orizontului este variabilă; ea este maximă pe V. Popești, între Cuceu și Jibou (cca 400 m după T. JOJA) pentru ca la Rona să atingă numai cca 200 m și mai departe, la N de Husia, orizontul pierzînd simțitor din grosime, ajunge să dispară la Someș Gurăslău. Spre SW, spre Popești, Calcarul de apă dulce împreună cu întreaga serie de argile roșii, dispare sub depozite mai noi. Orizontul Calcarelor de apă dulce apare în acest fel ca o formațiune lenticulară în seria argilelor vărgate înferioare care se efilează spre N, în timp ce spre SW nu cunoaștem modul în care acest orizont se continuă.

3. ORIZONTUL VĂRGAT

Orizontul vărgat (Orizontul roșu mediu la T. JOJA, deoarece el numește « orizontul roșu superior » seria vărgată superioară de Turbuța) este format, ca și Orizontul inferior, din argile, nisipuri, gresii și pietrișuri cu o culoare predominantă roșie; intercalațiile de argile vinete, verzui sau albicioase dau acestui orizont un aspect vărgat foarte caracteristic. Grosimea acestui orizont la Rona este de cca 400 m. Insumînd valoarea Orizontului roșu, a Calcarelor de apă dulce și a Orizontului vărgat, grosimea seriei de argile vărgate inferioare atinge cca 1600—1700 m.

De la Someș Gurăslău spre N, după dispariția Calcarelor de apă dulce, limita între cele două orizonturi — roșu și vărgat — nu mai poate fi trasată. În acest fel, se trece la o serie de argile vărgate, unică, care totodată pierde din grosime, ajungînd la Fericea numai la 600 m; mai departe spre N, pierde treptat din grosime, găsindu-se din ea uneori simple lentile de argile roșii care apar sporadic la limita dintre Cristalin și orizontul cu mulaje de Moluște al seriei marine. Mai mult încă, în împrejurimile satului Stejăra se pot vedea chiar suprafețe de eroziune în argila roșie, acoperite de nisipurile și argilele orizontului cu mulaje.

A. KOCH consideră Calcarul de apă dulce de la Rona ca un orizont situat deasupra întregei serii de argile roșii, deși recunoaște că peste Calcarul de apă dulce urmează încă cca 50 m de argile roșii. În realitate, orizontul vărgat de peste Calcarul de apă dulce este cu mult mai însemnat (cca 400 m), încît Calcarul de apă

Institutul Geologic al României

dulce apare ca o intercalație locală în seria argilelor vărgate inferioare, așa cum o consideră K. HOFMANN (3, p. 240) cît și T. JOJA. Ea este caracteristică regiunii de N și după E. SAULEA nu are un corespondent în partea de S a bazinului, în regiunea Clujului.

În adevăr, din extremitatea sudică a Mezeșului, începînd cu regiunea Călățele pînă la Gilău, așa cum reiese din rapoartele colegilor V. DRAGOȘ și I. DRĂGHINDĂ, cît și spre S pînă în regiunea Hășdate, cum constatăm noi, în Seria argilelor roșii inferioare nu se mai poate face nici o orizontare. Ea e reprezentată numai prin argile roșii-violacee, cu nivele de pietriș, uneori consolidate în conglomerate și cu intercalații de gresii verzui la partea superioară, ceea ce îi dă același aspect ca și în regiunea marginală nordică. Grosimea seriei este aci maximum de 150 m spre Gilău și se reduce treptat spre S, în apropierea Apusenilor, la numai 100 m (Pl. I, profil 2).

În legătură cu această importantă reducere de grosime e interesant de relevat faptul că în acest caz seria începe prin cîțiva metri de argilă caolinoasă nestratificată cenușiu-verzuie, care amintește foarte bine marnele argiloase cretacice pe care stă și lasă impresia că provine prin alterarea pe loc a acestora. Compoziția litologică și stratificația ce se constată în restul seriei, arată în mod evident că în timpul corespunzător formării Seriei argilelor roșii inferioare din regiunea de S se includ două perioade de acumulare: în prima perioadă s-au acumulat produse reziduale subaeriene care, deși sînt foarte subțiri, corespund unui timp îndelung de acumulare; în perioada următoare s-a instalat un regim de sedimentare, foarte probabil lacustru, cu o acumulare mult mai intensă. În acest caz, deosebirile de grosime ale Seriei argilelor roșii — probabil cît și lipsa Calcarelor de apă dulce — în regiunea de S față de aceea din nordul Bazinului Transilvanici și-ar găsi o explicație.

S-ar părea totodată că argilele vărgate din regiunea de S a bazinului ar corespunde numai părții superioare a seriei din N. Acest fapt este relevat și de A. KOCH referindu-se la aparițiile de pe versantul de E al Mezeșului, între Agriș și Sîn Giorgiu de Mezeș, unde crede că ar fi reprezentat numai orizontul vărgat de peste calcarul de apă dulce (8, p. 195). În același mod interpretează lucrurile și N. MESZAROȘ.

B) SERIA MARINĂ INFERIOARĂ

În această serie cuprindem totalitatea formațiunilor care prin fauna lor marină, se separă în mod net de cele două serii de argile vărgate — inferioare și superioare — între care sînt cuprinse. Seria prezintă importante variații litologice laterale și pe verticală, care, în cea mai mare parte au dezvoltare limitată (Pl. III). De aceea o orizontare de amănunt, cum a încercat A. KOCH, nu poate avea decît o valoare locală. Acesta este motivul principal care ne-a determinat să grupăm toate depozitele marine inferioare într-o serie unică. Prin aceasta ne alăturăm punctului

Institutul Geologic al României

de vedere al lui HOFMANN care înglobează această serie din partea de N sub denumirea locală de « Strate de Racoți ».

În adevăr A. KOCH, pe baza variațiilor observate în împrejurimile Clujului a stabilit orizontarea de mai jos.

Stratele cu *Nummulites perforatus* în care separă:

Orizontul gipsului inferior sau al calcarelor cu *Anomya*;
Orizontul inferior de marne cu Moluște;
Bancul cu *Nummulites perforatus*;
Orizontul mijlociu de marne cu Moluște;
Orizontul superior de calcare marnoase cu Moluște.

Toate orizonturile, împreună, însumează o grosime medie de 40 m.

Stratele calcarului grosier inferior, cu:

Orizontul argilelor cu Ostrei (100—120 m);
Orizontul calcarului grosier inferior (8 m).

Această orizontare o extinde și pentru colțul nord-vestic al bazinului.

Din coloanele stratigrafice de ansamblu pe care le dă A. KOCH pentru partea de N și S a regiunii paleogene, reiese o serie de deosebiri în ceea ce privește succesiunea nivelelor litologice și fosilifere, cît și importante deosebiri de grosime care se prezintă astfel:

	S	N
Stratele cu *Nummulites perforatus*	40 m	100 m
Stratele calcarului grosier inferior	120 m	60 m

Rezultă că grosimea totală a celor două orizonturi cu faună marină este constantă, în timp ce grosimea fiecărui orizont luat în parte este deosebită în regiunea de S față de aceea din N. Aceasta constituie o primă indicație că cele două orizonturi, așa cum le-a separat A. KOCH, nu pot fi delimitate riguros și nici paralelizate la distanțe mari. Faptul se reflectă de altfel și în toate lucrările de cartare recente în care delimitarea acestor orizonturi a variat chiar în sectoare învecinate sau au fost separate și alte orizonturi în funcție de variațiile litologice locale sau, în fine, nu au putut fi separate toate orizonturile existente în schema lui A. KOCH.

Pe baza acestor observațiuni, propunem următoarea orizontare, valabilă atît pentru regiunea Cluj cît și pentru regiunea Jibou:

Orizontul gipsului inferior și a marno-calcarelor inferioare cu *Anomya*;
Bancul cu *Nummulites perforatus*;
Orizontul argilelor cenușii;
Orizontul calcarului grosier inferior, în S, sau al Gresiei de Racoți în N.

Această orizontare prezintă avantajul că separarea se face pe baza a două orizonturi ușor de identificat și constante în tot bazinul, bancul cu *N. perforatus* și calcarul grosier inferior sau echivalentul său, Gresia de Racoți. În acest caz, celelalte două orizonturi — Orizontul gipsului inferior și Orizontul argilelor cenu-

Institutul Geologic al României

șii care au cele mai multe variațiuni litologice și de grosime, localizate îndeosebi pe zona marginală a bazinului—se delimitează de la sine prin orizonturile între care sînt încadrate. Prin aceasta, delimitarea lor este ușurată, iar posibilitatea de a face interpretări diferite în identificarea lor pe teren este înlăturată.

1. ORIZONTUL GIPSULUI INFERIOR ȘI AL MARNO-CALCARELOR CU *ANOMYA*

Cuprindem în acest orizont, din baza seriei marine, toate depozitele de la argilele roșii inferioare pînă la bancul cu *N. perforatus*.

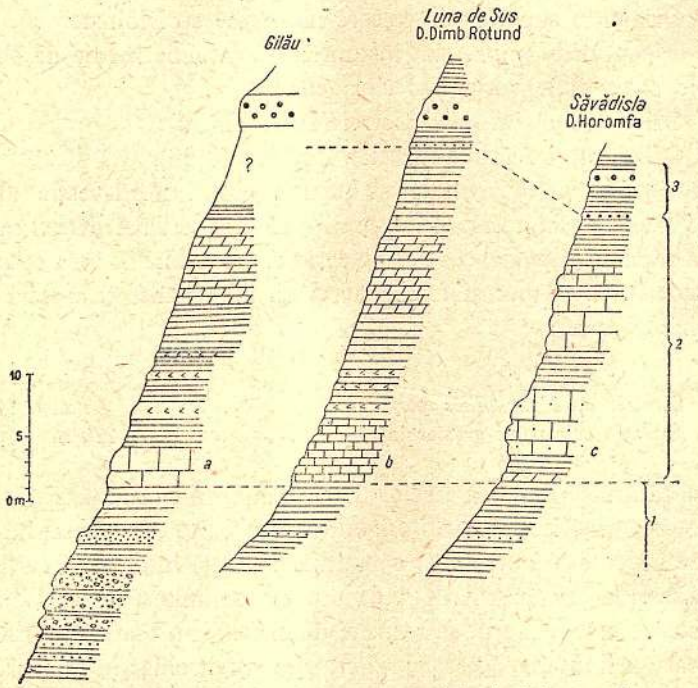


Fig. 1. — Variațiile de facies ale Orizontului calcarelor cu *Anomya* și a gipsului inferior între Gilău-Săvădisla.

1, Seria argilelor vărgate inferioare. Seria marină inferioară; 2, Orizontul calcarelor cu *Anomya* și a gipsului inferior; *a)*. calcar oolitic; *b)* calcare sublitografice; *c)* calcare grezoase; 3, Bancul cu *Nummulites perforatus*.

În alcătuirea acestui orizont intră gipsuri lenticulare, argile, marne și calcare cu structură fin granulară sau oolitice. Succesiunea pe verticală a faciesurilor litologice are numai o valoare locală și totodată se poate urmări o serie de variațiuni laterale.

Astfel, în regiunea de N, la Rona, se pot separa trei nivele (Pl. I, profil 1). În baza seriei marine se găsesc 30—40 m de marne argiloase vinete-verzui în care sînt intercalate două bancuri de gipsuri, cunoscute în literatura geologică sub denumirea de « gipsurile inferioare ». Bancurile de gips au o dezvoltare lenticulară, dar cu o poziție constantă în baza seriei marine. O astfel de lentilă se

Institutul Geologic al României

dezvoltă discontinuu, spre SW, de la N de Rona pînă la D. Dumbrava. La Rona, peste gipsurile inferioare, urmează un banc de calcare brecioase, adesea cu *Anomya*, peste care este un banc de marne cu Ostreide, între care sînt caracteristice Ostreide de talie mare — *Gryphaea esterhazyi* PÁV. și *Gryphaea* sp. Deși succesiunea de la Rona nu poate fi urmărită strat cu strat chiar în profile alăturate, cel puțin unul dintre cele trei nivele — gipsul, marnele cu *Anomya* sau bancul cu Ostreide—poate fi urmărit pe distanțe ceva mai mari.

În regiunea din împrejurimile Clujului, în linii generale, se desprinde de asemenea existența a trei nivele:

Un nivel inferior de calcare grezoase, marnoase sau oolitice, în care se intercalează lenticular gipsuri;

Un banc de Ostreide;

Argile, marne sau marno-calcare, uneori fosilifere.

Grosimea totală a orizontului este de 15 m pe marginea bazinului și atinge pînă la 30 m spre interior.

Variațiile litologice ale primului nivel sînt cele mai accentuate și determină și o interesantă variație de faună. În regiunea dintre Gilău și Hășdate, unde am avut prilejul să urmărim îndeaproape acest orizont, se pot separa trei zone cu caractere litologice distincte și care se înlocuiesc treptat de la marginea bazinului spre interior (fig. 1).

Astfel, pe toată marginea exterioară a bazinului predomină calcare grezoase cu o faună variată, cu:

Psammobia sp. (*Solecurtus deshayesi* DES MOUL. la KOCH)
Diplodonta sp.
Anomya sp.
Corbula gallica LAMK.
Natica sp.

Este prima faună marină din depozitele eocene de peste argila roșie inferioară și corespunde «orizontului inferior de calcare și marne cu *Anomya*» al lui A. KOCH.

Spre interiorul bazinului calcarele cu *Anomya* sint înlocuite prin zona de calcare fin oolitice cu o faună săracă reprezentată numai prin numeroase exemplare de *Tapes deleta* DESH., specie de talie mică. În acest facies nivelul a fost numit de I. DRĂGHINDĂ «Calcarul de Agîrbiciu». De la Gilău spre Căpușul Mare, odată cu accentuarea caracterului oolitic, nivelul cuprinde și intercalații de gips.

În o ultimă zonă și mai internă, nivelul este reprezentat prin calcare sublitografice, nefosilifere.

Aceste două ultime faciesuri sînt considerate de A. KOCH drept Calcarul de apă dulce inferior în partea de S a bazinului și echivalentul stratigrafic al Calcarului de Rona. Din cele expuse rezultă în mod evident că «orizontul calcarelor cu *Anomya* și Calcarul inferior de apă dulce» din orizontarea lui A. KOCH nu sînt

Institutul Geologic al României

două orizonturi suprapuse, ci juxtapuse, și un orizont de Calcare de apă dulce, în împrejurimile Clujului, nu există.

Cel de al doilea nivel — bancul cu Ostreide — constituie un nivel fosilifer constant. Spre marginea bazinului în el apar Ostreide de talie mare printre care și *Gryphaea esterhazyi* PAV., precum și *Rostellaria* sp. de talie mijlocie. Este « orizontul bancului inferior cu Ostrei » al lui KOCH.

În fine, ultimul nivel al acestui orizont, fosilifer tot pe marginea bazinului, conține Echinidele *Leiopedina samusi* PAV. și *Euspatangus multituberculatus* LAM. [= *E. haynaldi* (PAV.) HOFM. in KOCH], *Euspatangus* cf. *rostratus* D'ARCH. (=*E. gibbosus* HOFM. in KOCH) și mai rar *Rostellaria* sp., *Turritella* sp., *Natica* sp. Este « orizontul marnelor inferioare cu Moluște » al lui KOCH. Relevăm faptul că *Leiopedina* este citată de KOCH din calcarul grosier superior, unde nu a fost întîlnită de noi niciodată.

Din cele expuse rezultă că o orizontare amănunțită, așa cum a încercat A. KOCH, nu este posibilă nici pentru o regiune restrînsă. Comparînd situațiile din împrejurimile Clujului cu acelea din nordul bazinului reiese că în acest orizont sînt două elemente comune: nivelul cu gipsuri — gipsul inferior — situat totdeauna în baza orizontului și bancul cu Ostreide în care, în regiunile de coastă, apare și *Gryphaea esterhazyi*. Deosebiri însemnate sînt din punct de vedere al grosimii acestui orizont care atinge pînă la 30 m în S și pînă la 70 m în N, la Rona.

Caracteristica orizontului e dată de prezența gipsurilor, asociate spre S cu calcare oolitice; aceste două faciesuri arată că din primul moment al instalării regimului marin se dezvoltă și faciesuri lagunare. Ele au o dezvoltare lenticulară și remarcăm faptul interesant că sînt localizate, atît în N cît și în S, pe amplasamentul marelui golf al Mării Eocene încadrat de Apuseni și Munții Mezeșului.

2. BANCUL CU *NUMMULITES PERFORATUS*

Este alcătuit aproape exclusiv din masa de Nummuliți a cuplului *N. perforatus* (B) — *N. lucasanus* (A) prinși într-o marnă gălbuie-verzuie, aproape totdeauna friabilă.

Importanța stratigrafică a acestui banc a fost recunoscută încă din 1863 de STACHE și HAUER, care l-au separat sub numele de « marnele cu *Perforata* » (16,p. 143). Ulterior, A. KOCH introduce termenul de « Stratele cu *Perforata* » pentru întregul pachet marno-calcaros din baza seriei marine în care este intercalat și bancul cu *N. perforatus*, iar HOFMANN îl cuprinde în seria mai largă a Stratelor de Racoți (3, p. 14).

Noi separăm numai bancul propriu-zis cu *N. perforatus*, în sensul lui STACHE, deoarece reprezintă pentru seria marină inferioară a Eocenului o zonă paleontologică cu o deosebită valoare stratigrafică și cartografică.

In împrejurimile Clujului, în puține puncte unde orizontul este bine deschis Luna de Sus) sub bancul cu *N. perforatus* se poate observa un strat de 0,30 m de

Institutul Geologic al României

gresie glauconitică bogată numai în Nummuliți de talie mică, determinați de A. KOCH ca « *N. striata* D'ORB. și *N. variolaris* SOW. » (speciile nu au fost revizuite). El reprezintă « Orizontul inferior cu *striata* » al lui KOCH și s-ar găsi după acest autor în toată regiunea de S a bazinului de la Săvădisla peste regiunea Gilău pînă la Călățele unde în adevăr V. DRAGOȘ semnalează cîteva nivele de Nummuliți mici ce apar pe o grosime de cca 10 m sub bancul cu *N. perforatus*. De asemenea, local se pot observa rari Nummuliți și peste bancul cu *N. perforatus* pe baza cărora A. KOCH a separat « orizontul superior cu *striata* ». Nivelele cu Nummuliți mici nu au decît valoare locală, deoarece spre N, între Dumbrava și Fericea ele nu sînt semnalate nicăieri.

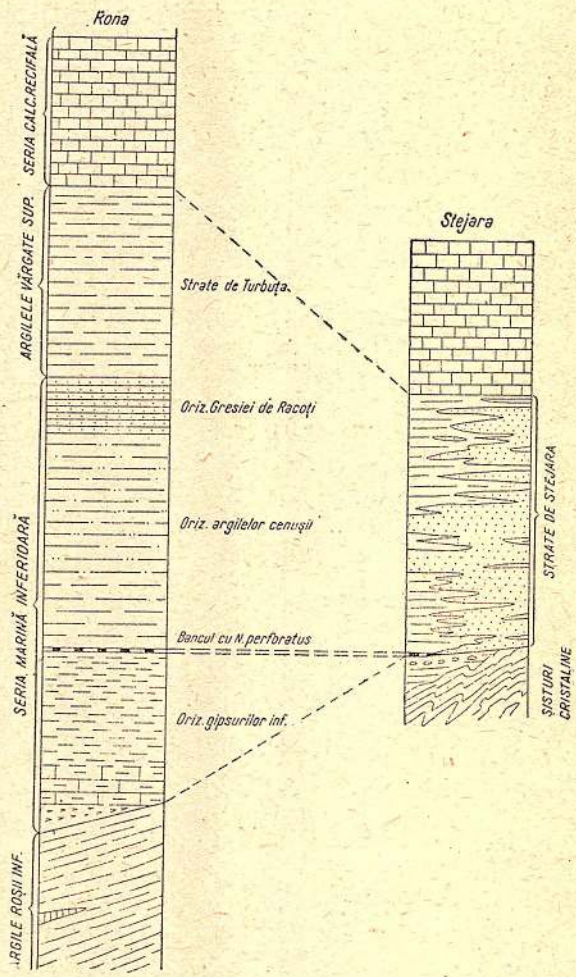


Fig. 2. — Variațiile de facies ale Eocenului între Rona și Stejăra.

În schimb bancul propriu-zis cu *N. perforatus* are o remarcabilă constanță în tot bazinul, găsindu-se neîntrerupt de la N de Fericea, pe toată marginea de E a Mezeșului și pe marginea de N a Apusenilor de la Călățele pînă la Lita Ungurească, spre SE. Grosimea medie a bancului este de 3 m și se reduce (pînă la 1 m) pe marginea bazinului (Pl. I, profil 1 și 2).

Atît în N cît și în partea de S a bazinului, bancul cu *N. perforatus* se așterne pe diverși termeni mai vechi ai Eocenului. De pildă în regiunea de N, la Rona, bancul stă peste nivelul cu *Gryphaea esterhazyi*; mai departe spre N, prin dispariția acestui nivel și a calcarelor brecioase subjacente, bancul cu *N. perforatus* stă direct pe orizontul gipsurilor inferioare, pentru ca apoi după dispariția gipsurilor să stea aproape direct pe argilele vărgate inferioare (fig. 2). Pe marginea de S a regiunii bancul cu *N. perforatus* stă uneori direct pe Cristalin (la Mănăștur,

Institutul Geologic al României

cum arată E. NEGREANU). Această situație relevă caracterul transgresiv al orizontului.

Bancul cu *N. perforatus* suportă Orizontul argilelor cenușii cu nivele de Moluște în bază, atît în partea de S cît și în acea de N a regiunii.

3. ORIZONTUL ARGILELOR CENUȘII

Intre bancul cu *N. perforatus* și calcarul grosier inferior (respectiv Gresia de Racoți) se interpune un orizont constituit în cea mai mare parte din argile nisipoase de culoare cenușie sau cenușiu-verzuie; de aci denumirea ce atribuim acestui orizont.

Orizontul este important din punct de vedere stratigrafic și cartografic deoarece reprezintă cea mai mare parte din seria marină inferioară și, independent de variațiile de grosime, își păstrează aspectul litologic și continuitatea sa în toată regiunea (Pl. I, profil 1 și 2).

Orizontul începe pretutindeni printr-un pachet de cca 15 m de marne nisipoase verzui sau calcare marnoase gălbui, foarte fosilifere, în care se găsesc în număr mare:

Corbula gallica LAMK.
Natica sp.
Rostellaria goniophora BELL.
Terebelum sp.
Cassidaria sp.

Pe marginea sudică a bazinului, spre Hășdate, în cuprinsul acestui nivel fosilifer se pot separa două părți:

Una inferioară, marnoasă, cu fauna menționată și

Una superioară, calcaroasă, în care la speciile citate se adaugă Moluște de talie mare:

Lucina nokbaensis OPP.
Pinna sp.
Rostellaria sp.
Velates schmideliana CHEMM.

Este interesant faptul că roca este un calcar organogen cu Miliole și Alveoline, foarte asemănător calcarului grosier inferior din aceeași regiune.

Orizontul cu mulaje, conținînd și genul *Velates* este identificat și de V. DRAGOȘ în regiunea Călățele.

În acest nivel se pot găsi uneori rare exemplare de Nummuliți de talie mare, motiv care a determinat pe A. KOCH să cuprindă acest nivel împreună cu bancul cu *N. perforatus* și orizontul gipsului inferior în «Stratele cu *Perforata*».

Cea mai mare parte a orizontului este alcătuită din argile mai mult sau mai puțin stratificate, în general nisipoase, de culoare cenușiu-măslinie. Spre Cluj, cît și

Institutul Geologic al României

în regiunea Călățele, cum constată și V. Dragoș, către partea superioară a orizontului se individualizează un nivel mai nisipos, uneori microconglomeratic sau cu gresii lenticulare cu aspect concreționar, urmate la S de Cluj de un banc de Ostreide și Pectinide ce se poate urmări pe distanțe mari. În rest, orizontul este puțin fosilifer, găsindu-se însă în toată grosimea sa rare Pectinide, Ostreide și *Panopea*. Local se menționează unele nivele; de exemplu, un nivel cu Echinide mici către partea lor superioară, urmat la cîțiva zeci de metri de un nivel cu Nummuliți mici, cum a constatat S. Năstăseanu în regiunea de la S de Nadăș. E posibil ca aceste nivele să aibă o răspîndire mai mare, dar deschiderile puțin favorabile observației din acest orizont nu permit să fie urmărite. Incontestabil că orizontul, în afară de nivelul cu mulaje de Moluște din bază, care e constant în tot bazinul, este mai fosilifer în toată partea sudică a bazinului. În adevăr, în N, la Rona, orizontul apare cu mult mai unitar și anume: la bază se situiază nivelul marnelor cu mulaje de Moluște, iar către partea superioară se trece la nivele cu același aspect petrografic în care Moluștele devin sporadice.

Grosimea maximă a orizontului, pînă la 120 m, se găsește în regiunea dintre Gilău — Izvorul Crișului. Spre S, el pierde treptat din grosime, ajungînd numai la 20—30 m. În acest caz, la S de Cluj, faciesul devine mai grosier și apar intercalații subțiri de argile roșii. Modificări asemănătoare se constată și spre marginea de N a bazinului. Aici, din regiunea satului Curtuiușul Mare spre NW, în acest orizont apar nisipuri feldspatice și pietrișuri, încît în apropierea insulei de Cristalin de la Țicău el devine, împreună cu Gresia de Racoți care își pierde individualitatea, un tot cu structură torențială care se așterne pe o suprafață de eroziune a argilelor roșii inferioare sau chiar pe Cristalin. Numai prezența nivelului subțire de mulaje de Moluște din bază ne mai dă indicațiuni despre existența acestui orizont.

Din această situație se desprinde, evident, caracterul transgresiv al acestui orizont, atît pe marginea de S cît și pe acea de N a regiunii.

În orizontarea lui A. Koch Orizontul argilelor cenușii, în felul în care propunem a fi separat, nu apare deoarece nivelul cu mulaje din partea sa inferioară este alăturat « Stratelor cu *Perforata* », iar restul este înglobat în stratele calcarului grosier inferior. Ori, tocmai delimitarea părții superioare a « Stratelor cu *Perforata* » a lui A. Koch constituie o problemă delicată și care a dat prilej tuturor variantelor de interpretare ce constatăm în recentele lucrări de cartare. Prin separarea Orizontului argilelor cenușii în modul propus, am urmărit înlăturarea acestui inconvenient.

4. ORIZONTUL CALCARULUI GROSIER INFERIOR SAU AL GRESIEI DE RACOȚI

Este orizontul care încheie seria marină inferioară a Eocenului. El se prezintă sub două faciesuri distincte: un facies calcaros în S, un facies grezos în N. Între acestea se interpune, la E de Mezeș, regiunea de tranziție între cele două faciesuri extreme.

Institutul Geologic al României

În toată regiunea sudică, între Hăşdate şi V. Nadăşului, orizontul este reprezentat prin calcare organogene, formate aproape excluziv din Foraminifere. Masa principală o constituie Miliolele, la care se adaugă Alveoline în proporţie cu atît mai mare cu cît ne situăm într-o regiune mai apropiată de marginea bazinului. In consecinţă, pe rama bazinului sîntem în prezenţa unui calcar cu Alveoline. Acestea formează bancuri masive cu puţină macrofaună de Moluşte (Ostreide, Pectinide).

În o zonă mai internă — între Viştea şi Nadeşul romînesc — roca este un calcar cu Miliole, formînd calcare masive în care macrofauna este o raritate. Aceste două varietăţi de calcare sînt cuprinse de A. KOCH sub numele de « calcar grosier inferior ».

Pe marginea de E a zonei de calcare organogene, spre Cluj, cît şi pe acea de W, spre Culmea Zalăului, calcarele deşi se menţin organogene, devin grezoase, aşa cum rezultă din datele lui N. ŞURARU şi A. MAMULEA. Ele fac trecerea spre faciesul grezos din N, ce se instalează începînd de la Moigrad. În D. Racoţi orizontul est reprezentat prin gresii calcaroase grosolane cu intercalaţii subordonate de gresii fine, uneori cărbunoase, sau de gresii microconglomeratice. În acest facies orizontul constituie « Gresia de Racoţi ». Ea este pe alocuri fosiliferă; se găsesc în special *Vulsella* sp., *Pecten* sp., *Chama* sp., primele două genuri formînd uneori adevărate intercalaţii de lumaşele.

Îndependent de faciesul sub care se prezintă, orizontul se instalează treptat pe seama părţii superioare a argilelor cenuşii, dar se delimitează net de argilele roşii superioare pe care le suportă. Grosimea medie a orizontului este de 10—14 m în regiunea sudică şi de 20 m în partea de N a bazinului.

In afară de variaţiile menţionate, privind orizontul în ansamblul său, sînt interesante modificările litologice ale acestui orizont pe marginea bazinului. In partea de S, între V. Someşului şi Hăşdate, odată cu substituirea gresiilor în locul calcarelor, are loc o importantă reducere de grosime a acestora încît identificarea lor devine anevoioasă şi în acest caz delimitarea seriei marine inferioare faţă de seria argilelor vărgate superioare devine arbitrară. De asemenea, pe marginea de N, Gresia de Racoţi poate trece fie în conglomerate, fie în nisipuri cu intercalaţiii de argile roşii care formează împreună cu orizontul cenuşiu din bază şi Stratele de Turbuţa de deasupra, un tot inseparabil pe care l-am numit aici « Strate de Stejăra » (Pl. I, profil 3 şi fig. 2).

Pentru faciesul calcaros din S, A. KOCH a introdus denumirea de Calcar grosier inferior, pe care a generalizat-o pentru cea mai mare parte a bazinului, ceea ce nu corespunde în totul realităţii. În ultimul timp s-a propus termenul de « calcare cu Alveoline » (V. DRAGOŞ, I. DRĂGHINDĂ), neadecvat pentru aceleaşi motive cît şi pentru faptul că astfel de calcare apar şi la un nivel stratigrafic inferior. De aceea credem că ar fi mai indicat a da acestui orizont în facies calcaros din jumătatea sudică a bazinului o numire locală — de pildă Calcarul de Viştea — după cum HOFAMNN în N a numit faciesul grezos al acestui orizont « Gresia de Racoţi ».

Institutul Geologic al României

Din cele expuse cu privire la succesiunea faciesurilor, care se înlocuiesc treptat unele pe altele, reiese caracterul unitar al acestei serii. Această unitate este confirmată și de fauna sa marină, dezvoltată în toată grosimea seriei.

Pe de altă parte caracterul transgresiv al tuturor orizonturilor, începînd de la bancul cu *N. perforatus* pînă la partea superioară a argilelor cenușii, denotă că dezvoltarea acestei serii are loc într-o fază de transgresiune progresivă. Ea încetează numai în ultima fază a evoluției acestui ciclu de sedimentare, cînd se depune Orizontul calcarului grosier inferior sau Gresia de Racoți.

C) SERIA ARGILELOR VĂRGATE SUPERIOARE

Acest orizont este alcătuit în cea mai mare parte din întinderea sa prin argile roșii cu intercalații de nisipuri sau argile vinete-albăstrui-verzui, ceea ce îi imprimă un aspect vărgat, uneori asemănător cu al argilelor din baza seriei eocene. Din aceste motive denumirea de « argile vărgate superioare », propusă de A. Koch este întemeiată și poate fi menținută.

În partea lor inferioară argilele vărgate se instalează, fără nici o tranziție, peste calcarul grosier inferior sau Gresia de Racoți, indicînd prin aceasta în mod vădit o schimbare bruscă în condițiile de sedimentare din întreaga regiune.

În jumătatea de S a regiunii orizontul este alcătuit din argile slab nisipoase, de culoare roșu-cărămizie cu intercalațiuni de argile marnoase sau nisipuri verzui, mai frecvente către partea superioară a orizontului; în ultimii 5—8 m ai părții superioare se dezvoltă marne șistoase albicioase cu intercalații subțiri de marne dure. Grosimea medie a orizontului este de 40—80 m. Ele suportă Stratele de Cluj (Pl, I, profil 2).

Începînd din regiunea Mezeșului spre Jibou caracterele litologice ale orizontului se schimbă întrucîtva, deoarece argilele roșii sînt înlocuite prin argile verzui-albăstrui sau albicioase, nestratificate, în care la partea superioară se intercalează calcare marnoase albe cu aspect litografic sau marno-calcare șocolatii. Dezvoltarea tipică sub acest aspect este în regiunea Turbuța (Pl. 1, profil 1), de unde denumirea de « Strate de Turbuța » dată de Hofmann pentru acest orizont în partea de N a regiunii (3, p. 21). Stratele de Turbuța fiind cuprinse între Gresia de Racoți și seria marină superioară, echivalentă prin baza sa Stratelor de Cluj, a fost și trebuie să fie considerată echivalentul stratigrafic al argilelor vărgate superioare din împrejurimile Clujului. Seria atinge în această regiune pînă la 150 m grosime.

De la Culmea Scăunești spre N reapar intercalațiile de argile roșii a căror frecvență crește cu cît se înaintează spre N; faptul a fost remarcat și de Hofmann (3). În acest mod orizontul reia aspectul caracteristic din partea sudică a regiunii. Odată cu schimbarea de facies are loc și o reducere a grosimii. Prezența argilelor roșii în acest orizont pare deci a fi legată de regiunile marginale ale bazinului și permit să întrevedem că materialul roșu provine, în bună parte, pe seama argilelor roșii inferioare, probabil exondate în parte pe marginea bazinului la acea dată.

Institutul Geologic al României

O altă schimbare litologică constatată atît pe marginea extremă sudică spre V. Hășdate, cît și în N, pe marginea insulei de Cristalin de la Țicău, este determinată de invazia faciesurilor grosolane cu pietrișuri; ele fac imposibilă separarea acestui orizont de seria cenușie, subjacentă ce îmbracă același facies.

Seria argilelor vărgate superioare este în general nefosiliferă; totuși S. NĂSTĂSEANU citează un Gasteropod de apă dulce în regiunea comunei Nadăș. K. HOFMANN (3, p. 22) și I. BARBU semnalează în regiunea Mezeșului în intercalațiile marnoase din partea inferioară a Stratelor de Turbuța, *Limnaeus* și *Planorbis*. Prezența acestora cit și a Pachidermului *Brachydiastematherium transylvanicum*, găsit de AL. PÁVAY la Andrashaza, pe V. Nadășului și de A. KOCH la Cetate (Leahnyvar) la S de Cluj, sînt indicații că regimul de sedimentare al acestei serii trebuie să fi avut un caracter lacustru.

După A. KOCH, Seria argilelor vărgate superioare s-ar încheia cu un orizont de Calcare de apă dulce, cu apariție discontinuă și de grosime redusă.

Încă din 1946, I. DUMITRESCU și T. JOJA remarcă lipsa acestor calcare în regiunile cercetate, fapt menționat ulterior de V. DRAGOȘ, A. MAMULEA și V. MUTIHAC, și observat și de noi în regiunea Cluj—Jibou. Apariții sporadice de forme de apă dulce există, dar numai pe marginea bazinului, ca pătrunderi locale, fără a constitui un orizont cu valoare stratigrafică.

D) SERIA MARINĂ SUPERIOARĂ

Sub acest nume propunem să fie cuprinsă seria depozitelor, în cea mai mare parte calcaroase, dintre argilele vărgate superioare și Stratele de Mera în a căror faună apar elemente noi de tip oligocenic.

Este adevărat că în regiunea din împrejurimile Clujului variațiile litologice, cît și schimbările de faună determinate de acestea, permit separarea a trei orizonturi, recunoscute și de A. KOCH:

Stratele de Cluj;

Marnele cu *Nummulites fabianii;*

Marnele cu Briozoare.

Ca și pentru Seria marină inferioară, orizontarea stabilită pe baza situațiilor din partea de S, A. KOCH caută să o extindă și asupra regiunii din N. El recunoaște totuși că în partea nordică unele din aceste orizonturi se subțiază sau dispar în întregime. În adevăr, aici faciesurile calcaroase se mențin în toată seria, ceea ce determină și lipsa faunei pe care se întemeiază această orizontare. Așa cum vom arăta, seria se prezintă ca un tot unitar, ceea ce justifică punctul de vedere ce propunem (Pl. III).

Pentru jumătatea sudică a regiunii orizontarea de amănunt rămîne valabilă; în cele ce urmează vom arăta și modificările de facies ce prezintă aceste orizonturi spre regiunea nordică a bazinului.

Institutul Geologic al României

REGIUNEA DIN ÎMPREJURIMILE CLUJULUI

1. STRATELE DE CLUJ

Adoptăm denumirea propusă de K. HOFMANN deoarece Calcarul grosier superior în sensul lui A. KOCH, pe lîngă calcare include la partea sa inferioară și intercalații lenticulare de gips.

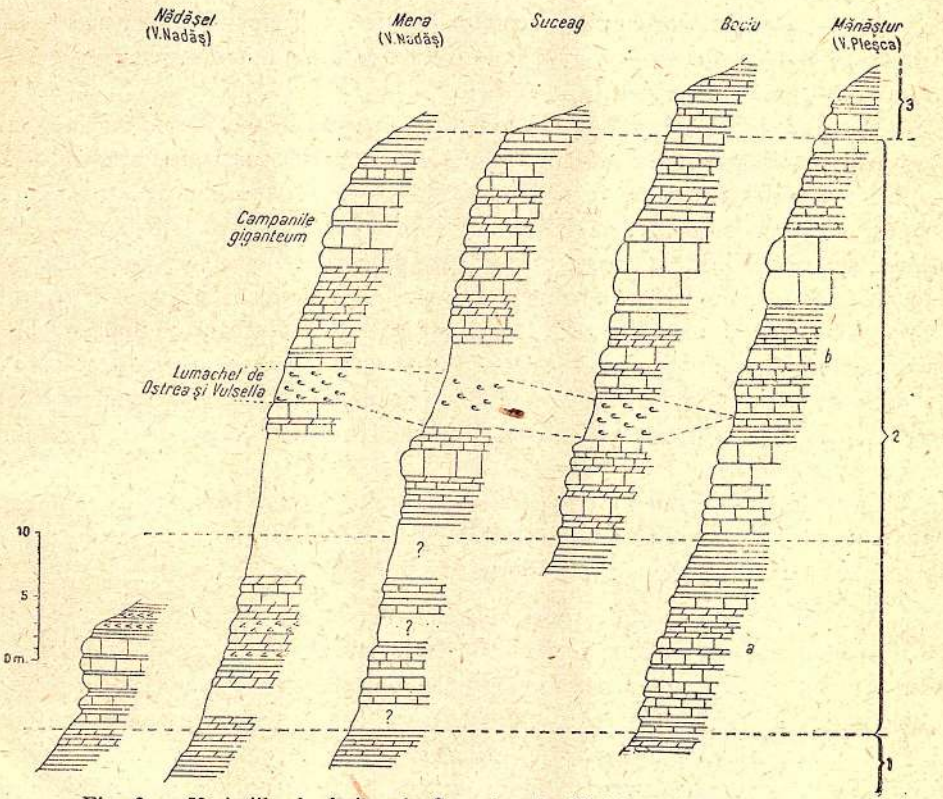


Fig. 3. — Variațiile de facies ale Stratelor de Cluj între Mînăștur-Nădășel.
1, Seria argilelor vărgate superioare; 2, Strate de Cluj; *a)* Orizontul calcarelor oolitice și a gipsului superior; *b)* Calcarul grosier superior; 3, Orizontul marnelor cu *Nummulites fabianii*.

În alcătuirea Stratelor de Cluj se pot distinge pretutindeni două orizonturi (fig. 3):

α) *Orizontul cu gipsurile superioare.* În regiunea de S, pe toată porțiunea Văii Nadășului începînd de la Mera spre Cluj și pînă în V. Hășdate, la Ciurila, Stratele de Cluj încep printr-un pachet de 10—12 m grosime de calcare oolitice, bine stratificate cu intercalații de marne șistoase, roșietice în regiunile dinspre marginea bazinului. Interesant este faptul că nucleul oolitelor este un mic Gasteropod sau un foarte mic Lamellibranchiat din genul *Lutetia*, cunoscut în Eocenul bazinului parizian.

Institutul Geologic al României

Formele au fost considerate de A. KOCH Ostracode și ca atare bancurile acestui orizont numite incorect « calcare cu Ostracode (8, p, 264). Macrofauna de *Anomya*, cît și rarele Foraminifere, confirmă caracterul marin al acestui orizont.

Începînd din fața gării Mera spre W și NW în acest orizont se intercalează două sau chiar trei bancuri de gips de 0,5—3 m grosime. Între gipsuri se mai mențin intercalații de marne șistoase cu *Anomya*, în timp ce calcarele oolitice dispar; prin urmare are loc o substituire laterală a calcarelor oolitice prin gipsuri.

În unele puncte orizontul calcarelor oolitice și al gipsurilor superioare este urmat de 4—8 m de argile verzui nefosilifere, care delimitează net acest orizont de calcarul grosier superior.

Deoarece gipsurile se dezvoltă odată cu apariția primei faune marine, ca și gipsurile inferioare, acest orizont trebuie atașat Seriei marine superioare — așa cum l-a considerat A. KOCH și apoi T. JOJA — și nu Orizontului de argile vărgate superioare, cum le consideră K. HOFMANN (3, p. 22). Limita inferioară a celei de a doua serii marine o trasăm deci la baza gipsurilor superioare, acolo unde ele apar, sau odată cu dezvoltarea primelor bancuri de calcare oolitice ce stau pe argila vărgată superioară, nefosiliferă. E interesant de relevat faptul că al doilea ciclu de sedimentare marină care se instalează după faza lacustră a argilelor vărgate superioare este însoțit, ca și în prima serie marină, de un facies lagunar reprezentat tot prin gipsuri și calcare oolitice, ultimele avînd de data aceasta o dezvoltare cu mult mai mare.

Orizontul gipsurilor superioare și al calcarelor oolitice separate de noi corespund «orizontului cu gips sau al calcarelor cu *Anomya* » împreună cu « orizontul calcarelor cu Ostracode » din orizontarea lui A. KOCH.

β) *Orizontul calcarului grosier superior*. Partea importantă a Stratelor de Cluj o constituie un pachet de 30—60 m grosime de calcare în bancuri masive, care prezintă în toată regiunea din împrejurimile Clujului prea puține variațiuni litologice pe verticală și lateral, fiind mai marnoase sau mai nisipoase.

Aceste calcare sînt bogate în specii de Lamellibranchiate, Gasteropode și Echinide și pe baza frecvenței unora dintre specii se pot separa cîteva nivele, însă cu valoare locală:

Nivelul cu *Vulsella* sp. și *Pholadomya puschi* GOLDF., formînd uneori lumașele pînă la 2 m grosime.

Nivelul cu *Cerithium (Campanile) giganteum* LAMK., acesta din urmă fiind constant în toată regiunea. În el, în regiunea dintre V. Someșului și Hășdate (D. Havaste și Sălicea) apar și Corali solitari, identici celor din Seria marină inferioară și rare blocuri de Corali coloniali.

2. MARNELE CU *NUMMULITES FABIANII*

Calcarul grosier superior trece în partea sa superioară în calcare marnoase stratificate în care își fac apariția și numeroși Nummuliți de talie mică, care după HANTKEN aparțin cuplului *N. intermedius* D'ARCH. (B) — *N. fichteli* D'ARCH.

Institutul Geologic al României

(A). Ca atare încă din 1874 A. KOCH denumește acest orizont « stratele cu *Intermedia* », termen ce s-a încetățenit în literatura noastră geologică. În urmă, E. HAUG (2, p. 1590) și mai tîrziu P. ROZLOZSNIK (15, p. 60) au atras atenția că trebuie să fie vorba de *N. fabianii*, încît verificarea determinării acestor Nummuliți se impune.

În toată regiunea din împrejurimile Clujului acest orizont apare în mod constant cu mici variații litologice și de grosime (Pl. I, profil 2). El este în cea mai mare parte marnos, cu prea puține intercalații de calcare stratificate. Acestea sînt mai frecvente la S de Someș (V. Plești) în timp ce spre V. Nadășului — în regiunea Dealului Baciu — orizontul este reprezentat prin marne nisipoase, îmbrăcînd aici același facies ca al calcarului grosier superior. În schimb spre NE, începînd de la E de Culmea Mezeșului așa cum remarcă A. KOCH (8, p. 294) și cum rezultă și din datele lui I. BARBU, orizontul devine calcaros, aproape neseparabil litologic de calcarul grosier superior.

În afară de Nummuliți orizontul cuprinde și o faună bogată de Pectinide, Ostreide, Lucinide, Brachiopode și Echinide.

Grosimea medie a orizontului este de 20 m; el se subțiază spre marginea sudică, odată cu reducerea grosimii calcarului grosier, cît și spre nord-vestul regiunii unde, cum remarcă A. KOCH « calcarul grosier se îngroașe pe seama orizontului cu Nummuliți » (8, p. 294).

3. MARNELE CU BRIOZOARE

Acest orizont se individualizează la partea superioară a seriei marine prin dispariția Nummuliților, în locul cărora iau o mare dezvoltare Briozoarele. De aici, denumirea orizontului dată de A. KOCH.

Orizontul cu o grosime de cca 40 m este reprezentat între Cluj — Mera prin marne friabile nisipoase, vinete-albicioase, în masa cărora se găsesc numeroase Briozoare în colonii tubulare, Pectinide și Ostreide de talie mică. Ultimii 5—6 m ai părții superioare sînt lipsite de Briozoare și au în bază un nivel foarte bogat în Ostrei mari (*O. rarilamella* DESH.=*gigantica* BRAND, in KOCH). La S de Someș spre V. Plești și pînă în D. Dumbrava marnele friabile sînt înlocuite prin calcare marnoase poroase cu Briozoare în colonii foliacee, la care se adaugă Lamellibranchiate mai variate; nivelul de Ostrei mari se menține la partea superioară.

Seria marină descrisă constituie prin urmare o succesiune de orizonturi care se înlocuiesc treptat unele pe altele, fiecare din ele fiind caracterizate printr-o faună proprie. Pe porțiunea limitată între V. Nadășului — Cluj — Sălicea, aceste orizonturi apar constant păstrîndu-și aproximativ aceeași grosime și prin aceasta pot avea și o valoare stratigrafică. Numai la S de Cluj seria ia în totalitate un pronunțat caracter calcaros.

Institutul Geologic al României

REGIUNEA DIN ÎMPREJURIMILE JIBOULUI

SERIA CALCAROASĂ RECIFALĂ

Cu totul altfel se prezintă faciesurile seriei marine superioare în regiunea de N a bazinului. Aici, la SW și NE de Jibou, peste argilele vinete-albicioase ale Stratelor de Turbuța se instalează direct seria marină superioară fără intermediul unei intercalații de apă dulce. Seria marină începe ca și în regiunea din jurul Clujului, printr-un orizont de gipsuri care are aceeași poziție stratigrafică ca și acel din regiunea Cluj.

La N de Jibou gipsurile nu mai apar și faciesurile calcaroase se instalează de la început și invadează întreaga serie marină la care se adaugă, mai ales către partea superioară, faciesuri recifale încît seria poate fi numită aici « seria calcaroasă recifală » (Pl. III).

Denumirea de « serie calcaroasă » a fost utilizată pentru prima dată de I. DUMITRESCU pentru depozitele calcaroase de peste Stratele de Turbuța și care după d-sa ar reprezenta Stratele de Cluj, Marnele cu *N. fabianii*, Marnele cu Briozoare și Stratele de Hoia. Denumirea aceasta este sugestivă și în parte îndreptățită, motiv pentru care am adoptat-o și noi în parte. Completarea cu calificativul de « recifală » cît și sensul stratigrafic în care folosim acest termen îl vom lămuri în cele ce urmează.

Seria calcaroasă recifală cuprinde întreaga succesiune de calcare dezvoltată între Stratele de Turbuța la bază și Orizontul de Curtuiuș la partea superioară. Grosimea seriei calcaroase recifale atinge cca 100 m și se caracterizează prin apariția, la diferite nivele, a faciesului recifal coraligen.

La Cuciulați, de pildă, calcarele recifale sînt interstratificate în calcarele grosiere sau calcarele spatice negricioase din baza seriei, încît ele revin cu siguranță Stratelor de Cluj. Alteori calcarele recifale se dezvoltă la partea superioară a seriei marine — cum este la Cozla, Prîsnelul — și în acest caz ele reprezintă probabil, echivalentul stratigrafic al Marnelor cu Briozoare din regiunea Cluj. In fine în unele puncte — cum e la Piatra Cozlei — calcarul recifal începe aproape de la baza seriei și se menține pînă la partea ei superioară. Lateral acesta trece fie în calcare grosiere, fie în calcare cu Nummuliți, ceea ce denotă că sîntem în prezența tuturor orizonturilor din regiunea Cluj, dar în facies recifal.

A. KOCH, K. HOFMANN și I. DUMITRESCU văd în calcarele recifale ale părții superioare un echivalent al Calcarului de Hoia. Paralelizarea este neîntemeiată deoarece ele suportă Orizontul de Curtuiuș care este un echivalent al părții inferioare a Stratelor de Mera. La Cuciulați, Piatra Cozlei și alte puncte este evident că aceste calcare se includ în seria calcaroasă, iar pe versantul sudic al Dealului Dumbrava, spre Brebi, și la Ciocmani calcarele recifale suportă Marnele cu Briozoare. În afară de aceasta așa numitul Calcar de Hoia de lîngă Cluj, este asociat cu o faună de Moluște de tip oligocenic, necunoscută în calcarele recifale ale regiunii de N.

Institutul Geologic al României

Din aceasta rezultă că seria calcaroasă recifală corespunde numai Stratelor de Cluj, Marnelor cu *N. fabianii* și Marnelor cu Briozoare, încît termenul are pentru noi un alt conținut stratigrafic decît acel dat de I. DUMITRESCU. După regiunea în care seria are dezvoltarea cea mai caracteristică, poate fi denumită « Calcarul de Culmea Cozlei ».

Seria calcaroasă recifală este bogată în Moluște dar cu mai puține Echinide decît în regiunea Cluj. Local și aici se pot separa cîteva nivele caracterizate prin frecvența mai mare a unor specii, cum ar fi:

Nivelul cu *Vulsella legumen* D'ARCH., vizibil la Turbuța, situat la baza seriei;

Nivelul cu *Ostrea multicostata* DESH;

Nivelul cu *Cerithium (Campanile) giganteum* LAMK., vizibil la Piatra Varului și asociat în unele regiuni — Culmea Cozlei — cu Ostreide și Rostellarii de talie mare; este situat către partea superioară a seriei calcaroase recifale. E interesant faptul că succesiunea nivelelor este aceeași ca și în regiunea Cluj.

Faciesuri cu *N. fabianii* se cunosc începînd de pe versantul estic al Culmei Mezeșului. Aici, la Brebi, Nummuliții apar în baza seriei marnoase ce constituie Stratele de Brebi, fără a forma însă un orizont separabil. Cu cît înaintăm spre N Nummuliții se dezvoltă în faciesuri calcaroase ce iau aspectul Calcarelor de Cluj de care de asemenea nu se pot separa, sau în fine, au apariții sporadice și care nu ocupă probabil totdeauna același nivel stratigrafic.

De asemenea Orizontul marnos cu Briozoare are dezvoltarea cea mai mare spre capătul nordic al Culmei Mezeșului, la Brebi, unde — după descrierea lui A. KOCH, K. HOFMANN și confirmarea lui I. BARBU — este format din marne cenușii-albicioase, relativ compacte și stratificate, în care Briozoarele sînt mult mai rare ; în schimb se găsesc numeroase Lamellibranchiate. Interesant e faptul că I. BARBU menționează la partea superioară nivelul de Ostrei mari, cunoscut și în regiunea Cluj. Ele constituie așa numitele « Marnele de Brebi » a lui K. HOFMANN (3, p. 28) cu o grosime de cca 60 m, ceea ce ne face să credem că ele reprezintă aici, din punct de vedere stratigrafic, ceva mai mult decît Marnele cu Briozoare din regiunea Cluj, dezvoltarea lor realizîndu-se și pe seama Marnelor cu *N. fabianii*.

Marnele de Brebi se pot urmări în regiunea noastră pînă la Borza; mai departe spre N, ele pierd simțitor din grosime și totodată au apariții sporadice, ultimul punct fiind la E de Poenița, unde stau peste calcare recifale.

Situațiile prezentate ne arată că în regiunea din împrejurimile Jiboului nu mai e posibilă o orizontare de felul aceleia din regiunea Cluj. Aici toate faciesurile sînt subordonate dezvoltării recifilor, în jurul cărora pot apărea calcare grosiere cu Moluște, calcare cu Nummuliți sau calcare marnoase fine. Acestea pot apărea la diferite nivele, în funcție de nivelul ce-l ocupă recifii, sau pot dispare cu totul în cazul cînd recifii invadează întreaga serie marină. De altfel și A. KOCH a sezisat în parte acest fapt, deoarece și el recunoaște că stratele cu Nummuliți cît și marnele cu Briozoare se pot efila dezvoltîndu-se pe seama lor calcare recifale (considerate

Institutul Geologic al României

însă de el drept Calcare de Hoia) încît să nu fie o dispariție din punct de vedere stratigrafic a acestor orizonturi, ci numai « o schimbare a faciesului bathimetric » (8, p. 322).

Observăm că influența zonei recifale din N se resimte și în modul de dezvoltare a faciesurilor la S de Jibou, pe tot versantul estic al Mezeșului, unde în general faciesul marnos al părții superioare a seriei marine se dezvoltă în detrimentul orizontului cu Nummuliți care pierde din grosime. Numai mai departe, înaintînd spre SE, în lungul marginei de S a bazinului se stabilesc raporturile între orizonturile cunoscute în regiunea Cluj.

În ansamblul lor depozitele cuprinse între argilele vărgate superioare și Stratele de Mera constituie formațiunile unui ciclu de sedimentare în care apariția faciesurilor recifale în partea de N a bazinului este fenomenul caracteristic. Din aceste motive, ele au fost grupate într-o serie unică, cu atît mai mult cu cît o orizontare mai amănunțită nu este posibilă în regiunea Jibou.

II. OLIGOCENUL

REGIUNEA DIN ÎMPREJURIMILE CLUJULUI

1. STRATELE DE MERA

Sub acest nume cuprindem pachetul de depozite de cca 20 m grosime ce urmează peste Marnele cu Briozoare eocene și a căror dezvoltare tipică este la Mera. Aici se găsește o alternanță de marne și argile nisipoase vinete-verzui slab stratificate, cu nisipuri verzui, gresii calcaroase și calcare grosiere (fig. 4).

Aceste depozite sînt foarte fosilifere și se constată următoarea succesiune de nivele faunistice, caracterizate fiecare prin abundența unei specii, și anume:

Nivelul inferior cu *Scutella subtrigona* KOCH;

Nivelul cu *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* BROCC și varietăți;

Nivelul cu *Natica crassatina* DESH.;

Nivelul superior cu *Scutella subtrigona* KOCH.

Dintre aceste nivele un caracter mai constant au nivelul cu *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* și nivelul superior cu *Scutella*.

Peste ele urmează gresiile microconglomeratice galbene-ruginii în alternanță cu nisipuri verzui și argile roșii, nefosilifere ale seriei următoare (Stratele de Ticu).

În fauna Stratelor de Mera, la Mera, între nivelul inferior și superior cu un caracter net marin cu Scutellide, se interpune nivelul cu *Cerithium margaritaceum* cu caracter salmastru. Dintre nivelele fosilifere de la Mera observăm că, acel cu Ceriți din grupa *margaritaceum* ia mai mare dezvoltare spre V. Almașului, pe cînd acel cu Scutellide se poate urmări între Sard — Baciu — Cluj. În cadrul ultimei regiuni intră și aparițiile de depozite oligocene de la Cluj, din D. Hoia. Aici, peste Marnele cu Briozoare, urmează:

Institutul Geologic al României

1,5 m nisipuri galbene-verzui;
2 m gresii grosolane galbene-ruginii cu *Cyrena*;
5 m acoperit;
2 m marne verzui, nestratificate, dure;
4 m calcare grezoase cu spărtură brecioasă, cenușii-albăstrii cu Lamellibranchiate (Cyrene, *Pecten*) și Gasteropode (*Turritella*, *Natica*, etc.) asemănătoare celor din Stratele de Mera. Semnalăm și prezența Scutellidelor; în acest

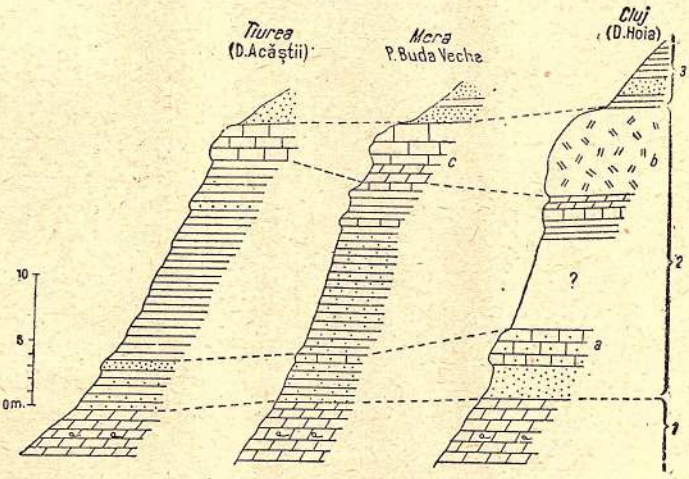


Fig. 4. — Variațiile de facies ale Stratelor de Mera între Cluj-Tiurea.
Eocen: 1, Orizontul marnelor cu Briozoare cu nivelul de *Ostrea rarilamella*; Oligocen: 2, Strate de Mera: *a*, gresii cu *Cyrena* și *Cerithium*; *b*, calcar coraligen de Hoia; *c*, calcare cu *Scutellidae*; 3, Strate de Tic.

caz asemănarea cu Stratele de Mera merge pînă la identitate. Ele mai conțin la partea superioară numeroase fragmente de Corali și Nummuliți. Aceste din urmă forme constituie specificul Calcarului de Hoia, care nu are decît o dezvoltare locală limitată pe cca 20 m lungime.

Formațiunile din baza seriei oligocene de aici au fost separate de A. Koch, după 1880, ca un orizont sub numele de « Strate de Hoia » și care s-ar situa sub Stratele de Mera. Odată cu acestea A. Koch admite că în seria ce am descris de la Mera, partea inferioară ar reprezenta Stratele de Hoia și numai restul revine Stratelor de Mera în accepțiunea dată de el acestor strate. În această ultimă concepție a lui A. Koch au fost întreprinse toate cartările de teren ulterioare, efectuate de colegii noștri.

Prin separarea Stratelor de Hoia, A. Koch revine asupra părerii sale anterioare expusă în 1875, cînd recunoștea, pe baza unor specii de Moluște, că depozitele de la Hoia ce stau peste marnele cu Briozoare sînt identice Stratelor de Mera.

Ori, din observațiile noastre pe D. Hoia și Baciu reiese că faciesul de la Hoia care a constituit tipul « Stratelor de Hoia », nu este decît un facies recifal cu dezvol-

Institutul Geologic al României

tare foarte limitată și care trece lateral în gresii grosolane cu *Cyrena*, rari Nummuliți și fragmente de Corali. Mai mult, pe culmea Dealului Baciu își fac apariția și bancurile cu Scutellide, adică faciesul tipic al Stratelor de Mera. Intercalarea așa ziselor « Strate de Hoia » în cuprinsul stratelor de Mera este deci evidentă.

De altfel urmărind descrierea lui A. KOCH rezultă că el atribuie Stratelor de Hoia depozite de cîțiva metri grosime din baza Stratelor de Mera, asupra cărora atrage atenția că nu mai au faciesul tipic al stratelor de la Hoia ci sînt reprezentate prin gresii și conglomerate mărunte cu *Balanus*, *Pecten*, *Lucina* și rare exemplare de Nummuliți. În acest facies el le urmărește spre Huedin. De asemenea la S de Hoia, în D. Mănăștur, constatăm o situație asemănătoare: peste marnele cu Briozoare urmează calcare albăstrii-cenușii, cu spărtură neregulată, foarte bogate în Gasteropode *(Cerithium, Turritella, Natica)* și Nummuliți, dar lipsite de Corali.

Calcare compacte cu Nummuliți, dar fără Corali, și care — cum observă colegul S. NĂSTĂSEANU — trec lateral în marno-calcare cu *Natica*, *Cerithium*, *Turritella*, *Cyrena*, care reprezintă de fapt fauna din baza Stratelor de Mera, se observă și pe versantul de E al Mezeșului. În această regiune ele stau peste partea superioară a Marnelor de Brebi cu nivelul de Ostrei mari și suportă argilele roșii în alternanță cu nisipuri verzui nefosilifere și care le atribuie Stratelor de Mera, deși nu au nimic comun cu acestea. Ele sînt de fapt Strate de Ticu, deoarece poziția orizontului separat aici drept Strate de Hoia este aceeași cu a Stratelor de Mera, la Mera.

Aceeași interpretare nejustificată este dată mai la N de I. FERÉNCZI (1), V. MUTIHAC și I. BARBU, care au considerat ca și A. KOCH și K. HOFMANN drept Strate de Hoia, marno-calcare de 1 m grosime cu o faună de Moluște marine și salmastre, urmate de nisipuri și argile verzi sau roșii pe care le atribuie Stratelor de Mera.

Din cele expuse rezultă că primul orizont al seriei oligocene este reprezentat în regiunea de S printr-o formațiune cu caracter marin, foarte fosiliferă, în care specificul faunei este dat de prezența Scutellidelor și Ceriților din grupa *margaritaceum*. În ea apare ca un incident local, faciesul coraligen de la Hoia. Pentru acest orizont păstrăm denumirea de Strate de Mera, în care cuprindem însă Stratele de Hoia și Stratele de Mera din orizontarea lui A. KOCH.

2. STRATELE DE TICU

Reprezintă al doilea orizont caracteristic Oligocenului din împrejurimile Clujului. La Ticu, între V. Nadășului și V. Almașului, locul de unde au fost descrise de A. KOCH, aceste strate sînt alcătuite în mare parte din argile roșii, verzui, brune sau cenușii-albăstrui, între care se intercalează, în deosebi la baza seriei, gresii cenușii deschise, nisipuri albe sau gălbui, fie chiar gresii conglomeratice. Între argilele părții superioare a Stratelor de Ticu se intercalează strate subțiri de cărbuni, asociați cu o faună din care se citează *Cyrena semistriata* DESH.,

Institutul Geologic al României

Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum BROCC, *Melania* sp. În regiunea Văii Almaşului, grosimea Stratelor de Ticu este apreciată de A. KOCH la cca 100 m. De fapt ele ating cca 200 m şi stau, aşa cum remarcă A. KOCH, peste Stratele de Mera cu fauna lor marină.

Spre Cluj, atît la Mera cît şi în D. Hoia şi Coasta cea Mare, Stratele de Ticu au aceeaşi alcătuire litologică, lipsind însă intercalaţiile de cărbuni. Pretutindeni stau în aceleaşi raporturi stratigrafice: urmează peste Stratele de Mera şi suportă — la Mera şi Cetate — gresiile cu *Corbula* din baza Stratelor de V. Almaşului, iar la Hoia şi Coasta cea Mare, Stratele de Coruş burdigaliene (Pl. 1, profil 2).

Din V. Almaşului spre extremitatea sudică a Culmei Mezeşului, Stratele de Ticu îşi modifică prea puţin caracterul litologic; ele devin mai bogate în material grosolan cu cît se trece într-o regiune mai apropiată de acest masiv, cum a arătat S. NĂSTĂSEANU şi formează o serie nefosiliferă pe care K. HOFMANN, I. FERÉNCZI, I. BARBU, I. ŞURARU şi V. MUTIHAC, au atribuit-o Stratelor de Mera. În această regiune însă lipsa gresiilor cu Corbula la partea superioară, nu permit să fie delimitate în acelaşi mod ca în împrejurimile Clujului, ceea ce a dat prilej la variate interpretări pe care le vom analiza ulterior.

Fauna de Moluşte cît şi intercalaţiile de cărbuni indică faciesul salmastru al acestui orizont. Dintre particularităţile faunistice ale Stratelor de Ticu relevăm resturile de *Anthracotherium* sp. şi *Elotherium* sp. (8, p. 368), cît şi acelea de *Sphaerodus* sp. şi *Picnodus* sp., citate de STACHE şi HAUER (16,p. 133). Speciile de peşti marini denotă, cum remarcă şi A. KOCH (8. p. 368), că Stratele de Ticu cu faciesul lor salmastru trebuie să reprezinte un timp de sedimentare căruia în alte părţi ale bazinului să-i corespundă un facies marin. Deşi face această afirmaţie totuşi în concluzie caută un echivalent al Stratelor de Ticu în seriile grezoase de peste Stratele de Ileanda Mare.

3. STRATELE DE V. ALMAŞULUI

a) Orizontul de Cetate. Este reprezentat la Cluj în D. Cetate (Felegvar) prin gresii conglomeratice cu ciment calcaros cu intercalaţii de calcare lumaşelice cu *Corbula*; Orizontul de Cetate atinge 20—25 m grosime.

Spre NW — spre Mera — gresiile conglomeratice cu structură torenţială devin predominante; între ele apar nisipuri grosiere cu mult feldspat alterat, iar Corbulele constituie lentile cu dezvoltare neregulată. După A. KOCH şi observaţiile noastre, de la Mera spre N, acest orizont trece treptat în gresii nefosilifere care mai pot fi atribuite acestui orizont numai prin poziţia lor stratigrafică sau apariţia sporadică a Corbulelor.

Din V. Almaşului, între Tămaşa — Cuzăplac, către N şi NW A. KOCH semnalează că identificarea acestui orizont nu mai este posibilă. Aceasta denotă că Orizontul de Cetate este numai un facies cu dezvoltare locală. Prin prezenţa nisipurilor caolinoase care devin frecvente în aceste strate de la Mera spre NW, bănuim că ele nu sînt decît un nivel fosilifer din baza Orizontului de Zimbor (Pl. III).

Institutul Geologic al României

b) Orizontul de Zimbor și Orizontul de Sîn Mihai. În profilul de la Mera, pe P. Berecoaia, între Orizontul cu *Corbula* și Stratele de Coruș cu fauna burdigaliană se găsește o serie în alcătuirea căreia la partea inferioară, pe o grosime de cca 25 m, predomină gresii microconglomeratice, nisipuri gălbui și nisipuri albicioase caolinoase care suportă 2 m marne nefosilifere cu un strat subțire de cărbuni. Partea superioară, cu o grosime variabilă, e formată în deosebi din argile roșii-vișinii cu intercalațiuni de nisipuri albe.

În această serie cu o grosime totală de cca 120 m A. KOCH separă partea inferioară mai mult nisipoasă sub numele de Stratele de Zimbor și partea superioară mai mult argiloasă sub numele de Strate de Sîn Mihai. El nu indică un criteriu de delimitare între aceste două serii iar noi constatăm că un astfel de criteriu nu se poate da.

În 1894, A. KOCH a grupat aceste două serii împreună cu Stratele de Ticu și Cetate subjacente în Oligocenul superior (8, I, p. 381). Ulterior, după ce și-a extins cercetările și asupra Neogenului, consideră ca limită superioară a Oligocenului Orizontul de Cetate, revenind astfel etajului Aquitanian al Neogenului numai Stratele de Zimbor și Sîn Mihai (8, II, p. 6). În urmă, unii cercetători au adopta punctul de vedere al lui E. HAUG (2, p. 1500) și au considerat și Stratele de Zimbor oligocene, revenind astfel Aquitanianului numai Stratele de Sîn Mihai.

Spre NW, între Sîn Paul și Sumurduc după observațiile noastre faciesul argilelor vișinii se dezvoltă în dauna faciesului nisipos, ceea ce relevă că Stratele de Zimbor și Stratele de Sîn Mihai nu reprezintă două orizonturi, ci pot fi privite cel mult ca două faciesuri ale unei serii inseparabile cuprinse între Stratele de Ticu, la bază, și Stratele de Coruș, la partea superioară, deoarece în regiunea nordică Orizontul de Cetate dispare. Din acestea mai rezultă, așa cum am menționat, că Orizontul de Cetate apare ca un facies fosilifer în baza acestei serii, localizat în regiunea sudică.

Stratele de Zimbor și Sîn Mihai au o faună săracă din care se citează: *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* BROCC var., *C. plicatum* BRUG., *Cyrena semistriata* DESH., *C. brogniarti* BAST., *Melanopsis hantkeni* HOFM., *Ostrea* sp., *Mytilus haidingeri* HOERN., faună care în bună parte apare și în orizonturi inferioare; ea indică un mediu salmastru, dar nu are o semnificație stratigrafică. Vîrsta acestei serii nu poate fi apreciată decît în raport cu aceea a Stratelor de Coruș burdigaliene care o acoperă: ea revine probabil Oligocenului celui mai superior, inclusiv Aquitanianului.

Motivul care ne-a determinat să grupăm depozitele cuprinse între Stratele de Ticu și Stratele de Coruș sub numele de Strate de V. Almașului le vom arăta cu prilejul descrierii depozitelor oligocene din regiunea Jibou.

Din cele expuse, rezultă că în partea de S a regiunii de Paleogen din Bazinul Transilvaniei, depozitele cuprinse între Eocen și Burdigalian se pot separa în trei serii distincte:

Institutul Geologic al României

1. Stratele de Mera, în bază, cu facies marin și incidental recifal (la Hoia), în care apar primele indicații de influențe salmastre prin apariția faunei cu *Cerithium margaritaceum*.

2. Stratele de Ticu, cu facies salmastru continental.

3. Stratele de V. Almașului cu ansamblul de Zimbor—Sîn Mihai cu același facies, avînd în bază, spre S, nivelul cu *Corbula* (Orizontul de Cetate).

REGIUNEA DIN ÎMPREJURIMILE JIBOULUI

În partea de N a bazinului depozitele ce urmează peste Eocen prezintă faciesuri mai variate decît în regiunea de S și adesea cu o dezvoltare locală, încît stratigrafia acestora ridică două probleme: a se găsi criterii de delimitare a orizonturilor și stabilirea, acolo unde este posibil, a elementelor care să permită paralelizarea acestora cu orizonturile regiunii sudice (Pl. III). Aceasta din urmă a constituit problema cea mai controversată.

1. STRATELE DE MERA

a) *Orizontul de Curtuiuș.* Începînd de la extremitatea nordică a Culmei Mezeșului, constatăm că din regiunea Moigrad spre NE, peste marnele cu Briozoare, cum este la Brebi, Borza, așa cum remarcă și T. Joja și I. Barbu, sau peste seria calcaroasă la Cuciulați, Ciocmani, Poenița, etc., urmează calcare șistoase, marne calcaroase nisipoase, marne argiloase vinete și marne nisipoase gălbui cu intercalații de șisturi cărbunoase sau strate subțiri de cărbuni. Aceste strate conțin o bogată faună de Moluște, reprezentată prin Cyrene și în special *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* Brocc și varietăți, care ajung adeseori să formeze un adevărat lumașel. Grosimea acestui orizont este de cca 10—15 m în regiunea Cuciulați. Pe flancul estic al Culmei Cozla—Prîsnelul, ca și în alte puncte dintre Brebi și Moigrad, acest orizont apare discontinuu și se reduce la 1—5 m grosime.

Acest pachet de strate a fost separat de A. Koch sub numele de « Strate de Curtuiuș »; mai tîrziu, St. Mateescu le-a numit « Strate de Răstoci » (10).

În unele cazuri, nivelul calcaros din baza Orizontului de Curtuiuș se individualizează local sub aspectul unui pachet destul de subțire de marne calcaroase sau calcare șistoase nisipoase, așa cum a constatat K. Hofmann (4), I. Ferénczi (1, p. 208), T. Joja cît și noi. Acest nivel, în general calcaros, este fosilifer și conține în mare număr o serie de forme din care se citează *Cyrena semistriata* Desh., *Cytherea incrassata* Sow., *Cerithium (Potamides) plicatum* Brogn. și *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* Brocc.

După Hofmann acest pachet de strate ar fi o continuare a marnelor de Brebi. I. Ferénczi vede în acest nivel mai calcaros un echivalent al Stratelor de Hoia; la fel le consideră T. Joja și I. Barbu. I. Ferénczi remarcă discon-

Institutul Geologic al României

tinuitatea nivelului respectiv care s-ar datora, după el, mișcărilor de ridicare locale. Interpretarea este nejustificată din mai multe motive.

Calcarul de Hoia, de la Hoia, este caracterizat prin prezența Coralilor, care aici lipsesc. În schimb elementele faunistice ale acestui nivel sînt asemănătoare și strîns legate de fauna Orizontului de Curtuiuș și în general a Stratelor de Mera.

Discontinuitatea acestui nivel este evidentă și recunoscută și de I. FERÉNCZI, așa cum constatăm și noi spre N pentru Orizontul de Curtuiuș. Pe de altă parte, fauna salmastră a acestui nivel indică evident un moment de regresiune, încît nivelul nu poate fi încadrat în nici un caz, în formațiuni care să marcheze un important moment de transgresiune, așa cum consideră I. FERÉNCZI că sînt Stratele de Hoia. Acest nivel calcaros nu reprezintă altceva decît variații de facies locale ale Orizontului de Curtuiuș, mai ales că observațiile de teren arăta că acolo unde se dezvoltă acest lumașel calcaros se efilează orizontul argilo-cărbunos și viceversa. Mai mult, spre S de Jac faciesul cărbunos al Orizontului de Curtuiuș trece treptat în gresii nisipoase calcaroase, asemănătoare Stratelor de Mera.

Deci, prin variațiile sale de facies, Orizontul de Curtuiuș denotă că trebuie considerat ca un facies salmastru a părții inferioare a Stratelor de Mera, așa cum pentru prima dată a relevat ST. MATEESCU; aceeași interpretare o dă și I. DUMITRESCU. Observația lui ST. MATEESCU este confirmată de cercetările noastre prin faptul că orizontul de Curtuiuș suportă orizontul de Ciocmani care conține Scutellide, adică elementele faunistice ale părții superioare a Stratelor de Mera.

b) *Orizontul de Ciocmani*. În regiunea Borza—Ciocmani—Cuciulați, peste Orizontul de Curtuiuș urmează cîțiva metri de marne nisipoase albicioase sau negricioase, stratificate și degajînd uneori miros de bitumen, care se încheie cu un banc de calcar organogen bogat printre altele, în *Scutella*, așa cum se încheie și Stratele de Mera din împrejurimile Clujului. Bancul cu *Scutella*, deși are o mare dezvoltare în regiune, nu a fost pînă în prezent semnalat în această parte a bazinului.

Pentru această succesiune K. HOFMANN a introdus în 1883 numele de Strate de Ciocmani și le consideră ca un echivalent al Stratelor de Mera (4). În realitate, Stratele de Ciocmani nu sînt decît echivalentul părții superioare a Stratelor de Mera, deoarece faunistic sunt identice și stau peste Orizontul de Curtuiuș, care faunistic prezintă asemănări cu partea inferioară a acestora. De altfel însumînd grosimea acestor două orizonturi se obține o valoare foarte apropiată de aceea a Stratelor de Mera, cca 30 m.

Legătura intimă între Orizontul de Curtuiuș și Orizontul de Ciocmani a fost sezisată în 1883 chiar de K. HOFMANN și ulterior de ST. MATEESCU, care propune a se întruni aceste două orizonturi sub numele de « Strate de Cuciulați » (10).

Institutul Geologic al României

Orizontul de Ciocmani suportă pretutindeni, cum observă şi A. Koch, Stratele de Ileanda Mare.

Observăm că în regiunea din jurul Clujului, primul orizont al Oligocenului este reprezentat printr-un facies marin, în care îşi fac apariţia Scutellidele, cu slabe intercalaţii salmastre. În regiunea de N a bazinului, Oligocenul începe prin faciesul salmastru cu cărbuni al Orizontului de Curtuiuş, după care se reinstalează, la scurt interval de timp, faciesul marin, tot cu Scutellide, al Orizontului de Ciocmani.

2. STRATELE DE ILEANDA MARE

Numite după localitatea Ileanda Mare de pe Someş, de unde au fost descrise pentru prima dată de Stache şi Hauer, în regiunea noastră sînt bine deschise la Letca. Aici sînt reprezentate, în bază, prin şisturi foioase argiloase-nisipoase, gălbui, vinete sau negricioase, care trec treptat în şisturi argiloase negre bituminoase ce se desfac în plăci pe a căror suprafaţă apar solzi de peşte *(Meletta)* şi eflorescenţe de sulfat de calciu sau de sulf. Întreaga serie are un aspect disodiliform, foarte asemănător şisturilor disodilice din Flişul carpatic, cu care de altfel au şi fost comparate, începînd cu St. Mateescu.

De la Ciocmani spre N în baza Stratelor de Ileanda Mare se individualizează un pachet de strate de cca 10 m grosime, format din marne gălbui ce se desfac în plăci cînd sînt proaspete şi devin albe şi făinoase la alterare. Ele conţin numeroase exemplare de Cardiacee mici *(Cardium lipoldi* Rolle) şi uneori — în regiunea Ciocmani — şi impresiuni de Artropode. Prin lovire cu ciocanul ele degajă miros de bitumen. Prezenţa lor este menţionată de A. Koch şi au fost separate pentru prima dată de I. Dumitrescu la E de regiunea noastră sub numele de « Strate de Bizuşa » şi apoi de I. Păturţ sub numele de « marnele bituminoase ». Noi le-am găsit bine dezvoltate în regiunea satului Ciula şi credem că ar putea fi denumite mai corect « marnele cu Cardiacee ».

Prin poziţia lor şi aspectul petrografic aceste marne amintesc, aşa cum s-a arătat, de marnele bituminoase din baza şisturilor disodilice din Flişul carpatic.

Stratele de Ileanda Mare au dezvoltare tipică în regiunea Someşului la Letca, unde ating cca 150 m grosime. Spre SW de această localitate, începînd de la Borza către V. Ortelec—Jac, aşa cum au constatat A. Mamulea şi V. Mutihac, Stratele de Ileanda Mare pierd din grosime şi dispar treptat. Ele trec, aşa după cum a observat I. Ferénczi (1) şi noi, la nisipuri argiloase friabile cu cărbuni, argile roşii, gresii nisipoase şi microconglomerate asemănătoare Stratelor de Ticu.

O interesantă variaţie de facies semnalează şi O. Iliescu în sectorul Ticu—Sîn Craiu! Almaşului, în cuprinsul Stratelor de Ticu unde arată că peste bancul lumaşelic cu Ceriţi, Ostrei mici, Corali şi Pectinide ale părţii superioare a Stratelor de

Institutul Geologic al României

Mera, urmează cca 30 m de marne argiloase disodiliforme cu o intercalație de 1 m de marnă albă, dură, asupra căreia atrage atenția că este asemănătoare marnelor albe din Flișul carpatic. Către partea superioară a marnelor disodiliforme apar intercalații de nisipuri roșcate, care fac trecerea spre Stratele de Ticu.

Cercetătorii de pînă acum, fie că au remarcat sau nu această schimbare de facies, au căutat echivalentul Stratelor de Ticu în faciesurile grezoase de deasupra Stratelor de Ileanda Mare, ceea ce a adus toate confuziile ce constatăm în literatura veche și cartările recente în privința paralelizării orizonturilor superioare ale Oligocenului.

După A. Koch, Stratele de Ileanda Mare nu au un corespondent în regiunea de S a bazinului. I. Ferénczi, deși a observat schimbarea de facies a acestor strate, a căutat echivalentul lor în faciesurile grezoase de peste Stratele de Ileanda Mare. I. Dumitrescu și-a pus problema, ca și noi, că ele trebuie să aibă totuși un corespondent stratigrafic în regiunea de S.

Din constatările noastre de teren rezultă că Stratele de Ileanda Mare trebuie paralelizate cu Stratele de Ticu ale regiunii sudice (Pl. III). Această paralelizare rezultă din o serie de considerente.

În primul rînd, ele se găsesc în aceleași raporturi stratigrafice ca și Stratele de Ticu. În adevăr, în regiunea Cluj, Stratele de Ticu stau peste bancul superior cu Scutellide al Stratelor de Mera și suportă Orizontul de Cetate sau Orizontul de Zimbor, acolo unde primul lipsește. În regiunea nordică a bazinului, Stratele de Ileanda Mare stau peste bancul de Scutellide al Orizontului de Ciocmani și suportă Gresia de Var, care, așa cum vom arăta în cele ce urmează, este un echivalent al Orizontului de Zimbor în această regiune. În al doilea rînd, în regiunea Jac—Ortelec, Stratele de Ticu pierd din grosime și se interpătrund cu faciesul de Ileanda Mare, facies care cîștigă treptat în grosime spre N, în timp ce faciesul de Ticu dispare. Observația lui O. Iliescu din regiunea Sîn Craiul Almașului este un alt exemplu de pătrundere a faciesului disodiliform în Stratele de Ticu. În fine, corelația între Stratele de Ileanda Mare și Stratele de Ticu mai este indicată și de prezența peștilor marini, *Sphaerodus* și *Picnodus*, semnalați în Stratele de Ticu la Poarta Turcului, lîngă Cluj.

Din cele expuse reiese că al doilea orizont al seriei oligocene este reprezentat în regiunea de N prin faciesul lagunar marin al Stratelor de Ileanda Mare, facies care este înlocuit spre regiunea de S prin acel salmastru continental al Stratelor de Ticu.

3. STRATELE DE V. ALMAȘULUI

Aceste strate au fost descrise pentru prima dată de A. Koch, sub numele de Strate de Zimbor și Sîn Mihai, din cursul mijlociu al Văii Almașului.

Aici peste Stratele de Ticu urmează o serie formată dintr-o alternanță de argile vărgate, roșii, vișinii sau albăstrui, în care culoarea roșie este predominantă.

Institutul Geologic al României

Între acestea se intercalează la diferite nivele bancuri de gresii cu aspect și grosimi foarte variate. Uneori sîntem în prezența unor gresii conglomeratice cum sînt cele de la Cuzăplac, alteori sînt gresii mai albe silicioase și cu mult feldspat alterat, cum sînt acelea de la Zimbor situate la baza seriei sau gresii microconglomeratice, cum apar pe V. Dol și în D. Cotului (la N de Sîn Mihai), situate la partea superioară a seriei. În această serie se mai intercalează șisturi argiloase negre, șisturi cărbunoase și cărbuni la Zimbor și Sîn Mihai. Intercalațiile cărbunoase sînt asociate cu o faună de Moluște cu *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* BROCC, *Cyrena semistriata* DESH., *Psammobia* sp., *Ostrea cyathula* LAMK., etc., citate în Orizontul inferior grezos și *Cyrena brogniarti* BAST., *Cyrena gigas* HOFM., *Psammobia* sp., *Mytilus heidingeri* HÖRN., *Ostrea aginensis* TOURN., etc. citate în orizontul grezos superior.

După A. KOCH, grosimea acestei serii ar atinge cca 270 m.

Deși seria de aici se situează aproximativ în regiunea în care A. KOCH a separat cele două orizonturi — ale Stratelor de Zimbor și Sîn Mihai — o delimitare a acestora nu este posibilă nici aici. Așa cum se constată și în regiunea de la Mera, putem afirma că în partea inferioară, care ar reveni Orizontului de Zimbor, predomină nisipurile caolinoase, iar în acea superioară, corespunzătoare Orizontului de Sîn Mihai, argilele roșii.

În cursul mijlociu al Văii Agrișului, T. JOJA constată o situație asemănătoare. De aici spre NE argilele devin treptat subordonate, fiind înlocuite mai întîi prin bancuri lenticulare de gresii nisipoase care se individualizează în cursul inferior al Văii Agrișului în două orizonturi: unul inferior, bine deschis la Var și altul superior bine dezvoltat la Tihău (Pl. II și III).

a) *Gresia de Var.* Începe în regiunea dintre Zimbor și Jac prin bancuri subțiri la nivele variabile și care se dezvoltă în bancuri masive începînd de la Creaca spre N, continuîndu-se pe la Borza, Var, Surduc (Pl. I, profil 3) și își găsește corespondentul mai departe spre NE în Gresia de Cliț a lui ST. MATEESCU.

Gresia de Var este formată dintr-o gresie albă silicioasă feldspatică-caolinoasă, slab cimentată și care dă la dezagregare un nisip alb caolinos. Ea atinge la Piatra Varului o grosime de 60—80 m. Gresia de Var, așa cum a semnalat ST. MATEESCU, prin aspectul petrografic și poziția ei peste șisturile bituminoase ale Stratelor de Ileanda Mare, amintește de Gresia de Kliwa din Flișul carpatic.

După K. HOFMANN, I. FERÉNCZI și T. JOJA, Gresia de Var ar corespunde Stratelor de Ticu, iar I. PĂTRUȚ face din ea un orizont aparte «Gresia de Kliwa» — urmat de Stratele de Ticu. Prin această separare I. PĂTRUȚ, pe de o parte, schimbă poziția stratigrafică a Gresiei de Var și pe de altă parte denaturează înțelesul și poziția stratigrafică a Stratelor de Ticu.

În realitate, Gresia de Var este corespondentul Orizontului de Zimbor și poate și de Cetate, deoarece ea se poate urmări ca un orizont continuu între Var și Zimbor.

Institutul Geologic al României

b) *Gresia de Tihău.* Formează nivelul superior de gresii care începe a se individualiza de la Sîn Mihai și se dezvoltă tot mai puternic spre N, putînd fi urmărită pe la W de Gîlpaia, Lupoaia, S de Borza, Tihău, Cristolțel, Solona.

Gresia de Tihău este reprezentată prin bancuri puternice de gresii în care observăm, ca și toți cercetătorii anteriori, că se separă local trei nivele de gresii grosiere microconglomeratice sau chiar conglomeratice, cu o structură torențială. Între bancurile de gresii se intercalează adeseori șisturi argiloase șocolatii ce se desfac în plăci, marne argiloase negre, șisturi cărbunoase și strate de cărbune cu îngroșări locale, la Cristolțel, Tihău și Lupoaia. Grosimea totală a orizontului este de cca 200 m la Tihău și crește spre N.

Mai relevăm că în regiunea NW a satului Sîn Mihai, spre Gîlpaia, Gresia de Tihău suportă argile roșii care dispar treptat spre N, fiind acoperite de Stratele de Coruș transgresive, încît de la Lupoaia spre NE, Stratele de Coruș vin în contact direct cu această gresie. Din aceste motive, de la Tihău spre Cristolțel, Stratele de Coruș, dezvoltate tot în facies grezos, fac corp comun cu Gresia de Tihău, singurul criteriu de separare fiind nivelul fosilifer foarte subțire cu Pecteni mari din grupa *P. gigas* caracteristic Stratelor de Coruș. Acest nivel se poate urmări neîntrerupt și se poate identifica în punctele: NW de Sîn Mihai, W de Gîlpaia, S de Borza, Tihău, Cristolțel și Solona.

Gresia de Tihău corespunde Orizontului de Sîn Mihai deoarece se poate urmări cum aceasta se dezvoltă chiar de la Sîn Mihai spre Tihău, Cristolțel și mai departe. La Cristolțel din acest orizont se citează *Anthracotherium magnum* Cuv. Gresia de Tihău nu corespunde Orizontului de Zimbor, așa cum a considerat-o K. Hofmann și T. Joja, fiindcă ocupă poziția cea mai superioară a seriei salmastre și suportă Stratele de Coruș cu fauna marină caracteristică. La K. Hofmann se observă și o contradicție între text, în care acest nivel de gresii este considerat ca echivalentul Stratelor de Zimbor și harta în care este trecut la Stratele de Coruș. De altfel și A. Koch a remarcat că din lucrările lui K. Hofmann nu a putut lămuri ce se întîmplă cu Stratele de Sîn Mihai spre N (8, p. 380). Observația este justă, deoarece K. Hofmann făcînd din Gresia de Tihău un echivalent al Stratelor de Zimbor nu mai are unde plasa echivalentul Stratelor de Sîn Mihai, pe care le înglobează atunci — așa cum reiese din hartă — la Stratele de Coruș, fapt cu care nici A. Koch nu este de acord (8, p. 381).

De altfel aceeași contradicție se observă și la Ferénczi, deoarece atunci cînd descrie Stratele de Sîn Mihai face cunoscut că a putut să le identifice și mai spre NE în gresia cu cărbuni de la W de Gîlpaia, de la Lupoaia și Tihău care suportă Stratele de Coruș, ceea ce este o justă constatare. Cînd descrie însă Oligocenul superior, aceeași gresie de la Lupoaia o echivalează cu Stratele de Zimbor, pentru ca gresia de la Var—Surduc—Cliț să o considere echivalentă Stratelor de Ticu.

Institutul Geologic al României

Relevăm faptul că separarea Gresiei de Var de Gresia de Tihău este posibilă de la Surduc spre SW, deoarece între ele se interpune un pachet de 30—40 m grosime de argile și marne vinete cu dungi roșii, care se îngroașă treptat spre V. Almașului în detrimentul orizonturilor grezoase. În schimb, la E de Surduc, nivelul argilo-marnos pierde din grosime și pe seama sa se dezvoltă un alt banc de gresii care își face apariția chiar de la Borza. În felul acesta seria devine grezoasă în toată grosimea sa, fără posibilitate de a mai face separațiuni.

În bazinul mijlociu al Almașului, această serie urmează peste Stratele de Ticu, în bună parte cu un facies asemănător. K. HOFMANN, observînd dificultățile de separare a depozitelor cuprinse între Stratele de Mera și Stratele de Coruș, le-a grupat sub denumirea de « strate aquitaniene », în care a cuprins Stratele de Ticu, Cetate, Zimbor și Sîn Mihai din terminologia lui A. KOCH (5, p. 51). Denumirea trebuie abandonată deoarece ea se referă la vîrstă care nu este corespunzătoare pentru o bună parte din această serie. T. JOJA, făcînd cercetări în cursul inferior al Văii Agrișului, propune pentru această serie denumirea de « Strate de V. Agrișului ». Propunerea este justificată, dar numai în parte, deoarece în cursul inferior al Văii Agrișului nu mai apare Orizontul de Cetate iar Stratele de Ticu schimbă de facies fiind înlocuite prin Strate de Ileanda Mare.

Întrucît în S este posibilă separarea Stratelor de Ticu și Cetate, iar în N a Stratelor de Ileanda Mare, credem că propunerea lui T. JOJA poate fi luată în considerație, dar folosită pentru a desemna numai seria comprehensivă corespunzătoare orizonturilor de Cetate, Zimbor și Sîn Mihai a lui A. KOCH. Totodată sîntem de părere că este mai potrivit să denumim această serie « Strate de V. Almașului », deoarece în cursul mijlociu al Almașului sînt localitățile Zimbor și Sîn Mihai unde seria a fost descrisă prima dată, iar în cursul inferior al Almașului are loc îmbinarea între faciesurile grezoase ale regiunii de N cu acele argiloase din S.

Stratele de V. Almașului se pot caracteriza prin urmare ca o serie în facies salmastru în partea mijlocie a căreia se dezvoltă lenticular argile roșii-vișinii încadrate la partea inferioară și la acea superioară de gresii care treptat invadează întreaga serie, atît spre marginea de N, cît și pe acea de SE a regiunii. Ea reprezintă ultimul ciclu de sedimentare al Oligocenului pe marginea nord-vestică a Bazinului Transilvaniei, peste care urmează transgresiv Burdigalianul.

K. HOFMANN arată că spre NE seria aquitaniană schimbă de facies și se instalează un regim marin cu o faună de Moluște, faună care are afinități cu acea oligocenă. Această constatare ne obligă cu atît mai mult să trecem Seria de V. Almașului la partea superioară a Oligocenului. De altfel și I. FERÉNCZI ajunge la aceeași concluzie pe baza analizei faunei Orizontului de Sîn Mihai care prezintă și ea afinități cu fauna Oligocenului superior.

În acest caz, în regiune, Neogenul începe cu transgresiunea Stratelor de Coruș burdigaliene, moment care corespunde cu instalarea unui nou tip de faună și cu caractere net marine.

Institutul Geologic al României

III. CONCLUZII

Luînd în considerație depozitele paleogene ale regiunii din jurul Clujului și împrejurimile Jiboului se desprind cîteva trăsături caracteristice care permit unele precizări privitor la stratigrafia, variațiile de facies și evoluția acestei părți a Bazinului Transilvaniei.

În general, pe marginea răsăriteană a Masivului Gilău, formațiunile mai fosilifere permit separarea mai multor nivele paleontologice. Numai unele dintre ele sînt însă constante în întreg bazinul și pot fi folosite cu succes pentru stratigrafia acestor depozite. Această constatare ne-a permis să dăm o mai justă grupare a orizonturilor și, urmărind variațiile laterale de facie ale fiecăruia, să stabilim reala lor corelație. În felul acesta se desprind următoarele:

1. Depozitele eocene se grupează în mod natural în două serii cu facies continental-salmastru — argilele vărgate inferioare și argilele vărgate superioare — care alternează cu două serii marine. Caracterul de sedimentare ritmică a Eocenului, cunoscut și în alte bazine europene, apare astfel mai evident.

2. Calcarul de Rona — sau Calcarele inferioare de apă dulce — reprezintă un orizont intercalat în Seria argilelor vărgate inferioare și localizat numai în regiunea Jibou. El nu are un corespondent stratigrafic în regiunea Cluj.

3. În afara Calcarului de Rona, alte orizonturi de apă dulce nu mai există. Pe marginea bazinului pot avea loc cel mult pătrunderi de forme continentale în faciesurile marine. Așa este cazul pentru partea inferioară a Stratelor de Cluj, pe baza cărora A. Koch a separat un « orizont superior de Calcare de apă dulce » care în realitate nu există.

4. Atît gipsurile inferioare cît și acele superioare apar concomitent cu reinstalarea faciesului marin, încît ele trebuie incluse ca orizonturi în baza seriilor marine respective.

5. Instalarea faciesului recifal coraligen în Seria marină superioară a Eocenului, în regiunea de la NE de Jibou, este fenomenul specific acestei serii. O orizontare mai amănunțită, aici, nu este posibilă; de aceea adoptăm pentru această formațiune numele de « Seria calcaroasă recifală ». Faciesul recifal are tendința de a apărea și în regiunea de la S de Cluj.

6. Eocenul are un caracter transgresiv pe care l-am pus în evidență, pînă în prezent, pentru Seria marină inferioară. Bănuim că și Seria marină superioară are același caracter transgresiv.

7. Stratele de Hoia, așa cum au fost separate de A. Koch la Cluj, reprezintă numai un facies coraligen local al Stratelor de Mera. Ceea ce A. Koch și K. Hofmann separă ca Strate de Hoia în regiunea Jibou este în realitate partea superioară recifală a Eocenului.

8. Stratele de Mera, cu facies marin în regiunea de S, au în partea de N a bazinului, așa cum constată și alți cercetători, două faciesuri: în bază faciesul

Institutul Geologic al României

salmastru al Orizontului de Curtuiuș, cu dezvoltare locală, urmat de faciesul marin al Orizontului de Ciocmani.

9. Stratele de Ticu din regiunea de S, cu facies salmastru, sînt echivalentul stratigrafic al Stratelor de Ileanda Mare din N, cu facies marin lagunar.

10. Orizonturile de Cetate, Zimbor și Sîn Mihai reprezintă trei faciesuri ce se succed pe verticală în ultima etapă de evoluție a bazinului oligocenic în regiunea de S. Acestora le corespunde în regiunea de N faciesurile mult mai nisipoase ale Gresiei de Var și Gresiei de Tihău.

Din aceste motive propunem gruparea acestor orizonturi în « Stratele de V. Almașului ».

11. Cel puțin partea superioară a Stratelor de V. Almașului revin Aquitanianului. În felul acesta Aquitanianul se include la Oligocen și în regiunea Bazinului Transilvaniei. Continuitatea sa de sedimentare cu restul Oligocenului, cît și fauna de Moluște mai mult de tip oligocenic, pledează în acest sens. Semnalăm totodată că *Anthracotherium magnum*, citat de A. Koch de la Cristolțel se găsește de fapt în Orizontul de Sîn Mihai și constituie încă un argument pentru trecerea Aquitanianului la Oligocen. Oligocenul apare în totalitatea sa în Bazinul Transilvaniei cu un caracter net regresiv.

Delimitarea Neogenului de Paleogen în regiunea cercetată, se face în acest caz prin Strate de Coruș burdigaliene, care au un caracter transgresiv general și conțin o faună nouă de tip miocenic.

12. În toată seria eocenă și oligocenă, individualitatea diferitelor orizonturi se stabilește la oarecare distanță de marginea bazinului. Spre regiunea de coastă, orizonturile îmbracă faciesuri grosolane asemănătoare, formînd serii comprehensive (de exemplu, Stratele de Stejăra eocene și Stratele de V. Almașului oligocene).

În urma stabilirii realelor corelații stratigrafice între faciesurile diferitelor orizonturi paleogene se poate da o mai justă interpretare evoluției Bazinului Transilvaniei pe marginea sa de NW, între Cluj—Jibou.

A. Koch, în încercările sale de sinteză din acest punct de vedere, este nevoit să presupună repetate mișcări de basculă ale regiunii sudice față de acea nordică, adesea de amploare cu mult mai mare decît au fost în realitate. Oligocenul mediu, îndeosebi, s-ar caracteriza după acest autor printr-o exondare totală a regiunii de S, deoarece el credea că Stratele de Ileanda Mare nu au un echivalent în această regiune. În aceeași concepție asupra stratigrafiei Oligocenului, St. Mateescu atribuie exondarea regiunii de la S de Moigrad mișcărilor de amploare diferită a celor două compartimente separate de Falia Moigrad.

În adevăr, din variațiile de facies și de grosime a fiecărei serii eocene și oligocene se desprinde în mod evident faptul că regiunea Brebi—Jibou corespunde unei zone de acumulare maximă. Deosebirea între această regiune și acelea de la N și S de ea se atenuează însă treptat cu cît ne ridicăm spre partea superioară a Paleogenului.

Institutul Geologic al României

În lucrarea de față ne-am preocupat, cu deosebire, de orizontarea depozitelor paleogene luînd în considerație, în primul rînd, litologia lor. Fauna a constituit și ea unul din elementele de delimitare a orizonturilor și corelare a variațiilor laterale de facies. Rămîne ca în a doua parte a lucrării să ne ocupăm cu stabilirea vîrstei acestor formațiuni. Sincronizarea cu regiunile clasice de Paleogen constituie, evident, partea cea mai delicată a problemei, dat fiind condițiile particulare de evoluție ale Bazinului Transilvaniei. O rezolvare satisfăcătoare nu se poate obține decît după revizuirea totală a determinărilor făcute de A. Koch, folosind întreaga literatură apărută după 1900.

În acest scop va fi de luat în considerație nu numai fauna de Nummuliți, ci și aceea de Moluște și Echinide.

Primit: ianuarie 1955.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Ferénczi I. Az erdélyi medence Surduk-Farkasmezö Környéki, Szilagymegyei reszének földtani viszonyai. (Raporturile geologice ale Bazinului Transilvaniei în regiunea Surduc—Lupoaia). *Jahresb. d. ung. geol. A. über d. J.* 1941—1942, II, part. 2, Budapest, 1950.
2. Haug E. Traité de Géologie, II, Paris, 1920.
3. Hofmann K. Bericht über die im östlichen Theile des Szilagyer Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen. F. K., IX, 5—6, Budapest, 1879.
4. — Bericht über die im Sommer 1882 im südöstlichen Theile des Szatmarer Comitates ausgeführten geologischen Specialaufnahmen. F. K., XIII, 1—3, Budapest, 1883.
5. — Geologische Notizen über die krystallinische Schieferinsel von Preluka und über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland. *Jahresberichte d. k. ung. geol. Anstalt. für* 1885. Budapest, 1887.
6. Koch A. Umgebung von Kolosvár. Erläuterungen zur geologische Specialkarte der Länder der ungarischen Krone. Budapest, 1885.
7. — Bericht über die in dem südlich von Klausenburg gelegenen Gebiete im Sommer d. J. 1886 durchgeführten geologischen Detailaufnahmen. *Jahresberichte d. k. ung. geol. Anstalt für* 1886. Budapest, 1888.
8. — Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. I. Paläeogene Abtheilung, Budapest 1894. II. Neogene Abtheilung. Budapest, 1900.
9. Mateescu St. Observaţiuni morfologice şi geologice asupra depresiunii Huedinului (Transilvania). *An. Inst. Geol. Rom.* XI. Bucureşti, 1926.
10. — La faille de Moigrad et les variations de faciès qu'elle introduit dans l'Eocène et l'Oligocène au N et au S de la faille. *C. R. Acad. Sc. Roum.*, II, 6, Bucureşti, 1938.
11. — Les sédiments de couleur rouge et la formation répétée des sols latéritiques dans les régions carpathiques de Ro manie. *Bull. Sc. École Polytechnique Timişoara*, IX, 1—2. Timişoara, 1940.
12. Mihaltz I. A Zsibó és Béréd Közótti terület Eocén üledekei (Eozene Sedimente des Gebietes zwischen Zsibó und Beréd). *Jahresb. d. ung. geol. A. über d. J.* 1943. II, part. 2. Budapest, 1950.
13. Pătruţ I. Geologia regiunii Beclean (jud. Someş). *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948—1949). Bucureşti, 1952.
14. Paváy V. E. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Klausenburg. *Mitt. Jahrb. d. k. ung. geol.* A., I, 3. Budapest, 1871.

Institutul Geologic al României

15. ROZLOZSNIK P. Bevezetés a Nummulinak es Assilinak tonul-manyozasaba. *A. M. Földtani Intézét Erkönyve.* XXVI, 1, Budapest, 1924.
16. STACHE G. şi HAUER FR. v. Geologie Siebenbürgens, Wien, 1863.
17. SZADECZKY KARDOSS E. Contribuţiuni la geologia Ardealului de NW. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, XIV. Bucureşti, 1926.
18. VOITEŞTI P. I. Evoluţia geologico-paleogeografică a Pământului Romînesc. *Rev. Muz. Geol. Mineral. Univ. Cluj.* V, 2. Cluj, 1935.

Institutul Geologic al României

ORIZONTAREA PALEOGENULUI DIN NORD-VESTUL BAZINULUI TRANSILVANIEI

După A. Koch.

			Regiunea Cluj	Regiunea Jibou
NEOGEN	Miocen	Burdigal.	Strate de Coruş	Strate de Coruş
		Aquit.	Strate de Sîn Mihai Strate de Zimbor	? Seria aquitaniană
PALEOGEN	Oligocen	sup.	Strate de Cetate Strate de Ticu	Strate de Ileanda Mare
		med.	Strate de Mera	Strate de Mera (Str. Ciocmani)
		inf.	Strate de Hoia	Strate de Curt uiuş Strate de Hoia
	Eocen	sup.	Marnele cu Briozoare	Marnele cu Briozoare (Str. Brebi)
			Marnele cu *N. intermedius*	Marnele cu *N. intermediu:*
		mediu	Calcarul grosier superior	Orizontul de calcare Orizontul argilelor nefosilifere Orizontul calcarelor cu Ostracode Orizontul gipsului superior; calc. *Anomya* — Calcarul grosier superior
			Calcarul de apă dulce superior	Calcarul de apă dulce superior
			Argile vărgate superioare	Strate de Turbuţa
			Stratele calcarului grosier inferior	Oriz. Calcarului grosier inferior — Gresia de Racoţi Oriz. argilelor cu Ostrei — Oriz. argilelor cu Ostrei
			Stratele cu *Perforata*	Marnele sup. cu Moluşte Oriz. sup. cu *striata* Bancul cu *N. perforatus* Marnele inf. cu Moluşte Bancul inf. cu Ostrei Oriz. gipsului inferior şi a marnelor cu *Anomya* — Strate de Racoţi — Bancul cu *N. perforatus* Gresiile fosilifere Marnele cu *Anomya* Gipsul inferior
			Calcarul de apă dulce inferior	Calcarul de apă dulce inf.
		infer.	Argilele vărgate inferioare	Argilele vărgate inferioare

Adaptat de Gr. Răileanu şi E. Saulea.

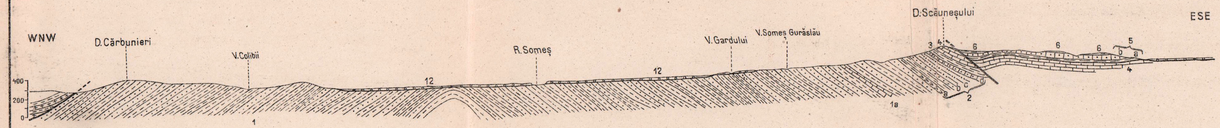
		Regiunea Cluj	Regiunea Jibou
NEOGEN	Miocen (Burdigalian)	Strate de Coruş	
PALEOGEN	Oligocen	Strate de Valea Almaşului	
		Strate de Ticu	Strate de Ileanda Mare — Oriz. şişturi disodilice Oriz. marne cu Cardiacee
		Strate de Mera	Oriz. de Ciocmani Oriz. de Curtuiuş
	Eocen	Seria marină super.	Marne cu Briozoare — Marne de Brebi Marne cu *Nummulites fabianii* Strate de Cluj — Calcar grosier sup. Oriz. gips. sup.; calcare oolitice Seria calcaroasă recifală
		Seria argilelor vărgate superioare	Strate de Turbuţa
		Seria marină infer.	Calcarul grosier inferior — Gresia de Racoţi — Strate de Stejăra Oriz. argilelor cenuşii — Nivelul de argile Marnele cu Moluşte Bancul cu *Nummulites perforatus* Oriz. gips. inf. calc. cu *Anomya* — Bancul cu Ostreide *(Gryphaea esterhazyi)* Marne şi calcare cu *Anomya*, calc. oolitice, gipsul inf.
		Seria argilelor vărgate inferioare	Orizontul vărgat superior Calcarul de Rona Orizontul roşu inferior

Institutul Geologic al României

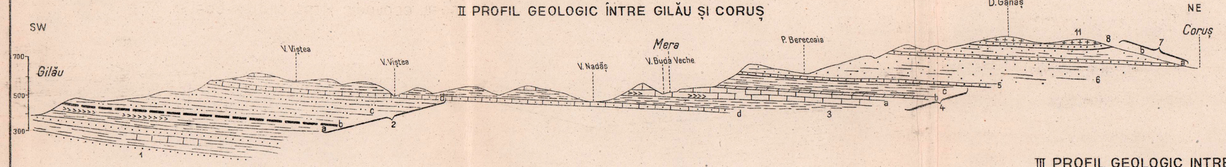
PROFILE GEOLOGICE IN PALEOGENUL DIN REGIUNEA JIBOU ȘI CLUJ

Scara 1:40.000

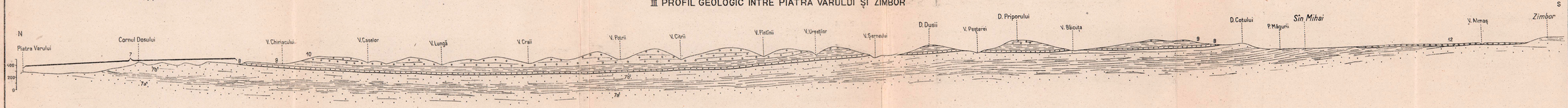
I PROFIL GEOLOGIC IN REGIUNEA JIBOU



II PROFIL GEOLOGIC ÎNTRE GILĂU ȘI CORUȘ



III PROFIL GEOLOGIC INTRE PIATRA VARULUI ȘI ZIMBOR



L E G E N D A

- Terase
- Tuf de Dej
- Strate de Hida
- Strate de Chechiș
- Strate de Coruș
- Strate de V. Almașului: (b) Oriz. de Zimbor și Sin Mihai b') Gresia de Tihău; (a) Oriz. de Cetate a') Gresia de Var
- Strate de Țicu = Str. de Ileanda Mare')
- Strate de Mera: (b) Oriz. de Ciocmani; (a) Oriz. de Curtuiuș
- Seria marină superioară: (c) Marne cu Bryozoare; (b) Marne cu N. fabianii; (a) Str. de Cluj
- Seria argilelor vărgate superioare (Str. de Turbuța)
- Seria marină inferioară: (d) Calcar grosier inferior = Gresia de Racoți; (c) Oriz. cenușiu cu mulejie; (b) Bancul cu N. perforatus; (a) Oriz. inferior cu gips
- Seria argilelor vărgate inferioare a) Calcar de Rone

Imprimat. el. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

GR. RĂILEANU

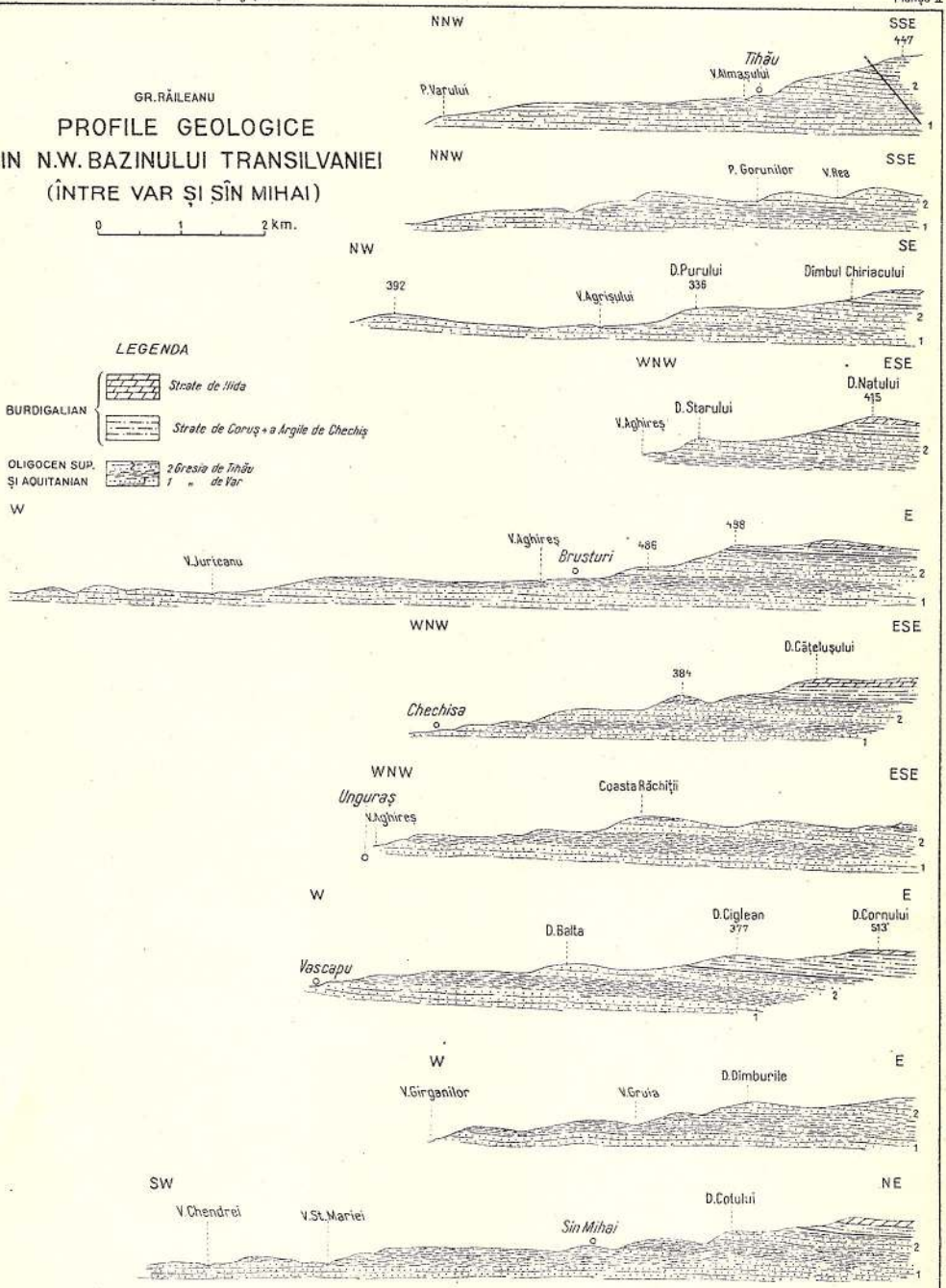
PROFILE GEOLOGICE IN N.W. BAZINULUI TRANSILVANIEI (ÎNTRE VAR ȘI SÎN MIHAI)

0 1 2 km.

LEGENDA

BURDIGALIAN
- Strate de Hida
- Strate de Coruș + a Argile de Chechiș

OLIGOCEN SUP. ȘI AQUITANIAN
- 2 Gresia de Tihău
- 1 „ de Var



Institutul Geologic al României

PROFIL SCHEMATIC AL VARIAȚIILOR DE FACIES ȘI AL SINCRONISMULUI DEPOZITELOR PALEOGENE DINTRE CLUJ ȘI JIBOU

Scara lungimii 0 3 6 9 12 Km.

Scara înălțimii 0 100 200 300 400 m.

S

N

Str. Stejăra

?

LEGENDA (SUD)

- Burdigalian — 8 Str. de Coruș
- ? — 7 Str. V. Almașului { b Str. Sin Mihai; a Str. Zimbor? Oriz. Cetate.
- Oligocen — 6 Str. de Ticu
- Oligocen — 5 Str. de Mera { a Calc. de Hoia
- Oligocen — 4 Seria marină superioară { c Marnele cu Bryozoare; b Marnele cu N. Fabianii; a Stratele de Cluj { β Calc. grosier sup.; α Oriz. sup. cu gips
- Oligocen — 3 Argilele vărgate superioare
- Eocen — 2 Seria marină superioară { d Calc. grosier inf.; c Oriz. cenușiu cu mulaje; b Bancul cu N. perforatus; a Oriz. inf. cu gips
- Eocen — 1 Seria argilelor vărgate inf.
- Cretacic sup.

LEGENDA (NORD)

- Burdigalian — 8 Str. Coruș
- Oligocen — 7 Str. V. Almașului { b Gresia de Tihău; a Gresia de Var
- Oligocen — 6 Str. Ileanda Mare { b Oriz. Șist. disodilice; a Oriz. marnelor cu Card.
- Oligocen — 5 Strate de Mera { b. Oriz. Ciocmani; a. Oriz. Curtuiuș
- Oligocen — 4 Seria marină inf. (Ser. calc. recifală) { b Marnele de Brebi; a Oriz. sup. cu gips
- Eocen — 3 Strate de Turbuța
- Eocen — 2 Seria marină inferioară { d Gresia de Racoți; c Oriz. cenușiu cu mulaje; b Bancul cu N. perforatus; a Oriz. inf. cu gips
- Eocen — 1 Seria argilelor vărgate inf. a. Calcarul de Rona
- Cristalin

Imprim. atel. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

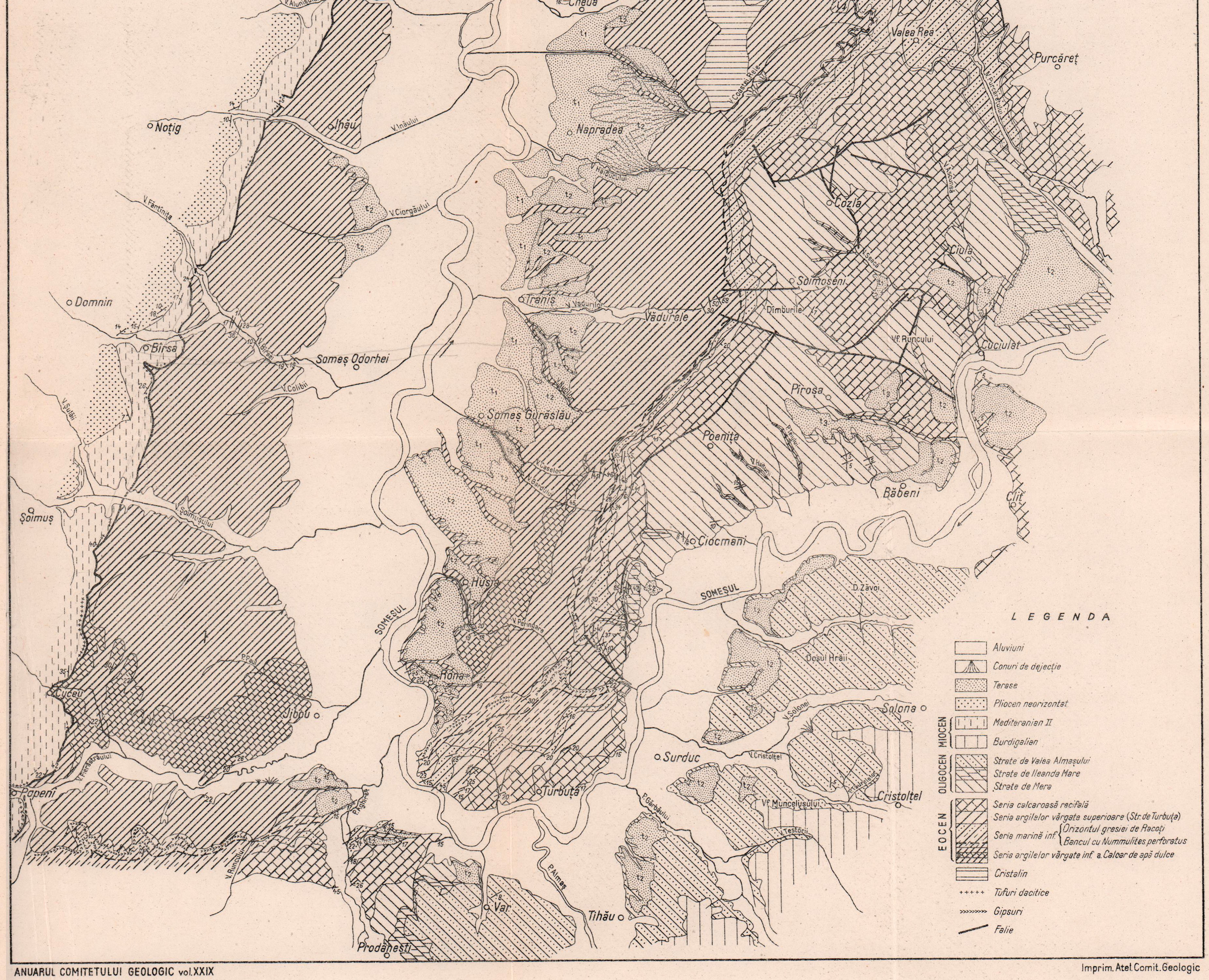
GR. RĂILEANU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII JIBOU-BENESAT

SCARA

0 1 2 3km

Stejărea · Fericea · Curmătura · Curtuiușul Mare · Durușa · Prisnelul · Valea Rea · Purcăreț · Cozla · Ciula · Soimoșeni · Dimburile · Vf. Runcului · Cuciulat · Pirosa · Poenița · Băbeni · Cliț · Ciocmani · Dosul Văii · Dosul Hrăii · D. Zăvoi · Solona · Surduc · Cristolțel · Vf. Muncelușului · Benesat · Alunișu · Cheuș · Napradea · Ihău · Noțig · Domnin · Birsa · Someș Odorhei · Someș Guraslău · Tranișu · Vădurele · Husia · Rona · Jibou · Cuceu · Papeni · Șoimuș · Prodănești · Var · Tihău · Turbuța · Valea R. Morii · Vf. Măgurii · La Fundul Văii · Vf. Raptii · V. Feudului · V. Plopilor · V. Alunișului · V. Ihăului · V. Coastei Rele · V. Hăduciului · V. Fântânița · V. Ciorgăului · V. Colibii · V. Șulății · V. Șoimușului · V. Vadurilor · V. Runcului · V. Perindare · V. Cristolțel · V. Testorii · V. Solonei · V. Ascunsă · V. Cireșului · V. Caselor · V. Gandului · V. Hațiului · P. Raiului · P. Almaș · P. Gărbăului · Someș



Imprim. Atel. Comit. Geologic

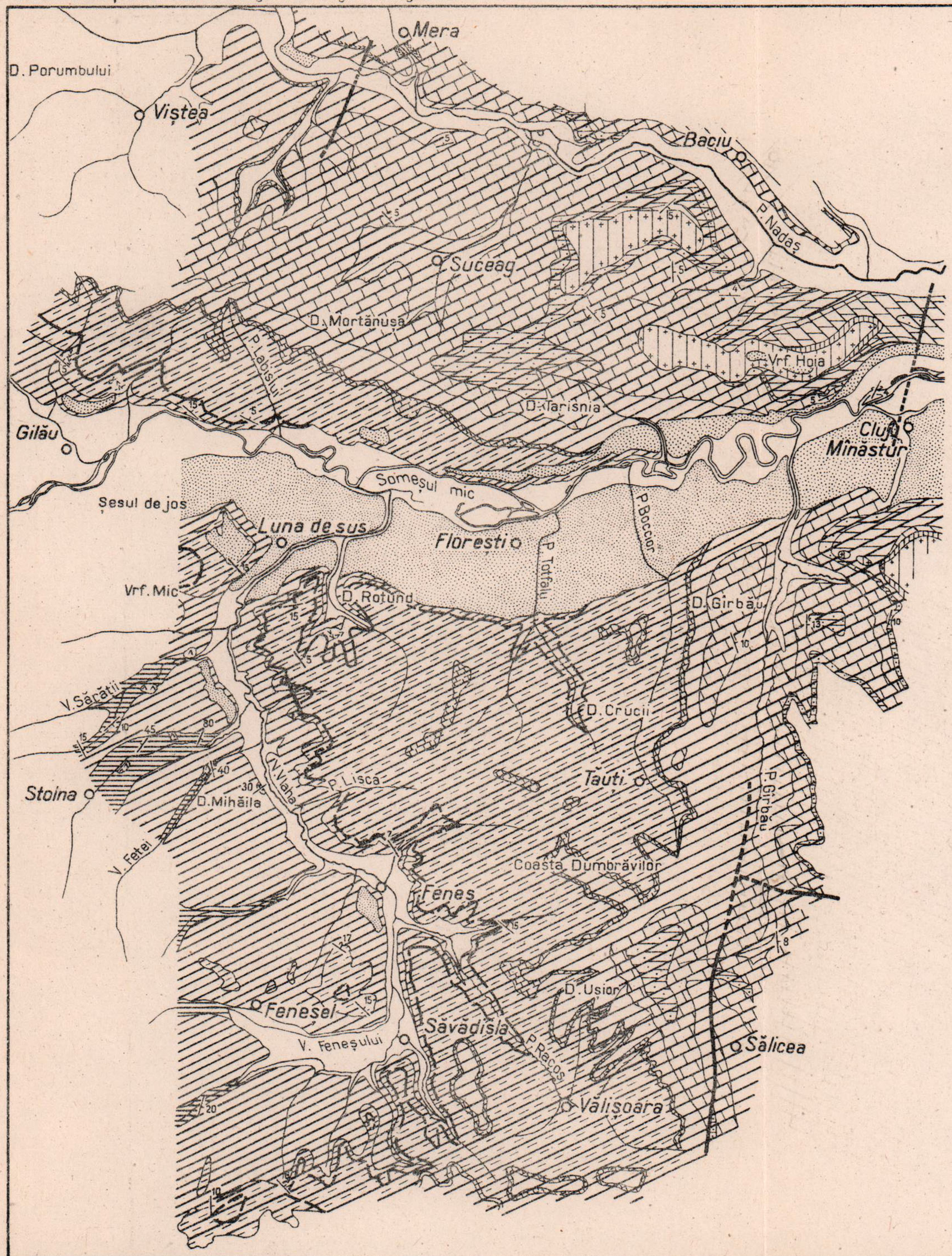
Institutul Geologic al României

E. SAULEA

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII SĂVĂDISLA-FLOREȘTI-CLUJ

SCARA

0 1 2 3 Km



LEGENDA

- Aluviuni
- Terase
- MIOCEN
  - Tortonian
  - Burdigalian
- OLIGOCEN
  - Strate de Ticu
  - Strate de Mera
- EOCEN
  - Seria marină superioară
    - Marne cu Bryozoare
    - Marne cu N. fabianii
    - Strate de Cluj
  - Seria argilelor vărgate superioare
  - Seria marină inferioară
    - Oriz. calcarului grosier infer.
    - Bancul cu N. perforatus
  - Seria argilelor vărgate inferioare
- CRET. SUP.
- ERUPTIV
  - Andezite
  - Tuful de Dej
  - Gipsuri
  - Falie

Imprim. Atel. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

OBSERVAȚII DE ORDIN STRATIGRAFIC ÎN REGIUNEA DIN JURUL ORAȘULUI JIBOU[1])

DE

TEODOR JOJA

INTRODUCERE

În lucrarea de față sînt redate cîteva observații cu privire la stratigrafia regiunii din jurul orașului Jibou, cuprinse în cea mai mare parte în mai multe rapoarte inedite pe care le-am prezentat la Institutul Geologic în anii 1947, 1948, 1952 și 1953. Toate sau numai parte din ele au fost utilizate larg de colegii care au lucrat simultan cu noi începînd din 1951 în regiuni învecinate sau numai asemănătoare din punct de vedere geologic. Ele conțin, afară de ultimul, care a avut mai mult caracterul unei lucrări de revizuire, rezultatul unor cercetări detailate întreprinse în patru etape scurte în timpul campaniilor de lucru din anii 1946, 1947, 1948 și 1952.

Atenția noastră s-a fixat asupra unei suprafețe de forma unui poligon neregulat ale cărui vîrfuri sînt situate aproximativ în localitățile Cuceu, Brebi, Lupoaia, Chechiș, Surduc, Rona și Jibou. În afară de acestea, în mod incidental, ne-am referit și la unele rezultate consemnate în alte două rapoarte ale noastre din anii 1950 și 1951, de asemeni inedite, asupra unor regiuni ceva mai îndepărtate (Jimbor — Sîn Mihai — Miluan — Dol și Ticu — Șorecani) dar care din punct de vedere geologic sînt relativ strîns legate de regiunea din jurul orașului Jibou.

I. OBSERVAȚII DE ORDIN MORFOLOGIC

Din punct de vedere morfologic, regiunea din jurul Jiboului este constituită dintr-o serie de dealuri a căror altitudine medie este cuprinsă între 350—450 m. Puține ajung sau depășesc chiar 500 m (D. Dumbrava, de exemplu, atinge 558 m înălțime).

[1]) Comunicare prezentată la Comitetul Geologic în ședința din 23 aprilie 1954.

Institutul Geologic al României

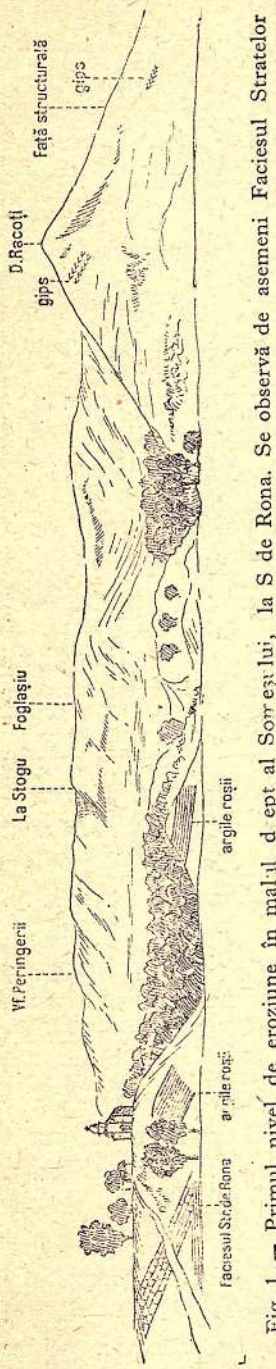


Fig. 1. — Primul nivel de eroziune în malul drept al Sorneștului, la S de Rona. Se observă de asemeni Fațesul Stratelor de Rona și partea superioară a Stratelor de argile vărgate inferioare.

Aceste dealuri cu un aspect relativ viu sînt interceptate de două nivele de eroziune destul de bine individualizate și păstrate (în parte sub formă de umeri, în parte sub forma liniei de cea mai mare înălțime a unor « coaste ») unul la aproximativ 400 — 420 m și altul la 300 — 320 m altitudine absolută. Aparțin primului nivel de eroziune (celui de 400 — 420 m) între altele, plaiul care unește Vf. Barcu cu Vf. Dîlma (la S de Cuceu), cel care unește punctul Pe Piatră și Vf. Boronești (la N de Ciglean) și cel care unește Vf. Fundătura cu Vf. Dumbrăvița (la N de Creaca). Toate trei au caracter de umeri.

Aparțin de asemeni primului nivel de eroziune partea de la E de Pisc a Dealului Racoți (din NW satului Turbuța) plaiul care unește Vf. Stogu cu Vf. Foglașiu și Vf. La Mînăstire, pe de o parte și Vf. Peringerii pe de alta (fig. 1), cel care pornește de la Cornul Dosului, trece pe la Piatra Pintii, și se termină la P. Chiriacului (pe culmea despărțitoare dintre P. Agrișului și P. Almașului la SW de Borza), în fine plaiul de la SE de D. Bîrlogilor, precum și plaiul de la Vf. Rupturii (pe culmea despărțitoare dintre P. Almașului și P. Gîrbăului). Dintre acestea, D. Racoți și plaiul dintre Cornul Dosului și Piatra Pintii au un caracter evident de « coaste », iar cel de la SE de D. Bîrlogilor mai puțin evident în timp ce caracterul celorlalte e mai greu de definit.

Aparțin celui de al doilea nivel de eroziune (celui de 300—320 m) [1]) partea de N a celor două plaiuri care flanchează la W și E cărarea care coboară din D. Dumbrava spre șoseaua Popești—Jibou, în locul denumit Lebui, precum și plaiul care unește capătul de N al Dealului Jicmon cu cel de SW al Dealului Muzdoiul [2]), situate toate

[1]) Este posibil ca acest nivel să corespundă cu unul din cele cinci nivele de eroziune identificate de V. Mihăilescu (12 pag. 365) pe harta la scara 1: 25.000 în valea inferioară a Pîrîului Sărat și anume celui de 120 m alt. relativă. Pentru celelalte nivele, afară de cel al terasei de 20 m (cele de 50—60 m, 90—110 m și 150—160 m) n-am constatat deocamdată nici un corespondent pe teren.

[2]) În partea de mijloc a acestui plai apare pe o mică distanță prundiș de terasă.

Institutul Geologic al României

trei la WSW de Jibou (pe malul drept al Pîrîului Apa Sărată); apoi D. Cerfor și D. Cioncaș cu prelungirea lui spre WSW (pe malul stîng al Pîrîului Apa Sărată), D. Muncelul și D. Taravăilor, precum și continuarea lor spre S pînă la Cornul Dosului (la W de satul Var). Faptul că toate taie mai mult sau mai puțin transversal diverse nivele stratigrafice ale aceluiași orizont, arată că nu avem de a face cu niște coaste. Primele 3 plaiuri citate mai sus pe malul drept al Pîrîului Apa Sărată au în orice caz aspect evident de umeri.

Aparțin aceluiași nivel de 300—320 m o serie întreagă de dealuri de pe malul drept al Pîrîului Agrișului (fig. 2): în parte D. Colnici, D. Lapoșului, D. Purului, D. Chinului, D. Stîrcului, precum și D. Corbul Cornilor de pe malul de E al Pîrîului Almaș în dreptul minei Tihău. Toate au caracterul unor « coaste » al căror abrupt privește spre WNW și care sînt dominate de suprafețe structurale ușor înclinate spre ESE, retezate însă la același nivel de 300—320 m. În ce privește, în special dealurile de pe malul drept al Agrișului, caracterul acesta al lor a fost remarcat încă de multă vreme de V. MIHĂILESCU (12, p. 367—368).

Același caracter de coastă, mai exact de hogback, l-am observat de asemeni și la D. Dumbrava (558 m). Versantul de N al acestui deal prezintă în partea cea mai de sus a lui un abrupt aproape vertical, împădurit, impresionant cînd e privit de aproape, cu o denivelare de peste 130 m, în timp ce versantul de S al lui reprezintă tot în partea cea mai înaltă a sa o față structurală constituită din calcar dur (calcar grosier superior) cu o înclinare slabă (de cca 25°) spre S.

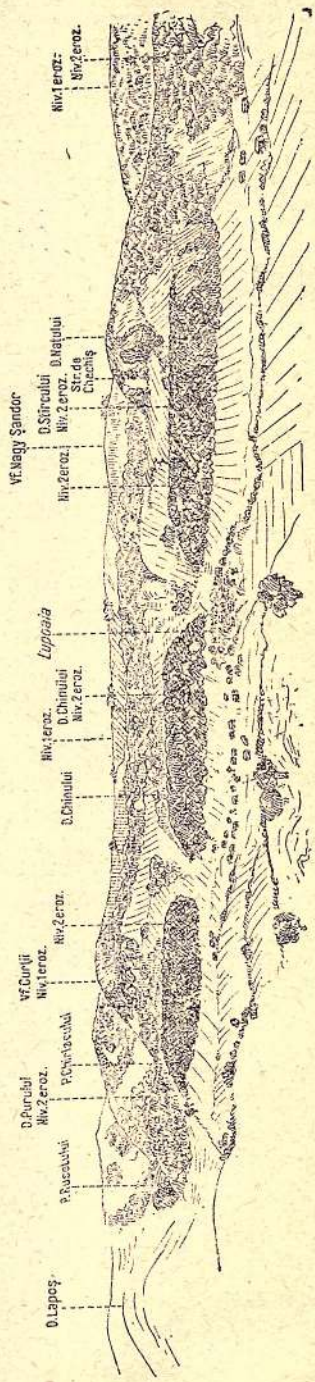


Fig. 2 — Dealurile din malul drept al Agrișului văzute din Vf. Dumbrăvița. Se observă cele 2 nivele de eroziune.

II. SCURT ISTORIC AL PRINCIPALELOR LUCRĂRI GEOLOGICE ASUPRA REGIUNII

Regiunea din jurul orașului Jibou fiind ușor accesibilă a făcut de foarte multă vreme obiectul unui număr relativ mare de cercetări ale căror rezultate sînt consemnate

Institutul Geologic al României

într-o serie de publicații. Dintre acestea am consultat numai cîteva din cele mai importante începînd cu vechea lucrare a lui HAUER și STACHE (3) avînd actualmente mai mult o valoare istorică dar în care se găsesc totuși unele observații interesante mai ales de ordin stratigrafic.

Bazele stratigrafiei Paleogenului din regiunea Jibou au fost puse în mod magistral de către K. HOFMANN (4, 5, 6). Rezultatele lui au fost apoi consemnate și puse de acord cu propriile sale observații făcute aproape simultan în regiunea Clujului de către A. KOCH în cunoscuta lui sinteză devenită clasică asupra formațiilor terțiare din Bazinul Transilvaniei (7).

Mai tîrziu E. SZADECZKY-KARDOSS, urmărind variațiile de facies ale Paleogenului din tot nord-vestul Transilvaniei (14), dă sub forma unui tabel, o coloană stratigrafică a Paleogenului, din regiunea Jibou, de altfel mai puțin clară decît a predecesorilor săi. Unele observații interesante se găsesc de asemenea în două lucrări ale lui Ş. MATEESCU (8 și 9). În fine în timpul din urmă regiunea Jibou a constituit obiectul de studiu a doi cercetători maghiari: FERENCZI ST. (2) și MIHALTZ ISTVAN (11).

III. OBSERVAȚII DE ORDIN STRATIGRAFIC

Stratigrafia Paleogenului din regiunea Jibou a fost descifrată — după cum am mai spus — de către K. HOFMANN. Din această cauză contribuția noastră nu a putut fi bineînțeles decît foarte modestă.

În cercetările pe care le-am făcut în această regiune urmînd în cea mai mare parte pe HOFMANN, am separat o serie de orizonturi după criterii strict petrografice, fără să ne preocupăm deocamdată de determinarea materialului paleontologic.

Deși observațiile noastre se referă numai la unele din orizonturile Paleogenului din regiune, totuși pentru o mai ușoară orientare în numărul mare al acestora, am dat întreaga succesiune stratigrafică.

În cele ce urmează nu vom face descrierea petrografică a orizonturilor (ea putînd fi găsită în lucrările predecesorilor) decît atunci cînd va fi necesară pentru înțelegerea rezultatelor expuse.

Întrucît în majoritatea lor aceste orizonturi poartă o denumire în lucrările lui HOFMANN și alta în cele ale lui KOCH, ne simțim datori să dăm unele explicații cu privire la nomenclatura adoptată. Pentru o bună parte din ele am păstrat ambele denumiri care s-au impus prin uz, plasînd însă în locul întîi pe acelea care se găsesc în lucrările lui HOFMANN, mai ales pentru motivul că ele au fost întrebuințate de dînsul în regiunea noastră și nu sînt legate în general de caracterele petrografice uneori schimbătoare ale orizonturilor. Am eliminat una din denumiri, atunci cînd aceasta ni s-a părut deosebit de lungă și greoaie, așa cum este cazul unora din cele întrebuințate de HOFMANN pentru orizonturile Oligocenului, care de altfel nici n-au intrat în uz. În fine numai cînd a fost inevitabil am întrebuințat o denumire nouă.

Institutul Geologic al României

Paleogenul din jurul Jiboului cuprinde următoarele orizonturi menționate mai jos, în cea mai mare parte, sub denumirea de strate (vezi tabelul).

1. *Stratele de argile vărgate inferioare* (fig. 3), cu care începe Seria Paleogenă, sînt constituite la partea superioară a lor, — singura pe care am avut ocazia să o urmărim — în special din argile roșii, moi, nefosilifere, cu intercalații verzi sau numai cu pete verzi-albăstrui.

În lucrarea sa din 1879, HOFMANN arată că în grupul argilelor vărgate inferioare apare la partea superioară a lui la Jibou și Rona, ca un termen stratigrafic cu o întindere limitată, o zonă de calcare și marne de apă dulce fosilifere, care dispare repede pe malul drept al Someșului către N de-a lungul Dealului La Stogu (4, pag. 12). Deși în aceste constatări ale lui HOFMANN existau toate premizele pentru a considera calcarele și marnele de apă dulce ca un facies în interiorul argilelor vărgate inferioare, totuși dînsul nu trage această concluzie. Ceva mai mult, în tabelul formațiilor paleogene de la Jibou, pe care îl dă în lucrarea amintită mai sus, HOFMANN (4, pag. 40) citează calcarele și marnele de apă dulce ca un suborizont independent cuprins între alte două suborizonturi de argile vărgate identice. Aceeași impresie o lasă și profilul care se găsește la sfîrșitul textului.

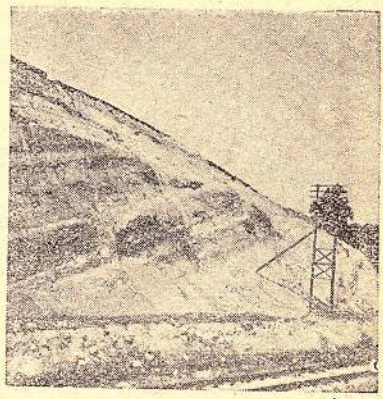


Fig. 3. — Argilele vărgate inferioare la gara Jibou.

Urmînd probabil pe HOFMANN, MIHALTZ (11, pag. 382) constată și el prezența în argilele vărgate inferioare, dar nu la limita lor superioară, a Calcarelor de apă dulce dintre Cuceu și Rona pe care, ca și HOFMANN, le consideră, după cît se pare, tot un suborizont al acestor argile și nu un facies.

A. KOCH este în această privință mai tranșant întrucît dînsul separă Calcarul de apă dulce de la Jibou și Rona ca un orizont de aceeași valoare stratigrafică cu cel al argilelor vărgate inferioare (7, pag. 191). Logic ar fi fost ca urmare să considere și argilele vărgate, care la S de Rona stau deasupra calcarului, tot ca un orizont independent. Deși KOCH figurează aceste marne în coloana stratigrafică de la sfîrșitul lucrării sale, deși le menționează chiar și în text (7, pag. 203) nu pomenește însă nimic despre un eventual al doilea orizont de argile vărgate deasupra Calcarelor de apă dulce.

Pentru a salva ideea existenții acestui orizont aparte de Calcare de apă dulce, KOCH încearcă să echivaleze unele calcare nefosilifere, în grosime de numai cîțiva metri, întîlnite în diverse localități din nord-vestul Transilvaniei dar fără continuitate între ele (7, pag. 209 și 210) cu cele de la Rona. Echivalarea aceasta nu este de loc convingătoare deoarece în niciuna din localitățile pe care le citează

Institutul Geologic al României

KOCH, chiar după descrierile lui, calcarele la care se referă nu au nici aspectul petrografic, nici fauna, nici grosimea și mai ales nici poziția stratigrafică a celor de la Jibou și Rona, ele nefiind nicăieri acoperite de un pachet gros de strate de argile vărgate.

În realitate atît HOFMANN cît și KOCH se înșelau asupra caracterului stratigrafic al calcarelor și marnelor de apă dulce de la Jibou și Rona cînd le considerau orizont aparte, întrucît ele nu reprezintă altceva decît un facies local intercalat la partea superioară a argilelor vărgate inferioare, facies a cărui grosime scade de la W la E, de la Popești și Cuceu la Rona pînă la dispariție totală. De altfel, încă din 1948, am pus la îndoială caracterul de orizont al Calcarelor de apă dulce de la Jibou și Rona [1]) iar în 1952, am afirmat caracterul lor de facies cu toată convingerea [2]).

Acest facies de apă dulce atinge grosimea maximă de 400 m pe V. Ursoaia, la Cuceu. De aici el poate fi urmărit cu o grosime care scade treptat prin D. Cerfor și D. Cioncaș pînă în V. Someșului unde pe o bună distanță e mascat de aluviuni, reapare apoi în malul drept al Someșului, în satul Rona, unde are o grosime de numai 50 m și dispare, în fine, complet către NE de acest sat. Deși acest facies de apă dulce atinge grosimea maximă la Cuceu, deschiderile cele mai clare se găsesc totuși la W de biserica din Rona (fig 4), fapt care ne-a determinat să propunem pentru el denumirea de « faciesul Stratelor de Rona ».

Nu vom face descrierea detailată a profilului de la biserica din Rona unde faciesul Stratelor de Rona este tipic dezvoltat, întrucît acest profil poate fi găsit atît în lucrarea lui HOFMANN din 1878, cît și în sinteza lui KOCH.

Faciesul Stratelor de Rona este constituit, în general, din marno-calcare albe-cenușii închise, cu nodule silicifiate, în care abundă exemplare de *Limnaeus* și într-o mică măsură, de *Planorbis*. Pe V. Ursoaia ele au pe alocuri un colorit roșcat. Peste acest facies continuă seria de argile vărgate inferioare, larg dezvoltată, în special pe versantul de N al Dealului Dumbrava.

Problema originii argilelor vărgate inferioare nu este pînă în prezent definitiv lămurită din cauza lipsei fosilelor.

KOCH arată că pachetul de argile vărgate de sub Calcarele de apă dulce « trebuie socotite dacă nu chiar ca depozite curat de apă dulce, cel puțin ca depozite de apă salmastră a căror sedimentare s-a produs probabil sub influența unor curenți litorali puternici cari au împiedicat dezvoltarea viețuitoarelor » (7, pag. 201).

După ȘT. MATEESCU argilele vărgate inferioare reprezintă « depozite torențiale-lacustre roșii vărgate cu verde, provenind din soluri roșii lateritice care

[1]) T. JOJA. Raport geologic preliminar asupra depozitelor neozoice de la S de Jibou. Partea II-a, 1948. Inedit.

[2]) T. JOJA. Raport preliminar asupra structurii geologice a regiunii de la SW de Jibou, 1952. Inedit.

Institutul Geologic al României

luau naștere pe suprafața continentului cristalin al peneplenei Fărcașa—Călățele » (10, pag. 698).

Din lipsă de macrofaună problema s-ar putea rezolva eventual pe baza microfaunei. Cum deocamdată nu posedăm încă analize micropaleontologice, ne rezumăm la afirmațiile celor doi autori de mai sus, potrivit cărora argilele vărgate inferioare sînt mai curînd o formație de apă dulce.

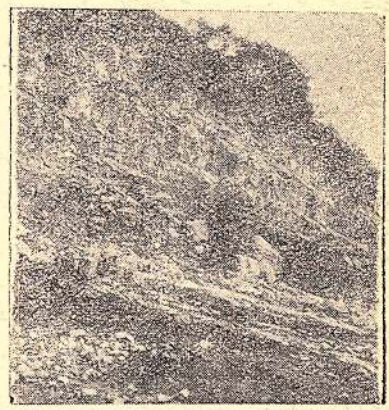


Fig. 4. — Deschidere în faciesul Stratelor de Rona, pe malul drept al Someșului, lîngă biserica din Rona.

2. *Stratele cu Nummulites perforatus*, de origină marină, își datoresc numele unui banc marnos de 1—3 m grosime plin cu *Nummulites perforatus* D'ORB. Deși KOCH afirmă că bancul acesta e continuu, în regiunea Jiboului l-am întîlnit numai în cîteva puncte și anume pe valea care coboară din Vf. Dumbrava spre N la Lebui, pe plaiul de la W de ea, la cota 367 de la NNE de Vf. Dumbrava, apoi pe plaiul de la NNE de D. Jicmon și mai ales pe D. Racoți unde bancul cu *N. perforatus* atinge 2 m grosime.

KOCH atrage atenția asupra faptului că Stratele cu *N. perforatus* prezintă o mare variație petrografică și paleontologică (7, pag. 211); de aceea el se vede silit să dea descrierea lor amănunțită în diverse localități din NW Transilvaniei. Numărul variabil de suborizonturi citat de KOCH în Stratele cu *N. perforatus*, din aceste localități, arată că unele din ele nu au probabil caracterul unor subdiviziuni stratigrafice cu valoare regională.

Stratele cu *N. perforatus* sînt deosebit de bine deschise în regiunea studiată, în D. Racoți, la E de Jibou. Descrierea profilului din D. Racoți este dată de KOCH după propriile sale observații și după observațiile lui HOFMANN cu multe detalii (7, pag. 219) așa încît nu mai socotim util să revenim asupra lui. Remarcăm numai că A. KOCH distinge în Stratele cu *N. perforatus* din acest deal nu mai puțin de 11 suborizonturi.

Urmărind Stratele cu *N. perforatus* în restul regiunii din jurul Jiboului, unde ele prezintă, ce-i drept, deschideri mai puțin clare, am ajuns la convingerea că suborizonturi-reper cu răspîndire regională constantă mai mult sau mai puțin continui și ușor de recunoscut par să fie în ele numai două și anume cel al gipsurilor inferioare la partea inferioară și cel al bancului cu *N. perforatus* la partea superioară.

Observăm că după HOFMANN (4, pag. 14), în D. Racoți, Stratele cu *N. perforatus* încep cu niște marne brune, dure, groase de cîțiva metri, cuprinzînd Foraminifere microscopice și fragmente de cochilii marine; abia peste ele se așează primul banc de gips. Căutînd să revedem acest profil în vara anu-

Institutul Geologic al României

lui 1947, am urmărit bancul inferior de gips pe o bună distanță fără să fi reușit să regăsim marnele citate de HOFMANN; nu e însă mai puțin adevărat că la data respectivă terenul de sub gips era în cea mai mare parte acoperit de sol.

3. *Stratele de Racoți (sau Orizontul Calcarului grosier inferior)* încep în D. Racoți (fig. 5) cu o argilă nisipoasă gălbuie cu Ostrei, asociată cu bancuri de gresie moale (alcătuind pînă la un punct un suborizont de sine stătător, în bază) și se termină cu o gresie calcaroasă, dură, denumită de HOFMANN, Gresia de Racoți (alcătuind un al doilea suborizont). Această din urmă gresie constituie un banc foarte proeminent pînă la vîrful dealului, banc care se vede foarte bine de la mare distanță, marcînd în relief o suprafață structurală (hogback) tipică cu o înclinare de 25° spre SE [1]).

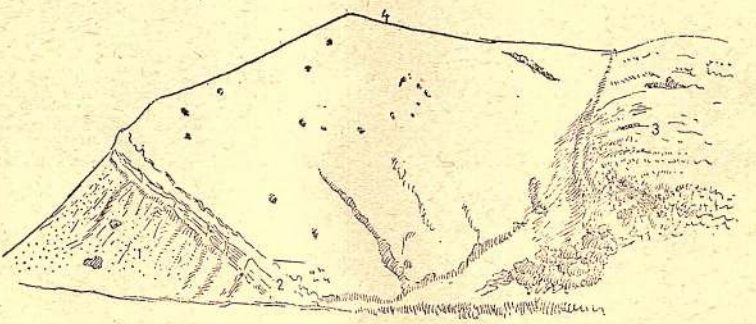


Fig. 5.— Orizontul Stratelor de Racoți în Dealul Racoți, văzut de la baza lui.
1, argile nisipoase gălbui; 2, Gresia de Racoți; 3, Strate de Turbuța; 4, primul nivel de eroziune.

KOCH denumește acest orizont, Orizontul Calcarului grosier inferior, din pricina faptului că spre S, în Depresiunea Huedinului și în Dealurile Clujului, partea superioară a lui este constituită dintr-un calcar grosier, echivalent al Gresiei de Racoți. Este desigur de preferat o denumire cu caracter local, care să nu fie legată de caracterele petrografice ale orizontului, diferite în N și S; de aceea am adoptat denumirea de Orizontul Stratelor de Racoți, denumire care a mai fost întrebuințată de HOFMANN însă într-un sens mai larg pentru a desemna întregul complex constituit atît din Stratele cu *N. perforatus* cît și din orizontul nostru al Stratelor de Racoți.

[1]) Într-un banc de gresie noduloasă cenușiu-albăstruie, la cca 6 m sub bancul propriu-zis al Gresiei de Racoți, la Dosul Șanțului, pe malul stîng al Agrișului, am găsit unele separații de forma unor cilindri de aproximativ 1 cm diametru și 10 cm lungime, care se subțiază treptat spre unul din capete, se rup în bucăți de 4—5 cm și prezintă o suprafață cu numeroase gîtuituri, foarte puțin adînci. Aceste separații, de origină probabil organică, ar putea să reprezinte mulajul intern al unor tuburi de viermi. V. DRAGOȘ citează resturi asemănătoare din Eocenul de pe V. Argeșului (1, pag. 62).

Institutul Geologic al României

4. *Stratele de Turbuța (sau Stratele de argile vărgate superioare)* stau peste bancul de Gresie de Racoți. Ele au o grosime de cca 150 m și sînt constituite dintr-o alternanță de argile bine stratificate nefosilifere, albăstrui-verzui, moi și de intercalații mai rare de marne albe, dure, fapt căruia datoresc aspectul lor vărgat.

Este interesant să ne oprim puțin asupra problemei originii Stratelor de Turbuța. În această privință HOFMANN afirmă că Stratele de Turbuța sînt foarte sărace în fosile (4, pag. 22); totuși în apropierea Turbuței citează rare intercalații calcaroase cuprinzînd nenumărate Ostracode și Foraminifere microscopice care ar indica origina marină a lor. Tot HOFMANN arată însă mai departe că această concluzie nu trebuie considerată valabilă pentru toată întinderea Stratelor de Turbuța din regiunea studiată de el și nici pentru întreg orizontul, întrucît la SW de Mojgrad, dînsul a găsit, tot în aceste strate, resturi de Gasteropode de apă dulce. Același autor remarcă, mai tîrziu, prezența la baza Stratelor de Turbuța a unor bancuri subțiri de Calcar de apă dulce în partea de S a Munților Mezeș (5, pag. 325) ceea ce după KOCH constituie dovada că Stratele de Turbuța sînt în întregime o formație de apă dulce (7, pag. 259).

Este de asemeni interesant că în aceste strate, la Andrashaza, pe malul Nadașului, A. P. PÁVAY [citat după KOCH (7, pag. 247)] a găsit o serie de resturi de Pachiderme ceea ce arată iarăși că avem de a face cu o formație continentală.

În legătură cu această problemă tot KOCH arăta că Stratele de Turbuța ale lui HOFMANN nu corespund în totul argilelor sale vărgate superioare (7, pag. 253) care nu conțin nici un fel de rest de fosile marine. El afirma textual că « marnele cu Ostracode și Foraminifere se găsesc și în Dealurile Clujului la limita superioară a argilelor vărgate; pe acestea eu le atribui stratelor marine care urmează, astfel că argilele vărgate propriu-zise, rămîn numai o formație de apă dulce ». După părerea sa « partea superioară a Stratelor de Turbuța care conține intercalații bogate în Ostracode și Foraminifere ar putea fi atribuită, cu mai multă dreptate chiar în regiunea Jibou, stratelor de deasupra lor, pe care HOFMANN le-a numit Strate de Cluj ».

De altfel trebuie să remarcăm că și noi am urmărit în vara anului 1947, Stratele de Turbuța chiar pe pîrîul care coboară de la cota 213 în partea de W a satului Turbuța dar nu am avut șansa să regăsim intercalațiile de marne cu Ostracode și Foraminifere. După cum se vede din citatele de mai sus, Orizontul argilelor vărgate superioare în înțelesul pe care i-l dă KOCH, înțeles care coincide în cea mai mare parte cu cel pe care îl dă HOFMANN Orizontului Stratelor de Turbuța, ar fi mai curînd o formație de apă dulce. Și aici, ca și în cazul argilelor vărgate inferioare, credem că în lipsă de macrofaună, problema s-ar putea eventual rezolva numai printr-o serie de analize micropaleontologice.

Remarcăm, deasemeni, că HOFMANN citează la partea superioară a Stratelor de Turbuța la tranziția către orizontul următor, un orizont de gips, care în Stogu și

Institutul Geologic al României

Dumbrava apare, după el, numai ca urme [1]) în timp ce la SW, în capătul nordic al Munților Mezeș, capătă o mare dezvoltare fiind larg reprezentat și pe hărțile sale (4, pag. 22 și 5). Atribuirea acestui orizont de gips Stratelor de Turbuța este, credem, pentru motive pe care le vom arăta mai jos, o greșeală.

KOCH citează și el peste argilele vărgate inferioare, dar sub Calcarul grosier superior, un orizont, de astă dată de calcar de apă dulce, pe care, spre deosebire de cel din baza Eocenului de la Rona, îl denumește Orizontul mijlociu de calcar de apă dulce (7, pag. 255). De altfel ideia separării acestui orizont, despre care MIHALTZ nu pomenește nimic în lucrarea lui și asupra căruia nu ia nici o poziție, nu aparține lui KOCH ci mai curînd lui HOFMANN (4, pag. 22).

Întrucît în jurul Jiboului nu am găsit acest orizont l-am exclus și credem cu drept cuvînt, din 1948 de pe lista orizonturilor din regiune din lucrarea citată mai sus (pag. 318). În restul nord-vestului Transilvaniei, acolo, unde în mod sporadic apar asemenea calcare, e mai probabil că ele țin de Stratele de Turbuța.

5. *Stratele de Cluj (sau Orizontul Calcarului grosier superior)* sînt constituite mai ales dintr-un banc de calcar alb grosier [2]) care le dă nota caracteristică avînd în bază o serie de marne și gipsuri (cunoscute, spre deosebire de cele din baza Stratelor cu *Nummulites perforatus*, sub denumirea de Gipsuri superioare). Întrucît gipsurile de la limita dintre Stratele de Turbuța și Stratele de Cluj au fost atribuite cînd unui orizont, cînd celuilalt, ne vom opri ceva mai mult asupra lor.

După cum am arătat mai sus, HOFMANN atribuie aceste gipsuri, Stratelor de Turbuța (4, pag. 22 și 40; 6 și 5, pag. 325).

În paragraful privitor la argilele vărgate superioare din capitolul «Orizontul mijlociu de calcar de apă dulce» (în care de fapt vorbește numai de argilele vărgate, întrucît celuilalt îi rezervă un capitol aparte la pag. 255) KOCH arată că în aceste argile vărgate apar la partea lor superioară, la Jebuc și Stîna, strate groase de gips (7, pag. 251). Aceasta pare să fie mai curînd o inadvertență deoarece aceleași iviri de gips le atribuie mai departe Calcarului grosier superior (7, pag. 269).

KOCH citează însă numeroase iviri de gips constituind pînă la un punct un suborizont (al gipsurilor superioare), nu la partea superioară a argilelor vărgate superioare ci în baza Calcarului grosier superior din diferite localități din Dealurile Clujului (7, pag. 269) precum și în Munții Mezeș; ele ar lipsi după KOCH la baza Calcarului grosier superior din D. Dumbrava (7, pag. 270) unde,

---

[1]) În realitate cel puțin în Dumbrava la creasta dealului, la N de cota 558 este foarte bine dezvoltat, atingînd în unele locuri chiar 15 m grosime, pe o distanță de 200 m (cu o întrerupere de 60 m).

[2]) Calcarul de Pasieczna din faciesul de Putna are la Gura Putnei o asemănare petrografică frapantă cu Calcarul grosier superior.

Institutul Geologic al României

după cum a arătat însă MIHALTZ (11, pag. 386) și după cum am observat și noi încă din 1948, sînt în realitate totuși bine dezvoltate.

De altfel încă din 1948, înainte de a cunoaște lucrarea lui MIHALTZ, am atribuit gipsurile din creasta Dealului Dumbrava, Stratelor de Cluj. Prioritatea publicării revine desigur acestui autor.

În conformitate cu principiile generale de stratigrafie, orizonturile se separă pe baza diferențelor de facies. Gipsul superior ținînd mai mult de faciesul marin, este mai normal să-l atribuim Stratelor de Cluj, așa cum face KOCH, și nu Stratelor de Turbuța, cum procedează HOFMANN, cu atît mai mult cu cît și gipsurile inferioare le-am legat de Stratele cu *N. perforatus*, de origină marină și nu de argilele vărgate inferioare, formație de apă dulce.

Prin extensiune toate gipsurile de la limita dintre Stratele de Turbuța și Stratele de Cluj trebuiesc atribuite celor din urmă.

Dintre cele două denumiri adoptate mai sus este preferabilă cea de Strate de Cluj, nefiind legată de caracterele petrografice ale orizontului.

6. *Stratele cu Nummulites fabianii* nu prezintă nimic particular;

7. *Marnele de Brebi (sau Stratele cu Briozoare)* nu prezintă deasemeni nimic deosebit în afară de faptul că par a se așeza chiar la Brebi în ușoară discordanță peste Stratele cu *Nummulites fabianii*.

8. *Stratele de Hoia* sînt constituite după lucrarea lui HOFMANN din 1879 (4, pag. 32) dintr-o serie groasă de cîțiva metri de marne dure, brune, care alternează cu marne argiloase și argile brune. În lucrarea sa din 1881 (5, pag. 326) el le descrie ca un complex de cîțiva metri, alcătuit mai ales din bancuri de calcar dur, de culoare deschisă. Cele din bază conțin, după el, numeroși Corali și *Lithothamnium*, în timp ce cele de la partea superioară, în bancuri mai subțiri, conțin numeroase resturi de Moluște, bine conservate și au aspectul tipic al Stratelor de Hoia. După dînsul bancurile de calcar cu *Lithothamnium* și Corali ar putea reprezenta un facies de țărm de grosime redusă a Marnelor de Brebi.

KOCH dă o altă descriere a Stratelor de Hoia din Munții Mezeș și Dumbrava. În aceste regiuni, după el (7, pag. 321), Stratele de Hoia sînt constituite din cîteva bancuri de marne calcaroase brune, dure, care alternează cu strate marno-argiloase și argile în grosime totală de numai cîțiva metri. Pe harta sa la scara 1 : 75.000 HOFMANN figurează o zonă îngustă între Brebi și Ciglean pînă la W de Var cu un sector ceva mai larg la Ciglean, dirijată SW—NE.

Urmărind această zonă n-am reușit să regăsim o formație corespunzătoare Stratelor de Hoia, așa cum au fost descrise de autorii citați, decît numai la Ciglean unde sînt constituite în cea mai mare parte dintr-un calcar alb cu *Lithothamnium*. În restul regiunii, deși figurate de HOFMANN, nu le-am găsit. E mai probabil, așa cum am bănuit încă din 1952, că ele alcătuiesc un facies și nu un orizont.

Institutul Geologic al României

9. *Stratele de Curtuiuș* nu prezintă nimic interesant.

10. *Stratele de Ciocmani* (*sau Mera*) nu sînt bine deschise. Acolo unde HOFMANN figurează pe harta sa aceste strate, pe stînga șoselei dintre Prodănești și Jibou, apare o serie de gresii nisipoase galben-verzui, nisipuri și marne de aceeași culoare.

Chiar la Ciocmani de unde HOFMANN a ales denumirea lor, aceste strate prezintă deschideri puține și neclare.

11. *Stratele de Ileanda Mare* au aspectul cunoscut. La baza lor se găsește un pachet de marno-calcare brune, bituminoase, care au fost separate pentru prima dată în NW Transilvaniei sub numele de Strate de Bizușa de către I. DUMITRESCU și paralelizate de acesta cu marnele brune din baza Oligocenului din Carpații orientali.

În regiunea studiată de noi sînt bine deschise în vestul Dealului Taravăilor, la Var. La SW de acest punct ele nu mai sînt vizibile dispărînd probabil în dreptul Văii Agrișului.

12. *Stratele de Valea Agrișului* (fig. 6). Sub acest nume am desemnat pachetul de strate cuprins între Stratele de Ileanda Mare și Stratele de Chechiș[1]). HOFMANN, în lucrarea sa din 1879, separă și dînsul un orizont între celelalte două, citate mai sus, pentru care, însă, nu propune în mod special o denumire aparte și pe care de altfel, ca pe mai toate orizonturile Oligocenului, îl desemnează (4, pag. 39) printr-o caracterizare petrografică sub numele de Stratele salmastre superioare. El atribuie Oligocenului superior (probabil etajului Aquitanian) nu numai Stratele salmastre superioare ci chiar și pe cele de Chechiș. Pe harta la scara 1 : 75.000 a lui HOFMANN, dînsul atribuie cea mai mare parte din seria cuprinsă între Stratele de Ileanda și cele de Chechiș, Aquitanianului pe care-l consideră etaj al Oligocenului rămînînd un orizont subțire la partea superioară — Stratele de Coruș — de vîrstă neogenă.

În Aquitanianul său din regiunea Jibou, HOFMANN distinge două zone de gresii: una, inferioară, și alta, superioară. În zona superioară, el separă trei grupe de gresii (cu intercalații de argile) din care cele 2 din bază mai subțiri.

În interpretarea dată acestor subdiviziuni, KOCH paraleliza Stratele sale de Ticu cu toată zona inferioară de gresii pînă imediat deasupra primului strat de lignit.

Stratele de Cetate au, după dînsul, un corespondent în cele 2 grupe inferioare de gresii din zona superioară, grupe cu grosime mai redusă și care stau

[1]) În raportul (Jac — Brebi, etc.) din 1948 am întrebuințat termenul de Strate de Valea Agrișului numai pentru pachetul de strate cuprins între Stratele de Ileanda Mare și Stratele de Coruș pe care atunci credeam că le putem separa.

Institutul Geologic al României

deasupra primului strat de lignit. Între grupa mijlocie de gresii și cea superioară (ambele din zona superioară), HOFMANN citează alte strate subțiri de lignit între alte localități și la Tihău pe stînga Almașului însoțite de aceleași fosile salmastre, ca la Jimbor. De aceea KOCH crede că poate paraleliza această grupă superioară cu Stratele de Jimbor. În ceea ce privește Stratele de Sîn Mihai se pare că HOFMANN le-a inclus în ceea ce a separat ca Strate de Coruș.

În cercetările noastre am constatat că Aquitanianul lui HOFMANN este constituit în regiunea Jibou, în bază, din argile brune și apoi din gresii cînd mai grosiere, cînd mai fine, albe sau gălbui, asemănătoare, după cum a observat ȘT. MATEESCU (10, pag. 701) mai întîi și I. PĂTRUȚ (13, pag. 99) apoi, cu Gresia de Kliwa.

Întrucît din cauza asemănării acestor gresii, asemănare care merge pînă la identitate, precum și din cauza lipsei de fosile, nu am reușit să separăm cele 4 orizonturi (Ticu, Cetate, Jimbor și Sîn Mihai) și nici Stratele de Coruș, urmînd pe HOFMANN (lucrarea din 1879 nu însă și harta sa) le-am cartat împreună.

Am introdus o denumire nouă fiindcă pe de o parte, prima, denumirea lui HOFMANN (Strate salmastre superioare) este mai mult o caracterizare petrografică; iar pe de altă parte, ar fi trebuit păstrată și denumirea de « Strate salmastre bogate în Ceriți » corespunzătoare orizontului similar inferior (din baza Oligocenului), denumire care fiind greoaie a fost înlocuită cu cea mai scurtă de « Strate de Curtuiuș » de mult intrată în uz. De asemeni n-am putut menține denumirea de Aquitanian întrucît Stratele de Valea Agrișului corespund Stratelor de Ticu, Cetate, Jimbor (oligocene), Sîn Mihai (aquitaniene) și Coruș (burdigaliene inferioare). În legătură cu aceasta amintim că pentru același orizont din regiunea de la nord-estul celei de care ne ocupăm însă de facies marin, I. DUMITRESCU a propus simultan și independent de noi denumirea de Strate de Buzaș.

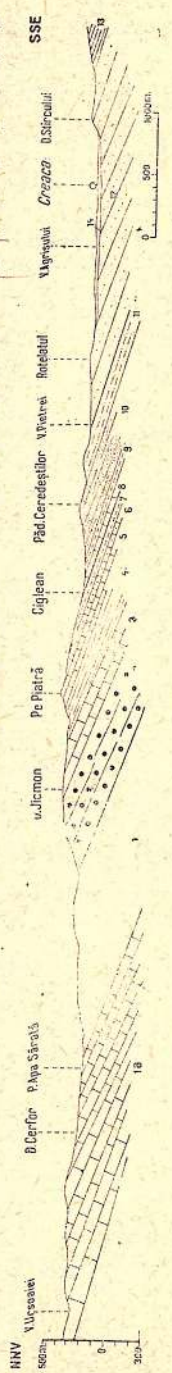


Fig. 6. — Profil prin Neozoicul din regiunea Jibou.

Eocen: 1, Str. de argile vărgate inf.; 1 a, Faciesul Str. de Rona (Calcarul de apă dulce); 2, Str. cu *Nummulites perforatus*; 3, Str. de Racoți (Oriz. Calcarului grosier inferior); 4, Str. de Turbuța (Str. de argile vărgate superioare); Str. de Cluj (Oriz. Calcarului grosier superior); 6, Str. cu *Nummulites fabianii*; 7, Marnele de Brebi (Str. cu Briozoare) Oligocen inf. și mediu: 8, Str. de Hoia; 9, Str. de Curtuiuș; 10, Str. de Ciocmani (Str. de Mera); 11, Str. de Ileanda Mare. Oligocen superior (Chattian) — Mediteranian I (Aquitanian-Burdigalian inf.): 12, Str. de Valea Agrișului. Mediteranian I (Burdigalian sup.): 13, Str. de Chechiș. Cuaternar: 14, Terase.

Institutul Geologic al României

În concluzie, pentru prima dată în regiune am arătat caracterul de facies al Calcarului de apă dulce de la Rona (pe care l-am numit faciesul Stratelor de Rona).

Tot pentru prima dată în cursul noilor cercetări din NW Transilvaniei am scos în evidență lipsa Orizontului Calcarului de apă dulce superior.

Am atras atenția în acord cu KOCH dar în dezacord cu HOFMANN că gipsurile de la limita Strate de Turbuța — Strate de Cluj trebuie atribuite Stratelor de Cluj; de asemeni am exprimat bănuiala că Stratele de Hoia ar putea reprezenta un facies și nu un orizont.

Am introdus denumirea de Strate de Valea Agrișului pentru orizontul cuprins între Stratele de Ileanda Mare și Stratele de Chechiș corespunzînd Stratelor de Ticu, Cetate, Jimbor, Sîn Mihai și Coruș (Oligocen superior — Burdigalian inferior inclusiv), orizont în care n-am reușit să separăm nici unul din termenii stratigrafici distinși de KOCH în cursul superior al Văii Almașului.

Primit: *aprilie* 1954.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Dragoș V. Cercetări geologice asupra regiunii dintre Rîurile Topolog și Olt (Comunicare preliminară). *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXVII (1949—1950), pag. 55. București, 1953.
2. Ferenczi St. Raporturile geologice ale Bazinului transilvănean în regiunea Surduc-Lupoaia. *A magyar állami Földt. intézet évi jelentése az 1941—1942, évről. II kötet. Északerdélyi. Földt. Tanulmányok;* pag. 213—214. Budapest, 1950.
3. Hauer Fr. und Stache G. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
4. Hofmann K. Bericht über die im östlichen Theile des Szilágyer Comitates während der im Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Spezialaufnahmen. *Földt. Közl.* IX. Budapest, 1879.
5. — Bericht über die im Nordwestsiebenbürgischen Grenzgebirge und Umgebung im Jahre 1881 ausgeführten geologischen Spezialaufnahmen. *Földt. Közl.* XI. Budapest, 1881.
6. — Harta la scara 1: 75.000, foile Zalău și Jibou, ridicată între 1857—1887.
7. Koch A. Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. I. Theil: Paläogene Abteilung. *Mitteilung des Jahrbuchs der k. ung. geol. Anstalt.* Bd. X Budapest, 1894. II. Theil: Neogene Abteilung. Budapest, 1900.
8. Mateescu Șt. Observațiuni geologice și morfologice asupra Depresiunii Huedinului din NW Transilvaniei. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI, pag. 349—388. București, 1926.
9. — Observații critice asupra stratelor daniene din NW Transilvaniei. *C. R. Acad. Sc. de Roum.* T. IV, Nr. 1 (ian.—febr. 1940). București.
10. — Falia Moigradului și variațiile de facies pe care le provoacă în Eocenul și Oligocenul de la sudul și nordul ei. *C. R. Acad. Sc. de Roum.* T. II, Nr. 6, pag. 697—701. București, 1938.
11. Mihaltz Istvan. A Zsibó és Beréd Kökötti terület Eocén üledékei. *A magyar állami Földt. intézet évi jelentése az 1943, évről. II kötet. Északerdélyi. Földt. Tanulmányok,* pag. 382. Budapest, 1950.
12. Mihăilescu V. Observări morfologice în NW Transilvaniei. « Grigore Antipa » hommage à son oeuvre. pag. 358—368. București, 1938.
13. Pătruț I. Geologia regiunii Beclean (Jud. Someș). *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXVI (1948—1949), pag. 96. București, 1952.
14. Szadeczky-Kardoss E. Contribuțiuni la geologia Ardealului de NW. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV (1925—1926), pag. 39—58. București, 1930.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ORIZONTURILE NEOZOICULUI DIN JURUL ORAŞULUI JIBOU

Tabel întocmit de T. Joja după lucrările lui K. Hofmann, A. Koch şi T. Joja.

NEOGEN	MIOCEN INF. (Aquit.-Burdig.)	Stratele de Chechiş (H.) [1]	
NEOGEN	OLIGOCEN	Stratele de Valea Agrişului (J.)	
NEOGEN	OLIGOCEN	Stratele de Ileanda Mare (H. şi K.)	
NEOGEN	OLIGOCEN	Stratele de Ciocmani (H.) — Stratele de Mera (K.)	
NEOGEN	OLIGOCEN	Stratele de Curtuiuş (K.)	
NEOGEN	OLIGOCEN	Stratele de Hoia (K.) — Orizontul? sau Faciesul? Stratelor de Hoia (J.)	
NEOGEN	EOCEN	Marnele de Brebi (H.) — Stratele cu Briozoare (K.)	
NEOGEN	EOCEN	Stratele cu *Nummulites fabianii (= intermedius)* (H. şi K.)	
NEOGEN	EOCEN	Stratele de Cluj (H.) — Oriz. calcarului grosier superior (K.)	Suboriz. reper al gipsurilor sup.
		××	
PALEOGEN	EOCEN	Stratele de Turbuţa (H.) — Stratele de argile vărgate sup. (K.)	
PALEOGEN	EOCEN	Stratele de Racoţi (J.) — Oriz. calcarului grosier inf. (K.)	Suboriz. Gresiei de Racoţi Suboriz. argilelor nisipoase
PALEOGEN	EOCEN	Stratele cu *Nummulites perforatus* (K.)	Suboriz. reper cu *N. perforatus* Suboriz.-reper al gipsurilor inf.
PALEOGEN	EOCEN	Stratele de argile vărgate inf. (K.)	Faciesul Str. de Rona (J.) (Calcar de apă dulce)

[1]) Iniţiala arată autorul din lucrarea căruia provine denumirea.
××) Aci Koch citează un orizont mijlociu de calcar de apă dulce care în realitate nu există.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României