

I.G

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI  
INSTITUTUL GEOLOGIC

83079  
DĂRI DE SEAMĂ  
ALE  
ŞEDINTELOR

VOL. IV  
1966-1967

BUCUREŞTI  
1970.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

C O M I T E T U L D E S T A T A L G E O L O G I E I  
I N S T I T U T U L G E O L O G I C

# DĂRI DE SEAMĂ

A L E  
Ş E D I N T E L O R

---

VOL. LIV  
Partea a 4-a (ultima)

---

Sesiunea de comunicări științifice 1967  
a Întreprinderii geologice de prospectiuni

83079

B U C U R E Ş T I  
1 9 7 0



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

ASPECTE PETROGRAFICE ȘI METALOGENETICE ALE  
INSULEI CRISTALINE RAPOLT (MUNTII METALIFERI)<sup>1</sup>

DE  
ION BERBELEAC<sup>2</sup>

**Abstract**

Petrographical and Metallogenetical Aspects of the Crystalline Island, Rapolt (Metalliferous Mountains). The crystalline island of Rapolt is built up of crystalline formations assigned to the Poiana Ruscă epimetamorphic unit. In the composition of this island several types of rocks have been identified distributed in four complexes, namely the carbonatic, the carbonatic-quartzitic, the phyllitic-conglomerate and the porphyroid rock complex. The last two complexes have been affected by alkaline metasomatism process, predominantly potassic that has generated rocks of a pegmatoid character. As compared to neighbouring regions the crystalline island represents a horst. The lines of marginal faults are Upper Cretaceous and Neogene in age. These faults disturb the tectonical whole, the structure of the anticlinorium undergoing a compartmentation. The presence of some premetamorphic mineralizations (Pb, Zn, Cu sulphurs with contents of Au, Ag, etc.), as well as of the postmetamorphical ones (pyrite and barytine) are pointed out. The first mineralizations are the most important.

Insula cristalinului Rapolt, situată în partea sudică a Munților Metaliferi, cuprinde regiunea deluroasă de pe malul drept al Mureșului, delimitată la est de valea Boiului-dealul Cornet, la sud și vest de valea Mureșului iar la nord localitățile Pîncota, Vârmaga și Renghet.

*Istoricul cercetărilor.* În lucrările geologilor Koch (1878), Inkey (1885), Traube (1892), Randi et al. (1906), privind andezitul cu augit și hipersten de la Uroi, se fac descrieri cu totul generale și asupra formațiunilor cristalofiliene din această insulă.

<sup>1</sup> Comunicare în ședință din 28 februarie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecții. Cal. Griviței nr. 64. București.



Studii mai detaliate se întâlnesc în lucrările lui Nopcsa (1905) și Pàlfy (1907), ultimul infirmind părerile greșite ale primului, asupra vîrstei tithonic-neocomiene a calcarelor cristaline cît și a împărtării neargumentate în două serii a cristalinului din această regiune.

Pàlfy, Koch, Inkey et al., atribuie vîrsta carbonifer-inferioră șisturilor cristaline din insula cristalină Rapolt.

Ghițulescu, Socolescu (1941) cu ocazia cercetării Munților Metaliferi prezintă structura cristalinului de la sud de Săcărîmb ca fiind anticlinală, orientată ENE-WSW și alcătuită din filite, roci porfirioide, sernifite și calcare.

Formațiunile sedimentare din împrejurimile insulei cristaline au fost cercetate de Jacob, 1943; Gheorghiu et al., 1962 și Mantea<sup>3</sup>.

### Descrierea geologică și petrografică a regiunii

Formațiunile geologice care iau parte la alcătuirea regiunii cercetate aparțin șisturilor cristaline, formațiunilor sedimentare și rocilor eruptive.

A) **Șisturile cristaline.** Șisturile cristaline ale insulei Rapolt, prin poziția stratigrafică și gradul de metamorfism reprezintă continuarea seriilor epimetamorfice din munții Sebeș și Poiana Ruscă (Pavlescu, 1955; Pavlescu et al., 1963; Maier et al., 1958; Maier, Solomon, 1967).

Ca urmare a studiilor efectuate de Maier et al. (1963) și Krăutner (1964) unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă s-a separat în cinci complexe de roci, dintre care trei inferioare formațiunilor recifogene (complexul cuarțitelor și al șisturilor grafitoase, complexul șisturilor cuarțifere sericito-cloritoase și complexul șisturilor tufogene) și două superioare (complexul filitelor și al șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice).

Bariera recifală din Rapolt, orientată E-W a influențat caracterul sedimentării, în apropierea recifului depunîndu-se material carbonatic și terigen, iar mai departe terigen.

În timpul sedimentării la N și S de bariera recifală s-a manifestat un magmatism inițial din care au rezultat tufuri și tusite, intruziuni bazice și acide.

<sup>3</sup> Gh. Mantea, Em. Antonescu, Stefan Balș, S. Borda, Iosefină Borda, Camelia Tomescu, Tamara Odobescu, C. Cornea. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri aurifere și neferoase în Munții Metaliferi. 1961. Arh. Com. Geol. București.



Tot acest material metamorfozat regional e repartizat la patru complexe de roci : carbonatic, carbonatic-cuarțitic, filitic-conglomeratic și al rocilor porfiroide.

a) *Complexul carbonatic*. În ansamblu, acest complex cuprinde calcare masive stratificate și șistoase, calcare dolomitice și dolomite calcaroase, dolomite șistoase și stratificate și dolomite ankeritice și ankerite.

În partea estică a insulei (Boi, Bobilna, Rapolt) complexul carbonatic este bine dezvoltat, alcătuind simburele anticlinoriului Boi-Bobilna-Rapolt. Către vest (Cărpiniș, Banpotoc, Hărău) acest complex se subțiază treptat, având grosimi reduse.

Calcarele masive, stratificate și șistoase cu granulație fină și masive, în apropierea șisturilor filitice sau altor roci, devin șistoase.

Pe Valea Vărmaga, la ieșirea din satul Banpotoc, calcarele cenușii cuprind blocuri de calcar albe, puternic cristalizate (3—5 mm) pe care le considerăm ca fiind remaniate dintr-o cordilieră calcaroasă, puternic metamorfozată.

Calcarele dolomitice și dolomitele calcaroase de culoare cenușie sunt intim asociate și încadrează la N și S rocile calcaroase din partea centrală a anticlinoriului. Prezintă o structură granoblastică fină și textură rubanată, dată de alternanța fișilor calcaroase și dolomitice. În aceste roci se întâlnesc următoarele minerale : calcit, dolomit, cuarț, sericit, clorit, rar feldspat, apatit, magnetit și pirită.

Calcarele dolomitice de la Măgura Boiului și Curtabilțiu au fost analizate chimic. Dăm mai jos rezultatele celor două analize efectuate :

1. Dealul Măgura Boiului      2. Dealul Curtabilțiu

	%	%
SiO <sub>2</sub>	2,28	1,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	1,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,10
FeO	1,06	0,75
MgO	16,32	17,54
CaO	32,76	32,95
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,32
K <sub>2</sub> O	0,34	0,41
H <sub>2</sub> O + 105°C	1,80	0,90
H <sub>2</sub> O + 105°C	0,13	urme
CO <sub>2</sub>	42,90	45,19
TiO <sub>2</sub>	0,95	urme
MnO	0,11	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,07
S	urme	urme

Analist: Florica Negrescu



Dolomitele și sistoase și stratificate sunt fin granulare. Ele se întâlnesc în dealurile Negovan, Cerătău, Măgura Boiului, Văratic și Curtabilțiu, fiind situate la partea superioară a dolomitelor calcaroase și a calcarelor dolomitice. Mineralele componente sunt: dolomit, calcit, cuarț, clorit, rar grafit, siderit, ankerit, pirită și magnetit.

Dolomitele ankeritice și ankeritele sunt cenușii-negricioase, cu structură granulară tipică și oculară. Parageneza mineralelor este următoarea: dolomit, calcit, sericit, clorit, ankerit, rar albit, siderit, rodocrozit, cuarț și pirită.

b) *Complexul carbonatic-cuarțitic* se situează în apropierea recifului calcaros, în zona de amestec a materialului carbonatic cu cel terigen. Față de celelalte complexe, are cea mai redusă răspândire.

În cadrul acestui complex s-au separat sisturi filitice-carbonatice și sisturi carbonatice-cuarțitice cu sericit și clorit.

Sisturile filitice care aparțin acestei unități se întâlnesc în dealurile Măgura Boiului, Văratic, Curtabilțiu etc., situându-se în general în zona de limită, între rocile filitice și cele calcaroase sau dolomitice. Ele au rezultat în urma metamorfozării unor sedimente marnoase cu un conținut mai ridicat de cuarț și sănătătoare din alternanța unor fișii carbonatice cu altele sericito-cloritoase.

Paragenezele mai frecvent întâlnite sunt: calcit, sericit, ankerit, dolomit, clorit, cuarț, rar albit, siderit, pirită și oxizi de fier.

Sisturile carbonatice-cuarțitice cu sericit și clorit alcătuiesc fișii de dimensiuni reduse (valea Boiului, dealul Negovan) și se remarcă prin alternanța unor benzi carbonatice-cuarțitice cu altele sericito-cloritoase.

Asociația mineralologică caracteristică este următoarea: calcit, cuarț, sericit, clorit, mai rar albit, ankerit, siderit, magnetit.

c) *Complexul rocilor filitice-conglomeratice* încadrează la nord și sud rocile celorlalte complexe amintite.

O largă dezvoltare a acestui complex o găsim în partea sudică și nord-vestică a anticlinoriului (Rapolțel, Bobîlna, Boi, Vârmaga).

Gradul de metamorfism al acestui complex crește de la NE spre SW datorită afundării spre SW a formațiunilor geosinclinalului.

În părțile marginale ale acestui geosinclinal, sisturile filitice, cuarțite, microconglomeratele și conglomeratele (Boi, Vârmaga, etc.) sunt foarte slab metamorfozate.



Acest complex cuprinde următoarele tipuri de șisturi: sericito-cloritoase, sericitoase, sericito-grafitoase, grafitoase, sericito-cloritoase cu muscovit, sericitoase cu muscovit, epidotice-actinolitice șisturi actinolitice; șisturi clorito-sericitoase cu porfiroblaste de albit, filite negre-violacee, microconglomerate și conglomerate metamorfozate.

**Sisturile filitice sericito-cloritoase** sunt rocile cu răspândirea cea mai mare. Au șistozitate pronunțată și sunt formate din cuarț, sericit, clorit, subordonat albit, calcit, apatit, magnetit și pirită.

**Sisturile filitice sericitoase** de culoare alb-cenușie alcătuiesc mici fișii între valea Bobîlna și valea Rapoltelului. Au aspect satinat, structură rubanată și textură șistoasă.

În afara de sericit, în componența acestor roci mai intră următoarele minerale: cuarț, albit, epidot, apatit, rar oxizi de fier, sfen și pirită.

**Sisturile filitice sericito-clorito-grafitoase** prezintă aceleași aspecte ca și sisturile sericito-cloritoase, având însă un procent mai mare de grafit și o culoare mai închisă.

**Sisturile filitice e-grafitoase** se întâlnesc ca lentile sau fișii în filitele sericito-cloritoase sau în celealte tipuri de roci.

De menționat sunt ivirile de pe valea Boiului în zona Pîrului Lupului și Fierarului, precum și cele de pe Pîrul Iancului de la Cărpiniș, Valea Țiganilor, valea Vârmaga și dealul Dumbrăvița de la Vârmaga. Grafitul foarte fin, formează benzi milimetrice.

În ordinea preponderenței, cităm următoarea parageneză a mineralelor: cuarț, grafit, sericit, pirită, rar albit, apatit.

**Sisturile sericito-cloritoase cu muscovit** au pe planele de șistozitate și în masa rocii paiete și solzișori de muscovit.

În flancul sudic al anticlinalului apar două fișii: o fișie începe din Valea Mică, se continuă în dealul Rotunda și se pierde în dealul Măgura Cărpinișului; alta ieșe de sub formațiunile cuaternare ale luncii Mureșului, trece prin dealul Colț și dealul Rapoltelului, continuindu-se pînă în valea Tăoașului.

**Sisturile filitice sericitoase cu muscovit** apar la nord de linia de falie Hărău-Renghet pe văile Vârmaga și Țiganilor. În aceste șisturi slab metamorfozate muscovitul s-a conservat, sericitizarea lui fiind numai parțială.

**Sisturile epidotice-actinolitice de culoare verde** închisă sau deschisă, formează în cadrul acestui complex mai multe nivele întinute în regiunea Vârmaga (dealul Bejula), Banpotoc (valea Remetea, dealurile Cornet, Dosului și Măgura), cît și în regiunea Uroi-Bobîlna (valea Rapoltului, valea Tăoașului, valea Sînpetru). În regiunea Banpotoc-



Chimindia alcătuiesc mici fișii cu extinderi reduse față de regiunea Uroi-Boi, unde formează două nivele bine individualizate.

În constituția acestor roci intră următoarele minerale : epidot, actinot, resturi de augit, albit, calcit, cuarț, clorit, rar zoizit, zeoliți, magnetit, rutil, ilmenit și titanit.

Aceste roci se aseamănă cu metatufurile bazice din Poiana Ruscă și reprezintă continuarea nord-estică a acestora.

Sisturile actinolitice se întâlnesc în dealul Dosului și Cornetului de la Banpotoc, precum și în dealul Colț și versantul stîng al văii Rapoltelului. Ele corespund unor silluri de roci bazice (bazalte, dolerite) metamorfozate.

În componența acestor sisturi, intră următoarele minerale : actinot, epidot, calcit, albit, zoizit și magnetit.

Analizele chimice a două eșantioane, unul din valea Rapoltelului și altul din dealul Colțul, scot în evidență o compoziție chimică asemănătoare cu a rocilor bazice din grupa bazaltelor-doleritelor sau gabbrourilor.

#### 1. Valea Rapoltelului

	% Parametrii Niggli
SiO <sub>2</sub>	47,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,40
FeO	6,06
CaO	8,92
MgO	2,73
Na <sub>2</sub> O	3,48
K <sub>2</sub> O	1,40
MgO	0,03
TiO <sub>2</sub>	1,48
P <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,23
S	0,20
H <sub>2</sub> O + 105°	0,12
H <sub>2</sub> O - 105°	1,36
CO <sub>2</sub>	0,22

#### 2. Dealul Colțul

	% Parametrii Niggli
SiO <sub>2</sub>	48,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,96
FeO	3,18
CaO	7,54
MgO	7,05
Na <sub>2</sub> O	4,42
K <sub>2</sub> O	2,06
MgO	0,28
TiO <sub>2</sub>	1,28
P <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,22
S	urme
H <sub>2</sub> O + 105°	0,01
H <sub>2</sub> O - 105°	2,33
CO <sub>2</sub>	1,27

Analist : G. h. L a h o v a r y .

Sisturile clorito-sericitoase cu porfiroblaste de albit se întâlnesc la S de anticlinoriu, în partea superioară a complexului filitic (valea Tăoasului, valea Bobilna). Prezintă următoarea parageneză : clorit albă, sericit, cuarț, rar magnetit și pirită.

Filitile negre-violacee apar intercalate în sisturile filitice sericito-cloritoase, microconglomeratele și conglomeratele metamorfozate din perimetru satului Vărmaga, aflorind pe afluenții mici drepti



ai Pîrîului Țiganului către dealul Dumbrăvița, în aval de pîrîul Corbului. Adesea, în acestea se observă stratificația inițială orientată aproximativ E–W cu căderi de 5–7° spre N, imprimînd în fondul rocilor aspecte dungate date de compoziția diferită a materialului (Valea Țiganilor).

În aceste șisturi se întîlnesc următoarele minerale: sericit, grafit, muscovit, cuarț, rar albit și pirită.

**M i c r o c o n g l o m e r a t e ș i c o n g l o m e r a t e l e m e t a m o r f o z a t e.** În filitele negre-violacee de pe valea Vârmaga, valea Țiganilor, pîrîul Corbului și pîrîul Vârmăgii, apar mai multe nivele de conglomerate și microconglomerate metamorfozate.

În talvegul văii Vârmaga, în amonte de pîrîul de la Biserică, afloarează o fișie de conglomerate negre cuarțitice, deranjate spre SW de o linie de falie și acoperite spre NW de depozite sedimentare cretacice și neogene. Acest nivel de conglomerate precum și celelalte de dimensiuni mai reduse trec spre SE în microconglomerate și cuarțite. Culoarea închisă, duritatea mare și prezența unor elemente cuarțitice negre și șisturi filitice bine rulate cu dimensiuni pînă la 7 cm caracterizează aceste roci.

În cazul cînd predomină elementele de filite, conglomeratele cuarțoase trec la conglomerate filitice veritabile (valea Vârmaga).

Masa acestor roci este alcătuită din granule de cuarț, uneori fumuriu, alteori lăptos, muscovit, clorit, albit, grafit, epidot și oxizi de fier.

d) *Complexul rocilor porfiroide.* Rocile acestui complex au o mare răspîndire, mai ales în porțiunea vestică a regiunii.

În partea estică și sudică a anticlinoriului rocile porfiroide alcătuiesc două dyke-uri. Unul începe din versantul drept al văii Boiului și se menține pînă în valea Cărpinișului, iar celălalt situat mai la sud, are o dezvoltare mai mare între pîrîul Faurului și Peșterii de la Rapoltel.

În regiunea satelor Banpotoc și Chimindia, rocile porfiroide alcătuiesc o fișie unitară ce se efilează în zona rocilor calcaroase din dealul Cornetul Banpotocului, iar spre SW intră sub cuvertura sedimentară a culoarului Mureșului.

În zona de obîrsie a văii Chimindia, pe valea Vârmaga pînă la ieșirea din chei și în zona de confluență a acesteia cu pîrîul Gureții și Valea Țiganilor, dyke-urile de roci porfiroide au grosimi variabile (pînă la 1 km) și tendințe nete de împreunare spre W.

Aceste roci aparțin probabil unor granite, riolite, dacite și produsele piroclastice însoțitoare, cu diverse forme de zăcămînt (dyke, neck, siluri, curgeri și produse piroclastice) metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi.



Rocile porfiroide sericitoase au o culoare alb-argintie, structură blastoporfirică și textură șistoasă, slab masivă. Sunt caracteristice regiunii cuprinse între Boi și Chimindia.

Pe valea Banpotoc, la izvoarele minerale din dealul Cornet, rocile porfiroide sericitoase sunt intens caolinizate și carbonatate, datorită circulației unor ape fierbinți, încărcate cu  $\text{CO}_2$ . Aceleași transformări s-au mai întîlnit pe valea Tăoșului, Valea Mică de la Rapoltel și dealul Colțul de la Cărpiniș.

Compoziția mineralologică a acestor roci este următoarea : cuart, sericit, feldspat, plagioclaz, ortoză, microclin, clorit, calcit, apatit și pirită, rar biotit, turmalină și granați.

Porfiroidele clorito-sericitoase sunt caracteristice pentru regiunea de la N de linia de falie Hărău-Renghet și reprezintă continuarea spre E a rocilor porfiroide din regiunea Vețel-Brănișca. Uneori sunt foarte șistoase, rubanate și microcutate, cuprindând în masa lor filonașe cu ortoză sau cuarțo-feldspatice concordante sau discordante.

e) *Rocile feldspatizate.* O mare parte din rocile considerate ca porfiroide de cercetătorii anteriori, au suferit un pronunțat metasomatism alcalin, în special potasic mai vechi, din care au rezultat ortoza și microclinul, iar altul mai recent, sodic, ce a condus la formarea albitului.

Metamorfismul alcalin-potasic foarte pronunțat în rocile porfiroide și filitele puternic laminate din sudul anticlinoriului se remarcă prin formarea unor porfiroblaste de ortoză și microclin de culoare cenușiu-albicioasă sau neagră, aglomerate în fișii cu aspect pegmatoid și cu grosimi apreciabile.

Analiza chimică a unei probe recoltată din valea Rapoltel, versantul stâng, în aval de pârâul Fațurului, reprezentând o rocă porfiroidă feldspatizată, indică un conținut ridicat de  $\text{K}_2\text{O}$  (6,40%).

$\text{SiO}_2$	77,02 %	$\text{P}_2\text{O}_5$	0,04 %	Parametrii Niggli :
$\text{Al}_2\text{O}_5$	10,34 %	S	urme	$\text{si}=343,20$ ; $\text{al}=64,53$
$\text{Fe}_2\text{O}_5$	1,52 %	$\text{H}_2\text{O}-105^\circ$	0,12 %	$\text{fm}=10,10$ ; $\text{c}=6,09$
$\text{FeO}$	lipsă	$\text{H}_2\text{O}+105^\circ$	0,67 %	$\text{nk}=29,07$ ; $\text{k}=0,32$
$\text{CaO}$	1,27 %	$\text{CO}_2$	lipsă	$\text{mg}=0,40$ ; $\text{c/fm}=0,60$
$\text{MgO}$	0,76 %			$\text{qz}=127,92$
$\text{Na}_2\text{O}$	2,02 %			
$\text{K}_2\text{O}$	6,40 %			
$\text{MnO}$	urme			
$\text{TiO}_2$	urme			

Analist : Adolf Kizik



Asemenea feldspați se cunosc în formațiunile cristaline din Carpații Meridionali, dar nu în seria epimetamorfică a munților Poiana Rusă sau Sebeș. Cealaltă feldspatizare sodică, mai tardivă și mai puțin pregnantă decât cea potasică, se prezintă sub două aspecte: o albitizare avansată a părților marginale ale feldspațiilor ortoclazi, dând structuri mirmekitice și prezența unui albit idiomorf larg dezvoltat (0,5—3 mm) asociat cu cuarțul în fisurile concordante sau discordante.

Laminările puternice ale rocilor porfiroide și filitice sunt ulterioare fenomenelor de feldspatizare potasică, feldspați fiind puternic cataclazați.

Rocile feldspatizate au structuri oculare și lenticulare și cuprind filoane de pegmatite.

f) *Pegmatite*. În afara acestor feldspatizări, metasomatismul alcalin a condus la formarea unor filoane pegmatitice cuarțo-feldspatice uneori cu biotit, cum sunt cele de pe valea Corbului, valea Tăoșului, Valea Mare și dealul Măgura de la Vărmaga. Aceste filoane au dimensiuni reduse și cuprind următoarele minerale: ortoză, microclin, cuarț, albit, biotit, clorit, epidot (uneori ortit) și sideroză. Majoritatea filoanelor de pegmatite cuprind numai ortoză (Pîrul Mare, valea Corbului etc.) dar se întâlnesc și situații cînd microclinul bordează ortoza.

În ceea ce privește vîrsta formațiunilor cristaline din insula de Rapolt nu posedăm date de ordin palinologic sau radiometric, fapt pentru care apelăm la datele obținute în acest sens în regiunile învecinate. Astfel M a i e r, S o l o m o n (1967) fac precizări asupra vîrstei cristalinului epimetamorfic din partea de nord a masivului Poiana Rusă (regiunea Poieni-Bătrîna-Roșcani) atribuind Carboniferului inferior (Dinanțian) complexul filitic și Devonianului complexul șisturilor tufogene bazice, celelalte komplexe inferioare fiind mai vechi.

Deoarece șisturile cristaline ale acestei insule reprezintă continuarea nord-estică a seriei epimetamorfice din Poiana Rusă, nu excludem posibilitatea ca ele să aibă cel puțin în parte aceeași vîrstă.

Pentru porțiunea nordică (Vărmaga) unde caracterul blasto-detritic al șisturilor este foarte pronunțat, facem paraleлизări cu formațiunile similare slab metamorfozate atribuite Devonianului și Carboniferului inferior din munții Drocea (seria de Păiușeni, S a v u, 1962, 1965), Carpații Meridionali (seria de Tulișa, P a v e l e s c u, 1953) și munții Bihor (G i u s c ă; S a v u, B o r c o s, 1965). Luînd în considerație aceste date se poate spune că sedimentarea formațiunilor din această insulă, s-a făcut în bună parte în timpul Paleozoicului inferior. Nu excludem posibilitatea ca unele formațiuni să fie mai vechi.



Cutarea și metamorfismul acestor formațiuni ca și în munții Hîgheș-Drocea s-a realizat în timpul mișcărilor hercinice (Giuşcă, 1957; Papiu, 1953), probabil în faza bretonă (Savu, 1965).

**B) Formațiuni sedimentare.** În Cretacicul superior insula cristalină Rapolt a fost exondată, după care transgresiunea cenomaniană și senoniană a acoperit-o total. Resturile rocilor sedimentare se păstrează mai bine pe rama jumătății estice a acestei regiuni (Bobîlna-Boi-Renghet).

Între Boi și Bobîlna peste conglomeratele și gresiile cuarțitice senoniene se dispun marne șocolatii senoniene.

Rocile tortoniene apar sub două faciesuri caracteristice Munților Metaliferi: unul inferior, reprezentat prin argile, gresii și conglomerate de culoare violacee, iar altul superior, alcătuit din marne, gresii și conglomerate vulcanice cu intercalații de gipsuri (Vârmaga, Hărău, Bobîlna).

În regiunea Vârmaga și Pîncota se întâlnesc marne, gresii, conglomerate vulcanice, tufuri și tufite andezitice, dacitice și calcare oolitice de vîrstă tortonian superior-sarmațian inferioară.

La Cuaternar includem o parte din tufurile calcaroase (cu siguranță unele din ele sănt mai vechi), solul și aluviunile văilor principale ale luncii Mureșului.

**C) Roci eruptive.** Rocile eruptive din insula cristalină Rapolt aparțin magmatismului mezozoic și neogen. Magmatismul mezozoic îi atrăbuim lamprofirele ce apar pe linia de falie Hărău-Renghet, în porțiunea dintre valea Vârmaga, dealul Cornet și Valea Pleașa lui Dan și gabrourile saussouritizate din versantul stîng al Văii Mari de la Banpotoc.

Andezitele amfibolice de pe valea Pîncota, cele cuarțifere cu amfibi și biotit de la Vârmaga (tip Săcărîmb-Porcurea, Gițulescu, Socolescu, 1941) și cele cu augit și hipersten de la Uroi (tip Uroi, Berbeleac, 1962), precum și produsele piroclastice însotitoare, aparțin erupțiilor neogene din culoarul Mureșului și sudul Munților Metaliferi.

### Tectonica

În parteaestică a insulei cristaline Rapolt (Boi-Bobîlna) se află un anticlinoriu cu patru cute anticlinale și sinclinale.

La vest de dealul Făgetul Mic, din acest anticlinoriu nu se mai păstrează decît două cute anticlinale separate de un sinclinal asimetric. Către W de valea Rapolțelului, flancul nordic al anticlinialului este faliat, încit în dealul Cornet de la Banpotoc rămîne un anticinal și un sinclinal strîns



cutat. Din valea Banpotocului spre W, către valea Chimindia din anticlinoriu se mai păstrează un anticlinal care dispără în dealul Țiliman de la Hărău.

Liniile de falii din insula cristalină Rapolt alcătuiesc două sisteme orientate NE—SW și NW—SE care au ceea cea horstul acestei insule, determinând marginal fose sau culoare ca cel al Mureșului, la SE, S și SW, al Bîrsăului-Săcărîmbului la W și N și culoarul Bozeș-Mada la E și NE.

Primul sistem de falii (NE—SW) deranjează formațiunile cretace (cenomaniene) de la Bobîlna și sunt deplasate de falii sistemului NW—SE de vîrstă terțiară (dealul Țiliman, Cornet, valea Bobîlna etc.).

Falii sistemului NE—SW reprezintă continuarea spre NE a celor puse în evidență în masivul Poiana Rusca. Astfel, falia Ruschița-Chergheș (Pavelscu et al., 1963; Krăutner, 1964) de vîrstă cretacică-superioară urmărită pînă la E de Deva, reapare în versantul drept al Mureșului, la Hărău și se continuă spre NE în valea Renghetului, fiind denumită falia Hărău-Renghet. Cu siguranță că această mare falie nu se oprește aici, ci se continuă spre E în regiunea Bozeș-Băcia<sup>4</sup>. La acest sistem mai includem falii din versanții văii Bobîlna și valea Boiului; cu excepția faliei direcționale din Valea Mică de la Banpotoc, toate sunt oblice și inverse, unghiurile de inclinare fiind apropiate de verticală. De la această caracteristică face excepție porțiunea din falia Hărău-Renghet situată între valea Vârmaga și dealul Țiliman. Aici unghiul de inclinare fiind mic, se ajunge la unele încălecări de dimensiuni reduse.

După cum se vede din schița tectonică prezentată, falia Hărău-Renghet este deranjată de alte falii orientate N 50—70°E, cu căderi spre NW, de vîrstă terțiară (falia Hărău, Vârmaga-Săcărîmb etc.). În stabilirea vîrstelor lor am luat în considerație raporturile anormale dintre formațiunile tortonian-sarmațiene și șisturile cristaline din dealul Țiliman, Cernale și valea Vârmaga. După aceste falii s-au produs compartimentările cristalinului și formarea foselor sau culoarelor din împrejurimi.

Falii orientate în sistemul N30—70°W cu căderi spre NE sunt cele mai recente; ele deplasează pe cele amintite mai sus (valea Vârmaga etc.), jucînd rol important în localizarea centrelor de erupție și a activității mofetice însoțitoare, azi manifestată în izvoarele termale de la Geoagiu-Băi, Bobîlna, Rapoltel sau izvoarele carbogazoase de la Banpotoc, Chimindia și Hărău. La acest sistem includem falii Geoagiu-Mada-Voia, valea Bobîlna-Săcărîmb; Simeria Veche-Hărău și cele două falii de la Vârmaga.

<sup>4</sup> I. Berbeleac, Olga Ionescu. Raport geologic privind prospecțiunile pentru mercur în regiunea Băcia-Bulbuc-Răcătău. 1965. Arh. Com. Stat Geol. București.

Faliile sistemului NE—SW de vîrstă cretacic-superioară au servit drept căi de acces pentru lamprofirile și gabbrourile din dealul Cornetul Banpotocului și Valea Mică, precum și pentru andezitele cu augit și hipersten din Măgura Uroiului.

În decursul timpului faliile mai vechi (NE—SW) au fost reactivate contribuind la dirijarea activității mofetice din regiune.

Proiectarea elementelor lineare  $L_1$  și  $L_2$  din cadrul grupei nordice, indică o zonă de concentrare pe direcția N  $20-60^\circ$ W, cu căderi cuprinse între  $10-45^\circ$  spre NW, pentru  $L_2$  și N  $40-60^\circ$ E cu unghiuri de înclinare ce variază între  $20-45^\circ$  către NE, pentru  $L_1$  (pl. II A, B).

Situatii similare se pot vedea în proiecția pe rețeaua Schmidt a liniaților  $L_1$  și  $L_2$  din compartimentul sudic (pl. II, C, D) unde limitele de variație ale orientării lor sunt aproximativ aceleași ca și la compartimentul nordic, având în schimb sensul de căderi diferite spre SE și NW. Căderile diferite ale lui  $L_2$  indică afundarea spre SE a compartimentului sudic și spre NW a celui nordic.

Făcind raportul  $L_2 : L_1$  pe întreaga insulă cristalină acesta este supraunitar, deoarece cea mai evidentă lineație este  $L_2$ ,  $L_1$  fiind șters în majoritatea cazurilor. Deoarece  $L_2$  este evident și în zonele slab metamorfice din compartimentul nordic, iar  $L_1$  practic absent, considerăm lineația  $L_1$  ca fiind primară.

Axele B ale microcutelor urmăresc în general axele structurii majore a anticlinalului, având și unele variații de la direcția generală N  $45^\circ$ W cu căderi spre NE la compartimentul nordic, sau  $50-80^\circ$ E cu căderi spre SE la cel sudic. Aceste variații se datorează unor fali ce au favorizat compartimentarea structurilor.

Cele două clivaje ( $cl_1, cl_2$ ) urmăresc îndeaproape orientările liniaților  $L_1, L_2$  din ambele grupe, prezentând slabe oscilații în jurul valorilor normale. Clivajele evidente se remarcă în rocile porfiroide clorito-sericitoase din apropierea liniei de falie Hărău-Renghet în văile Chimindia, Vârmaga și Pleașa lui Dan. Remarcăm clivajele după direcția axelor de microcute (clivaje axiale) din rocile porfiroide de pe valea Vârmaga.

Pozitiiile măsurate pentru planele axiale ale microcutelor, indică în majoritatea cazurilor cute deversate mai mult spre NE.

### Metalogeneza insulei cristaline Rapolt

Evoluția metalogenetică a acestei insule cunoaște două epoci: una premetamorfică și alta postmetamorfică.

Metalogeneza premetamorfică, cea mai importantă, este strins legată de magmatismul inițial bazic și acid indicat de prezența rocilor erup-



tive metamorfozate și a unor acumulări de substanțe minerale utile însoțitoare.

Magmatismului inițial bazic îi atribuim acumulările de fier vulcanogen-sedimentar-metamorfozate, întâlnite în faciesul de carbonați, oxizi și sulfuri descris și în Poiana Ruscă (K r à u t n e r, 1964).

Faciesul carbonaților, întâlnit în porțiunea sudică a anticlinoriului (dealurile Văratic, Curtabilțiu, Negovan) și mai puțin în partea nordică a acestuia (dealul Boiului), se remarcă prin prezența ankeritului, sideritului și fierdolomitului din șisturile complexului carbonatic-cuarțitic.

Faciesul oxizilor, puțin întâlnit, constă în acumulările reduse de magnetit din șisturile clorito-sericitoase cu porfiroblaste de albit din dealul Tocai (Bobîlna), sau din cuarțitele din valea Corbului.

Faciesul sulfurilor este mult mai bine reprezentat, el alcătuind nișe stratigrafice cu extinderi mari. Astfel, remarcăm acumulările de pirită din șisturile filitice sericito-cloritoase de pe văile Corbului, Sînpetru, Tăoașului și Rapoltului, sau cele de pe pîrîul Fîntînii și valea Vîrmăgii de la Bobîlna. Pirita se prezintă sub formă de diseminări și mai rar în concentrări masive (valea Corbului, valea Tăoașului). Acumulările masive sunt lentiliforme.

Magmatismului acid îi atribuim acumulările de substanțe minerale utile de tip hidrotermal, reprezentate prin două faciesuri : faciesul sulfurilor de Pb, Zn, Cu cu conținuturi de Au și Ag (tip Muncelul Mic, K r à u t n e r, 1964) și al sulfurilor de Fe, rar Cu.

Primul facies s-a întâlnit în valea Sînpetru (Bobîlna), Pîrîul lui Drăgilă, Gureții și dealul Măgura (Vîrmaga), sub forma unor filoane cuartoase însoțite marginal de o zonă silicifiată și sericitizată cu grosimi variabile.

Pe valea Sînpetru în partea superioară a dyke-ului de roci porfiroide laminate, în coperișul unui filon cuarțos, vertical și orientat N 70°E, se întâlnesc acumulări concordante și mai puțin discordante de pirită și sulfuri polimetallice. Roca porfiroidă, de culoare cenușie închisă, este puternic silicifiată, pe cca 10 m și sericitizată pe mai mulți zeci de metri. Mineralele metalice și silicificarea scade pe măsură ce ne depărtăm de filonul cuarțos.

Dintre mineralele metalice întâlnite, pirita predomină și este idiomorfă față de blendă, galenă, calcopirită și mispichel, care alcătuiesc agregate granulare xenomorfe.

Către nord de acest filon, în rocile porfiroide sericitizate, sulfurile polimetallice apar foarte puțin față de pirita larg diseminată pe zeci de metri grosime.



Pe Pîrîul lui Drăgilă, Gureții și dealul Măgura de la Vărmaga, mineralizația cu sulfuri polimetalice cu conținuturi în Au și Ag este de asemenea legată de filoanele cuarțoase. Remarcăm primul filon de pe Pîrîul lui Drăgilă, situat în amonte de valea Țiganilor în care concentrațiile de pirită, blendă, galenă, calcopirită, tetraedrit și mispichel sunt mai ridicate. Filonul orientat N 45° W, cu căderi 75° SW, gros de 1,5 m este slab mineralizat în părțile centrale; cuarțoase, acumulările de sulfuri situindu-se în apropierea sisturilor sericito-cloritoase.

În dealul Măgura, în porfiroidele sericitizate și diseminat cu pirită, sunt zone largi de silicifiere, dar cu conținuturi reduse de sulfuri polimetalice (sub 1%).

Faciesul sulfurilor de Fe și Cu, au fost întâlnite în sisturile sericitoase din acoperișul dyke-ului porfiroid în porțiunea situată între văile Sînpetru, Tăoasului și Cărpinișului. Aici pirlita se dispune concordant cu șistozitatea, este idiomorfă și are conținuturi slabe de Cu. Mineralizațiile de acest gen, de altfel ca și cele polimetalice descrise mai sus, au rezultat din soluțiile hidrotermale ce au însoțit magmatismul acid premetamorfic.

Metalogeneza postmetamorfică este mai puțin reprezentativă.

Magmatismul banatitic, slab manifestat în regiune, n-a condus la mineralizații importante ca în regiunile învecinate (Poiana Rusă, munții Drocea etc.). Atribuim acestui magmatism mineralizațiile slabe cu sulfuri polimetalice de la Valea Sînpetru, în aval de confluența cu pîrîul Corbului și slabele piritizări și baritzări în rocile jasperoide sau porfiroide situate în dealul Cornetul Banpotocului, valea Chimindia și Banpotoc.

În afara acestei metalogeneze endogene, tot atât de sporadic întâlnite sunt ivirile de substanțe minerale utile de origină exogenă, din depozitele sedimentare de vîrstă cretacic-superioară și neogenă. În marea cretacică și neogenă au existat condiții favorabile de formare a unor acumulări de limonit și terra rosa. În zonele litorale ale mării tortoniene s-au depus gipsuri (valea Vărmaga, Hărău, Bobîlna) și bentonite (dealul Tocai).

Perspectivele economice ale acestei regiuni sunt mult sporite de cantitățile apreciabile de roci calcaroase, calcaroase-dolomitice sau tufuri calcaroase.

Remarcăm de asemenea izvoarele de ape minerale carbogazoase sau izvoarele termale situate în porțiunea sudică a acestei insule.



## BIBLIOGRAFIE

- Arandi V. (1966) Ulteirasa Csetrásı dombok deli vidékéről Banyaszari es Kohszati Lapok XXXIX, Budapest.
- Berbeleac I. (1962) Cercetări geologice și petrografice în cristalinul insulei de Rapolt (Boi-Rapolt-Rapolțel). *D. S. Com. Geol.* XLI. București.
- (1962) Contribuțiuni privind cunoașterea aparatului vulcanic de la Uroi. *D. S. Com. Geol.* XLVIII. București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1964) Contribuțiuni asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali Centrali-regiunea Răsinari-Cisnădioara-Sadu. *An. Com. Geol.* XXXIV/1. București.
- Gheorghiu C., Zberea A., Visarion M., Calotă C. (1962) Structura bazinului inferior al Streiului. *An. Com. Geol.* XXXIII. București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métagiphères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI. București.
- Giușcă D. (1957) Observații asupra mineralizațiilor cuprifere din masivul Highiș (regiunea Arad). *An. Univ. C. I. Parhon, seria Șt. Nat.* 16. București.
- Savu H., Borcoș M. (1967) Asupra stratigrafiei sisturilor cristaline din munții Apuseni. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie.* 12/2, București.
- Iacob D. (1944) Contribution de la connaissance du Crétacé supérieur dans la S de Monts Apuseni. *Rev. univ. din Cluj. Muz. Mineralogie-Geologie.* VIII/1. Cluj.
- Inkely D. (1885) Über eine auffallende Bergform in der Umgebung von Nagyag. *Földt. Közl.* X, Budapest.
- Ionescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în cristalinul munților Bihor (Biharia). *An. Com. Geol.* XXXII. București.
- Koch A. (1878) Neue minerale aus dem Andezit des Aranyer Berges in Siebenbürgen. *Tsch. Mitt.*, 1. Budapest.
- Kräutner H. (1963) Zăcământul de sulfuri de la Muncelul Mic. *Asoc. geol. Carp.-Balc. Congr. V, Secția mineralogie II*, București.
- (1964) Privire generală asupra metalogenezei masivului Poiana Rusă. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie.* 9/1. București.
- Maijer O., Mureșan Georgeata, Mureșan M. (1958) Structura geologică a regiunii Teliuc-Ghelari (zona centrală a masivului Poiana Rusă). *D. S. Com. Geol.* XLIX. București.
- Solomon I. (1967) Rocile eruptive metamorfozate în partea de vest a masivului Poiana Rusă (Nădrag-Hăuzești). *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria geologie*, 12/1. București.
- Nopcsa Fr. (1905) Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár. Deva, Ruskabáya ... *Mitt. a.d. Jahrb. d.k. ung. geol. Anst.* XIV/4. Budapest.
- Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. St. Acad. R.P.R.* XX/1. București.
- Pálfy M. (1907) Der geologische Bau der rechten Seite des Marostales in der Umgebung von Algyögy. *Földt. Közl.* XXXVII. Budapest.
- Pavilescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de SE a munților Retezatului. *An. Com. Geol.* XXV. București.
- (1955) Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.* XXVIII. București.



- Maior O., Kräutner H., Mureșan M., Kräutner Florentina (1963) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Ruschița (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol.* XXXIV/1. București.
  - Savu H. (1962) Cercetări geologice și petrografice în cristalinul masivului Drocea. *D.S. Com. Geol.* XLIV, București.
  - (1965) Masivul eruptiv de la Birzava (Munții Drocea). *Mem. Com. Geol.* VIII. București.
  - Traube A. (1892) Über den Pseudobrookit von Aranyerberge in Siebenbürgen. *Zeitschrift f. Kryst.*, 20/1. Budapest.
- 

## ASPECTS PÉTROGRAPHIQUES ET MÉTALLOGÈNIQUES DE L'ÎLE CRISTALLINE DE RAPOLT (MONTS MÉTALLIFÈRES)

(Résumé)

L'île cristalline de Rapolt située dans la partie méridionale des Monts Métallifères est constituée par des formations cristallines qui correspondent à l'unité épimétamorphique de Poiana Ruscă.

Les roches qui participent à la constitution de cette île reviennent à quatre complexes, notamment : des roches carbonatées, carbonatées-quartziques, phyllito-conglomératiques et porphyroïdes. Les deux premiers complexes, les plus anciens, constituent le noyau de l'anticlinorium de Boi-Rapoltel.

La plupart des roches porphyroïdes et en moindre mesure les schistes phyllitiques ont subi une métasomatose alcaline essentiellement potassique qui a généré les roches d'aspect pegmotoïde riches en microcline. Toutes ces roches ont été fortement laminées.

Dans le chapitre sur la tectonique on présente la structure de l'île cristalline comme un anticlinorium orienté EW, derrangé par deux systèmes de failles orientés NE—SW et NW—SE. Les éléments de microtectoniques (linéations, clivages) portés sur les diagrammes, confirment les considérations générales d'ordre tectonique.

La métallogenèse de la région s'est déployée au cours de deux phases : l'une pré-métamorphique importante, et l'autre post-métamorphique. Au cours de la première phase se sont formées principalement les minéralisations correspondant au magmatisme initial acide, sous faciès des sulfures de Pb, Zn, Cu avec des teneurs en Au et Ag, ou des sulfures de Fe, moins fréquent de Cu.

Les minéralisations post-métamorphiques sont attribuées à la métallogenèse du magmatisme banatique qui a généré les affleurements sporadiques de blende, galène, chalcopyrite, pyrite et barytine.



Durant le Crétacé supérieur et le Néogène, l'île cristalline de Rapolt a été longtemps recouverte par des dépôts sédimentaires. À cette époque se sont accumulés la limonite, le gypse et la bentonite.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Carte géologique et métallogénique de l'île cristalline de Rapolt. Coupes géologiques à partir desquelles on peut faire des interprétations dans l'île cristalline de Rapolt :

Dépôts sédimentaires : 1, Quaternaire : a, tufs calcaires ; b, sol et alluvions ; 2, Sarmatien ; grès, calcaires oolithiques, agglomérats volcaniques etc. ; 3, Tortonien : a, agglomérats et tufs volcaniques ; b, bentonites ; c, gypses ; d, grès, marnes, argiles ; 4, Crétacé supérieur : conglomérats, grès, argiles. Roches éruptives : 5, a, andésites à augite et hypersthène (épenchements) ; b, agglomérats ; 6, andésites quartzifères à amphiboles et biotite (type Săcărîmb) ; 7, gabbros ; 8, lamprophyres. Formations cristallines : 9, schistes phylliteux noir violacé ; 10, conglomérats, microconglomérats métamorphisés ; 11, schistes phylliteux sériciteux à muscovite ; 12, schistes phylliteux séricito-chloriteux à muscovite ; 13, schistes épidotiques actinolitiques ; 14, schistes actinolitiques ; 15, schistes phylliteux séricito-quartzo-graphiteux ; 16, schistes phylliteux graphiteux ; 17, schistes chlorito-sériciteux à prophyroblastes d'albite ; 18, schistes sériciteux ; 19, schistes phylliteux sériciteux chloriteux ; 20, schistes carbonatés-quartzitiques à séricite et chlorite ; 21, schistes phylliteux-carbonatés ; 22, dolomies ankéritiques et ankérite ; 23, dolomies schisteuses et stratifiées ; 24, calcaires dolomitiques et domes calcaires ; 25, calcaires schisteux ; 26, calcaires massifs et stratifiés ; 27, roches porphyroïdes chloriteuses-sériciteuses ; 28, roches porphyroïdes sériciteuses. Altérations : 29, barytisations ; 30, silicifications, séricitisations ; 31, feldspathisations. Eléments tectoniques : 32, anticinal ; 33, synclinal ; 34, direction, pendages, linéations ( $L_1$ ,  $L_2$ ) ; 35, axe de micropli ; 36, bréchifications mylonisations. Minéralisations : 37, limonite ; 38, Zn, Pb, Cu, Au, Ag, Fe ;  $S_2$  Fe ; 40, Au, Ag, Zn, Pb, Fe ; 41, dolomite, ankérite, sidérite ; 42, source d'eau thermale ; 43, source d'eau carbogazeuse ; 44, source d'eau salée ; 45, galerie ; 46, grotte ; 47, ligne de coupe géologique ; 48, route, 49, gisement fossifère.

### Planche II

Esquisse tectonique de l'île du cristallin de Rapolt.

Formations sédimentaires : 1, Quaternaire : a, sol, alluvions ; b, tufs calcaires ; 2, Sarmatien ; 3, Tortonien ; 4, Crétacé supérieur ; roches éruptives ; 5, a, andésites de type Uroi ; b, andésites de type Săcărîmb ; 6, complexe des roches porphyroïdes ; 7, complexe phylliteux conglomératique ; 8, complexe carbonaté-quartzitique ; 9, complexe carbonaté. Roches de précipitation chimique : 10, gypses. Éléments tectoniques : 11, failles néogènes ; 12, failles mésozoïques ; 13, anticinal ; 14, synclinal ; 15, direction et pendage des couches ; 16, A.B.C.D. diagrammes microtectoniques pour  $L_1$ ,  $L_2$  ; 17, source d'eau thermale ; 18, source d'eau carbogazeuse.

8879

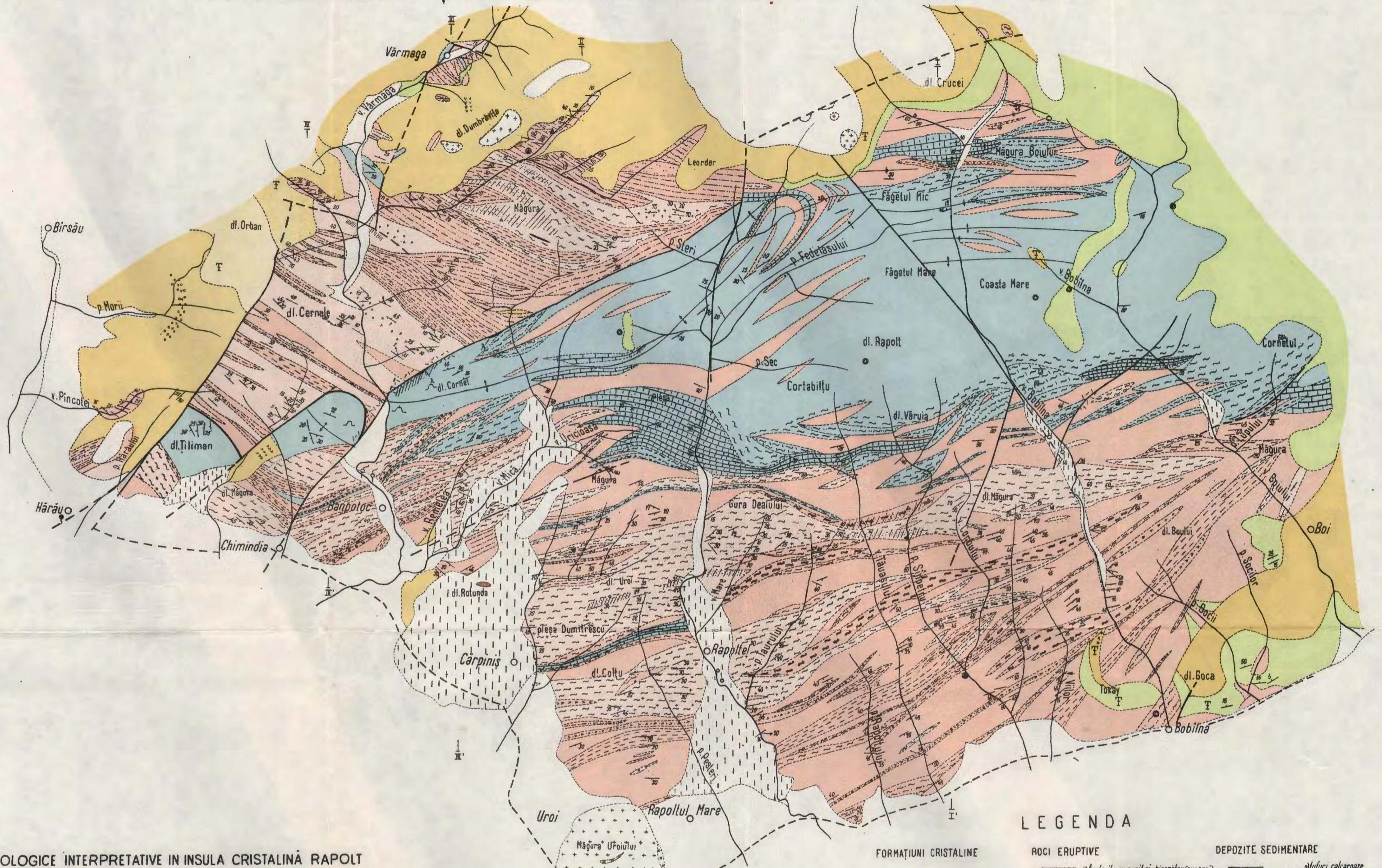




Institutul Geologic al României

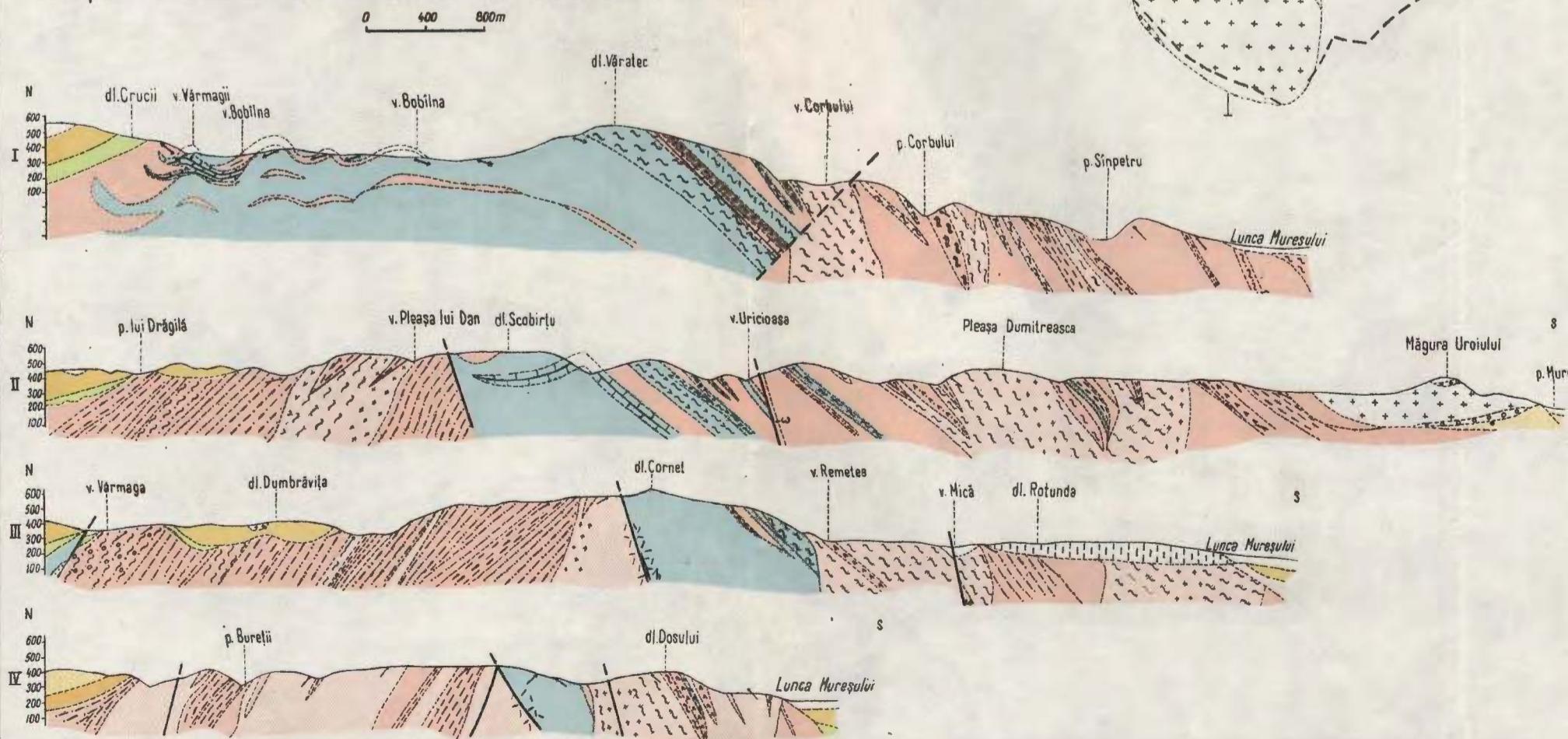
I. BERBELEAC

# HARTA GEOLOGICĂ ȘI METALOGENETICĂ A INSULEI CRISTALINE RAPOLT



## LEGENDA

### SECȚIUNI GEOLOGICE INTERPRETATIVE IN INSULA CRISTALINĂ RAPOLT



### FORMAȚIUNI CRISTALINE

#### ROCI ERUPTIVE

5	a + b	Andezite cu augit și hipersteni (curgeri)
6	+ +	Andezite quartifere cu amfiboli și biotit (tip Săcărimb)
7	+	Gabbrouri
8	/ \	Lamprofire

#### DEPOZITE SEDIMENTARE

1. a	b	CUATERNAR	afuri calcaroase doli si aluviumi
2		SARMATIAN	gresii, calcare, opulice etc. aglomerate vulcanice etc.
3	c d	TORTONIAN	aglomerate si vulcanice diamantite si gresii diamantite si gresii, argile
4		CRET. SUP.	gresii, marmă, argile

### SERIA EPIMETAMORFICĂ SEBEŞ-POIANA RUSSĂ

#### a. COMPLEX FILIT-CONGLOM.

#### b. COMPLEXUL ROCELOR PORFORO

a	b	9. Sisturi filitice negre-violete
10		10. Conglomerate, microconglomerale metamorfizate
11		11. Sisturi filitice sericitice cu muscovit
12		12. Sisturi filitice sericito-chloritoase cu muscovit
13		13. Sisturi epidotice-acinolitice
14		14. Sisturi actinolitice
15		15. Sisturi filitice sericito-cuero-grafitoase
16		16. Sisturi clorito-sericitoase cu porfiroblaste de alb
17		17. Sisturi sericitice
18		18. Sisturi filitice sericitice-chloritoase
19		19. Sisturi carbonatice-cueroase cu sericit și dolomit
20		20. Sisturi filitice-carbonatice
21		21. Dolomite ankeritice și ankerite
22		22. Dolomite sistoase și stratificate
23		23. Calcare dolomitic și dolomite calcaroase
24		24. Calcare pistoase

#### c. COMPLEX CARBONATIC

#### d. COMPLEXUL ROCELOR ESKAT

#### e. COMPLEXUL ROCELOR ESKAT

#### f. COMPLEXUL ROCELOR ESKAT

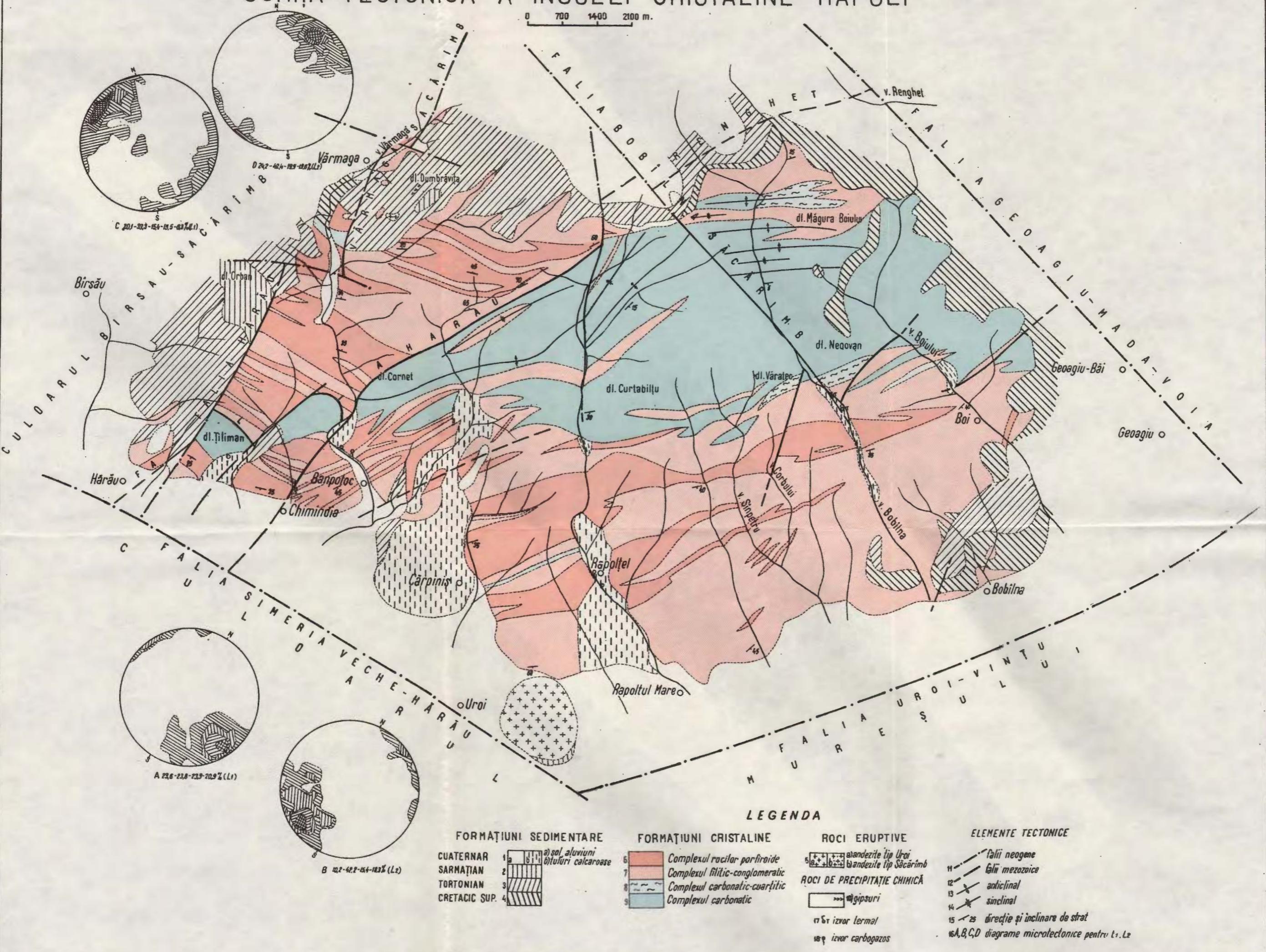
#### g. COMPLEXUL ROCELOR ESKAT

#### h. COMPLEXUL ROCELOR ESKAT

- 25. Alterații
- 26. Baritizări
- 27. Silicificări, sericitizări
- 28. Rocă porfiroidală sericitică
- 29. Rocă porfiroidală chloritoasă
- 30. Feldspatizări
- 31. Elemente tectonice
- 32. Anticinal
- 33. Sinclinal
- 34. Directie, inclinare, linie (Li.)
- 35. Ax micracute
- 36. Breccieri, milonitizări
- 37. Limonit
- 38. Zn, Pb, Cu, Au, Ag, Fe
- 39. Sfere
- 40. Au, Ag, Zn, Pb, Fe
- 41. Dolomit, ankerit, siderit
- 42. Svor Termal
- 43. Svor Carbogazoș
- 44. Svor Sărăt
- 45. Galerie
- 46. Peșteră
- 47. Linie de profit
- 48. Drum
- 49. Punct fosilifer

I. BERBELEAC

## SCHITĂ TECTONICĂ A INSULEI CRISTALINE RAPOLT



## VERMICULITUL DE LA RĂZOARE<sup>1</sup>

DE

VIOREL BRANA, FLOREA NEDELCU, GHEORGHE NEACŞU<sup>2</sup>

### Abstract

Vermiculite from the Răzoare Area. In the Răzoare-Groapa zone, within the crystalline limestones, bentonite deposits are to be found proceeded from weathering of some pegmatite and aplite veins. The bentonite bodies are surrounded by chlorite-vermiculite bands of various thickness. The zonality of bodies from the borders towards the centre consists in a transition from chlorite by means of chlorite-vermiculite interbeddings to montmorillonite and afterwards to colloidal silica. Chlorite-vermiculite ratio is 1—3 : 2. The laboratory tests (oxidation) have proved that, particularly, as a result of treatment, the rock exfoliated from 6—7 x at 1050—1100°. It is recommended to use the exfoliated rock, on industrial scale, for the 5 separated granulometric fractions.

Pe teritoriul comunelor Răzoare, Groapa și Preluca (județul Maramureș), se găsesc cîteva zăcăminte lenticulare de bentonite calcice, situate între valea Răpii și valea Runcului, pe o lungime de 1,5 km și o lățime de 150 m, exploataate încă din anul 1935.

Spre deosebire de toate celelalte zăcăminte de bentonite din țara noastră — găzduite în roci eruptive sau sedimentare — cele de la Răzoare sănt localizate în calcar dolomitice cristaline. Din această cauză asupra genezei acestora s-au formulat numeroase ipoteze. Astfel, Gerasi<sup>3</sup> afirmă că aceste bentonite s-au format prin alterarea unor filoane de plagiaplit, datorită circulației unor ape juvenile. Prin alterarea feldspatului din aceste aplite a luat naștere montmorillonitul. Era nevoie ca în acest

<sup>1</sup> Comunicare în ședință dein 27 februarie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecții. Cal. Griviței nr. 64. București.

<sup>3</sup> N. Gerasi. Raport geologic asupra zăcămintelor de mangan din regiunea Răzoare. 1951. Arh. Com. Geol. București.



proces de transformare să intervină un aport de magneziu. Giuşcă și Anton (1967) au observat că în associație intimă cu bentonitele apare și cloritul. S-au observat atât fișii groase de calcit, la contactul bentonitului cu calcarul cristalin, cât și resturi de clorit, cu culoare din ce în ce mai palidă, în masa bentonitului. În imposibilitate de a reconstituire structura masei argilizate, s-a susținut că este foarte probabil ca procesul de alterație să fi avut loc în două etape, formarea filoanelor de clorit fiind legată de activitatea soluțiilor hidrotermale, care au generat silicații din masa calcarelor. Procesul de bentonitzare, produs ulterior — legat de asemenea de activitatea hidrotermală — a determinat argilizarea unui material heterogen, alcătuit din mase de plagioclazi, în care se găseau depuneri importante de clorit.

O intensă circulație hidrotermală în masa calcarelor este neîndoilenică, dovada cea mai eloventă fiind filonașele de opal și de sideroză din vecinătatea bentonitelor.

Cercetările geologice și studiile microscopice întreprinse de către Kalmá<sup>4</sup> au condus la concluzia că tremolitul formează lentile concordante în masa calcarului cristalin (pe valea Gardului). De aci ajunge la concluzia că magneziul necesar formării bentonitului poate proveni din tremolite, fără ca să fie necesar un aport juvenil de magneziu. Același cercetător a găsit recent remanieri de bentonite și calcare cu vinișoare de silice la baza stratelor de Turbuța, considerind deci fază hidrotermală ce a produs argilizarea plagioplitolor mai vechi decât Eocenul mediu.

Cercetările roentgenografice efectuate în cursul anului 1966 de către Neacsu au demonstrat, pentru prima dată, că aşa-zisul clorit din jurul bentonitelor este în realitate un mineral interstratificat, adică un amestec intim de vermiculit cu clorit.

Pe baza acestei constatări și a observațiilor făcute în mina de bentonit de la Răzoare s-a putut reconstituire structura masei argilizate, găsindu-se în același timp și o explicație a genezei acesteia.

Astfel, la sfîrșitul fazei de metamorfism — pe liniile de minimă rezistență — au fost puse în loc roci aplitice și pegmatitice, concordanți cu formațiunile cristalofiliene.

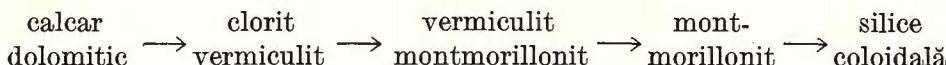
Filoanele de aplite și pegmatite, puse în loc pe liniile de falii, au grosimi mici, pînă la 8 m la Răzoare și pînă la 30 m la Preluca.

În general rocile larg cristalizate — pegmatitele — sunt situate în sisturi cristaline și sunt mai puțin argilizate, pe cînd rocile mai fine — apli-

<sup>4</sup> I. Kalmár. Cercetări geologice în regiunea Răzoare-Cufoaia cu privire specială asupra zăcămintelor de mangan și fier. Inst. petrol, gașe și geol. Proiect de diplomă. București.

tele — sănt situate în calcare dolomitice cristaline și sănt puternic argilizate. Intensitatea maximă de argilizare a suferit-o corpul aplitic de la Răzoare, care a fost intens hidrotermalizat, argilizat și transformat în bentonit. Foarte rar — în masa bentonitelor — se observă relicte din aplitul inițial. Grosimea acestui zăcămînt variază între 2 și 8 m, iar lungimea între 1 și 1,5 km.

În urma transformărilor mineralogice s-a produs o zonare, care de la marginea filonului spre centru cuprinde următoarele zone:



Această zonalitate nu este însă uniformă și nici suficient de clară pe toată lungimea filonului, putând lipsi în unele portiuni. De asemenea trecerea de la o zonă la alta nu este netă, efectuindu-se treptat.

În teren, se poate identifica ușor trecerea de la calcar la bentonit printr-o zonă de minerale interstratificate clorit-vermiculit, care este desul de neregulată, putând avea îngrosări și subțieri, pînă la dispariție. Uneori roca clorit-vermiculitică sau cea vermiculitică este prinsă în masa bentonitului. În zona centrală a filonului se găsesc deseori noduli silicioși, dar pot să lipsească.

Zona argilizată (vermiculit-montmorillonit și montmorillonit), separată pe teren ca bentonit, are o grosime ce variază între 0,5 și 8 m, dar mai ales între 2,5—4 m. Deseori filonul se ramifică în două sau mai multe ramuri, făcîndu-și mai neclară zonalitatea.

Zona clorit-vermiculitică ce interesează, ușor de deosebit pe teren, are o grosime de 0,05—3 m; cu frecvențe subțieri sau dispariții, dar și cu îngrosări. În medie s-a apreciat o grosime de 0,5 m de o parte și de alta a filonului de bentonit.

În general, în culcușul corpului de bentonit, grosimea zonei clorit-vermiculitică este mai mare, în timp ce în acoperiș deseori lipsește. Dimensiunile lamelelor de clorit-vermiculit sănt de cca 1 mm, rareori ajungînd la un diametru de 4 mm.

### Cercetări mineralogice

Studiul mineralologic al zăcămîntului de bentonit de la Răzoare a fost efectuat cu ajutorul metodei roentgenografice și a A.T.D. (fig. 1, 2).

Din analizele efectuate rezultă că în timp ce în zona bentonitului s-au identificat două minerale argiloase: montmorillonit și vermiculit, subordonat clorit, halloysit și hidrohematit, în zona clorit-vermiculitică



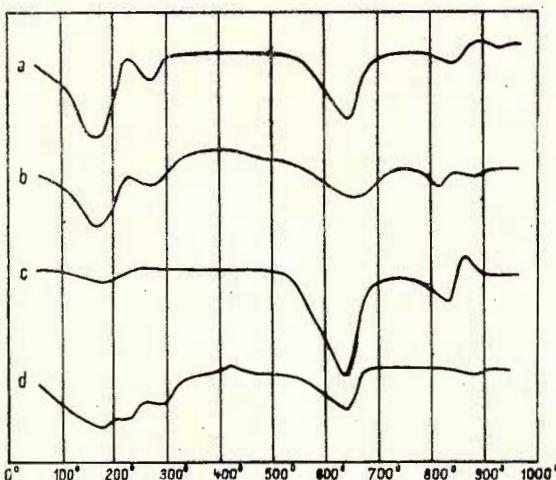


Fig. 1. — Curbe termice diferențiale. Etaloane (a, b, c) după R. C. Mackenzie:

a. clorit : vermiculit = 3 : 7; b. clorit : vermiculit = 1 : 1; c. clorit : vermiculit = 3 : 1; d. clorit cu vermiculit de la Răzoare.

Courbes thermiques différentielles. Étalons (a, b, c) selon R. C. Mackenzie :

a. chlorite : vermiculite = 3 : 7; b. chlorite : vermiculite = 1 : 1; c. chlorite : vermiculite = 3 : 1; d. chlorite à vermiculite de Răzoare.

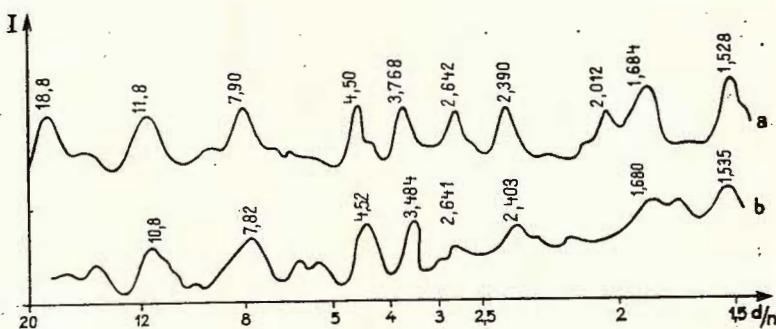


Fig. 2. — Microfotogrammele roentgenogramelor probelor de mineral interstratificat clorit-vermiculit :

I = intensități relative;  $d$  = distanță intrareticulară în Å.

Microphotogrammes des röntgenogrammes des échantillons de mineral-interstratifié chlorite-vermiculite :

I = intensités relatives;  $d$  = distances intraréticulaires en Å.

s-au identificat clorit, mineral independent și o interstratificare regulată clorit-vermiculit. Raportul clorit-vermiculit : clorit = 3 : 2, după cum rezultă din intensitățile liniilor 7,8 și 7,07 kX.

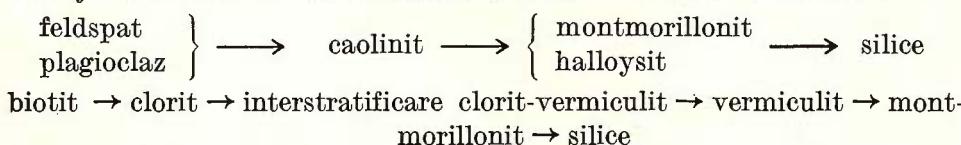
Descifrarea tipului de interstratificare este posibilă, deși în probă este prezent în cantitate ridicată și cloritul ca mineral independent. La interstratificare participă strate de tip 14 : 14 kX de clorit și vermiculit în raport de 2 : 1.

Din diagrama probei încălzite la 700°C reiese că raportul clorit : vermiculit este de 4 : 1 (20% vermiculit).

După analiza termică diferențială, raportul clorit : vermiculit este aproximativ 1 : 1.

Toate analizele roentgenografice efectuate pe probe din zonele de argilizare au indicat prezența vermiculitului și uneori a cloritului în fracțiunea argiloasă (deci fără să mai dea exfoliere).

În urma studiului de laborator (roentgen și termic diferențiale), am ajuns la concluzia că transformările au avut loc în acest fel :



Zonele marginale ale filonului de aplit sunt mult mai biotitice, așa încit în aceste zone predominantă transformarea biotitului prin intermediul interstratificărilor de clorit, vermiculit și mai departe în montmorillonit.

Vermiculitul este de tip trioctaedric, iar montmorillonitul de tip dioctaedric. Cloritul este de tip magnezian (pennin-clinoclor).

Atât montmorillonitul cât și vermiculitul sunt satureate cu cationii bivalenti (calcii, magneziu), în special de calciu.

### Cercetări de laborator în vederea determinării gradului de exfoliere

După identificarea prezenței vermiculitului în regiunea Răzoare, cunoscind importanța practică a vermiculitului exfoliat, s-a colectat o probă de cca 1 tonă de rocă vermiculitică din galeria principală de la m 310.

Încercările de exfoliere făcute în laboratorul de Geologie Tehnică sunt consemnate în figura 3. Exfolierile inițiale au fost făcute între 650 – 950°C. Volumul total de exfoliere este de două ori la 650°C și de patru ori la 950°C.

Rezultatele fiind nesatisfăcătoare, cercetările au fost extinse la temperaturi mai ridicate, însă rezultatele nu au fost prea bune nici de data aceasta (fig. 4).



Datorită conținutului ridicat de clorit exfolierea a fost limitată pînă la maximum de 4 ori. I.P.C.M.C. București a studiat această rocă clorit-vermiculitică și a făcut cîteva exfolieri între 850—1100°C. Ca urmare a acestor experiențe, volumul total exfoliat a fost de maximum 4,5 ori.

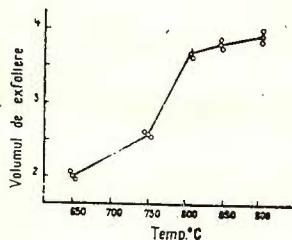


Fig. 3. — Efectul temperaturii asupra capacitatei de exfoliere al vermiculitului brut.  
Effet de la température sur la capacité d'exfoliation des vermiculites brutes.

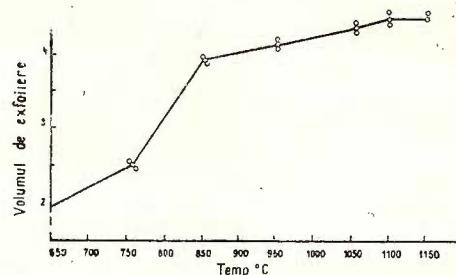


Fig. 4. — Efectul temperaturii asupra capacitatei de exfoliere al vermiculitului natural.  
Effet de la température sur la capacité d'exfoliation des vermiculites naturelles.

Față de aceste rezultate cercetările noastre au fost extinse în direcția înnobilării materiei prime. S-au elaborat două metode de lucru :

Prima metodă se rezumă la tratarea rocii brute cu o soluție suprasaturată de  $\text{CaCl}_2$ . Ca urmare a acestui tratament s-au obținut două produse :

a) Primul produs care s-a depus în soluția de  $\text{CaCl}_2$ , la analiză a dat o cantitate mai mare de vermiculit.

b) Al doilea produs care a rămas în suspensia soluției de  $\text{CaCl}_2$  nu a avut decât slabe urme de vermiculit.

Încercările tehnice de exfoliere a concentratului de vermiculit, au dat o mărime de exfolieri de 5 ori la 1150°, timpul de contact de 2 minute (fig. 5).

Intrucît această metodă nu a dat rezultate satisfăcătoare s-a recurs la

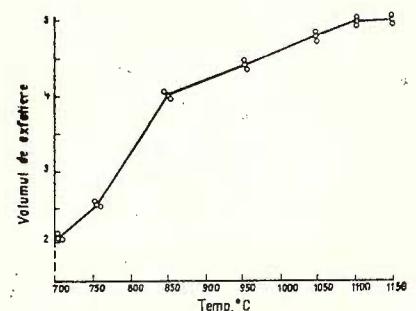


Fig. 5. — Efectul temperaturii asupra capacitatei de exfoliere al vermiculitului cu  $\text{CaCl}_2$ .

Effet de la température sur la capacité d'exfoliation des vermiculites à  $\text{CaCl}_2$ .

metoda de oxidare, cu scopul de a se introduce în planele vermiculitului un procent mai mare de apă. Oxidarea s-a făcut direct pe materialul brut, sfărîmat la mărimea unei nuci, iar altele cu mărimea unui pumn.



La analiză s-a constatat că procentul de oxidare permite absorbirea unei cantități de apă mai mare de natură cristalină, fapt care va contribui la creșterea capacității de exfoliere.

Curbele termice diferențiale efectuate pe probele naturale și pe probele înnobilate (oxidate) au arătat în afara diminuării exotermului de la  $350^{\circ}$ , dat de oxidarea fierului liber bivalent și o mărire a endotermului de la  $610-630^{\circ}$ , concomitent cu diminuarea endotermului de  $560^{\circ}$ , ceea ce indică modificări în interiorul elementelor structurale, la nivelul octaedric. Aici are loc oxidarea  $\text{Fe}^{++}$  în  $\text{Fe}^{+++}$ , care necesită un număr mai mare de grupări  $\text{OH}^-$  pentru echilibrarea excesului de sarcină pozitivă.

Cercetările noastre s-au desfășurat la temperaturi cuprinse între  $1050 - 1100^{\circ}\text{C}$ . Rezultatele experimentale sunt trecute în figura 6.

Prin oxidare s-a putut obține o exfoliere maximă de 6,5 ori, iar pentru unele probe selecționate, s-a ajuns pînă la de 7 ori.

Tinînd seama de faptul că în literatura străină de specialitate se menționează că poate fi considerat material util un vermiculit ce exfoliază de cel puțin 6 ori, rezultă că în urma lucrărilor noastre de laborator acest material ar putea fi încadrat la limita inferioară în specificațiile menționate.

#### Produsele obținute și utilizarea acestora

Cercetările de laborator au ajuns la concluzia că se pot obține cinci fracțiuni de vermiculit exfoliat și anume :

**Fracția 1** este refuzul sitei de 3 mm care poate fi utilizat la izolări fono-termice în construcții (săli de spectacole și.a.), dar în special pentru betoane ușoare.

**Fracția 2 și 3.** Refuzul sitei de 1 mm și 0,5 mm. Aceste produse poate fi utilizat : la izolarea cazelor de aburi, conducte de fluide cu temperaturi foarte ridicate ; cuptoare metalurgice și la fabricarea materialelor refractare și tencuieli interioare cu proprietăți la izolare fono-termică pentru locuințe.

**Fracția 4 și 5.** Refuzul sitei de 0,2 mm și trecerea prin sită 0,1 mm. Aceste produse sunt folosite la prepararea și colorarea lino-

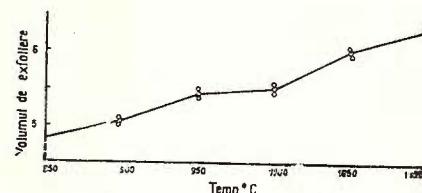


Fig. 6. — Efectul temperaturii asupra capacității de exfoliere al vermiculitului oxidat.

Effet de la température sur la capacité d'exfoliation des vermiculites oxydées.

leumului și a maselor plastice, în industria cauciucului, (ca umplutură, ca material electro-izolator; zugrăveli de calitate superioară și toată gama de vopseli ce se aplică în industria de construcții).

**Fracțiunea cea mai fină** (trecerea sitei de 0,1 mm) se folosește în special la mărirea viscozității uleiurilor minerale, ca material colorant și impregnare de cartoane de izolare fonotermică în construcții.

Densitatea aparentă a celor 5 probe variază între 0,9 și 1.

Vermiculitul exfoliabil rezistă la temperaturi de peste 1200°C. Eșantioanele prezentate cuprind cele 5 fracțiuni de vermiculit precum și 4 plăci cu tencuială de vermiculit cu proprietăți de izolare fono-termică.

### Concluzii

În jurul zăcămîntului de bentonite de la Răzoare s-a constatat prezența unor filosilicați, despre care se credea că fac parte din grupa cloritelor. Cercetările întreprinse de noi au dovedit că avem de-a face cu minerale interstratificate și anume un amestec intim de vermiculit și clorit.

În urma unor intense fenomene de hidrotermalizare a unui corp aplitic s-a produs o zonare cu treceri gradate de la calcarul dolomitic la clorit-vermiculit, montmorillonit (bentonite) și apoi la silice coloidală.

Încercările de laborator — aşa cum s-a arătat mai sus — au condus la obținerea a 5 produse, care au diferite utilizări industriale.

### BIBLIOGRAFIE

- Brindley W. G. (1951) X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Londra.  
 Giuşcă D., Anton S. (1967) Bentonitele de la Răzoare. *Stud. cerc., geol., geof.*, I. 1968. București.  
 Mackenzie C. R. (1957) The differential thermal investigation of clay. Londra.

### VERMICULITE DE RĂZOARE

(Résumé)

Dans les calcaires cristallins de la zone de Răzoare-Groapa sont cantonnés les gisements de bentonites, résultés de l'altération de certains corps filoniens aplitiques et pegmatitiques. Les corps de bentonite sont entourés de bandes chlorito-vermiculitiques de différentes épaisseurs. Les différentes zones du corps, à partir des parois vers le centre, sont dues



au remplacement de la chlorite, par l'intermédiaire des interstratifications chlorito-vermiculites, par la montmorillonite et ensuite par la silice colloïdale.

Le rapport chlorite-vermiculite est de : 1—3 : 2.

Les études au laboratoire (oxydation) dénotent que la roche s'exfolie de 6—7 fois à une température de 1050—1100° surtout après qu'elle a été traitée.

Pour ce qui est des cinq fractions granulométriques séparées on recommande l'utilisation à échelle industrielle de la roche exfoliée.

— — —





Institutul Geologic al României

*Dări de seamă ale ședințelor*

Vol LIV/4 (1966—1967)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

PRIVIRE GENERALĂ ASUPRA MINERALIZAȚIILOR  
DIN BAZINUL VĂII VASERULUI (MARAMUREȘ)<sup>1</sup>

DE

PAUL CIORNEI<sup>2</sup>

**Abstract**

General Survey on Mineralizations from the Vaser Valley Basin (Maramureș). The Vaser crystalline formations situated in the northern part of the East Carpathians consist of epimetamorphic, mesometamorphic with migmatic characters and low grade metamorphic rocks, the latter being assigned to the Lower Carboniferous; they are unconformably followed by clastic deposits corresponding to the Permian from the Apuseni Mountains. The marginal zones of the crystalline massif border are covered by sedimentary deposits of Lower Triassic, Upper Jurassic, Lower Cretaceous, Upper Cretaceous and Eocene age. The crystalline formations form in the central part an anticlinorium with secondary folds on its flanks. Northeastwards the crystalline massif is overthrusting the inner Cretaceous flysch deposits under the form of a small sized thrust nappe, whereas in the western part of the Toroiağa-Tığanu subvolcano, overlaps the Eocene deposits. In the crystalline schists metamorphosed cupriferous ores of volcanogenous-sedimentary origin, have been found. Within the sub-volcanic Toroiağa-Tığanu massif metalliferous veins have been detected, and in the Eocene deposits from the Vinul valley, sphalerite accumulations are to be noticed. The mineralizations of the Vaser crystalline formations are located in the median complex of the epimetamorphic schists, and they have been enriched by subsequent hydrothermal supplies. Until now a new ore deposit has been discovered by means of geological prospecting and exploration carried out in the Vaser crystalline massif.

*Introducere.* Bazinul văii Vaserului se află localizat în partea nordică a cristalinului Carpaților Orientali și anume, în zona centrală a munților Maramureșului. Această regiune fiind foarte izolată și greu accesibilă a rămas mult timp necercetată din punct de vedere geologic și minier. De aceea observațiile geologice din trecut, destul de sporadice, se refereau

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 27 februarie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecționi, Cal. Griviței nr. 64. București.



mai mult la zonele periferice masivului cristalin al Maramureșului. Atenția cercetătorilor din această perioadă a fost concentrată asupra sectorului Baia Borșa, unde se cunoșteau mineralizațiile de sulfuri polimetaleice legate de masivul Toroiaș, precum și cele de la Burloaia.

În secolul trecut singura lucrare care se referă la bazinul văii Vaserului a fost publicată de Z a p a l o w i c z (1886) în urma cercetărilor geologice efectuate între anii 1883—1885 în munții Maramureșului și versantul nordic al masivului Rodnei. Lucrarea este însășită de o hartă geologică la scara 1 : 100.000, care timp de peste 85 de ani a constituit singura hartă geologică pentru partea nordică a Carpaților Orientali. În lucrare nu sînt menționate mineralizațiile care au fost identificate mult mai tîrziu.

R e i n h a r d și A t a n a s i u (1925), făcînd un profil geologic în jumătatea vestică a bazinului văii Vaserului, menționează pentru prima dată prezența rocilor porfirogene.

Partea centrală și vestică a acestei regiuni este cercetată de K r ä u t n e r (1934), iar rezultatele obținute sînt consemnate într-o notă, lipsită de hartă geologică.

Începînd cu anul 1948, din inițiativa Comitetului de Stat al Geologiei, se desfășoară o activitate geologică susținută în munții Maramureșului, activitate care se continuă și în prezent.

### **Caracterizarea geologică generală a regiunii**

Structura geologică a bazinului văii Vaserului se caracterizează printr-un fundament de șisturi cristaline, acoperit în zonele marginale de depozite sedimentare și străbătut de rocile eruptive ale subvulcanului Toroiaș-Țiganu. Șisturile cristaline reprezintă formațiunea geologică principală, fiind dezvoltată pe toată lungimea văii Vaserului (cca 70 km) și constituie după masivul Rodnei al doilea promontoriu cristalin care înaintează mult spre W, ajungînd pînă la limita cu localitatea Vișeu de Sus. Faliat pe toate laturile lui, acest masiv reprezintă un horst. Caracterele geologice și petrografice specifice acestei regiuni ne-au determinat să o denumim „cristalinul Vaserului”.

În partea centrală cristalinul Vaserului este constituit din șisturi mezometamorfice, cu un pronunțat caracter migmatic. Spre E și W de zona centrală se dezvoltă șisturi cristaline epimetamorfice. La limita de trecere spre șisturi epimetamorfice, mai ales în partea estică și nordică, se constată o zonă de șisturi retromorfozate.

Aproape de limita vestică a cristalinului Vaserului, în sectorul dintre valea Gurguiata, affluent al văii Peștilor și valea Vinului, reapare pe o



suprafață restrânsă a doua zonă de șisturi mezometamorfice, delimitată de scufundări importante. Privind sub acest aspect, structura geologică a cristalinului din bazinul văii Vaserului se asemănă cu cea din partea sudică a cristalinului Carpaților Orientali, în special cu cea constatată de Ciorniei și Vasilescu (1962) în sectorul dintre Voșlobeni-izvoarele văii Oltului.

Pe lîngă rocile specifice complexului epimetamorfic, în regiunea cercetată se remarcă frecvența mare a rocilor porfirogene și mai puțin a celor tufogene, corespunzînd cu complexul median al cristalinului Bistriței, după cum a fost stabilit de către Rădulescu, Rădulescu și Teucă (1967).

Seria epimetamorfică din versantul drept al bazinului văii Vaserului se mai caracterizează prin dezvoltarea rocilor carbonatice, care lipsesc total în versantul sudic al acestui bazin.

În partea centrală a cristalinului Vaserului, în zona de maximă dezvoltare a șisturilor mezometamorfice și anume în cursul inferior al văii Botizului și în valea Vaserului în aval de valea Bardăului apar solzi de roci sedimentare, afectate de un slab metamorfism. Ele au caracterul unor metapsamite și metapelite pe care le considerăm de vîrstă carbonifer-inferioară. Discordant urmează un orizont de brecii și conglomerate slab laminate, asemănătoare cu cele ale Permianului din Munții Apuseni.

De menționat mai este faptul că șisturile cristaline din valea Vaserului, în special cele din sectorul dintre confluența acestei văi cu pîrîul Șuligului de Jos și valea Stevioarei, precum și formațiunile mezozoice sunt străbătute de dolorite și diabaz-porfirite. În cursul inferior al văii Noviciarului apar roci granitoide cataclazate, iar în valea Gurguiata roci de tipul plagigranitelor.

La limita nord-estică a cristalinului Vaserului formațiunile sedimentare încep cu depozitele ce aparțin Triasicului inferior, reprezentate prin conglomerate și gresii de tip verucano, urmate de calcare și dolomite. Alte roci caracteristice care pot fi menționate în această regiune sunt ivirile mici de jaspuri, care stau direct pe cristalin și care ar putea fi atribuite Jurasicului superior. Toate aceste roci se asemănă cu cele din sinclinalul marginal al Carpaților Orientali, fiind în aceleasi condiții tectonice. După cercetările noastre, sinclinalul marginal al Carpaților Orientali nu se limitează la valea Pîrcălabului, după cum a fost considerat în trecut, ci se prelungeste pe direcția NW pînă în valea Stevioarei.

Spre NE cristalinul văii Vaserului este delimitat de depozitele flișului Cretacicului inferior, corespunzătoare stratelor de Sinaia, peste care



se află dispuse transgresiv conglomerate și gresii atribuite Albianului superior.

În depozitele sedimentare din culmea Gilu, situată în prelungirea estică a masivului Toroiaga, am determinat prezența Cenomanianului, reprezentat prin gresii și conglomerate cu *Exogyra columba*, acoperite de depozitele eocene care au dezvoltarea cea mai mare în această culme, continuindu-se spre W în culmea Luncăceasa.

La limita vestică a cristalinului Vaserului, între valea Peștilor-valea Cvasnița, apare o zonă îngustă de depozite cretacic-superioare peste care se află dispuse transgresiv depozite eocene, care se urmăresc de aici în tot lungul limitei șisturilor cristaline spre SE pînă la Pîrîul Cailor. Eocenul din această parte este constituit dintr-o succesiune de conglomerate, gresii, marne și marnocalcare care delimită promontoriul cristalin al Vaserului spre Vișeu de Sus. Depozitele eocene aparțin de bazinul sedimentar al Borșei.

A treia categorie de roci constituie masivul subvulcanic Toroiaga-Tiganu și sunt reprezentate prin diferite tipuri de andezite, predominând andezite cu hornblendă și biotit, mai puțin porfire cuarț-dioritice. Ele străbat șisturile cristaline, precum și depozitele sedimentare, inclusiv cele oligocene, indicând prin aceasta că punerea lor în loc s-a produs într-o perioadă mai nouă, probabil în Miocen.

Cele mai noi formațiuni geologice sunt morenele glaciare din versantul nordic al culmii Toroiaga, apoi terasele din lungul văii Vaserului în cursul ei inferior, grohotișurile și formațiunile de pantă.

### Considerații tectonice

Cristalinul Maramureșului reprezintă extremitatea nordică a cristalinului Carpaților Orientali și se încadrează în stilul tectonic general al acestei unități structurale carpatice. Șisturile cristaline din bazinul văii Vaserului au fost supuse la intense cutări, rezultînd un anticlinoriu format din mai multe anticlinale și sinclinale, unele destul de strînse, orientate după direcția NW—SE. În zona axială a acestui anticlinoriu se dezvoltă șisturile cristaline mezometamorfice, iar pe flancuri cele epimetamorfice. În flancul sud-estic al acestei structuri se situează zăcămîntul de sulfuri polimetalice de la Novicior-Novăț, iar în cel estic mineralizațiile de sulfuri complexe de la Măcîrlău-Ivășcoaia-Catarama Vaserului și Prislopul Cataramei. Stratele prezintă frecvențe înclinări de 30—40°, iar în unele sectoare acestea ajung pînă la 80°, mai rar verticale.



Pe lîngă direcția generală NW-SE a șisturilor cristaline din această regiune, în sectorul zăcămîntului Novicior-Novăț se constată devieri locale, unde cutile au direcția NE-SW, trecînd spre S la direcția N-S, pentru ca spre Pîriul Cailor să revină la direcția normală. Devieri locale față de direcția generală apar și în bazinul văii Măcîrlăului. Această schimbare a direcției se datorează împingerilor determinate de intruziunea subvulcanică a masivului Toroiaga-Țiganu, astfel că șisturile cristaline din partea vestică descriu un arc în jurul masivului vulcanic.

În urma mișcărilor orogenetice care s-au manifestat destul de puternic în bazinul văii Vaserului, a rezultat în versantul nordic al acestui bazin încălecarea șisturilor cristaline peste depozitele flișului cretacic inferior, sub forma unei pînze de șariaj, fără însă a avea o ampoloare prea mare. Această încălecare s-a produs la sfîrșitul Cretacicului inferior. În acest timp în partea sud-vestică și vestică a cristalinului Vaserului, au avut loc scufundări importante, care au dus la formarea bazinelor sedimentare ale Borșei la S și Ruscovei la N. Depozitele sedimentare ale acestor bazine sunt dispuse transgresiv peste limitele masivului cristalin.

Într-o fază tectonică mai nouă s-a produs deversarea șisturilor cristaline peste depozitele eocene în sectorul dintre valea Noviciorului și Pîriul Cailor, fără a avea caracterul unui șariaj.

În cuprinsul șisturilor cristaline s-au întîlnit mai multe linii tectonice, unele majore cu o dispoziție longitudinală, formate în timpul deșâvîrșirii cristalinului, iar altele mai noi, orientate în general transversal față de direcția formațiunilor geologice. Din această cauză masivul cristalin a fost compartimentat în mai multe blocuri, fapt care a constituit o mare dificultate în urmărirea mineralizațiilor prin lucrările de explorare, atât în sectorul Novicior-Novăț, cît mai ales în cel de la Măcîrlău-Ivășcoaia-Catarama Vaserului. Dintre liniile tectonice majore poate fi menționată cea de la Cristina-valea Botizului-Făget și falia din valea Șuligului de Jos-Făget-vîrful Țiganu, după care s-a produs scufundarea cristalinului mezometamorfic în partea estică și pe care se situează rocile intrusive din masivul Toroiaga-Țiganu. O altă falie importantă este cea de la izvoarele văii Vaserului, care se continuă mai departe spre N în lungul văii Ceremușului. În partea vestică a cristalinului au fost puse în evidență faliile din valea Vinului, valea Peștilor, valea Rea și valea Grebenului, aceasta din urmă mascată de depozite eocene.

În timpul Neogenului, liniile de slabă rezistență au permis ascensiunea spre suprafață a unor importante mase magmatice, consolidate subcrustal și care au format masivul subvulcanic Toroiaga-Țiganu. Acest masiv are forma unui lacolit, din care pleacă numeroase silluri, dyke-uri



și filoane în șisturi cristaline sau în depozite sedimentare paleogene. Intruziunile magmatice se situează în zona axială a anticlinoriului Maramureșului.

Intruziunea masivului Toroiaga-Țiganu, a creat în șisturi cristaline și depozite sedimentare învecinate numeroase fracturi cu dispoziție radiară. Tot în acest timp s-a produs probabil împingerea șisturilor cristaline peste depozitele eocene din sectorul dintre valea Noviciarului-Pârâul Cailor.

### **Mineralizațiile din bazinul văii Vaserului**

Prin cercetările detaliate întreprinse în cristalinul văii Vaserului de Ciorniei în perioada 1949–1962, au fost identificate mineralizații de mangan, fier și sulfuri polimetalice în complexul șisturilor epimetamorfice, în masivul subvulcanic Toroiaga-Țiganu și în formațiunile sedimentare de la limita cristalinului.

### **Mineralizații metamorfozate regional**

În cuprinsul șisturilor cristaline epimetamorfice s-a constatat prezența mineralizațiilor de mangan, fier și sulfuri polimetalice în sectoarele care vor fi discutate în continuare.

*Mineralizații de mangan și fier.* În timpul cercetărilor geologice efectuate în anul 1950 de Ciorniei<sup>3</sup> au fost semnalate mineralizații cu mangan și fier în valea Glimboca Mare, affluent drept al văii Vaserului. Mineralizația se află localizată în complexul epimetamorfic din regiunea izvoarelor văii Glimboca Mare, sub culmea Ascunsu. Condițiile geologice în care apar aceste mineralizații sunt asemănătoare cu cele din regiunea Ciocănești, Iacobeni, Șarul Dornei sau Borca-Broșteni din Carpații Orientali. Mineralizația manganiferă din bazinul văii Glimboca Mare este asociată cu roci cuarțitice negre, având o dezvoltare lentiliformă. În general lentilele au dimensiuni reduse, de 50–80 m lungime și 1,5 m grosime. Orizontul de cuarțite negre cu mangan se situează la partea inferioară a complexului epimetamorfic și se continuă spre W, cu unele intreruperi, pînă în Valea Rea, unde conținutul de fier și mangan scade substanțial.

Un alt orizont de cuarțite negre se află în culmea Ascunsu-Zănoaga, dar acesta este lipsit de minereu.

Mai spre W, mineralizații cu mangan s-au semnalat în culmea Măgura, situată în versantul sudic al văii Vaserului.

<sup>3</sup> P. Ciorniei. Raport geologic asupra șisturilor cristaline din Maramureș (bazinul văii Vaserului). 1950. Arh. Com. Stat. Geol. București.



În anul următor Ciornei<sup>4</sup> a semnalat prezența manganului cu aceleași caractere în culmea Menciu din bazinul văii Ruscovei și a constatat continuitatea mineralizației pe direcția cristalinului pînă în valea Bistrei.

Prin prospecțiuni geologice foarte detaliate executate în valea Glimboca Mare în anul 1957, în colaborare cu Mainer și Hurduzeu<sup>5</sup>, însotite de lucrări miniere ușoare, s-au stabilit trei nivele mineralizate, dintre care cele de la partea inferioară se caracterizează prin silicați și carbonați de mangan, iar cel superior prin oxizi de mangan și fier.

Atât macroscopic, cât mai ales în secțiuni subțiri și lustruite, se constată că mineralele principale sunt reprezentate prin silicați de mangan și fier, dispuși sub forma unor aggregate de cristale orientate, predominând rodonitul, la care se asociază spessartinul, dannemoritul azbestiform și piroxmangitul. Rodocrozitul apare în spațiile dintre silicații de mangan și reprezintă o cristalizare ulterioară rodonitului, fiind asociat în proporție mai redusă cu siderită manganiferă. În zonele de oxidație s-a format psilomelanul, manganitul și limonitul. Pe lîngă aceste minerale, în unele lentele s-a constatat prezența piritei sub formă de impregnații.

În rocile manganifere de la suprafață s-au semnalat geode și fisuri, avînd pereții căptușiți cu limonit și mai rar cu cristale mărunte de cuarț. Filonașele de cuarț traversează roca pe diferite direcții.

Analizele chimice au indicat conținuturi de 20,47 – 39,58% MnO; 13,48 – 25,68% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> și 22,60 – 40,60% SiO<sub>2</sub>.

Minereul este caracterizat printr-o structură granoblastică pînă la șistoasă, iar textura este în general rubanată.

După caracterele geologice, petrografice și chimice rezultă că mineralizația cu mangan din valea Glimboca Mare, ca și cea din culmea Menciu se aseamănă cu mineralizațiile similare din celelalte regiuni ale cristalinului Carpaților Orientali.

Mineralizațiile cu mangan din regiunea cercetată s-au format în depozitele sedimentare silicioase și mai puțin calcaroase, care cuprindeau mult opal, depuse la adîncimi mai mari și lipsite de oxigen, transformate prin metamorfismul regional în roci manganifere.

În afara de mineralizațiile cu mangan din complexul epimetamorfic, ca o caracteristică a regiunii este prezența manganului și în complexul mezometamorfic din versantul sudic al masivului Noviciu, constatat la suprafață sub formă de fragmente.

<sup>4</sup> P. Ciornei. Raport geologic asupra șisturilor cristaline din bazinul Ruscovei (Maramureș). 1951. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>5</sup> P. Ciornei, O. Mainer, C. Hurduzeu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru mangan și sulfuri complexe din Maramureș. 1957. Arh. Com. Stat. Geol. București.



*Mineralizații de sulfuri polimetale.* Prospecțiunile mineralogice detaliate și foarte detaliate efectuate o perioadă mai îndelungată de Ciornei în bazinul văii Vaserului au avut drept rezultat identificarea în mai multe sectoare a unor mineralizații de sulfuri polimetale, necunoscute în trecut, afară de cele din valea Cataramei și pîrîul Mirajului, affluent al văii Măcîrlăului. Pe baza datelor obținute s-a ajuns la concluzia că ivirile cele mai importante din punct de vedere economic se situează în versantul sudic al acestui bazin. În cursul inferior al bazinului văii Vaserului indicații mai slabe de sulfuri complexe au fost semnalate și în versantul nordic al acestei văi. Din cele constatare formațiunea geologică purtătoare de mineralizații este complexul median al cristalinului epimetamorfic, în special zona estică a anticlinoriului văii Vaserului.

Dintre sectoarele mai importante care au devenit cunoscute prin mineralizații noi de sulfuri polimetale este cel de la Novicior-Novăț. Prezența mineralizației din acest sector a fost semnalată de noi în anul 1954<sup>6</sup>, cînd s-a constatat că în dreptul cotei 937 m din cursul superior al văii Noviciorului și al affluentului stîng din această parte, la contactul dintre rocile porfirogene și sisturi sericito-cloritoase apare o zonă puternic limonitizată, cu aspectul unei pălării de fier, urmărită pe 55 m lungime.

În anul 1957 cu ocazia executării unor sănături în rocile hidrotermalizate din zona vestică a andezitelor masivului Țiganu, ivirile de sulfuri polimetale din valea Noviciorului și pîrîul Bradului au fost constatate și de M a i e r și H u r d u z e u<sup>7</sup>.

Propunerile privind explorarea mineralizației din valea Noviciorului au fost prezentate de noi la începutul anului 1958. Prin lucrările de explorare care se execută din vara aceluiasi an și pînă în prezent, s-a conturat un nou zăcămînt de sulfuri polimetale în cristalinul Carpaților Orientali, cunoscut sub denumirea de zăcămîntul „Novicior-Novăț”.

Prospecțiunile mineralogice foarte detaliate efectuate de Ciornei, între anii 1959 — 1961<sup>8-10</sup> au stabilit continuitatea mineralizațiilor

<sup>6</sup> P. Ciornei. Raport asupra cristalinului din bazinul văii Vaserului de la N de Totoriaga. 1954. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>7</sup> Op. cit. pct. 5.

<sup>8</sup> P. Ciornei. Raport asupra prospecțiunilor geologice din bazinul Vaserului în sectorul Vișeu de Sus-Valea Rea și sectorul mineralizațiilor din cursul superior al văii Noviciorului văii Novățului. 1959. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>9</sup> P. Ciornei. Raport geologic asupra prospecțiunilor din sectorul Roșu-Novăț. 1960. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>10</sup> P. Ciornei. Raport asupra prospecțiunilor geologice din sectorul valea Novățului-valea Ursului (Maramureș). 1961. Arh. Com. Stat. Geol. București.

de sulfuri polimetaleice spre sud și sud-est pînă în Pîrîul Cailor, propunîndu-se explorarea întregului sector.

Mineralizația din sectorul Novicior-Pîrîul Cailor se află localizată într-un complex de șisturi cloritoase și sericitoase, cu intercalătii de șisturi cuarțitice cu sericit și clorit, cuarțite cu sericit, șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit și șisturi grafitoase. În culcușul și acoperișul complexului se află roci porfirogene. Acest ccmplex corespunde cu cel median al cristalinului epimetamorfic din Carpații Orientali.

Zăcămîntul Novicior-Novăț se caracterizează printr-o mineralizație de pirită cupriferă și alta polimetalică, deosebite atât din punct de vedere al paragenezei, cît și cel al formei de zăcămînt. După cum a arătat M a n i l i c i et al. (1965), cea mai mare dezvoltare o are mineralizația cu pirită cupriferă, care este diseminată de obicei în șisturi cloritoase cu sericit, mai puțin în șisturi sericitoase sau cuarțite cu sericit și clorit. În orizontul șisturilor cloritoase cu sericit apar frecvente lentile de cuarț, în jurul căror se acumulează concentrații de pirită cupriferă.

Pe lîngă pirită și calcopirită, subordonat apare galena și blenda, mai rar tetraedrit și mispichel. Cu totul sporadic s-a constatat prezența calcozinei și covelinei. Mineralele de gangă sănt reprezentate prin cuarț, clorit, sericit și calcit.

Mineralizația polimetalică este constituită din aceleași minerale utile ca și cea pirito-cupriferă. Ea se caracterizează prin minereu masiv, în care mineralele componente au o granulație fină, prezentîndu-se sub forma unor corpuri lenticulare de diferite dimensiuni. Acest tip de mineralizație predomină la partea superioară a zonei de impregnație.

În secțiuni lustruite, pira apără idiomorfă în zonele de impregnație și hipidiomorfă sau alotriomorfă în minereu masiv, în care caz este de obicei sfârîmată. S-au putut determina două generații de pirită. Blenda, galena și calcopirita apar sub formă de plaje, cu o repartiție neuniformă.

Analizele chimice au indicat prezența staniului, indiului, germaniului și arsenului.

Luînd în considerare condițiile geologice de formare și caracteristicile acestei mineralizații, comparativ cu mineralizațiile similare din Carpații Orientali, considerăm zăcămîntul Novicior-Novăț-Pîrîul Cailor, ca fiind de origină sedimentar-vulcanogenă. La creșterea gradului de mineralizare din această regiune trebuie luate în considerare remobilizările metamorfice, precum și aportul unor soluții hidrotermale mai noi.



Spre E de valea Noviciarului au fost semnalate de noi<sup>11</sup> în anul 1954, mai multe zone mineralizate cu sulfuri complexe în bazinul văii Măcîrlăului, affluent pe stînga al văii Vaserului, de unde au fost turmărie spre E pînă în valea Ivășcoaia.

Zonele mai importante sunt situate la cca 150 m aval de confluența cu pîrîul Mirajului, apoi cu pîrîul Handal, amonte de confluența cu valea Măcîrlăului, precum și în pîrîul Luncăceasa la cca 700 m și 900 m amonte de confluența acestui pîrîu. În continuare spre E de pîrîul Lucăceasa aceeași mineralizație a fost constată în valea Ivășcoaia, unde apar trei zone mai importante, care fac legătura cu zonele din valea Catarama Vaserului. La propunerile prezentate, aceste mineralizații au fost detaliate prin prospecțiuni mineralogice din anul 1959 de F o c s a , Bîra și A r i o n<sup>12</sup>. De asemenea au fost executate prospecțiuni geofizice și geochemice care au confirmat prezența sulfurilor polimetallice. În același an în zonele mineralizate semnalate anterior au fost incepute lucrări de explorare, executate de I.S.E.M.

Mineralizațiile din bazinul văii Măcîrlăului și văii Ivășcoaia se caracterizează la suprafață prin limonitzări de diferite intensități, formînd de obicei „pălării de fier”, după care se trece în adîncime la zone de impregnații cu pirită, calcopirită, subordonat blendă, galenă și mai rar tetraedrit.

Analizele chimice au stabilit prezența aurului și argintului, iar cele spectrale, unele minerale rare cum sunt : staniul, indiu și germaniu.

Zonele mineralizate sunt traversate de numeroase falii, unele destul de importante, fapt care a determinat fragmentarea și compartimentarea formațiunilor geologice în mai multe blocuri, deplasate la diferite nivele.

Spre deosebire de zăcămîntul Noviciar-Novăț, mineralizația din această parte, cercetată pînă în prezent, are un caracter preponderent de impregnație, cu trecere în adîncime la minereu masiv. Lucrările de explorare au conturat mai multe lentile cu minereu masiv, dispuse în general concordant cu formațiunile geologice.

În zonele de impregnație pirață apare sub forma unor cristale idiomorfe în sisturi cu clorit și sericit, precum și în sisturi cuarțitice cu clorit și sericit. De obicei se constată o impregnație difuză în sisturi sericito-cloritoase cu budine de cuarț, în care caz pirață este asociată cu calcopirită, mai rar cu galenă și blendă.

<sup>11</sup> Op. cit. pct. 6.

<sup>12</sup> I. F o c s a , N. Bîra, M. A r i o n . Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni pentru sulfuri complexe în bazinul văii Vaser (între valea Ivășcoaia și valea Noviciar). 1959. Arh. Com. Stat Geol. București.



Atât la partea inferioară, cât și la cea superioară a zonelor mineralizate se dezvoltă strate, uneori destul de groase, de roci porfiogene. Intercalații de aceste roci apar și în cuprinsul mineralizațiilor. Cuarțitele albe, în special cele de la limita rocilor porfiogene, pot fi de asemenea mineralizate, cum este cazul în pîrul Handal. Rocile porfiogene din regiune corespund unor tufuri acide și roci eruptive porfirice acide, metamorficate regional. În unele iviri din pîrul Luncăceasa, rocile porfiogene sunt impregnate cu pirită.

Studiul calcografic efectuat asupra probelor din zonele de impregnație arată că mineralul principal este pirlita, care în general este idiomorfă, avînd conture rotunjite sau apare sfărîmată pe margini, cu numeroase fisuri. În jurul piritei se depune calcopirita sub forma unor plaje, cu slabe tendințe de orientare. În unele cazuri calcopirita prezintă începuturi de transformare în malachit și azurit. Galena și blenda se întâlnesc sporadic, avînd conture xenomorfe. Ganga este constituită din cuart, clorit și uneori calcit.

Geneza acestor mineralizații este asemănătoare cu cea constatată pentru zăcămîntul Noviciar-Novăț. Soluțiile hidrotermale ulterioare metamorfismului, legate de intruziunea subvulcanului Toroia, au contribuit la îmbogățirea mineralizației în elemente utile.

Ultimul sector mineralizat spre est se află localizat în culmea Prislopului Cataramei din dreptul izvoarelor văii Vaserului, unde în anul 1955 s-au semnalat<sup>13</sup> numeroase fragmente și blocuri de limonit, cu pirlită levigată, urmărite pe o lungime de peste 1 km, constituind o importantă pălărie de fier. Sub zona de oxidație s-a constatat trecerea spre zona de impregnații cu pirlită și puțină calcopirită. Falia importantă care delimită spre N zona mineralizată este însoțită de brecii limonitice. Această zonă a fost prospectată detaliat în anul 1960, în colaborare cu Bîra<sup>14</sup>. Mineralizația din Prislopul Cataramei se leagă cu cea cunoscută în pîrul Ursului, affluent al văii Tibăului.

Mineralizațiile de sulfuri polimetallice din versantul drept al văii Vaserului sunt mult mai slabe, fiind caracterizate de obicei prin diseminări de pirlită și mai rar calcopirită în șisturi cuartitice cu clorit și sericit sau șisturi sericito-cloritoase. Aceste mineralizații se recunosc la suprafață prin limonitzări, uneori destul de pronunțate. Rocile porfiogene care

<sup>13</sup> P. Ciornel. Raport geologic asupra cristalinului din bazinul superior al văii Vaserului. 1955. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>14</sup> P. Ciornel, N. Bîra. Raport geologic asupra prospectiunilor pentru sulfuri complexe în cursul superior al văii Vaserului-văii Pircălabului. 1960. Arh. Com. Stat. Geol. București.



apar în sectoarele mineralizate au o dezvoltare mult mai redusă față de cele din versantul sudic al văii Vaserului.

Mineralizația sub formă de impregnații cu pirită, mai rar calcopirită, a fost întâlnită în valea Peștilor la locul denumit „La Chei”, apoi în pîrîul Pîrîială, pîrîul Plaiului, pîrîul Gurguiata, afluenți pe stînga ai văii Peștilor, precum și în pîrîul Sasului, la marginea nordică a localității Vișeul de Sus.

Spre est de valea Peștilor s-au semnalat mineralizații cu aceleași caractere în pîrîul Popii, affluent al Văii Rea, Valea Șuligului de Jos, valea Făinii și affluentul ei, pîrîul Patinului, valea Lustunului, pîrîul Piatra Arsă, valea Stevioarei și Pîrîul Boului Mic.

În afară de aceste zone, în multe locuri din bazinul văii Vaserului se constată depuneri limonitice sau de pirite pe fracturile din șisturi cristaline sau pe planele de șistozitate, mai rar în jurul lentilelor de cuart sau pe fisurile acestuia.

*Mineralizații cu stibină și molibdenit.* O mineralizație cu totul specifică pentru cristalinul Carpaților Orientali este cea de stibină și molibdenit, asociată uneori cu bismutină, care a fost semnalată de Ciornei în anul 1949, în pîrîul Gurguiata din cursul inferior al bazinului văii Vaserului. O analiză spectrală calitativă a determinat prezența Mg, Cu Fe, Mn, Pb, Al, Ag, Sr, Ba, Ti, As, iar o reacție chimică a indicat Hg. Mineralizația apare sub forma unor filoane cu grosimi de ordinul centimetrelor, prinse într-o gangă de cuart și calcită. Rolul principal în formarea acestei mineralizații l-au avut reacțiile metasomatice, determinate de prezența rocilor granitoide din adîncime. Rocile din zona de contact au luat caracterul unor pseudoscarne.

### Mineralizații post-metamorfice

Acstea mineralizații sunt legate de rocile subvulcanice ale masivului Toroiaga-Țiganu. Prin cartări și prospecțiuni mineralogice efectuate în acest masiv, au fost puse în evidență în mai multe locuri filoane de sulfuri polimetalice, localizate în zonele de transformări hidrotermale. După cum a arătat Borcoș<sup>15</sup>, filoanele din masivul Țiganu au o orientare NW—SE, diferită de cea din masivul Toroiaga.

Fenomenele hidrotermale au afectat puternic rocile eruptive, astfel că aproape peste tot apar procese de propilitizare de diferite grade, însoțite de impregnații cu pirită, mai rar calcopirită, galenă și blendă.

<sup>15</sup> M. Borcoș. Raport asupra regiunii Toroiaga și vîrfului Țiganului. 1954. Arh. Com. Stat. Geol. București.



În versantul nordic al masivului Toroiaga, pe pîrîul Mirajului, affluent al văii Măcîrlăului, se cunoaște încă de multă vreme filonul Mirajului, reprezentînd ultimul filon din partea nord-vestică a acestui masiv. Filonul Mirajului se situează la limita dintre șisturile sericito-cloritoase cu cuarț și andezitele cu hornblendă și biotit. Direcția filonului este N 35° E. În anul 1949 a fost explorat de ACEX. Filonul principal este constituit predominant din galenă, urmînd blenda, pirita și calcopirita. Pe direcție se dezvoltă sub forma unor mineralizații difuze. După caracterele pe care le prezintă se aseamănă cu filonul Emeric din valea Secului.

În cursul superior al pîrîului Handal, affluent al văii Măcîrlăului, aproape de vîrful Toroiaga se află o zonă de transformări hidrotermale, impregnată cu pirită și calcopirită. La suprafață apar fragmente de limonit compacțe. Aflorimentul din acest loc corespunde cu terminația filonului „Vîrfului”.

Sub creasta estică a masivului Toroiaga, în apropiere de șaua dinspre culmea Luncăceasa, s-a întîlnit o zonă de breci mixte, alcătuite din roci cristaline și vulcanice, la limita unei iviri de șisturi cristaline, mineralizată cu pirită, galenă și blendă. Această zonă ar corespunde cu terminația filonului Caterina.

Mai multe filoane mineralizate s-au semnalat în afluenții văilor Mihoaiei, Mirajului, Noviciorului și Novățului din versantul nordic, vestic și sud-vestic al culmii Țiganului, mai ales la limita cu șisturile cristaline. Filoanele sunt constituite din pirită și sporadic blendă, galenă și calcopirită. Pe lingă mineralizații filoniene se remarcă frecvente zone de impregnații cu pirită în masa andezitelor.

În versantul sudic al masivului Țiganu, la cota 1600 m apare o ivire de șisturi cristaline, puternic limonitizate, la limita cărora se constată mai multe filoane și cuiburi de dimensiuni reduse cu minereu polimetalic. Mineralizația se urmărește în continuare spre S pînă la cota 1375 m și a fost explorată de I.S.E.M.

Studiul calcografic al mineralizației indică următoarea succesiune a mineralelor metalice: pirita, galena, calcopirita și blenda. În cadrul acestei mineralizații este de menționat prezența plumozitului.

Un alt tip de mineralizație post-metamorfică a fost semnalat în conglomeratele eocene de la gura văii Vaserului și anume în pîrîul Cornului. Conglomeratele din acest loc sunt puternic limonitizate la suprafață, iar în adîncime trec la un nivel cu pirite, sub formă de impregnație. Mineralizația din acest loc este determinată de soluțiile hidrotermale care au



circulat prin fracturile din masa șisturilor cristaline, ajungînd pînă în gresiile și conglomeratele eocene, dispuse transgresiv peste fundamentul cristalin.

### **Acumulări de fier sedimentar**

În afara de mineralizațiile din șisturi cristaline și cele din eruptivul subvulcanic Toroiaga-Țiganu, s-au semnalat mineralizații în depozitele sedimentare de la limita vestică a cristalinului Vaserului.

În depozitele eocene din valea Vinului, affluent al văii Vișeului în dreptul localității Vișeul de Mijloc, în complexul marno-grezos din versantul drept al acestei văi, la cca 400 m aval de băile valea Vinului, s-au întîlnit 4–5 orizonturi de sferosiderite, dezvoltate lenticular, cu grosimi în aflorimente pînă la 0,70 m. Analizele chimice informative au indicat conținuturi pînă la 34,45% Fe.

Concentrațiile de sferosiderite se prezintă în condițiile geologice asemănătoare cu cele din Cretacicul de la N de Cîmpulung Moldovenesc.

### **Izvoare minerale**

În cuprinsul cristalinului din bazinul văii Vaserului, ca și în rocile sedimentare și eruptive înconjurătoare, se cunosc numeroase izvoare minerale de diferite categorii, dintre care mai importante sunt cele de la băile Valea Vinului, Vișeul de Sus, valea Peștilor, valea Scradiei, Valea Rea, valea Balmușului, valea Șuligului de Sus, valea Șuligului de Jos, valea Lustunului, valea Făinei, valea Novățului, valea Noviciorului etc.

### **Concluzii**

Prin cartări și prospecțiuni geologice efectuate în perioada 1949–1962 în bazinul văii Vaserului, s-au identificat în mai multe sectoare mineralizații de mangan, fier și sulfuri polimetallice. Dintre acestea, mai importante din punct de vedere economic sunt mineralizații de sulfuri polimetallice, localizate în complexul median al cristalinului epimetamorfic din versantul sudic al acestui bazin. În versantul drept al bazinului văii Vaserului, aceste mineralizații nu apar decît în zonele arătate mai sus, de obicei ca diseminări de pirită, asociată uneori cu calcopirita sau limonitzări.

Pînă în prezent, lucrările de explorare au conturat în sectorul Novicior-Novăț un nou zăcămînt de sulfuri polimetallice din cristalinul Carpaților Orientali. Ultimele lucrări miniere propuse de noi și care sunt în



curs de execuție, au permis cunoașterea mineralizației în extindere spre SE pînă în Pîrul Cailor, unde s-a interceptat o nouă zonă cu minereu, fapt care a verificat premizele geologice de suprafață, privind continuitatea zăcămîntului pe această direcție.

Alte sectoare cu perspectivă economică sunt cele din valea Măcîrlăului, valea Ivășcoia și Prislopul Cataramei.

În cazul executării magistralei Baia Borșa-Novăț pentru exploatarea zăcămîntului Noviciar-Novăț, se vor putea intercepta unele filoane mineralizate din masivul Țiganu, în care nu s-au efectuat încă lucrări de explorare decît pe o scară redusă. Prospecțiunile geologice de suprafață au indicat în acest masiv existența filoanelor metalifere.

Prin cercetările geologice efectuate în bazinul văii Vaserului s-a ajuns la concluzia că intruziunea masivului subvulcanic Toroiaga-Țiganu s-a produs în zona axială a principalelor iviri de sulfuri polimetalice din regiune, separîndu-le în mineralizațiiile din bazinul văii Vaserului de cele din bazinul văii Cislei. Paralelismul zonelor mineralizate se urmărește pe direcția cristalinului și s-a stabilit continuitatea cu cele cunoscute în pîrul Ursului din bazinul văii Tibăului.

Soluțiile hidrotermale care au format filoanele metalifere din masivul Toroiaga-Țiganu, au contribuit la îmbogățirea mineralizației de sulfuri polimetalice semnalate în cristalinul Vaserului.

După terminarea lucrărilor de explorare din toate sectoarele cu mineralizații semnalate, se va putea contura o nouă zonă metalogenetică în partea nordică a cristalinului Carpaților Orientali.

## BIBLIOGRAFIE

- Ciornei P., Vasilescu L. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea izvoarelor Oltului și Mureșului. *D. S. Com. Stat. Geol.* XLVI, București.
- Kräutner Th. (1935) Observations géologiques et pétrographique dans le massif cristallin du Maramureș. *C. R. Inst. Geol.* XXIII, București.
- Manilici V., Ciornei P., Botoman Gh., Bodin Tamară (1965) Contributions à l'étude de la minéralisation de Noviciar-Novăț. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.* VII, Part. III, Sofia.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teuca I. (1967) Structura geologică și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Pojarita-Fundul Moldovei-Lucina (Carpații N). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/3, București.
- Reinhard M., Atanasiu I. (1927) Geologische Beobachtungen über die Kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. *An. Inst. Geol.* XII, București.
- Zapalowicz H. (1886) Geologische Skizze des östlich. Teiles der Pocutisch Marmoroscher Grenzkarpathen. *Jahrb. der k.k. geol. R.A.* Wien.



## APÉRÇU GÉNÉRAL SUR LES MINÉRALISATIONS DU BASSIN DE LA VALLÉE DU VASER (MARAMUREŞ)

(Résumé)

Le bassin de la vallée du Vaser, localisé dans la partie septentriionale du cristallin des Carpates Orientales représente un promontoire cristallin qui avance vers l'W jusqu'aux abords de la ville de Vișeu de Sus. La partie centrale de ce massif est constituée de roches mésométamorphiques, à caractère migmatique avancé. A la limite occidentale du cristallin de la vallée du Vaser apparaît la seconde zone mésométamorphique où sont signalé des roches granitoïdes du type des plagiogranites. Entre les deux zones mésométamorphiques et dans la partie moyenne-supérieure de la vallée du Vaser se trouvent les complexes de roches épimétamorphiques, dont le plus important est le complexe moyen volcanogène qui abrite des minéralisations de sulfures polymétalliques. Il y est à remarquer la présence de certaines roches faiblement métamorphisées attribuées au Carbonifère inférieur, suivies, en discordance, de brèches et de conglomérats similaires à ceux du Permien des Monts Apuseni, qui présentent une tendance de lamination.

À la limite NE du massif cristallin se développent des grès et des conglomérats de type verucano, des calcaires et des dolomies d'âge triasique inférieur et des jaspes jurassiques appartenant au synclinal marginal des Carpates Orientales, faits qui accusent la continuité de ce synclinal jusque dans la vallée de Stevioara au delà donc de la vallée de Pircălab, considérée auparavant sa limite NW. Vers le NE suivent en discordance les dépôts du flysch interne d'âge crétacé. Dans les parties occidentale et méridionale du cristallin de la vallée du Vaser ont été signalées des zones restreintes de sédiments du Crétacé supérieur, surmontés transgressivement par les dépôts éocènes des bassins de Borșa et de Ruscova.

Les roches éruptives sont représentées par différents types d'andésites et de porphyres quartzo-dioritiques qui constituent, dans son ensemble, le massif subvolcanique de Toroia - Tiganu.

Dans la partie centrale du bassin de la vallée du Vaser la tectonique d'ensemble se caractérise par un vaste anticlinorium formé d'une série de plis secondaires déversés qui, principalement dans la partie septentrionale et de NE, tendent à surmonter le complexe épimétamorphique inférieur. À la limite NE de la région ayant fait l'objet de nos recherches, les schistes cristallins chevauchent les dépôts du flysch interne



crétacé sous forme d'une nappe de charriage. Vers la limite occidentale du subvolcan de Țiganu le cristallin chevauche les dépôts éocènes. De nombreuses failles ont divisé le cristallin en plusieurs blocs.

Des levés et des prospections minéralogiques effectués entre 1949—1962 nous ont permis d'identifier dans plusieurs secteurs du complexe épimétamorphique moyen des minéralisations de sulfures polymétalliques, des minéralisations de manganèse, molibdénite et stibine, dans l'éruptif subvolcanique plusieurs filons métallifères et dans les dépôts éocènes des accumulations de sphérosidérites.

Les minéralisations du massif cristallin sont d'origine volcanique sédimentaire affectées par le métamorphisme régional, à l'exception des minéralisations de molibdénite et de stibine qui présentent un caractère métasomatique. Les minéralisations du massif subvolcanique sont d'origine hydrothermale post-métamorphique. Les solutions hydrothermales ont contribué à l'enrichissement des minéralisations de sulfures complexes de la zones des schistes cristallins du voisinage du massif subvolcanique.

Les travaux d'exploration effectués jusqu'à présent ont permis d'ébaucher les contours d'un nouveau gisement de sulfures polymétalliques, connu sous le nom de gisement de Noviciar-Novăț.

Quand les travaux d'exploration seront terminées on pourra dessiner les contours d'une nouvelle zone métallogénique dans la partie septentrionale du cristallin des Carpates Orientales.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique du bassin de la vallée du Vaser (Maramureș).

A) Formations sédimentaires. Quaternaire : 1 a, éboulis ; b, alluvions. Éocène : 2, conglomérats, grès, marnes. Crétacé supérieur : 3, conglomérats, grès, marnes. Crétacé inférieur : 4, grès, marnes. Trias : 5, conglomérats, grès, dolomies. Permien (?) : 6, conglomérats, brèches. B) Formations éruptives. Néogène (?) : 7, andésites ; 8, diabases. Paléozoïque : 9, pegmatites ; 10, granitoïdes ; 11, roches ultrabasiques. C) Formations cristallophylliennes. Carbonifère inférieur : 12, métapsammites, métapélites. Paléozoïque inférieur : 13, schistes épimétamorphiques. Pré-cambrien : 14, schistes mésométamorphiques. Minéralisations : 15, limonite ; 16, imprégnations à pyrite ; 17, minéralisations cuprifères : 18, manganèse ; 19, sphérosidérites ; 20, molibdène, antimoine ; 21, filons ; 22, sources minérales ; 23, limite de transgression ; 24, limite de charriage ; 25, ligne de chevauchement ; 26, contact anormal ; 27, faille ; 28, position des couches.

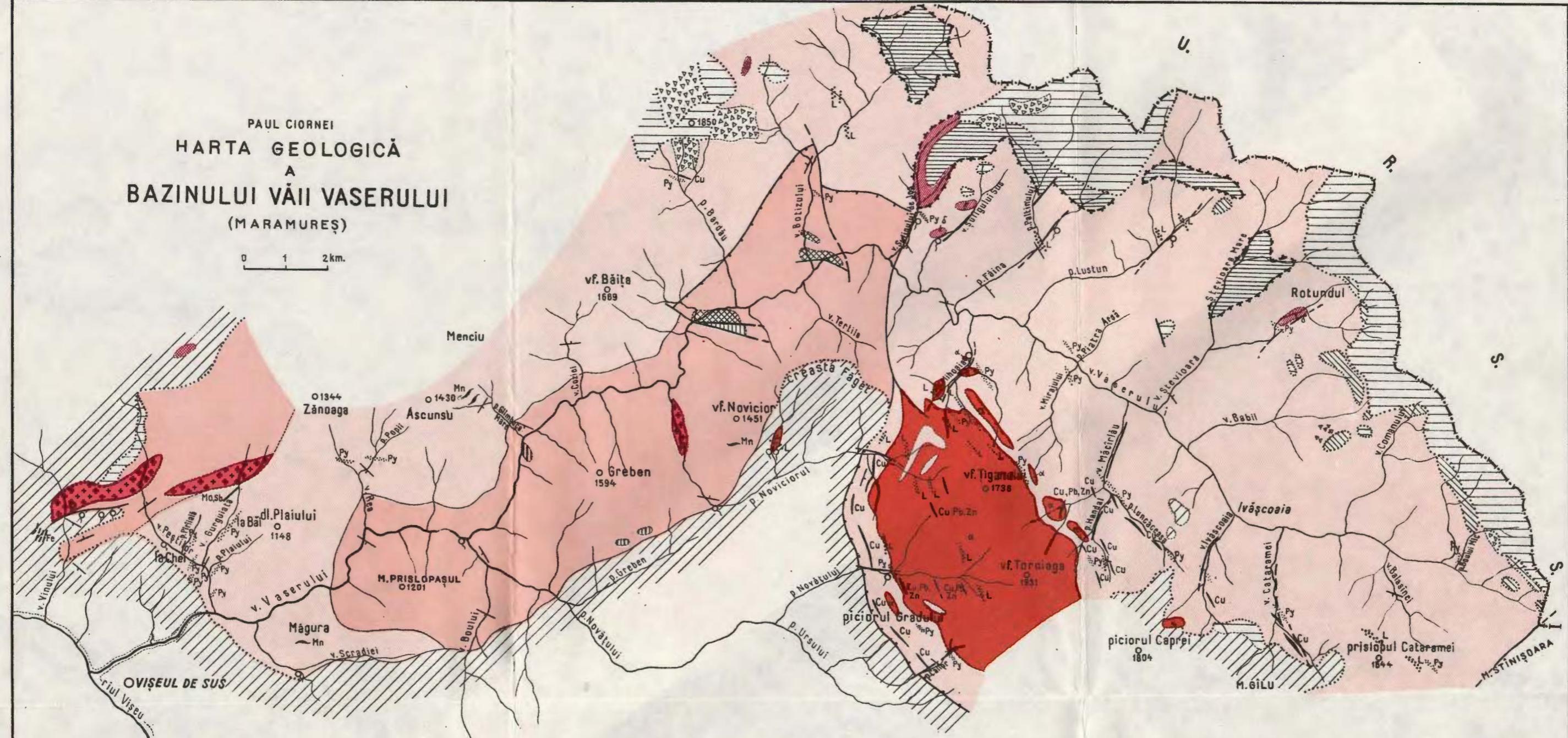




Institutul Geologic al României

PAUL CIORNEI  
HARTA GEOLOGICĂ  
A  
BAZINULUI VĂII VASERULUI  
(MARAMUREŞ)

0 1 2 km.



## LEGENDA

## A. FORMAZIONI SEDIMENTARIE

CUATERNAR	1		b.	<i>Grohotip</i> <i>Aluvium</i>
EOCEN	2			<i>Conglomerate, gresii, marne</i>
CRETACIC SUP.	3			<i>Conglomerate, gresii, marne</i>
CRETACIC INF.	4			<i>Gresii, marne</i>
TRIASIC	5			<i>Conglomerate, gresii, dolomite</i>
PERMIAN?	6			<i>Conglomerate, breccia</i>

## B. FORMATIONS FRUITIVES

<b>NEOGEN</b>	7		<i>Andezite</i>
<b>LEOZOIC</b>	8		<i>Diabaze</i>
	9		<i>Pegmatite</i>
	10		<i>Granitoide</i>
	11		<i>Roci ultrabazicas</i>

#### **6. FORMAZIUNI CRISTALLOIDNI**

CARBONIFER INF. 12		Metapsamite Metapelite
PALEOZOIC INF. 13		Sisturi epimetamorfice
PRECAMBRIAN		Sisturi mezometamorfici

#### MINERALIZATII

15		Limonit	23	.....	Limită de transgresiune
16		Impregnații cupirite	24		Linie de șoraj
17		Mineralizații cuprifere	25		Linie de încălcare
18		Mangan	26		Contact abnormal
19		Sferosiderit	27		Fălie
20		Molibden, Stibiu	28		Pozitia stratelor
21		Filoane			
22		Izvor mineral			

*Dări de seamă ale ședințelor*  
Vol. LIV/4 (1966—1967)

MINERALOGIE—PETROGRAFIE

ASUPRA UNOR MINERALIZAȚII DE SULFURI POLIMETALICE  
DIN REGIUNEA COVERCA — DRĂGOIASA (CRISTALINUL  
BISTRITÉI)<sup>1</sup>

DE  
STANCIU COSMA<sup>2</sup>

**Abstract**

On some Polymetallic Sulphide Mineralizations from the Coverca-Drăgoiasa Region (Bistrița Crystalline). The present paper deals with the Bistrița Crystalline from the Coverca-Drăgoiasa region. Two crystalline series have been distinguished within this region, namely the old mesozonal series and the younger epizonal one. An overlapping character of the younger series has been observed. Tectonical relationships between those two series exist, and within the boundary zone, there occur migmatic rocks with microcline and cverbitite. Within the Mihăilești valley area there are to be found polymetallic sulphide mineralizations. From the genetical point of view the pyrite is initially sedimentary, whereas the blende, galena and calcopyrite may be of volcanogenic-sedimentary or hydrothermal-metamorphic nature.

Regiunea care face obiectul prezentei comunicări se încadrează în cristalinul Carpaților Orientali (munții Bistriței), fiind cuprinsă între dealul Mihăileștilor la N, valea Călimănelului, dealul Stancului, valea Drăgoiesii la W, valea Neagra Broșteni, valea Glodului, dealul Catrinarilor la S și dealul Vinăt, Tunzăria și Mănăstirea la E.

Din punct de vedere geologic, limita vestică este marcată prin apariția formațiunilor eruptive a masivului Călimani, iar limita sudică prin depozitele cretacice din bazinul Glodului și mio-pliocene ale bazinului Drăgoiasa.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 7 martie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecții. Cal. Griviței nr. 64. București.



În cadrul formațiunilor cristalofiliene apar indicații cu privire la prezența unor mineralizații de sulfuri metalifere, fapt care a sugerat ideea perspectivei de a se identifica concentrații mai interesante de sulfuri polimetalice și în această parte a cristalinului Bistriței.

Relieful regiunii este tipic muntos, înălțimile crescînd în sectorul nordic (Coverca) aproape brusc de la W către E, valorile maxime fiind atinse în muntele Tunzăria (1700 m), muntele Ialovița (1650 m), muntele Călimanul (1600 m), dealul Vinăt (1620 m). În partea de S (Păltiniș-Drăgoiasa) înălțimile au valori mai mici, dealul Catrinarilor (1400 m), dealul Păltinișul Dorna (1470 m), vîrful Drăgoesii (1500 m). În ansamblu, relieful regiunii este întinerit, văile avînd profil îngust, iar cantitatea de depozite aluvionare este cu totul redusă. Această întinerire a reliefului se datorează proceselor de distrofism de vîrstă hercinică și mai nouă. Mărturie în această privință rămîne „falia Călimanului” trasată pentru prima oară de A t a n a s i u , după care compartimentul vestic este scufundat, după părerea noastră, cu cca 1000 m, aceasta activînd procese de eroziune intense.

La E se individualizează astfel o culme principală, orientată N-S, între punctul denumit „La Minăstire” și valea Neagra Broșteni, constituind cumpăna despărțitoare a apelor tributare văii Bistriței Aurii (E) și pîriul Călimănelului (W). Valea Călimănelului primește ca afluenti pe dreapta pîriul Păltinișului, valea Ialovița, pîriul lui Bojbuc și pîriul Mihăileșului. Valea Neagra Broșteni are ca afluenti pe partea stîngă pîriul Drăgoesii și pîriul Catrinarilor. Către valea Bistriței avîndu-și izvoarele sub culmea principală își îndreaptă apele pîraiele Bărnar și Bărnărel.

Văile Bărnar și Bărnărel izvoresc din culmea principală și curg spre E, vîrsindu-se în valea Bistrița Aurie.

*Istoricul cercetărilor.* Regiunea Coverca-Tunzăria a făcut obiectul cercetărilor geologice încă din anul 1876, cînd Bruno a separat cuarțite, micașisturi, filite, gnais, șisturi cu hornblendă și calcare cristaline, iar Paul a separat șisturile cristaline în două grupe: inferioară și superioară.

În anul 1899 Poniat a descris ivirile de grafit din cristalinul Bistriței (Broșteni), iar Athanasiu a atribuit vîrsta paleozoică șisturilor cristaline din regiunea Șarul Dornei, paraleлизînd-o cu formațiunea de Schela.

Buteanu separă cristalinul în trei grupe: mezozonală, intermediară și epizonală și insistă asupra studiului cuarțitelor negre manganiferă.



Lucrarea de bază pentru cristalinul Bistriței rămîne și astăzi cea a lui Savul în care descrie în mare detaliu rocile care alcătuiesc cele patru grupe separate de el : a) șisturi cristaline epizonale, b) șisturi cristaline intermediare, c) șisturi cristaline mezozonale și d) roci intrusive și efuzive.

Începînd din anul 1954 mai mulți cercetători din cadrul Comitetului de Stat al Geologiei au efectuat prospecțiuni și cercetări geologice în cristalinul Bistriței, aducînd noi contribuții la cunoașterea geologiei și petrografiei acestei regiuni, cum sint: Dimitrescu, Savu, Stefan, Cosma, Peltz, Ianovici et al. ; Codarcea et al. ; Ianovici, Giușcă, Tănăsescu, Pitulea, Ianovici, Ionescu și alții.

Din aceste ultime cercetări se desprind probleme de polimetamorfism, de stratigrafie a șisturilor cristaline, precum și posibilitatea separării diverselor complexe de șisturi cristaline pe baza măsurării radioactivității specifice (Ianovici).

O importanță deosebită are lucrarea publicată de Codarcea (1966) care ocupîndu-se de cristalinul din România, încadrează partea superioară a cristalinului Bistriței (șisturi epizonale) la Proterozoic.

Formațiunile sedimentare limitrofe sectorului nostru în partea de S și SW, au făcut obiectul cercetărilor lui Macovei, Atanasiu pentru Cretacicul bazinului Glodului și Mutihac pentru Pliocenul bazinului Drăgoiasa.

Formațiunile eruptive din cadrul cristalinului au fost studiate în special de Savul, iar cele ce aparțin edificiului munților Călimani ce apar în partea de Vest a regiunii, au fost studiate de o seamă de cercetători între care: Butureanu, Nichita, Treiber, Götz, Rădulescu, Peltz, Cosma, Teodoru, Teodoru, Ianovici, Butnaru, Soare.

### Geologia și petrografia regiunii

În această regiune între formațiunile geologice prezente, predomină net șisturile cristalofiliene, cu totul subordonat apărînd formațiuni sedimentare și eruptive.

A) *Șisturile cristalofiliene.* După asociațiile minerale și după relațiile acestora, le vom trata în cadrul a trei serii și anume : seria mezozonală de Coverca, seria epizonală de Tunzăria și seria migmatică de Barnar.



Prezența migmatitelor în versantul estic al culmii Tunzăria — dealul Rusului a determinat pe unii cercetători (S a v u l ) să le considere în pînză de șariaj (pînza de Barnar), iar pe alții (C o d a r c e a , B e r c i a , K r ä u t n e r , M u r e ș a n ) să le considere în poziție normală, considerindu-le paragnaise.

1. Seria mezozonală de Coverca se dezvoltă în partea de W a sectorului și constituie termenul de bază al cristalinului Bistriției. Această serie este caracterizată prin predominarea micașisturilor cu muscovit sau cu muscovit și biotit, în care sunt intercalate cuarțite cu muscovit, gnaisse cu muscovit, amfibolite și micașisturi cu granați.

a) Micașisturile cu muscovit reprezintă termenul petrografic de bază al acestei serii. Megascopic, au culoare argintiu-cenușie, uneori gălbui-roșiatică, din cauza frecvențelor limonitizări pe care le conțin, acest fapt constituind una din indicații cu privire la existența unor mineralizații de sulfuri metalifere în regiune. Microscopic, compoziția mineralologică apare simplă : muscovit, cuarț, albit. Cuarțul și albitul apar intim concrescute ; albitul, uneori este sericitizat și conține incluziuni de cuarț și minerale opace.

b) Micașisturile cu muscovit și biotit  $\pm$  granat cloritizat se deosebesc de tipul de micașisturi amintite mai sus prin apariția în parageneza minerală a biotitului și granatului, ambele cloritizate parțial sau total. Acest caracter (transformarea biotitului și granatului) pe de o parte, și cel de zdrobire, fisurare, pe de alta, conduce la ideea că rocile acestei serii au suferit o succesiune de procese ulterioare formării lor, între care predomină cert procesul de tectonizare, cauza generală a metamorfismului retromorf. Din această cauză, rocile din seria de Sar-Coverca, cel puțin macroscopic prezintă aspectul faciesului de șisturi verzi (datorită cloritului), ceea ce a determinat pe S a v u l să le considere ca epizonale.

c) Gnaisele albe cu muscovit sericitizate, prin aspectul și poziția pe care o ocupă în cadrul structurii, amintesc de corpuri eruptive care au fost puse în loc antemetamorfic. Astfel de gnais apar în partea de N a regiunii, zona Coverca. Mai rar, (pe pîrul lui Bojbuc), în masa gnaiselor, apare biotit și granat cloritizat. Corpurile de gnais lenticulare-alungite, sunt discordante față de micașisturile care le găzduiesc, cu tendință de redresare prin eforturile orientate în timpul metamorfismului regional. Caracterul milonitic și de cataclază, indică efecte ale unui metamorfism dinamic mai nou.

d) Amfibolitele cu caracter de ortoroci, au în compoziția mineralologică două parageneze principale : hornblendă + albit + epidot și hornblendă + albit + biotit.



2. Seria epizonală de Tunzărie, ca și seria mezozonală de Coverca, are orientări N-S cu căderi spre E și se dezvoltă la E de aceasta. Asupra relațiilor rocilor acestei serii cu cele ale seriei mezozonale, au fost ridicate probleme foarte contradictorii.

Savul (1924) și Savu (1954) au considerat existența unei singure faze de metamorfism regional cu zone de metamorfism (mezo și epizonă). Ianovici, Codarcea și alții admit ipoteza conform căreia au existat cel puțin două faze de metamorfism. Stefan (1956) arată că seria epizonală este împinsă peste seria mezozonală de la E la W. Petrografic, seria epizonală de Tunzăria este alcătuită în ordine stratigrafică din sernifite, sisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, sisturi cuarțitice clorito-sericitoase, sisturi clorito-sericito-grafitoase, cuarțite negre manganoase uneori grafitoase, sisturi calcaroase cu mangano-calcit, cuarțite albe și calcare cristaline.

a) Sernifitele sunt rocile care se situează în baza seriei epizonale, dispuse direct peste formațiuni mezozonale, fiind prima oară semnalată în Carpații Orientali, în 1924 de Savul care nu precizează poziția lor stratigrafică. Aceste roci sunt formate din fragmente de gnais, cuarțite albe, amfibolite și cuarțite negru-vineții, de la valori dimensionale ce caracterizează conglomeratele (sernifite propriu-zise) la valori ce caracterizează microconglomeratele și gresiile, (sisturi sernifitice) cu ciment recristalizat, cloritos, cuarțos. Prezența fragmentelor angulare în masa sernifitelor, face ca Stefan (1956) să le considere breции în frontul unor cute-solzi, formate în cadrul epizonei, în timp ce aceasta era împinsă de la E la W, peste mezozona de Șar-Coverca. Savu le consideră ca intercalații grosiere în stiva de roci sedimentare din care, prin metamorfism regional, au rezultat roci mezozonale și epizonale. Codarcea (1966) consideră că într-o primă fază de metamorfism regional a rezultat seria sisturilor mezometamorfice, acesteia urmându-i o fază de exondare, cu formarea unui relief peste care are loc o transgresiune, instalindu-se un nou geosinclinal din cărui evoluție completă rezultă seria sisturilor epizonale. În 1956 am recunoscut în componența sernifitelor fragmente remaniate din rocile seriei mezozonale de Șar-Coverca, (micașturi, gnais, cuarțite), fapt ce ne-a determinat să situăm ca poziție stratigrafică aceste roci în baza seriei epizonale, ca termenul cel mai vechi al acesteia. Cimentul care consolidează fragmentele ce alcătuiesc conglomeratele metamorfozate (sernifite), ca și cel ce consolidează microconglomeratele și gresiile (sisturi sernifitice) este cloritos, sericitos, cuarțos, perfect recristalizat; uneori se observă foișe de muscovit care mulează fragmentele componente ale acestor roci.



b) Șisturile cloritoase, sericitoase, cuarțitice cu muscovit constituie un complex ce se dispune peste cel al sernifitelor și șisturilor sernifitice. Macroscopic prezintă culoare argintie—verzuie și microcute cu amplitudini centimetrice. La microscop se observă cuarț, muscovit, clorit, pennin și minerale opace (pirită, magnetit), ce ajung pînă la 7% din masa rocii. Rareori, este prezent grafitul.

c) Șisturile clorito-muscovitice cu porfiroblaste de albit constituie un nivel stratigrafic reper. Se mai deosebesc de tipul petrografic descris anterior prin aceea că mineralele micacee în compoziția rocii participă într-o cantitate mai mare și aceasta în detrimentul celui de cuarț, care reprezintă 15—30%. Complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit, deși nu are grosimi mari, în această parte a Carpaților Orientali (30—50 m), are o importanță deosebită prin poziția inferioară pe care o ocupă față de rocile complexului manganifer, fiind un reper sigur. Macroscopic, sunt roci de culoare argintiu-verzuie în care feldspatul lenticular este evident. Studiul microscopic arată o compoziție mineralologică simplă în care predomină cloritul (40%), uneori și sericit (cca 15%) cuarț (20%) iar restul albit. Albitul se prezintă ca porfiroblaste cu diametrul sub 1 mm. Țesutul de bază al rocilor este clorito-sericito-muscovitic și prezintă orientare slabă. Aceste roci au ca arii de răspîndire versantul nordic al munților Tunzăria, zona cursului mijlociu al dealului Dranițita și versantul estic al dealului Stancului.

d) Rocile complexului cuarțitic-carbonatic, în regiunea cercetată de noi, sunt reprezentate prin cuarțite negre manganifere, uneori grafitoase, șisturi danemoritice și șisturi carbonatice cu manganocalcit. Acest complex reprezintă un nivel stratigrafic reper care în cristalinul Carpaților Orientali din acest punct de vedere, are cea mai mare importanță.

Cuarțitele negre apar ca lentile-strat. Compoziția mineralologică este determinată de prezența cuarțului, grafitului, sericitului, uneori muscovit și mai rar biotit asociat cu cuarț secundar. Țesutul de bază cuarțos, este recristalizat peste pături subțiri de grafit, ceea ce reprezintă de fapt ritmul de stratificație inițial. Biotitul asociat cu cuarțul secundar apare pe fisuri, în general paralele cu planul de șistozitate, dar orientarea biotitului este discordantă față de șistozitate. Cuarțitele negre manganifere prezintă cruste de oxizi de mangan pe suprafețele-strat sau pe fisuri și găzduiesc, de regulă, lentile de carbonați și silicați de mangan. Dezvoltarea cea mai largă în afloriment, aceste roci, o au în zona muntelui Tunzăria în partea de NE a regiunii și în zona pîrîului Vinătorilor, (afluent stîng al văii Neagra Broșteni), la S de satul Drăgoiasa.



Șisturile carbonatice cu manganocalcit din cadrul complexului carbonatic, au semnificația unui orizont care încheie faza de sedimentare și precipitare chimică a elementelor feroase (Mn și Fe) de sursă continentală. Tot de acest orizont sunt legate cele mai frecvente iviri de sulfuri (pirită), a căror origină vulcanogen-sedimentară este argumentată de modul de zăcămînt stratiform, caracterul de impregnație și lipsa minera-lelor de gangă (cuarțul). De menționat că în acest complex apar și intercalări rare de cuarțite albe.

Seria epizonală de Tunzăria se încheie prin calcare cristaline cu o granulație fină, care au un grad de recristalizare și o compoziție mineralogică (prezent sericitul și cloritul), caracteristice pentru epizonă.

**3. Seria migmatică de Bărnar-dealul Vînăt.** Rocile aparținînd acestei serii au stîrnit interes atât pentru poziția pe care o ocupă în cadrul cristalinului Bistriței, cît și pentru aspectul petrografic și componența mineralologică. În cercetările mai vechi (Savul, 1938), aceste roci se dezvoltă în partea estică a regiunii cercetate de noi, au fost considerate în pînză, inițial constituind același nivel stratigrafic cu seria mezozonală de Coverca. Observațiile noastre, conduc la ideea că rocile seriei de Bărnar sunt rezultatul unor procese ulterioare metamorfismului regional, în care s-au format seria mezozonală de Coverca și seria epizonală de Tunzăria (vezi harta geologică și secțiunile anexate).

Într-o fază tectonică postmetamorfică generală, care a zguduit poate întregul teritoriu al țării noastre, au rezultat fracturi profunde verticale cum sunt cele din zona Ialovița sau tip falii de încălecare (falia dealul Vînăt-Bărnar), ce au constituit căi de acces pentru soluțiile generate de migme sau poate magme acide, din care au rezultat mineralele de aport (microclinul și biotitul). Rocile rezultate, de tipul gnaiselor de injecție și al cuarțitelor cu biotit și feldspat, ocupă în genere domeniul estic al marii falii dealul Vînăt-valea Bărnar, în partea vestică rocile migmatice fiind slab reprezentate doar prin șisturi cuarțitice cu biotit și sericit.

Așadar, cercetările noastre evidențiază în acest domeniu al pînzei de Bărnar (Savul) roci care reprezintă în mod cert paleosoma (șisturi sericitice, cuarțite și calcar), alături de care apar roci în care în mod cert se recunoaște și neosoma (gnaise, cuarțite feldspatice). Mineralele care caracterizează rocile migmatice, în special biotitul, care este divergent, discordant față de sistozitate, uneori chiar perpendicular pe aceasta. Parageneza biotit-microclin, prospetimea acestor minerale cît și mai ales orientarea diferită a acestora, ne face să conchidem că suntem în prezență

unor roci migmatice de tipul embrechitelor (gnaise cu microclin și biotit) și a diadizitelor (gnaise biotitice, cuarțite biotitice, sisturi cu biotit și sericit) (Cosma, Peltz, 1959).

B) *Roci eruptive filoniene.* a) În cadrul sistemelor cristaline atât epizionale, cât și mezozonale, apar roci filoniene de tipul diabazporfiritelor cu piroxeni (augit sau pigeonit). Frecvența filoanelor de acest tip este mai mare în partea de sud a regiunii (zona muntelui Ialovița—Muntele Tunzăria).

b) Rocile eruptivului nou apar în partea de SW a regiunii și sunt reprezentate prin dacite de Drăgoiasa (Savul) cu care începe activitatea eruptivă în zona munților Călimani, peste care, în această parte, se dispun roci piroclastice andezitice și andezite piroxenice (augit + hipersten).

c) Formațiunile sedimentare aparțin Cretacicului superior (bazinul Glodului) și Pliocenului (bazinul Drăgoiasa). Depozitele cretacice sunt reprezentate prin microconglomerate, gresii și argile. Pentru noi aceste formațiuni au importanță de a stabili că rocile eruptive filoniene sunt în orice caz mai vechi decât Cretacicul superior, întrucât filoanele a căror direcție obligatorie trece prin domeniul bazinului Glodului, se întreprup exact la bordura acestuia. Depozitele pliocene (gresii și argile cu cărbuni) au importanță de a stabili că dacitele de Drăgoiasa sunt, în orice caz, mai vechi, în acestea fiind recunoscute fragmente de dacite.

### Tetonica

Formațiunile cristaline din zona Coverca-Drăgoiasa reprezintă flancul vestic al noului sinclinoriu al cristalinului Bistriței cu axul orientat N-S. Formațiunile cristaline au direcții generale N-S cu căderi de  $35-45^{\circ}$  spre E, valorile mai mari fiind în apropierea faliilor longitudinale. Sistemele cristaline sunt afectate de două sisteme principale de fali: unul longitudinal N-S și altul transversal E-W. Faliile longitudinale au putut fi identificate în special prin urmărirea pe direcție a formațiunilor și ale aparițiilor de parageneze contradictorii ca: biotit foarte proaspăt alături de sericit.

Faliile transversale au fost identificate prin decroșajul ce-l produc formațiunile. Ca linii tectonice longitudinale, foarte importante, cităm falia de încălcare dealul Vînat-valea Bărnar la E și marea fractură a Călimanului la W. Frecvența mare a clivajelor direcționale, în zona dealului Vînat-Bărnar au constituit căi de circulație ale soluțiilor magmatice care au străbă-



tut întreg edificiul cristalin, provocînd începutul procesului de granitizare care a afectat și unii termeni de epizonă. Această falie postmetamorfică este în orice caz mai veche decît Cretacicul din regiune, avînd în vedere relațiile acestuia cu cristalinul.

Ca evoluție geologică, în perioada precambriană, peste cristalinul seriei de Șar-Coverca se instala un geosinclinal în care s-a sedimentat și metamorfozat edificiul cristalin epizonal de Tunzăria-muntele Rusului, care este reprezentat prin complexul inferior cu sernifite în bază (complexul șisturilor clorito-muscovitice cu porfiroblaste de albit) și complexul superior cu cuarțite negre (complex carbonatic). Ulterior, pe seama șisturilor cristaline preexistente, în cursul unei puternice faze tectonice, prin acțiunea soluțiilor de origine profundă, au rezultat rocile seriei magmatice de Bârnar. Fractura Călimanului, după al cărui plan s-a scufundat compartimentul vestic cu cca 2000 m, face posibilă instalarea bazinului paleogen al Rodnei. Bazinele Glodul și Drăgoiasa, considerăm că pot fi considerate ca efect al aceleiași fracturi reactivată în timpuri geologice mai noi.

### **Mineralizația în regiune**

Așa cum se știe, cristalinul Bistriței a fost cercetat pentru punerea în valoare a zăcămintelor de mangan. În sectorul Coverca apar două iviri mai importante de cuarțite negre cu lentile de carbonați și oxizi de mangan, cărora li se asociază silicați de mangan, în zona muntelui Tunzăria la NE și respectiv zona Drăgoiasa valea Neagra Broștenilor, la SW. Carbonații de mangan sunt minerale primare, de origină sedimentară. În cursul proceselor legate de metamorfismul regional, au rezultat silicați de mangan (rodonit).

### **Premize privind prezența unor mineralizații de sulfuri polimetalice în regiune**

În sectorul valea Mihăileștului-valea Ialovița apar iviri cu impregnații de sulfuri metalifere, în special pirită, alături de care, rareori, se observă apariția calcopiritei sau blendei și a galenei. Prezența în regiune a unui nivel stratigrafic reper (șisturi carbonatice) în cadrul epizonei cu frecvențe și uniforme impregnații de sulfuri, ridică probleme interesante cu privire la viitorul economic al acestei regiuni. Prin corelarea structurală rezultă că regiunea este plasată în flancul vestic al sinclinalului cristalinului Bistriței, orizonturile reper din flancul estic fiind aceleiași cuarțite negre și șisturi carbonatice amintite. O primă ipoteză ce se desprinde este aceea că pirlita din nivelul reper carbonatic al seriei epizonale este sedimen-



togen. Această simplă observație deși veridică, s-ar părea să fie lipsită de orice importanță, dacă nu s-ar ridica și alte probleme cu privire la posibilitatea de mineralizare. Se cunosc multe zone cu zăcăminte de sulfuri, în care cel puțin pirita, în parte, este de origină sedimentară, nefiind remobilizată în soluțiile hidrotermale ce apar în condițiile metamorfismului regional propriu-zis sau în alte cazuri, în condițiile metamorfismului dinamic. La aceste nivele sau apropiat lor, rezultă adevărate zăcăminte de sulfuri a căror geneză vom continua să-o discutăm multă vreme, în special din cauză că lipsește sursa de mineralizare sau din cauză că prezența acesteia este acceptată cu prea mare ușurință. Multă vreme s-a considerat că sulfurile din cristalinul Carpaților Orientali, în bună parte, trebuie pușe în legătură cu rocile porfirogene sau chiar cu roci eruptive postmetamorfice, mergîndu-se cu acceptarea chiar pînă la lanțul eruptiv Călimani-Harghita. Funcție de cele două situații, originea este considerată fie sedimentară, fie hidrotermal-sedimentară, fie hidrotermală propriu-zisă. Cînd una din aceste trei ipoteze n-a satisfăcut în explicații, s-a recurs la admiterea unor situații de compromis ca origină hidrotermal-sedimentar-metamorfică, etc. Statistic, cel puțin la noi în țară, formațiunile sedimentare cu sulfuri metalifere prin depunere, nu sint citate decît pirita și marcasita. Nu cunoaștem formațiuni sedimentare în care blenda, galena și calcopirita să fie cert de origină sedimentară. În acest caz, este de presupus că sursa pentru celelalte elemente, de cele mai multe ori, trebuie căutată în însuși procesul de metamorfism cu toată complexitatea lui, în cursul căruia rezultă parageneze minerale determinate de temperaturi, presiuni, dar mai ales de procese geochemice, în care afinitățile între elementele bazate pe raporturile de raze ionice sunt determinante. Așadar, în cursul metamorfismului regional, se creează asemenea condiții în care soluțiile se îmbo-gătesc sau sărăcesc în diferite elemente chimice. Posibilitățile de fixare și concentrare a acestor elemente depind de circulația îndelungată și gradul de dispersare. Marea posibilitate a sulfului de a se lega deopotrivă cu fierul, cuprul, plumbul, zincul etc., pe de o parte și afinitățile dintre cupru, plumb, zinc pe de altă parte, chiar dacă precipitarea lor din soluții, se face la temperaturi diferite, explică în bună parte cum este posibil ca un zăcămînt de sulfuri polimetale să se formeze ușor pe un fond piritos, fără să se cunoască o altă sursă de cupru, plumb, zinc. În regiunea vestică a cristalinului Bistriței, așadar există cadrul în care să se fi localizat o mineralizație de sulfuri, în complexul carbonatic fiind posibilă concentrarea mineralizației de cupru, plumb și zinc din soluțiile care au circulat din abundență și a căror mărturie o reprezintă frecvențele filoane de cuarț din versantul stîng al văii Mihăileștului și în cursul mediu și superior al văii Ialovița.



Considerăm necesar ca în aceste zone să fie executate foraje de referință pentru stabilirea perspectivei economice a acestei regiuni.

Pentru mineralizația de sulfuri polimetalice din cristalinul Carpaților Orientali, aproape în unanimitate este susținută ipoteza originei hidrotermal-sedimentare (soluțiile hidrotermale generate de activitatea magmatică submarină în contact cu apa mării precipitau și se depuneau o dată cu sedimentele sau din soluții se depuneau minerale metalice în rocile eruptive — piroclastice ce acopereau la un moment dat fundul bazinului de sedimentare). După formarea ca atare a zăcămintelor acestea ar fi suferit efectele metamorfismului regional.

Fără să contestăm această ipoteză (cu toate că în formațiuni sedimentare propriu-zise se găsesc numai rareori concentrații de sulfuri metalice și foarte rar acestea au în componența lor minerale de zinc, plumb, aur și argint), încercând o concluzie la cele relatate în lucrarea de față, susținem că este posibil ca o mineralizație tip sedimentară de sulfuri, în cursul proceselor metamorfismului regional de grad epizonal, aceasta să constituie un cadru propice pentru depunerea din soluțiile hidrotermal-metamorfice a metalelor pe care le conținea cum săn : Cu, Pb, Zn. Aceste elemente au fost luate în soluții din rocile supuse metamorfismului, prin care circulau sau puteau fi depuse din soluții generate de punerea în loc la adâncimi mari a unor roci eruptive, sinmetamorfic sau postmetamorfic.

Credem că în parte (deci și în zona valea Mihăileștui), sulfurile metalifere din cristalinul Carpaților Orientali, săn de origină vulcanogen sedimentar-hidrotermală (mixtă).

Pentru susținerea acestei ipoteze aducem ca argumente următoarele observații de teren și laborator :

1. Pirita este dispusă pe suprafețele de stratificație ale șisturilor.
2. Ivirile cu sulfuri săn însoțite de cuarțuri hidrotermale discordante față de formațiunile cu sulfuri.
3. Pirita (vulcanogen sedimentară) este străbătută de vinișoare de calcopirită și cuarț.

## BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1929) Cercetări geologice în imprejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII. București.
- (1924) Zăcăminte de lignit din bazinul pliocenic de la Borsec. *Inst. Geol. Rom. St. tehn. econ.* III/3, București.



- Athanasiu S. (1899) Geologische Studien in den nordmoldavischen Karpathen. *Jahrsb. d.k.k. geol. Reichsanstalt* 49, 439, 492. Wien.
- (1899) Geologische Beobachtungen in den nordmoldavischen Ostkarpathen. *Ibid. Verhandl. Wien.*
- Bruno W. (1876) Die Erzlagerstätten der Südlichen Bukovina. *Jahrb. d.k.k. geol. Reichsanstalt.* Wien.
- Buteanu V. (1899) Étude pétrographique et chimique des roches eruptives du district de Suceava. *Bul. Soc. des Sc.* 8 Bucarest.
- (1901) Études pétrographique et chimiques des roches eruptives du district de Suceava. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, 1.
  - (1908) Études sur la composition chimiques des minerais de manganese et de fer, qui se trouvent dans le massif cristallin de Broșteni. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, 5.
  - (1908) Études petrographiques et chimiques sur le massif eruptif Călimani-Pietrele Roșii-Lucaci. *An. Scient. Univ. Jassy*. V.
  - (1916) Masivul cristalin de la Broșteni. *Ann. Acad. Rom. Seria II* 38, *Mem. Sc. St.* București.
- Codarcea A.I., Dessila Marcela, Ianovici V. (1957) Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Acad. R.P.R. Bul. Științ. Sect. Geol. Geogr.* II/3—4. București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1965) Cîteva probleme privind stratigrafia Precambriului din Carpații românești. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. (secția geologie)*, 10/2. București.
- Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1964) Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul munților Bistriței (regiunea Bărnărel-Holdița). *D.S. Com. Geol.* L/2. București.
- Cosma S., Peltz S. (1960) Cercetări geologice în regiunea Păltiniș-Drăgoiasa. *D. S. Com. Geol.* XLVII. București.
- Teodoru I., Teodoru Camelie (1962) Cercetări geologice în munții Călimani de Nord. *D. S. Com. Geol.* L/2. București.
- Dimitrescu R. (1959) Tectonica cristalinului Carpaților Orientali. *D. S. Com. Geol.* XL/1. București.
- Götz I. (1939) Geologia munților Călimani-Hărghita. *An. Univ. Cluj.*
- Ianovici V., Butnaru E., Soare Cecilia (1965) Cercetări geologice în regiunea Negoiu Românesc (munții Călimani). Simpozion Suceava.
- Giușcă D., Tânăsescu F. (1964) Zăcăminte de barită și sulfuri metalifere în regiunea Ostra-Gemenea. *Bul. Acad. R.P.R.* București.
  - Ionescu C. (1966) Geologia și stratigrafia cristalinului din Carpații Orientali, regiunea Cirlibaba. *Bul. Acad. R.S.R.* București.
  - Pitulea G. (1966) Stratigrafia șisturilor din Carpații Orientali cu ajutorul metodei radiometrice. *Bul. Acad. R.S.R.* București.
- Kräutner Th. (1938) Das Cristalline Massive von Rodna (Ostkarpathen). *An. Inst. Geol. Rom.* 19. București.
- Macovei G., Athanasiu I. (1933) L'évolution géologique de la Roumanie, en Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* 16, 1931. București.
- Nichita O. (1954) Cercetări geologice în vestul munților Călimani. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII. București.
- Pascu R. (1935) Zăcăminte de minereuri fero-manganifere din regiunea Broșteni, jud. Neamț. *An. Inst. Geol. Rom.* II. București.



- P a u l K. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukovina. *Jahrsb. d.k.k. geol. Reichsanstalt.* 26. Wien.
- P o n i P. (1882) Cercetări asupra mineralelor din masivul cristalin de la Broșceni. *An. Acad. Rom.* II/4. București.
- (1900) Fapte pentru a servi la descrierea mineralologică a României. *An. Acad. Rom.* 12. Mem. sect. St. 1899—1900. București.
- R ă d u l e s c u D. (1957) Șisturile cristaline și zăcăminte de mangan din regiunea Șarul Dornei, distr. Cimpulung. *An. Inst. Geol. Rom.* 12. București.
- P e l t z S. (1968) Cercetări geologice în munții Călimani-Gurghiu. *D.S. Com. Geol.* LIV/1. București.
- S a v u l M. (1924) Les gisements de minerais de manganese du bassin de Neagra Șarului. *Ann. Sc. Univ. Jassy.* 12. Iași.
- (1924) La clasification de roches à manganese parmi les schistes cristallins. *An. Sc. Univ. Jassy.* 13. Iași.
  - (1932) Marginea de est a munților Călimani. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII. București.
  - (1938) Cristallin de Bistrița. La région Dorna-Broșteni (Distr. Cimpulung et Neamț). *An. Sc. de L'univ. de Jassy.* Second. partie (sc-natur). Iași.

## SUR LES MINÉRALISATIONS DE SULFURES POLYMÉTALLIQUES DE LA RÉGION DE COVERCA-DRĂGOIASA (CRISTALLINE DE BISTRITA)

(Résumé)

Dans la région de Coverca-Drăgoiasa, les schistes cristallins apparaissent sous forme de deux séries distinctes, l'une mésozonale, à diaphorèse (Série de Coverca) et l'autre épizonale (Série de Tunzăria) plus récente, transgressive (les conglomérats faiblement métamorphisés se trouvent à la base de la série épizonale), discordante par rapport à la première série. Dans les roches cristallophylliennes mésozonales préexistantes, au cours de la seconde phase de métamorphisme (qui a généré la série épizonale) apparaissent des fractures et des failles qui dans bon nombre de secteurs mettent en rapports anormaux les deux séries. La faille la plus importante est la faille de chevauchement de la colline Vînăt-vallée de Mihăilești. Tout le long de cette faille se développent des migmatites à microcline et cverbiotite dont la paléosome est représentée par des micaschistes, gneiss, chlorito-schistes, séricito-schistes, quartzites noirs.

Dans les secteurs de la vallée de Mihăilești et de la vallée de Ialovița il y a des minéralisations initialement d'origine volcanogène-sédimentaire. On en distingue quatre groupes suivant le faciès minéralogique : à carbo-



nates, à oxydes, à silicates (gisements de manganèse et de fer) et à sulfures (pyrite).

Au cours de la métamorphose se sont formées des solutions hydrothermales qui circulant à travers les roches s'enrichissent en métaux : Cu, Pb, Zn etc. La présence du quartz et de la calcite nous conduisent à présumer l'origine hydrothermale de la minéralisation à sulfures de cette partie des Monts Bistrița.

Il est bien possible que ces minéralisations présentent quelque intérêt économique.

### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique et coupes géologiques de la région de Coverca-Drăgoiasa :

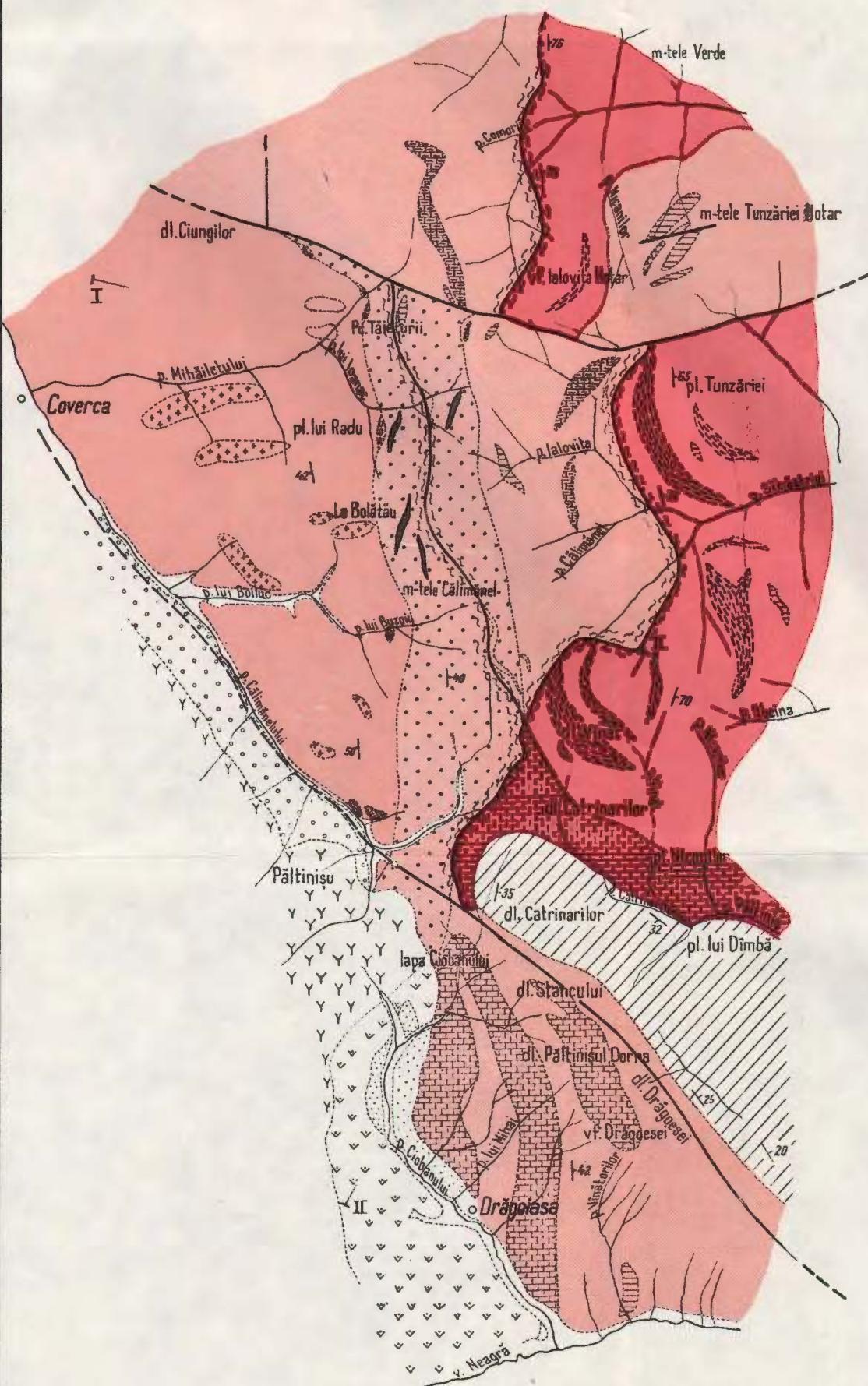
Quaternaire : 1, dépôts alluvionnaires. Néogène : 2 a, argiles à intercalations de charbons ; b 1, aggrégats ; b 2, andésites à pyroxènes ; c, dacites. Crétacé : 3, microconglomérats, grès et argiles. Série migmatique de Bărnar : 4 a, schistes quartzitiques à séricite et biotite ; 4 b, quartzites feldspathiques à biotite ( $\simeq$  everbiotite) ; 4 c, calcaires cristallins à tremolite (marmoréens) ; 4 d, quartzites noirs ; 4 e, gneiss migmatiques à microcline et everbiotite ; 5, faille de chevauchement colline Vinăt-vallée Bărnar. Série épizonale de Tunzăria. Complexe des roches carbonatées et des quartzites noirs : 6 a, calcaires cristallins ; b 1, schistes séricito-chloriteux ; 2, schistes quartzitiques à séricite et biotite ; c, schistes carbonatés à mangano-calcite ; d, quartzites blancs ; e, schistes chloriteux-sériciteux ; f, quartzites noirs, à manganèse, à graphites. Compléxe des schistes à porphyroblastes d'albite : g, schistes chlorito-muscovitiques à porphyroblastes d'albite, des schistes quartzitiques sericiteux, chloriteux ; h, schistes blastopséphitiques et schistes blastopsammitiques. Série mésozonale diaphoritique de Șar-Coverca : 7 a, amphibolites ; b, micaschistes à muscovite, chlorite  $\pm$  biotite ; c, orthogneiss à muscovite ; 8, filons de quartz ; 9, ligne de faille ; 10, coupe géologique.



S. COSMA

# HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII COVERCA – DRĂGOIASA

0 1 2 km



## CUATERNAR

- 1 Deposite aluvionare
- a Argile cu intercalări de cărbuni
- b 1. Aglomerate 2. Andezite cu piroxeni
- c Dacite

## NEOGEN

- 2
- b

## CRETACIC

### SERIA MIGMATICĂ DE BĂRNAR

- 3 Microconglomerate, gresii, și argile
- a Sisturi cuarțitice cu sericit și biotit
- b Cuarțite feldspatice cu biotit (=cverbiotit)
- c Calcare cristaline cu tremolit, marmoreene
- d Cuarțite negre
- e Gnaise migmatische cu microclin și cverbiotit

- 5 Falie de încălcare  
dl. Vinat - v. Bărnar

### SERIA EPIZONALĂ DE TUNZĂRIA

#### COMPLEXUL ROCILOR CARBONATICE

- a Calcare cristaline
- b 1. Sisturi sericito-cloritoase
- c 2. Sisturi cuarțitice cu sericit și biotit
- d Sisturi carbonatice cu manganocalcit

#### CUARTITELOR NEGRE

- e Cuarțite albe
- f Sisturi clorito-sericitoase
- g Cuarțite negre, manganooase, grafitoase
- h Sisturi clorito-muscovitice cu porfiroblaste de albă, sisturi cuarțitice sericitoase, cloritoase
- i Sisturi blastoporfítice și sisturi blastopsamítice

#### COMPLEXUL SISTURILOR CU PORFIROBLASTE DE ALBIT

- j Amfibolite
- k Micașturi cu muscovit, clorit ± biotit
- l Orthognaise cu muscovit

#### SERIA MEZOZONALĂ DIAFTORITICĂ DE SAR-COVERCA

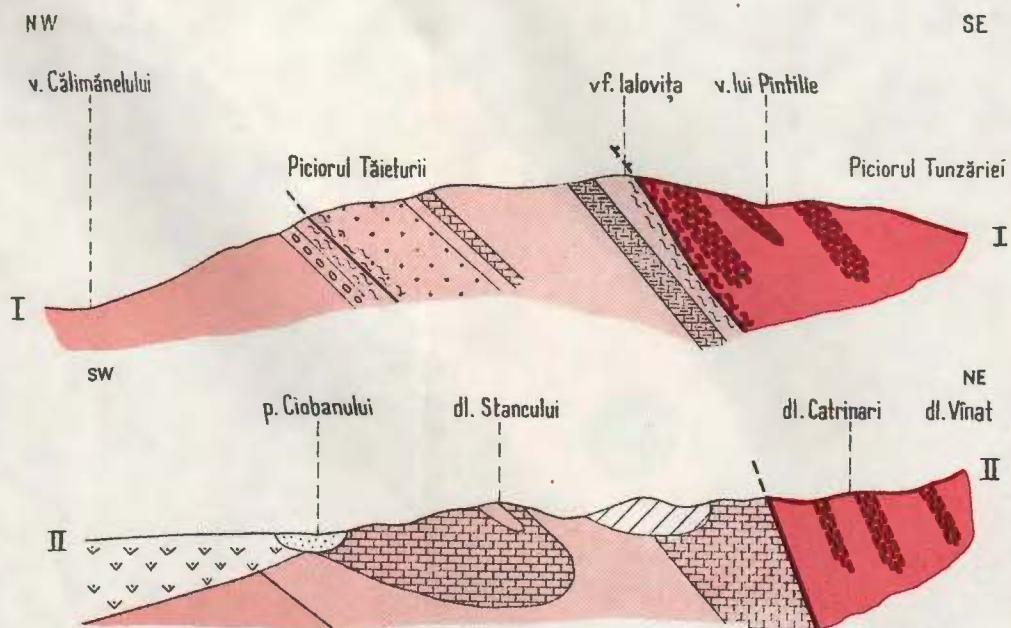
- 8 Filoane de cuarț

- 9 Linie de falie

- 10 Secțiune geologică

## SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNELE COVERCA – DRĂGOIASA

0 2 km



*Dări de seamă ale ședințelor*

Vol. LIV/4 (1966—1967)

***MINERALOGIE-PETROGRAFIE***

**ASUPRA PREZENȚEI UNOR FEROLITE ÎN CUPRINSUL SERIEI  
CALCAROASE DIN PARTEA SUDICĂ A MASIVULUI PRELUCA  
(MARAMUREŞ)<sup>1</sup>**

DE

IOAN KALMĂR<sup>2</sup>

**Abstract**

On the Presence of Ferrolites within the Calcareous Series in the Southern Part of the Preluca Massif (Maramureş). Coarse limestones, Priabonian in age comprise lenticular intercalations of red and grey clays with marcasite concretions which in turn passed by means of the oxidation process into limonite. The concentration of iron has been possible due to favourable chemical and geological conditions, the source of iron ions being the crystalline massif which has undergone a superficial alteration during the above period.

Asupra depozitelor calcaroase din nord-vestul Transilvaniei găsim mențiuni începînd din a doua jumătate a secolului trecut. Haue r și Stache (1863) le menționează existența, iar datarea lor stratigrafică și încadrarea în coloana litologică a bazinului Transilvaniei este făcută de Hoffmann (1887), Koch (1902) și mai tîrziu Răileanu și Săulea (1956) cu precizări aduse de Joja (1956) și mai ales de Dumitrescu (1957), care împreună cu R. Dumitrescu a redactat foaia Tg. Lăpuș a „Hărții geologice a R.P.R.”, scara 1:100.000. O serie de rapoarte nepublicate cuprind date asupra extinderii și constituției calcarelor grosiere în vecinătatea masivului cristalin al Prelucii; astfel cităm lucrările Iliescu<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Comunicare în ședință din 1 martie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecționi. Cal. Griviței nr. 64, București.

<sup>3</sup> Violeta Iliescu. Cercetări geologice în regiunea Mașca-Răzoare. 1954. Arh. Com. Geol. București.



(în colaborare cu Dumitrescu)<sup>4</sup>, Marinescu, Marinescu<sup>5</sup> și Lăzărescu<sup>6</sup> ale cărui lucrări sunt sintetizate în teza de dizertație.

Cristalinul masivului Preluca a fost studiat de mai mulți cercetători, printre care îi cităm pe Krăutner (1937), Stančiu (1955), Gheras et al.<sup>7</sup>, precum și geologii întreprinderilor cu specific economic din cadrul Comitetului Geologic și al Ministerului Minelor. Cele mai recente sunt lucrările de prospecție efectuate de Kalmár<sup>8</sup> care au cuprins atât cristalinul cât și sedimentarul din nordul și sudul acestuia.

După Dumitrescu (1957) seria calcaroasă din sudul și nordul masivului Preluca se poate echivala cu stratele de Cluj, cu pachetul marnelor cu *Nummulites intermedia*, a marnelor cu briozoare și a calcarelor de Hoia luate împreună, în cadrul seriei marine superioare din regiunea Cluj. Vîrsta lor priaboniană superioară este atestată de o bogată faună de moluște și echinide.

Lăzărescu (1965) în zona văii Lăpușului și pe valea Hîrtoapelor (anticlinalul Glod-N Poiana Blenchi) deosebește 4 orizonturi: orizontul cu *Vulsella* și *Orbitolites* (Priabonian superior), orizontul cu *Campanille*, orizontul cu echinide și orizontul cu *Nummulites fabiani*, ultimul realizând, după părerea autorului, trecerea de la Eocen la Oligocen.

Calcarele grosiere aflorează atât la nord cât și la sud-est de masivul cristalin (fig. 1). Excepție face petecul din dealul Dumbrava (Răzoare) placat peste cristalin și peste gresiile stratelor de Turbuța. Succesiuni com-

<sup>4</sup> Violeta Iliescu, Zorela Dumitrescu. Cercetări geologice în regiunea Mașca-Răzoare. 1957. Arh. Com. Geol. București.

<sup>5</sup> F. Marinescu, Iosefină Marinescu. Raport geologic asupra bazinului mijlociu al râului Cavnic. 1954. Arh. Com. Geol. București.

F. Marinescu, Iosefină Marinescu. Raport asupra regiunii dintre râul Lăpuș, vîrful Satra și Groși, regiunea Baia Mare. 1955. Arh. Com. Geol. București.

F. Marinescu, Iosefină Marinescu. Raport asupra regiunii Măgureni-Copalnic, regiunea Lăpuș. 1960. Arh. Com. Geol. București.

<sup>6</sup> V. Lăzărescu. Cercetări geologice între Someș și Lăpuș la NW de Dej. 1965. Lucr. dizertație Inst. petrol, gaze și geologie. București.

<sup>7</sup> N. Gherasi. Raport asupra pegmatitelor de la Răzoare. 1956. Arh. Com. Geol. București.

N. Gherasi, Tamara Bodin. Raport asupra pegmatitelor cu mică de la Răzoare. 1955. Arh. Com. Geol. București.

N. Gherasi, D. Sandu. Contribuționi la studiul zăcămîntului de fier și mangan de la Răzoare. 1955. Arh. Com. Geol. București.

N. Gherasi, Tamara Bodin. Raport geologic asupra zăcămîntului de mangan de la Răzoare. 1955. Arh. Com. Geol. București.

<sup>8</sup> I. Kalmár. Raport asupra prospecțiunilor pentru substanțe minerale utile nematicifere — mică — în regiunea Preluca-Răzoare. 1967. Arh. Com. Stat. Geol. București.



plete în pachetul de calcare, gros de 80—100 m, găsim la nord, pe dealul Pietriș și la sud la Sălnița, Vima Mică, Peteritea, Răzoare și Tg. Lăpuș.

Caracterul lor transgresiv este evidențiat în nordul satului Cufoaia, unde ele depășesc gresiile stratelor de Turbuța acoperind calcarile crista-

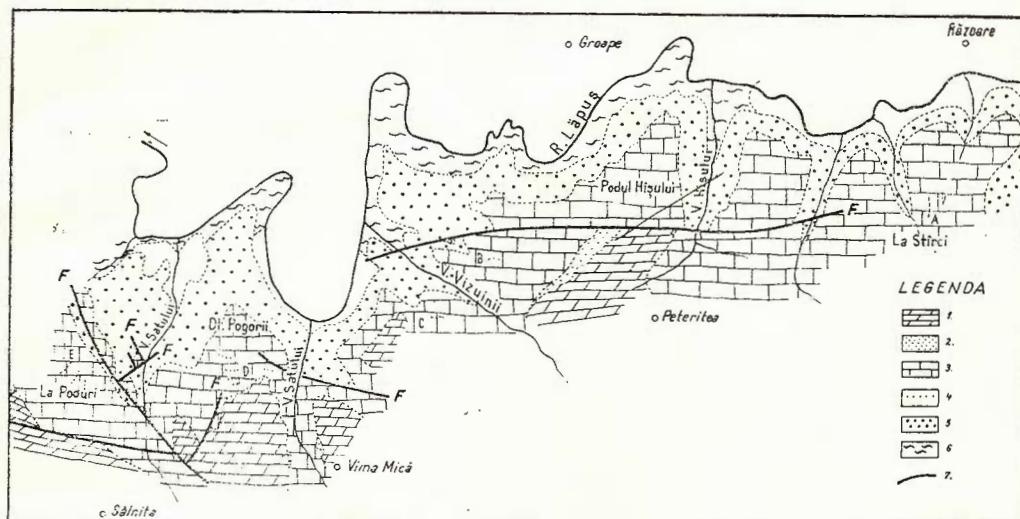


Fig. 1. — Harta geologică a regiunii Răzoare-Peteritea-Sălnița (după datele autorului). Zone de afloriment ale argilelor conținând concrețiuni limonitice: A, dealul Stirci; B, valea

Vizuinii; C, Izvorul Iliei; D, dealul Pogorii; F, La Poduri.

1, stratele de Buzaș; 2, Oligocen inferior; 3, calcare grosier; 4, intercalări argiloase continând minereu de fier; 5, strate de Turbuța; 6, cristalin, (calcare, quartite micacee, micașisturi, paragneiss); 7, fâlie.

Carte géologique de la région de Răzoare-Peteritea-Sălnița (selon les données de l'auteur). Zones d'affleurements des argiles contenant des concrétions limonitiques : A, dealul Stirci; B, vallée Vizuinii; C, Izvorul Iliei; D, dealul Pogorii; F, La Poduri.

1, couches de Buzaș; 2, Oligocène inférieur; 3, calcaires grossiers; 4, intercalations argileuses à minerai de fer; 5, couches de Turbuța; 6, cristallin (calcaires, quartzites micacés, micašistes, paragneiss); F, faille.

line și produsele lor de alterație aşa cum se observă pe valea Tilhăroaia și lîngă șoseaua Baia Mare-Tg. Lăpuș.

La rîndul lor sunt acoperite transgresiv de marnele stratelor de Vima (Lăzărescu, 1965), astfel încît termenii intermediari (stratele de Curtuiuș, Ciocmani, Bizușa și Ileanda) sunt vizibile doar în văile mai adînci, situație subliniată de Iliescu (1954) și Lăzărescu (1965)<sup>9</sup>.

În cadrul calcarelor grosiere se pot deosebi mai multe orizonturi. Ele încep prin calcare grezoase cu numeroase cochilii de *Vulsella legumen d'Arch.*, mulaje de *Megatylotus* și recifi de *Lithothamnion*.

<sup>9</sup> Op. cit. pct. 6.

*mnium* (20 m). Urmează un nivel grezos-masiv, echivalentul bancului cu *Campanille* (10 m), apoi altul, curat, bogat în echinide și corali din familia madreporidelor (50 m). În partea superioară este prezent un banc de cca 2–5 m în care abundă cochiliile de ostreide, pectinide, mulaje de ceriți de talie mică. În partea superioară, calcarul cochilifer suportă bancul cu *Nummulites fabianii* (1,5–2 m).

Calcarele grosiere prezintă din punct de vedere litologic o uniformitate relativă atât pe orizontală cât și pe verticală.

Pe fondul mărunt cristalizat, slab colorat în galben, constituie din granule fine de calcit (sub 0,005 mm) se dispun resturi de organisme calcaroase: alge, foraminifere (în special miliolide), corali, briozoare, moluște și echinide, de obicei sfârimate (pl. I, fig. 2). Pe baza predominării fragmentelor de organisme deosebim: calcare cu miliolide (pl. I, fig. 3), calcare cu orbitoizi (pl. I, fig. 4), calcare cu *Lithothamnium* (dealul Cornetul Vimii, pl. I, fig. 1), calcare coraligene (Podul Hișului, Somoșberț, Vima Mică) (pl. II, fig. 2; pl. III, fig. 1), calcare cu moluște uneori adevărate lumașele, în special de ostrei (Pietriș, Somoșberț, Hîrtoape, dealul Pogorii, valea Balei-Vima Mică, La Poduri), calcare cu radiole de echinide și cu tuburi de viermi (pl. II, fig. 3), la Timiteu Măgureni. Mai rar apar lentile de calcare nummulitice (Dosul Cornetului Vimii — pl. II, fig. 1).

Tot în masa calcarelor apar cu totul subordonat și mici concrețiuni (1–3 mm) de marcasită adesea limonitizată; fragmente de plante incarbonizate, rare granule subrotunde de cuarț de 0,005–1 mm (în variații grezoase sunt destul de frecvente, pînă la 10%); foile de muscovit și feldspați (albit cu 3% An) de neoformăție, de 0,2–0,4 mm.

Între bancurile de calcare grosiere, de 0,2–1 m grosime, apar adesea marnocalcare și argile foioase uneori bituminoase, cu eflorescențe de sulfati (valea Satului-Vima Mică) sau strate subțiri de siltite ruginii poroase, friabile, constituite din granule de cuarț subangulare de 0,01–0,2 mm (65–80%), prinse într-un ciment de atingere de natură argilo-limonitică.

Calcarele grosiere sunt străbătute de numeroase vine de calcit depus pe fisuri, larg cristalizat, de culoare albă sau gălbuiu, amestecată cu o pulbere limonitică-argiloasă (sub 0,005 mm) și uneori, silice secundară (opal și calcedonie).

Redăm în tabelul 1 compozitia chimică a unor probe de calcare grosiere, colectate din diverse puncte caracteristice.

Spre partea bazală și superioară a calcarelor grosiere apar cîteva intercalății argiloase cenușii și roșu-vișinii, slab nisipoase și nisipuri argiloase, adesea glauconitice, bogate în concrețiuni de marcasit și limonit. Aceste intercalății sunt vizibile în toate dealurile formate din calcare gro-



TABELUL 1

*Compoziția chimică a calcarelor grose*

Nr. probei	178	7025	7040	7780
Locul recoltării	Obîrșia văii Cufoaia	Dealul Hirtoape Răzoare	Cariera Băncoi	Dealul Pogorii Vima Mică
CaO	51,85	50,37	58,64	50,21
MgO	0,48	0,50	0,90	0,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	1,10	0,23	2,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	1,58	0,22	1,00
SiO <sub>2</sub>	2,40	9,38	1,20	3,29
MnO	0,07	urme	0,04	urme
CO <sub>2</sub>	43,01	39,10	38,78	39,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	lipsă	urme	urme	0,04
SO <sub>3</sub>	0,16	urme	0,01	0,04
Total	100,00	100,00	97,95	100,00

Analize efectuate în laboratoarele Intreprinderii geologice de prospecție, chimist analist E. Velulescu.

siere atât la sudul insulei cristaline cît și la nord de aceasta. Dezvoltarea lor maximă se localizează între satele Peteritea și Românești, mai ales pe dealul Pogorii și La Poduri (fig. 2, 3). În tabelul 2 redăm compozită chimică

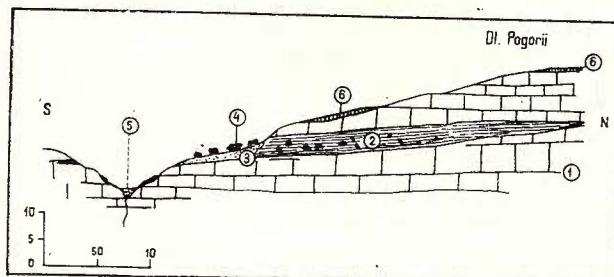


Fig. 2. — Secțiune prin dealul Pogorii.

1, calcare grosier; 2, argilă vișinie; 3, blocuri și concrețiuni de limonit;  
4, argilă roșie resedimentată; 5, dolină.

Coupe géologique à travers la colline de Pogorii :

1, calcaires grossiers; 3, argile griotte; 3, blocs à concrétions de limonite;  
4, argile rouge remaniée; 5, doline.

acătorva probe. Remarcăm conținutul ridicat de fier și de aluminiu precum și participarea redusă a oxizilor de sodiu și magneziu. Potasiul este legat de glauconit, frecvent în rocă, iar după datele analizelor termice și roentgenografice Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> participă și sub formă de hidroxizi liberi.

La microscop observăm prezența granulelor de 0,02–1 mm subangulare și subrotunde de cuarțit metamorfic, 10–20% (format din mai mulți indivizi îndințați, cu extincție ondulatoare) prinse într-o masă fină argiloasă, care poate ajunge la 80% din masa rocii. Adesea, în masa fun-

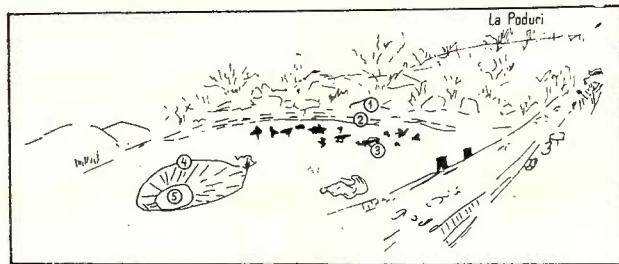


Fig. 3. — La Poduri, Sălnița, schiță de afloriment:

1, calcare grosier; 2, argilă roșie cu concrețiuni de limonit; 3, blocuri de limonit detașate; 4, argilă roșie antrenată de apele de șiroire (depozite deluviale); 5, dolină veche parțial umplută cu argilă roșie resedimentată; 6, sol vegetal și argilă reziduală recentă.

À Poduri, esquisse d'affleurement:

1, calcaires grossiers; 2, argile rouge à concrétions de limonite; 3, blocs de limonite, détachés; 4, argile rouge antrainée par les eaux de ruissellement (dépôts déluviaux); 5, doline ancienne partiellement colmatée avec de l'argile rouge remaniée; 6, sol végétal et argile résiduelle récente.

TABELUL 2

*Compoziția chimică a unor argile cenușii glauconitice intercalate în calcare grosier, de la gura văii Balei-Vima Mică*

Nr. probei	1285 a	1489 c
Locul recoltării	Gura văii Balei-Vima Mică	Gura văii Balei-Vima Mică
SiO <sub>2</sub>	43,27	44,72
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,65	14,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,47	6,26
FeO	6,24	1,94
MnO	0,07	0,15
CaO	2,53	10,08
MnO	1,16	5,56
Na <sub>2</sub> O	urme	0,34
K <sub>2</sub> O	1,32	2,96
S	8,81	8,73
P.C.	12,09	14,04
Roca	Argilă pirotoasă	Marnă argiloasă-nisipoasă

Analizat în laboratorul Întreprinderii geologice de proiecționi, chimist analist M. M a t e i.



damentală apar aglomerări cu structură fin solzoasă, de glauconit (0,3—0,7 mm) granule opace de marcasit de 0,04—0,9 mm (pl. III, fig. 3), pînă la 25%.

Așa cum am amintit, în intercalăriile argiloase din cadrul calcarelor groșiere se întîlnesc acumulări ferolitice fie sub formă de sulfuri, fie ca oxizi hidratați.

În zone situate sub nivelul hidrostatic (valea Vizuinii, valea Balei-Vîma Mică, pl. IV, fig. 3) argilele au culoare cenușie și conțin aglomerări lenticulare de concrețiuni de marcasită.

Concrețiunile au forme neregulate, adesea au structură radiară sau prezintă goluri interioare umplute cu calcit (pl. IV, fig. 1, 2). De cele mai multe ori concrețiunile apar ca măse spongioase vacuoare (pl. IV, fig. 4) cu dimensiuni pînă la 10 cm diametru. În tabelul 3 redăm rezultatele analizelor chimice a cîtorva probe recoltate la gura văii Balei.

TABELUL 3

*Marcasită de la gura văii Balei-Vîma Mică*

Nr. probei	1285 b	1285 c	1489 a
Locul recoltării	Şanţ I	Şanţ I	Şanţ II
Pb	urme	0,16	0,15
Zn	lipsă	lipsă	urme
Cu	lipsă	lipsă	urme
S	23,14	40,57	47,83
Fe	21,72	36,29	43,30
As	urme	0,10	0,30

Analize executate la laboratorul Întreprinderii geologice de prospecții, chimist analyst C. Dumbrava.

La microscop (pl. III, fig. 4) apar plaje întinse de marcasit puternic anizotrop sau agregate radiare caracteristice. Varietățile poroase includ fragmente subrotunde de quart de 0,1—0,3 mm (max. 32%). Ambele varietăți conțin mici granule (de 0,008—0,01 mm) de galenă dispuse la intersecția jerbilor de cristale. Într-un singur punct am reușit să reperăm o mică plajă de calcopirită, cu contur zdrențuit.

Pe culmile dealurilor, în zone situate mult deasupra nivelului hidrostatic argilele au culoare roșu-vîșinie. Pe dealul Pogorii, o intercalărie importantă este deschisă de un șir de doline și materialul argilos de culoare roșie, antrenat de apele de șiroire se redepune în fundul unei văi vechi, actualmente lipsite de scurgere (fig. 2). Se observă o diferență netă între



argila reziduală actuală și argilele roșii din intercalării; primele au o culoare gălbui-cenușie, cu numeroase fragmente colțuroase de calcar și nu conțin concrețiuni limonitice. În schimb argilele roșii conțin mari cantități de astfel de concrețiuni.

Unele concrețiuni (pl. V, fig. 1) au forme moruloide cu structură radială sau pseudomorfozează cristale de marcasită. În spărtură proaspătă

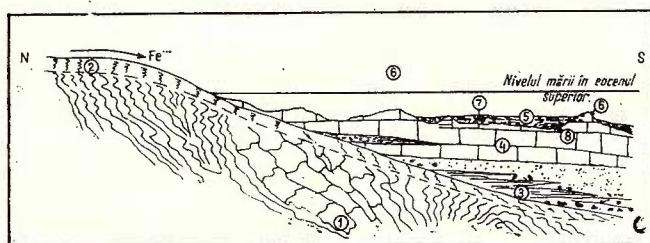


Fig. 4. — Schema formării concrețiunilor de marcasit în intercalăriile argiloase din calcarele grosiere eocene :

1, cristalin Preluca (paragnaise, calcar cristalline, etc.); 2, scoarță de alterație eocenă; 3, stratele de Turbuța; 4, serie calcaroasă, în curs de formare, 5, mil argilos; 6, praguri în fundul mării; 7, nivel Eh = 0 sub care se pot acumula concrețiunile de marcasit (8).

Schéma de la formation des concrétions de marcassite dans les intercalations argileuses des calcaires grossiers d'âge éocène :

1, cristallin de Preluca (paragneiss, calcaires cristallins, etc.); 2, couverture d'altération éocène; 3, couches de Turbuța; 4, série calcaire, en formation; 5, limon argileux; 6, seuils sur le fond de la mer; 7, niveau Eh = 0 en dessous duquel peuvent s'accumuler les concrétions de marcassite (8).

sint negre cu vinișoare și zone relicte de marcasită. La microscop se observă plaje cu contur sinuos de marcasită într-o masă de limonit fin fibros.

Altele, cum sint cele de pe dealul La Poduri, cele din partea de vest a dealului Pogorii, cele din partea centrală a Hîrtoapelor, sau din punctul La Costie-Măgureni au dimensiuni mult mai mari (pînă la 30 cm diametru) și au forme neregulate. Sint constituite din limonit spongios, vacuolar (pl. V, fig. 4) pămîntos sau pseudo-oolitic impurificat cu argilă, silice coloidală sau criptocristalină, oxizi de mangan. La microscop limonitul formează benzi ondulate, plaje ciuruite de granule de cuarț sau benzi intercalate între strate submilimetrice de argilă (pl. V, fig. 5). La o mărire puternică acele fine de goethit devin vizibile (pl. III, fig. 2). Adesea se observă o textură vag concentrică în jurul granulelor de cuarț. Foarte frecvent (pl. V, fig. 2) se păstrează structura relictă, în snopi și jerbe, a marcasitului pe seama căruia s-a format limonitul. Sporadic întîlnim mici plaje de psilomelan de 0,01—0,15 mm.

În tabelul 4 redăm rezultatele analizelor chimice ale unor probe de limonit concreționar. Conținutul ridicat de  $\text{SiO}_2$  se datorește impurificării mecanice cu cuarț detritogen.

Pe baza datelor de teren și a studiului secțiunilor microscopice se poate afirma că acestea s-au format prin oxidarea concrețiunilor de marcasită conținute în argile.

TABELUL 4

*Limonit concreționar din argile roșii intercalate în calcare groziera*

Nr. probei	2288	4571	6567	6570	6574	6575
Locul recoltării	Valea Curechi Peteritea	La Costie-Măgureni	Obîrșia văii Pietrelor-Poiana Porcului	Hirtopul Mare Răzoare	Obîrșia văii Hedroaiei-Peteritea	Dealul Stârci-Răzoare
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	63,20	29,80	30,32	27,96	30,08	28,31
FeO	0,30	0,35				
MnO	0,60	1,62	0,08	0,08	0,30	urme
$\text{TiO}_2$	lipsă	lipsă	lipsă	lipsă	lipsă	lipsă
$\text{SiO}_2$	25,65	41,62	55,90	59,60	62,50	70,84
CaO	lipsă	4,63	lipsă	lipsă	lipsă	lipsă
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,28	lipsă	lipsă	lipsă	lipsă	lipsă
S	0,05	0,10	urme	urme	0,30	0,30
P.C.	10,25	10,41	13,70	13,10	10,00	8,60

Schimbarea culorii argilelor din cenușiu-verzui în roșu-vișiniu se datorește unui proces de oxidare subaeriană.

La rîndul lor, concrețiunile de marcasită întîlnite și ca atare la gura văii Balei și în alte locuri s-au putut forma în argile nisipoase în condițiile specifice existente în bazinul mării eocen-superioare din partea de nord-vest a bazinului Transilvaniei.

În tot cuprinsul Paleocenului și Eocenului rocile aflorind pe domeniul continental situat aproximativ pe amplasamentul actual al masivului Preluca au fost supuse unor procese de alterație subaeriană deosebit de intense. Vestigiile bine conservate ale „scoarței vechi de alterație” (Ruhin, 1966) sunt vizibile în tot cuprinsul masivului, sub cuvertura sedimentară.

În condițiile climaterice existente, uscatul constituie o sursă permanentă de oxizi de fier, vehiculat fie în soluții (de natură humică) fie ca parte componentă a detritusului în special în fracțiunea argiloasă. Manganul provine din paragnaisele și șisturile cuarțitice care au un conținut



de 0,1–0,5% MnO, legat în special în granați (spessartin). Rezistența mare a acestui mineral la procesele de alterație, mobilitatea mai redusă a manganului în condiții hipergene face ca, conținutul în MnO a ferolitelor rezultate să fie redus.

Interesant este de menționat prezența sporadică a sulfurilor de plumb și cupru. Sursa trebuie căutată tot pe uscatul apropiat. În cuprinsul cristalinului Prelucăi atât cercetătorii anteriori cât și autorul prezentei note au identificat numeroase zone cu impregnații difuze de sulfuri, în special în apropierea lentilelor de amfibolite și în lungul unor linii de fractură (Stančiu, 1955; Dumitrescu, 1963). Mobilitatea relativ mare a ionilor de Pb și Cu în condiții hipergene a făcut posibilă antrenarea lor în soluție și transportul lor spre bazinul marin unde s-au precipitat, în mediul reducător, alături de fier, sub formă de sulfuri (gallenă și calcopirită). Arsenul, prezent în cantități și mai mici a urmat probabil aceeași cale.

În lumina acestor date admitem că atât ionii de fier cât și cei de mangan își au originea în rocile cristaline ale ariilor continentale înconjurătoare (masivul Preluca) supus unui proces intens de alterație hipergenă.

Așadar, admitem că în masa sedimentului pelitic terigen acumulat între neregularitățile fundului mării priaboniene de la sudul masivului Preluca s-au instalat condiții reducătoare care au condus în final la apariția concrețiunilor ferolitice, prezente sub formă de marcasită sau de limonit.

## BIBLIOGRAFIE

- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și al Paleogenului în bazinul Lăpușului (nordul depresiunii Transilvaniei). *Lucr. Inst. petrol,gaze, geol.* III. București.
- Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens, Wien.
- Hoffmann K. (1887) Geologische Notizen über die kristallinische Schieferinsel von Preluka und über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland. *Jahrsb. d.k. ung. geol. Anst.* 1885, Budapest.
- Joja Th. (1956) Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou. *An. Com. Geol.*, XXIX, București.
- Koch A. (1902) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landsteile. I. Paleogene Abteilung. *Mith. a.d. Jahrs. d.k. ung. geol. Anstalt X*, Budapest.
- Kräutner T. (1937) Révision des schistes cristallins du Massif de Preluca (Munții Lăpușului). *C.R. Inst. Geol. Roum.*, XXI (1932–1933), București.



- Răileanu G. r., Săulea Emilia (1956) Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou, NW Bazinului Transilvaniei. *An. Com. Geol.* XXXIX, București.
- Ruhin L. B. (1961) Bazele litologiei. Trad. l. rusă (1966). Ed. Tehnică, București.
- Stanciu V. (1955) Contribuții la tectonica cristalinului Preluca (Munții Lăpușului). *D. S. Com. Geol.* XXXIX, București.

## SUR LA PRÉSENCE DE CERTAINES FERROLITES AU SEIN DES CALCAIRES SITUÉS À LA PARTIE MÉRIDIONALE DU MASSIF DE PRELUCA (MARAMUREŞ)

(Résumé)

Les calcaires grossiers d'âge éocène supérieur sont largement développés dans la partie septentrionale et orientale du massif de Preluca. Débordant les couches de Turbuța ils reposent transgressivement sur le cristallin au droit de Cufoaia. Au sein de ces calcaires s'individualisent les quatre horizons mis en évidence dans les régions situées vers le S et vers l'E, horizons constitués principalement de restes d'organismes calcaires et de matériel détritogène, en proportion réduite, englobé dans une masse fondamentale de calcite fine.

Vers la partie inférieure et supérieure des calcaires grossiers se trouvent des intercalations lenticulaires d'argiles grises ou rouges qui contiennent des agglomérations de concrétions ferrolithiques. En dessous du niveau hydrostatique actuel, celles-ci sont constituées de marcassite, alors qu'au-dessus du niveau hydrostatique, de limonite, formée aux dépens de la marcassite.

La concentration du fer, dans les argiles des calcaires grossiers, a eu lieu en milieu réducteur, dans les dépressions existantes sur le fond de la mer d'âge éocène supérieur. Le fer, emprunté à la terre ferme voisine, où, au cours de l'Éocène supérieur, des processus d'altérations intenses ont eu lieu, y a été transporté en solution de nature humique ou à l'état solide (détritus).





Institutul Geologic al României

# P L A N Ş A I



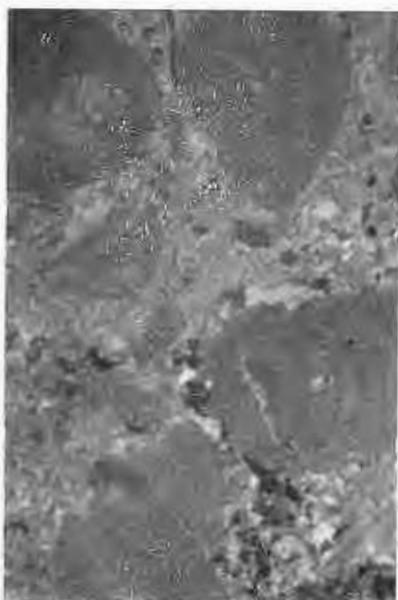
Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

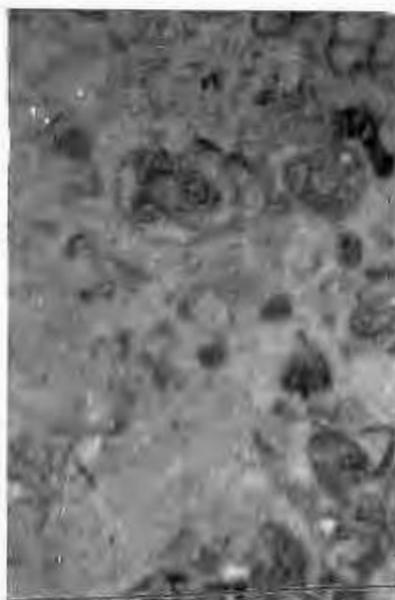
- Fig. 1. — Calcar cu *Lithothamnium*. Cornetul Vimii-vest Vima Mică. N II,  $\times 10$ .  
Calcaire à *Lithothamnium*. Cornetul Vimii-ouest de Vima Mică. N II,  $\times 10$ .
- Fig. 2. — Calcar grosier cu miliolide și fragmente de echinoderme. Valea Hișului-Peteritea. N II,  $\times 10$ .  
Calcaires grossiers à milliolides et fragments d'échinides. Valea Hișului-Peteritea. N II,  $\times 10$ .
- Fig. 3. — Calcar grosier cu miliolide și briozoare. Ovîrșia Văii Cufoii-Cufoaia. N II,  $\times 10$ .  
Calcaires grossiers à milliolides et bryozoaires.  
Embouchure de la vallée Cufoii-Cufoaia. N II,  $\times 10$ .
- Fig. 4. — Calcar cu orbitoizi și cu plăci de echinide. Izvorul Ilui, Vima Mică. N II,  $\times 10$ .  
Calcaires à orbitolines et plaques d'échinides. Izvorul Ilui, Vima Mică. N II,  $\times 10$ .



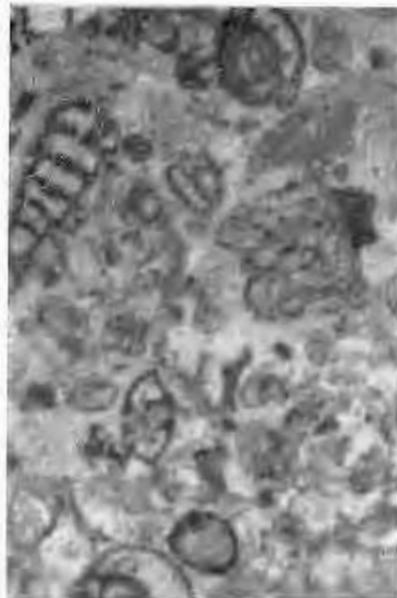
I. KALMÁR. Acumularea fierului în calcarale grosiere—Preluca. Pl. I.



1



2



3



4

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIV/4

## PLANŞA II

- Fig. 1. — Calcar cu numuli și sfârșitmături de moluște. Bancul cu *N. fabiani*, Izvorul Ilii-Vima Mică.  
Calcaire à Nummulites et débris de mollusques. Banc à *N. fabiani*, Izvorul Ilii-Vima Mică.
- Fig. 2. — Calcar coraligen. Cornetul Vimii-Vima Mică.  
Calcaires coralligènes. Cornetul Vimii-Vima Mică.
- Fig. 3. — Calcar cu radiole. La Timiteu, Măgureni.  
Calcaires à radioles. La Timiteu, Măgureni.



I. KALMÁR. Acumularea fierului în calcarele grosiere—Preluca. Pl. II.



1



2



3

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIV/4



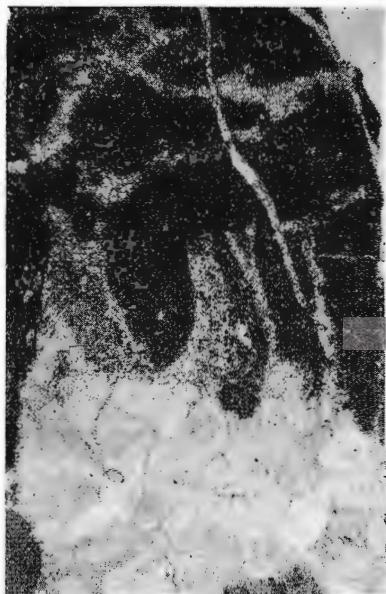
Institutul Geologic al României

### PLANŞA III

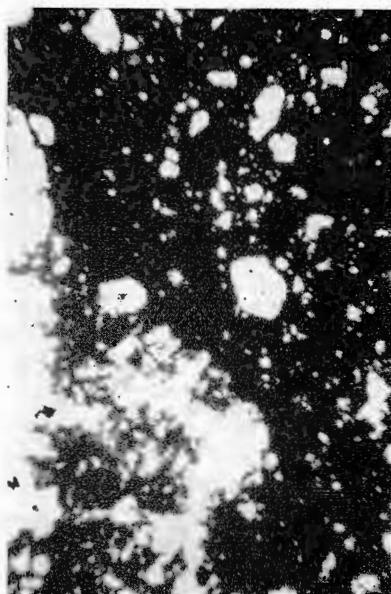
- Fig. 1. — Caliciu de coral și impresiunea tentaculelor, conservate în calcarul cu miliofide. Podul Hișului, Peteritea, N II,  $\times 5$ .  
Calice de corail et impressions des tentacules, conservés dans les calcaires à milliofides. Podul Hișului, Peteritea, N II,  $\times 50$ .
- Fig. 2. — Limonit fibros. Dealul la Poduri-Românești. Secțiune subțire, imersie. N II,  $\times 500$ .  
Limonite fibreuses. Colline la Poduri-Românești. Coupe mince, immersion. N II,  $\times 500$ .
- Fig. 3. — Argilă nisipoasă glauconitică. c, cuarț; g, glauconit; mo, minerale opace; a, argilă. Gura văii Balei, Vima Mică, N II,  $\times 100$ .  
Argile sableuse à glauconie. c, quartz; g, glauconite; mo, minéraux opaques; a, argile. Embouchure de la vallée Balei, Vima Mică, N II,  $\times 100$ .
- Fig. 4. — Limonit (l), cuarț (c), calcit (k). Dealul Hirtoape, Răzoare. Secțiune lustruită.  $\times 70$ .  
Limonite (l), quartz (c), calcite (k). Colline Hirtoape, Răzoare. Surface polissée  $\times 70$ .



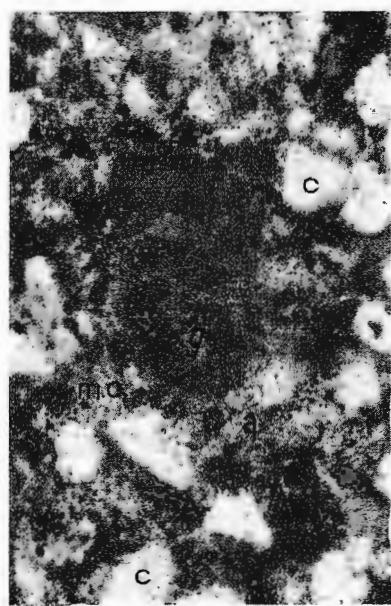
I. KALMÁR. Acumularea fierului în calcarile grosiere—Prelucă. Pl. III.



1



2



C

3



C  
B

4

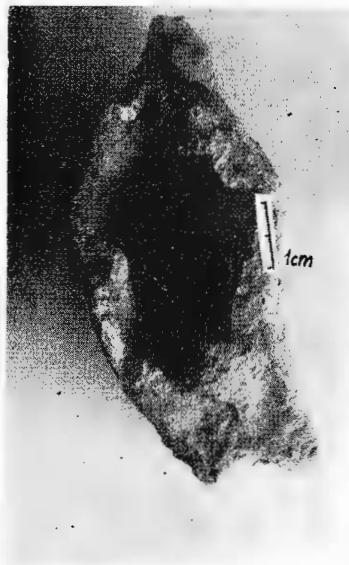
Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIV/4

## PLANŞA IV

- Fig. 1. — Concreţiune de marcasiită cu goluri. Gura văii Balei-Vima Mică, şanţ nr. 2.  
Concrétion de marcassite avec creux. Embouchure de la vallée Balei-Vima Mică, tranchée nr. 2.
- Fig. 2. — Concreţiune de marcasiită. Gura văii Balei-Vima Mică, şanţ nr. 2.  
Concrétion de marcassite. Embouchure de la vallée Balei-Vima, tranchée nr. 2.
- Fig. 3. — Gura văii Balei-Vima Mică. Şanţurile I şi II precum şi excavaţia G au interceptat intercalajia argiloasă purtătoare de concreţiuni de marcasiită.  
Embouchure de la vallée Balei-Vima Mică. Les tranchées I et II ainsi que l'excavation G ont intercepté l'intercalation argileuse à concrétiions de marcassite.
- Fig. 4. — Concreţiune de marcasiită. Gura văii Balei-Vima Mică, şanţ nr. 1.  
Concrétion de marcassite. Embouchure de la vallée Balei-Vima Mică, tranchée nr. 1.



I. KALMÁR. Acumularea fierului în calcarale grosiere—Preluca. Pl. IV.



1



2



3



4

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIV/4

## PLANŞA V

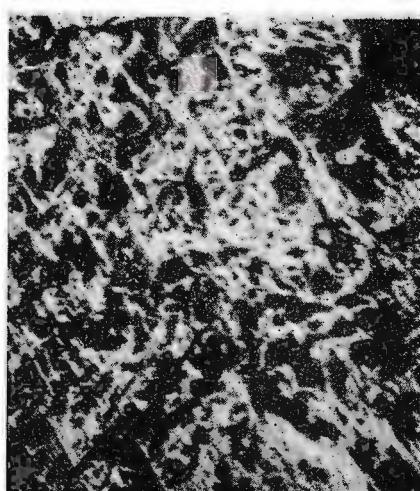
- Fig. 1. — Concrețiune moruloidă de limonit. Valea Vizuinii, Vima Mică.  
Concrétion moruloide de limonite. Valea Vizuinii, Vima Mică.
- Fig. 2. — Pseudomorfoze de limonit după marcasit. Sălnița de Sus. Dealul Pogorii.  
Pseudomorphose de limonite après la marcassite. Sălnița de Sus. Dealul Pogorii.
- Fig. 3. — Marcasită cu structură radiară. Secțiune lustruită. g = galenă.  $\times 10$ .  
Marcassite à structure radiaire. Surface polissée. g = galène.  $\times 10$ .
- Fig. 4. — Limonit vacuolar. Dealul La Poduri, Românești.  
Limonite vacuolaire. Colline la Poduri, Românești.
- Fig. 5. — Concreștere dintre limonit (1) și argilă (a). La Poduri-Românești. Secțiune lustruită.  $\times 70$ .  
Enchevetrement de limonite (1) et d'argile (a). La Poduri-Românești. Surface polissée.  $\times 70$ .



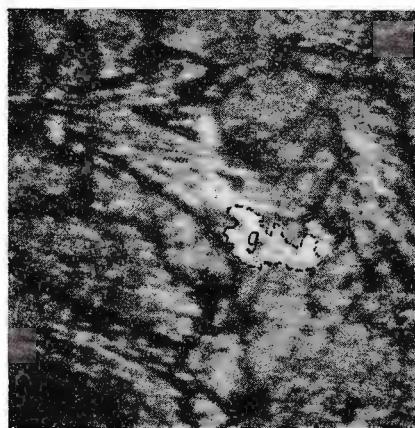
I. KALMÁR. Acumularea fierului în calcarale grosiere—Preluca. Pl. V.



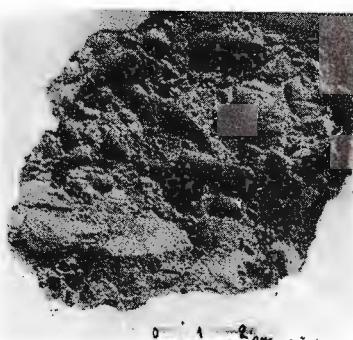
1



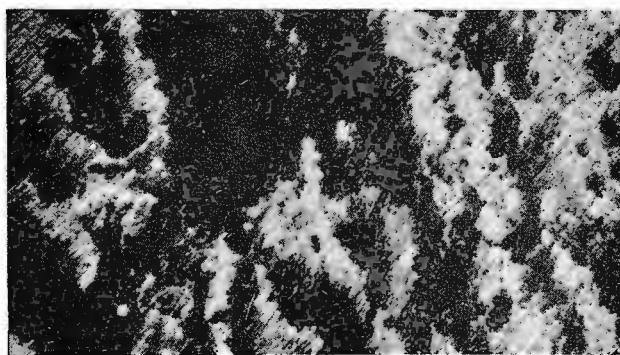
2



3



4



5

Institutul Geologic. Dări de seamă ale şedintelor, vol. LIV/4

*Dări de seamă ale şedinţelor*  
Vol. LIV/4 (1966—1967)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

STRATIGRAFIA ȘI STRUCTURA ZONEI MEZOMETAMORFICE  
A MASIVULUI POIANA RUSCĂ<sup>1</sup>

DE

OSKAR MAIER, IOAN SOLOMON, PETRE ZIMMERMANN, VOICHIȚA  
ZIMMERMANN<sup>2</sup>

**Abstract**

Stratigraphy and Structure of the Poiana Ruscă Mesometamorphic Crystalline Formations. Within the mesometamorphic series of the Poiana Ruscă, massiff, four stratigraphical complexes whose denomination summarizes their essential petrographical characteristics, have been distinguished. Three lower complexes have been metamorphosed under the quartz-albite-epidote-biotite subfacies; the upper complex has been metamorphosed under the staurolite-almandine subfacies. The major structure of the mesometamorphic zone is represented by the Voislova-Silvaș anticline bordered by two synclines. Two striking faults affect the flanks of the anticline which is uplifted generating a horst structure.

*Introducere.* Prezenta lucrare reprezintă rezultatul preliminar al cartărilor detaliate pe care le-am început în 1961 în extremitatea vestică a masivului Poiana Ruscă în regiunea Nădrag-Tincova și pe care le-am continuat în anii următori în întreaga unitate mezometamorfică a acestui masiv.

Regiunea la care ne referim este delimitată la N de falia Teliuc-Vadu Dobrii, la S de culoarul râului Bistra, la E de sedimentarul bazinului Hațeg și al bazinului Streiului, iar la W de depozitele sedimentare ale bázinului Rusca Montană-Lunca Cernii.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 1 martie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecțiuni. Cal. Griviței nr. 64. București.



Literatura geologică referitoare la mezozona munților Poiana Ruscă este destul de bogată datorită în special lentilelor de magnetit care apar în diferite puncte ale zonei și care au constituit în trecut obiectul unor mici exploatari miniere. Majoritatea acestor lucrări se ocupă de geneza minereului de fier și de descrierea micilor lucrări de exploatare minieră. Ipoteza originii metasomatice a minereului de fier din Poiana Ruscă emisă de Schafarzik (1905—1907) este preluată cu unele precizări de către geologii ulteriori. În 1942, Codarcea și Petruțian<sup>3</sup> emit pentru prima dată ipoteza originii sedimentare a acestui minereu și precizează legătura dintre gradul de metamorfism regional și tipul de minereu. Aceeași geneză este atribuită magnetitului din zona mezometamorfică și de Ghikabudești<sup>4</sup>, care susține originea sedimentară și a amfibolitelor în apropierea cărora este găzduit minereul.

În 1952, Pavelescu (1954) dă o descriere petrografică amănunțită a principalelor tipuri de roci pe care le grupează în complexe petrografice. Rocile complexului amfibolic sunt considerate ca provenind dintr-un material sedimentar marnos. Prezența complexului feldspatic este pusă pe seama injectării unor soluții aplito-pegmatitice în lungul unor zone de fractură. În regiunea Boiu-Mesteacăn este semnalată o serie de tranziție spre faciesul epizonal. Această serie de tranziție este considerată de un grup de geologi de la T.P.E.D.M.N.<sup>5</sup> ca ocupând o poziție superioară față de seria mezozonală.

Pegmatitele din regiunea Voislova-Bucova au fost studiate de Gherasi<sup>6</sup>.

Geologia bazinelor sedimentare limitrofe a fost trecută în harta noastră după rapoartele geologilor : Iliescu, Iliescu, Mărgărit, Mărgărit, Nicolaescu<sup>7</sup> pentru bazinul Hațegului ;

<sup>3</sup> A.I. Codarcea, N. Petruțian. Raport geologic minier asupra zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă, regiunea Teliuc-Ghelar. 1942. Arh. Com. Geol. București.

<sup>4</sup> S.t. Ghikabudești. Lentile de magnetit din Munții Poiana Ruscă de SE. 1944. Arh. Inst. Geol. Rom. București.

<sup>5</sup> T.P.E.D.M.N. Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni geologice în perimetru Lunca Cernii (Poiana Ruscă). 1960. Arh. Com. Geol. București.

<sup>6</sup> N. Gherasi. Raport geologic asupra pegmatitelor cu mică din regiunea Voislova-Bucova. 1952. Arh. Com. Geol. București.

<sup>7</sup> G.h. Iliescu, Maria Iliescu, G.h. Mărgărit, Maria Mărgărit, V. Nicolaescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru cărbuni. Bazinul Hațeg. 1960. Arh. Com. Geol. București.

Dincă, Georgescu, Georgescu<sup>8</sup> pentru bazinul Rusca Montană-Lunca Cernii;

Zberea, Zberea, Tudor, Radu<sup>9</sup> pentru bazinul Streiului.

## I. Geologia șisturilor cristaline

Orizontarea șisturilor cristaline mezometamorfice întâmpină dificultăți incomparabil mai mari decât orizontarea șisturilor epimetamorfice, datorită atât transformărilor mai intense suferite de sedimentele inițiale în timpul metamorfismului regional în care aspectele originale ale rocii sînt aproape complet șterse, cît și mai ales fenomenelor de feldspatizare, care afectează în bună parte și compoziția mineralogică a rocii, ceea ce îngreuiază și mai mult reconstituirea sedimentelor premetamorfice.

Pe baze litologice și după principiul superpoziției au fost separate următoarele complexe :

1. Complexul filitelor sericito-cuarțitice cu clorit ( $Cx_1$ )
2. Complexul șisturilor actinolitice ( $Cx_2$ )
3. Complexul micașisturilor cu granat ( $Cx_3$ )
4. Complexul paragnaiselor cu biotit ( $Cx_4$ ) cu două orizonturi :
  4. 1. Orizontul inferior (magmatogen)
  4. 2. Orizontul superior (terigen)

1. *Complexul filitelor sericito-cuarțitice cu clorit ( $Cx_1$ )*. Acest complex ocupă partea cea mai profundă în stiva șisturilor cristaline din unitatea mezometamorfică a munților Poiana Ruscă, alcătuind zona de boltire a anticlinalului Voislova-Silvaș, între Lunca Cernii și limita estică a cristalinului.

Limita inferioară a complexului nu este cunoscută, limita superioară este bine marcată de prezența unui calcar cristalin aparținând complexului imediat superior.

Grosimea cunoscută a acestui conplex este de aproximativ 1200—1500 m.

Din punct de vedere petrografic complexul este destul de monoton. El constă în special din șisturi și filite cloritice sericitice, în care aceste două

<sup>8</sup> A. Dincă, D. Georgescu, Lenuta Georgescu. Raport geologic. Prospectiuni pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană (continuare). 1963. Arh. Com. Geol. București.

<sup>9</sup> A. Zberea, Maria Zberea, T. Tudor, Otilia Radu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru tufuri vulcanice în regiunea Strei (Hunedoara). 1958. Arh. Com. Geol. București.



minerale sănt prezente în cantități variabile, determinînd culoarea și aspectul general al rocii. În varietățile mai foioase se observă pe suprafetele de șistozitate și prezența unor paie mici de biotit. Biotitul este mai frecvent spre partea superioară a complexului, unde își face apariția și granatul în general mărunt, dar putind atinge în cîteva puncte cum ar fi de exemplu pe valea Anineilor dimensiuni milimetrice. Atât biotitul cît și granatul sănt parțial sau total transformați în clorit. Relictele de șisturi faneroblastice se păstrează sub forma unor intercalații disconținute îndeosebi în partea de est a regiunii, pe văile Anineilor, Mălosului și Fîntînilor.

2. *Complexul șisturilor actinolitice (Cx<sub>2</sub>)*. Limita inferioară a acestui complex îl formează un calcar alb-cristalin, asociat de obicei cu șisturi amfibolice fin nematoblastice. Acest calcar poate fi urmărit cu unele discontinuități pe ambele flancuri ale anticlinalului major și în zona pseudopericlinală ale acestuia. Între calcarul alb și șisturile fin amfibolice (asemănătoare ca aspect cu șisturile tufogene bazice) se observă îndințări faciale, astfel că în locurile unde calcarul lipsește, limita cu complexul inferior a fost considerată la baza acestor șisturi amfibolice. Menționăm că în cîteva puncte cum ar fi la Prislop, la nord de Boița, la nord de Livada, apare sub calcar un ortoamfibolit care a fost înglobat complexului acestuia (Cx<sub>2</sub>). Pe flancul nordic al anticlinalului ortoamfibolitul a fost întlnit sub formă de fragmente pe un affluent drept al rîului Cerna în apropierea localității Dăbica.

Fondul petrografic al complexului Cx<sub>2</sub> îl constituie șisturile muscovito-cuarțitice cu sau fără pigment grafitos, în care granatul și biotitul sănt de obicei mărunt cristalizați. În aceste șisturi se intercalează la diferite nișe șisturi asemănătoare cu cele care însoțesc calcarul bazal asociate sau nu cu calcare și dolomite calcaroase.

În partea de est a regiunii, pe flancul sudic al anticlinalului între valea Mesteacăñ și localitatea Livada, se intercalează aproximativ la mijlocul complexului un calcar gălbui brecios (asociat cu un șist amfibolic), în vecinătatea căruia apare mineralizația de la Boița. Acest calcar reapare pe valea Mășcașului cu aceleași caractere petrografice dar lipsit de mineralizație. Pe flancul nordic al anticlinalului, calcarul gălbui, brecios, n-a fost întlnit.

La limita superioară a complexului se găsește în zona pseudopericlinală a anticlinalului Voislova-Silvaș, un șist amfibolic cu două intercalații subțiri de calcar alb. Peste acesta urmează complexul micașisturilor cu granat. Spre est șistul amfibolic superior se efilează. Între valea Vă-

lioara și Livada spre partea superioară a complexului  $Cx_2$  se dezvoltă un dolomit cenușiu.

Sub aspect petrografic rocile amfibolice ale acestui complex sunt formate din hornblendă verde-albăstruie, de obicei asociată cu granat și biotit sau numai cu unul din aceste minerale, cu epidot și ceva titanit. Șistul amfibolic de la limita superioară a complexului este calcaros și granațifer. Pe flancul nordic al anticlinalului au fost întâlnite amfibolite monominerale cu o hornblendă verde.

În toate tipurile de roci amfibolice din acest complex este prezent magnetitul, cauza aliniamentului de anomalii magnetice ce se suprapun peste complex. Natura inițială a rocilor amfibolice nu a putut fi precizată. Este probabil ca șistul amfibolic calcaros de la limita superioară a complexului să fie paraamfibolit, dar considerăm că o parte a rocilor amfibolice își datorează existența unor manifestări ale magmatismului inițial. Ne gîndim în special la ortoamfibolitul de sub calcarul bazal și la amfibolitul monomineral a cărui compoziție mineralologică poate fi cu greu dedusă dintr-un sediment.

Grosimea acestui complex este de aproximativ 400—750 m.

3. *Complexul micașisturilor cu granat ( $Cx_3$ )*. Peste complexul șisturilor actinolitice urmează în succesiunea geometrică un complex de micașisturi cu granat care marchează o perioadă de sedimentare terigenă cu sedimente aluminoase. Limita inferioară a complexului o formează șistul amfibolic calcaros de care am vorbit la complexul subiacent și nu este cunoscută pînă în prezent decît în zona pseudopericlinală a anticlinalului major, pe flancul sudic și în parte pe flancul nordic al acestuia. Acolo unde atât șistul amfibolic cât și calcarul intercalat în acesta sau dolomitul cenușiu lipsesc, limita a fost trasată oarecum arbitrar, sub primele micașisturi cu granat mare.

În partea de nord-vest a regiunii unde complexul micașisturilor cu granat este bine dezvoltat pe afluenții stîngi ai rîului Cerna, limita inferioară a complexului nu a putut fi cartată, deși este foarte posibil ca pe afluenții drepti de la obîrșia văii Bîlea să apară complexul șisturilor actinolitice. Acest lucru mai trebuie verificat. În partea sud-estică a regiunii, unde complexul micașisturilor cu granat reapare la zi, limita sa inferioară este acoperită de șesul aluvionar al Bistrei și de depozitele miocene ale bazinului Hațeg.

Din punct de vedere petrografic complexul acesta este destul de monoton fiind format predominant din micașisturi cu granat în care se găsesc intercalații de paragnaise și mai rar de roci amfibolice. Între Buco-

va și Zăicanii intercalăriile amfibolice sunt mai numeroase. Tot aici menționăm două intercalării subțiri de calcar cristalin, iar spre partea superioară a complexului apar mai multe silluri de metadacite.

Puținele intercalării amfibolice sunt formate în general din hornblendă comună, verde și sunt de obicei granatifere. La obârșia văilor Florușului și Poienărească apare o rocă formată exclusiv din hornblendă și granat. Pe pîrîul Mărului (Zăicanii) există o mică ivire de rocă ultrabazică metamorfozată.

Fenomenele de retrometamorfism care se manifestă și în complexul micașisturilor cu granat, ating intensitatea maximă între Bucova și Zăicanii unde granatul apare relict în cîteva puncte; în rest este complet cloritizat ca de altfel și biotitul.

Feldspatizarea prezintă în mai mică măsură și în complexul șisturilor actinolitice a fost mai intensă în complexul micașisturilor cu granat mai ales în sudul regiunii, unde rocile de tipul venitelor sunt destul de frecvente.

4. *Complexul paragnaiselor cu biotit (Cx<sub>4</sub>)*. Acest complex are grosimea cunoscută de aproximativ 2500 m și are cea mai mare răspîndire în unitatea mezometamorfică. Caracteristica principală a acestuia este predominarea paragnaiselor cu biotit.

Limita inferioară a complexului este destul de greu de trasat avînd în vedere faptul că și în acest complex se întîlnesc șisturi cu granat după cum și în complexul subiacent se intercalează paragnaise. La partea inferioară a complexului paragnaiselor cu biotit se individualizează însă un orizont în care rocile amfibolice formează numeroase intercalării, ceea ce nu este cazul la complexul micașisturilor cu granat. Din această cauză limita inferioară a complexului paragnaiselor cu biotit a fost trasată sub prima intercalatie amfibolitică acolo unde micașisturile cu granat măre se termină.

Complexul paragnaiselor cu biotit a fost subîmpărțit în două orizonturi :

4. 1. Orizontul inferior caracterizat prin frecvența rocilor amfibolice.
4. 2. Orizontul superior, în care intercalăriile amfibolice sunt rare, caracterul petrografic al orizontului indicind o sedimentare de material preponderent terigen.

Limita dintre aceste două orizonturi nu este riguroasă.

4. 1. Orizontul inferior (magmatogen). În alcătuirea acestui orizont intră paragnaise cu biotit, șisturi muscovito-biotitice,



șisturi amfibolice, gnaisse amfibolice, ortoamfibolite și intercalații subțiri de calcar alb, cristalin.

Orizontul inferior este bine deschis pe valea Cernii și pe afluenții stângi ai acesteia, începînd din falia Chergheș-Ruschița pînă la falia Teliuc-Vadu Dobrii. El reapare la sud de bazinul sedimentar Rusca Montană-Lunca Cernii, în pseudopericlinul anticlinalului Voislova-Silvaș, pe valea Stîrminosului și pe afluenții acesteia și pe flancul sudic al anticlinalului pînă la limita estică a cristalinului.

Regăsim orizontul inferior în axul și pe flancurile sinclinalului Băuțar-Ștei.

Orizontul inferior se caracterizează prin frecvența intercalațiilor amfibolice (dintre care cel puțin o parte sunt în mod sigur ortoamfibolite), prin prezența și a altor roci metaeruptive cum ar fi metaserpentinitele, metadoleritele și metadacitele, prin intercalațiile subțiri și discontinui de calcar cristalin și prin lentilele mici de magnetit cunoscute în regiune și care sunt găzduite toate în acest orizont. Acest orizont marchează un moment de intensă activitate a magmatismului inițial.

În sinclinalul Băuțar-Ștei feldspatizarea intensă a șters pe alocuri aproape complet caracterele inițiale ale complexului. În celealte zone de răspîndire ale orizontului inferior deși feldspatizarea s-a manifestat, ea nu a atins intensitatea observată în zona sinclinalului Băuțari-Ștei.

**4. 2. Orizontul superior (terigen).** Se caracterizează prin predominarea șisturilor formate pe seama unor sedimente psamito-pelitice, paragnaise cu biotit, șisturi cuarțitice cu biotit, șisturi cuarțito-muscovitice cu granat mărunt (parțial cloritizat), în care se întîlnesc intercalații rare și subțiri de șisturi amfibolice.

Orizontul superior ocupă zona axială și flancul nordic al sinclinalului Lunca Cernii-Hașdău și zona axială a sinclinalului Băuțar-Ștei în versantul stîng al văii Fierului, pînă la limita cu sedimentarul.

Intensitatea feldspatizării este maximă în acest orizont, în care venitele, agmatitele și nebulitele formează aproape în întregime sinclinalul Lunca Cernii-Hașdău și sinclinalul Băuțar-Ștei. Continuarea unora din intercalațiile de roci amfibolice nu mai poate fi recunoscută decît după elementele relicte din agmatite.

## II. Roci metaeruptive

Am amintit în capitolele precedente fără a intra în detalii existența în diferitele complexe dar mai ales în complexul micașisturilor cu granat



și în orizontul inferior al complexului paragnaiselor cu biotit a unor roci metaeruptive. Au fost separate următoarele tipuri :

1. **M e t a o l i v i n i t e .** Pe valea Florușului și pe un affluent al acesteia, pe un affluent drept al Bistrei, în comuna Bucova și pe pîriul Mărului (Zeicani) au fost întîlnite cîteva corpuri lentiliforme, concordante cu șisturile cristaline, de o rocă olivinică parțial serpentinizată. Acolo unde serpentinizarea nu este decît incipientă, roca este formată aproape exclusiv din olivină proaspătă, străbătută din loc în loc de cristale lungi de tremolit. Pe fisuri se observă formarea serpentinului. Spre periferia corpurilor lenticulare, olivina se păstrează sub formă de resturi între sno-pii de tremolit. Pe valea Remetea și în deschiderea din comuna Bucova, roca este șistoasă și este formată din tremolit și talc. În cîteva corpuri mici serpentinizarea este completă.

2. **M e t a g a b b r o u r i .** Problema originii amfibolitelor din unitatea mezometamorfică a Poienii Ruscă a fost discutată de G h i k a - B u d ești<sup>10</sup> și de P a v e l e s c u (1954). Ambii autori ajung la concluzia că este vorba de paramfibolite formate prin metamorfozarea unor marne. Chimismul unora din aceste roci (analizate de chimist S u z i I l i - e s c u ) comparat cu studiul microscopic, ne-a condus la concluzia că o bună parte a amfibolitelor, în special a celor din orizontul inferior al complexului paragnaiselor cu biotit, sănt roci eruptive bazice, metamorfozate. La aceste roci, hornblenda și plagioclazul au tendințe spre idiomorfie ; plagioclazul este destul de bazic, titanitul este prezent în cantitate relativ mare.

Valorile Niggli calculate pentru trei analize de amfibolite se proiectează în tetraedri *al-fm-c-alk* în domeniul rocilor eruptive. Parametrul *qz* este negativ indicînd absența cuarțului liber ceea ce corespunde compoziției mineralogice observate. Valorile relativ mari ale parametrului *T* pun în evidență participarea moleculei anortitice la formarea plagioclazului. Valorile negative ale parametrului *t* concordă cu o origine eruptivă a acestor roci. Parametrul *ti* este relativ mare.

Compararea directă a valorilor Niggli calculate cu tipurile magmatische clasice repartizează amfibolitele analizate magmelor gabbrodioritice-gabbroide normale. Compararea directă a unuia din aceste amfibolite (15) cu valorile Niggli ale unui gabrou din Finlanda, demonstrează o concordanță remarcabilă a chimismului celor două roci :

<sup>10</sup> Vezi nota 4.

	Gabbroul Niemi, Lavia-Finlanda	Metagabbroul nr. 415 Poiana Rusă
si	105,60	116,0
al	22,75	22,2
fm	46,96	48,9
c	26,30	24,0
alk	3,99	4,9
k	0,17	0,2
mg	0,37	0,4
ti	—	3,7
c	0,56	0,5

3. Metadolerite. Pe pîriul Chiciora affluent al văii Lăturoasa se intercalează în sisturile orizontului inferior al complexului paragnaiselor cu biotit, o rocă amfibolică fanero cristalină, formată dintr-un amfibol slab pleocroic cu un nucleu idiomorf ce amintește forma cristalelor de augit, dar cu birefringență scăzută. Amfibolul trece periferic în biotit, epidotul este abundant, titanitul granular apare în cristalele de amfibol. Plagioclazul acid este relativ rar. Roca seamănă destul de bine cu metadoleritele de la Nădrag pe care le-am descris într-o lucrare anterioară (Maijer, Solomon, 1967).

4. Metadacite. Formează cîteva silluri ce alternează cu amfibolite la obîrșia văii Florușului și a văii Poienărească, pe culmea de la sud de această din urmă vale precum și pe un affluent drept al văii Remetea.

Roca are un aspect caracteristic; masa fundamentală de culoare cenușie-neagră, este formată după cum se observă la microscop din biotit foarte fin cristalizat asociat cu cuart și albit, uneori și cu granat mărunt. Fenocristalele relicte sunt în cea mai mare parte un albit rotunjît, maclat polisintetic și mai rar un cuart.

Nu dispunem deocamdată de analize chimice dar prin compararea cu alte roci similare studiate, concludem că este vorba de un dacit sau poate de un andezit cuarțifer metamorfozat.

Prezența rocilor metaeruptive în complexul sistemelor actinolitice și în orizontul inferior al complexului paragnaiselor cu biotit pune în evidență o perioadă de intensă activitate a magmatismului inițial în timpul depunerii sedimentelor pe seama căror s-au format cele două complexe.

### III. Rocî feldspatice

La descrierea complexelor am amintit de existența unor roci feldspatice în zona celor două sinclinale majore. Aceste roci au fost descrise amânunțit de Pavelescu (1954) care consideră că ele își datorează

existența „injectării unor soluțiuni de natură aplito-pegmatitică în rocile acestor zone, care primordial formau probabil cute anticlinale, soluții care au accelerat și intensitatea metamorfismului”.

Nu ne propunem să discutăm geneza acestor roci care vor constitui obiectul altei lucrări și vom privi, așa cum ne-am propus, doar aspectul cartografic al problemei.

Pe teren au fost separate, după structură, următoarele tipuri de roci : sisturi feldspatizate, gnaisse rubanate, gnaisse oculare, gnaisse granitice, pegmatite.

Şisturile feldspatizate și gnaisele rubanate sunt foarte răspândite atât în axul cît mai ales pe flancurile sinclinalului Băuțar-Ștei și pot fi întâlnite atât în complexul micașisturilor cu granat dar mai frecvent în complexul paragnaiselor cu biotit. Pe flancul nordic al sinclinalului Lunca Cernii-Hașdău ele apar începînd cu partea superioară a orizontului inferior al complexului paragnaiselor cu biotit, ajungînd să predomine în orizontul superior al complexului acesta.

Gnaisele oculare se găsesc sporadic pe flancul sudic al sinclinalului Băuțar-Ștei și sunt mai frecvente pe cel nordic și în zona axială a acestuia. În general în aceste gnaisse ochii de feldspați sunt relativ mici, nedepășind 2—3 cm diametru. Pe flancul sudic al sinclinalului Lunca Cernii-Hașdău, gnaisele oculare au o dezvoltare mai mare, iar ochii de feldspați ating dimensiuni pînă la 10 cm în diametru.

Gnaisele granitice formează un aliniament discontinu între Băuțar și Criva paralel cu axul sinclinalului dar discordant față de șisturile pe care le străbat. Gnaisse granitoide asemănătoare mai apar în cîteva iviri pe un affluent drept al văii Bili și în versantul stîng al văii Vălarița. Pe flancul sudic al sinclinalului Lunca Cernii-Hașdău am întîlnit blocuri de un gnais granodioritic.

Pegmatitele sunt limitate cartografic la o fîșie cu o lățime de aproximativ 2,5 km dispusă paralel cu direcția generală a structurii între Băuțar și valea Fierului. Ele nu au fost întâlnite în zona sinclinală nordică.

Remarcăm faptul că în regiunea anticlinalului major Voislova-Silvaș, rocile feldspatice apar cu totul sporadic. Feldspatizarea a afectat așadar numai complexul micașisturilor cu granat și complexul paragnaiselor cu biotit și pe acestea nu în egală măsură : intensitatea feldspatizării crește cu cît urcăm în stîva de șisturi. Pe de altă parte, același orizont inferior al complexului paragnaiselor prezintă slabe urme de feldspatizare în zona anticlinalului. De asemenea, în același orizont, intensitatea feldspatizării scade pe direcție, spre exemplu între valea Bili și pîrîul lui

Coman (Hașdău). Pentru că explicația faptelor relatate nu poate fi nici tectonică și nici stratigrafică nu ne rămîne decît concluzia că repartiția în spațiu a rocilor feldspatice este legată de însăși procesul de feldspatizare. Așadar, admitînd că pentru formarea gnaiselor nu era nevoie de un aport de alcalii, acestea găsindu-se în cantitate suficientă în paragnaisele cu biotit (lucru demonstrat experimental de Winkler și Plate, 1965) trebuiau să existe totuși condiții de anatexie *in situ* pentru ca acestea să se transforme parțial în gnais oculare etc. Dar asemenea condiții de anatexie nu se puteau limita la actualele zone sinclinale fără să afecteze același orizont care actualmente se găsește în anticinal.

Excluzînd anatexia *in situ*, trebuie să admitem metasomatoza legată de prezența actualelor gnais granitice în axul sinclinalului Băuțar-Ștei și a celor din apropierea axului sinclinalului Lunca Cernii-Hașdău.

#### IV. Metamorfismul

Din punct de vedere al gradului de metamorfism se constată o succesiune inversă. Complexul  $Cx_1$  este format din filite sericito-cloritoase în care biotitul sub formă de paiete fine apare spre partea superioară a complexului. Tot spre partea superioară a complexului  $Cx_1$  este mai frecvent un granat mărunt. Fondul petrografic al complexului următor  $Cx_2$  îl constituie șisturile muscovito-cuarțitice în care granatul și biotitul deși mărunți sunt mult mai frecvenți decît în complexul inferior. Un granat mai larg cristalizat, ajungînd la dimensiuni centimetrice, apare în complexul micașisturilor cu granat ( $Cx_3$ ) alături de muscovit și biotit destul de larg cristalizați. Intercalațiile amfibolitice din acest complex sunt formate tot din hornblendă verde-albăstruie.

Primele trei complexe aparțin deci faciesului șisturilor verzi și anume subfaciesului cuarț-albit-epidot-biotit (B.1.1.) și subfaciesului cuarț-albit-epidot-almandin (B.1.2.). Cele trei complexe sunt afectate de fenomenul de retromorfism în măsură diferită; complexul inferior este mai puternic retromorfozat, granatul și biotitul putînd fi complet cloritizați.

În orizontul inferior al complexului paragnaiselor cu biotit alături de granatul parțial cloritizat apare uneori staurolitul, iar în orizontul superior a fost întîlnit în mai multe secțiuni sillimanitul.

Fenomenul de retromorfism are un caracter regional și este mai accentuat în complexul inferior. În apropierea marilor falii direcționale șisturile au fost afectate de diaforeză.



## V. Teotonica

Structura plicativă a unității mezometamorfice a masivului Poiana Ruscă este reprezentată printr-un anticlinal major pe care l-am denumit anticlinalul Voislova-Silvaș, flancat de două sinclinală de aceeași importanță : sinclinalul Băuțar-Ștei în sud și sinclinalul Lunca Cernii-Hașdău în nord. Direcția axelor acestor cufe se schimbă de mai multe ori : între localitatea valea Bistra și valea Stîrna Mărgănească direcția structurii este est-vest, pentru ca de aici și pînă în valea Ableului să devină nord-estică, după care se îndreaptă din nou spre est pînă la limita cu sedimentarul bazinului Hațeg. Axul anticlinalului Voislova-Silvaș, are o afundare estică între valea Bistra și obîrșia văii Stîrminosului. De aici spre est afundarea devine vestică pentru ca la est de valea Peștilor să plonjeze din nou spre est. Se remarcă deci existența a două linii de zero a afundărilor axiale : una în vest trecînd aproximativ prin culmea Preveșciorului, cealaltă în est situată aproximativ în prelungirea spre sud a liniei de zero din zona Teliuc-Ghelar pusă în evidență de Bercia și Bercia (1964). Între Voislova și valea Ableului anticlinalul are caracterul unei cufe normale relativ simetrice ; la est de această vale planul axial este culcat spre nord. Același lucru se întimplă și cu sinclinalul Lunca Cernii-Hașdău. Spre sud-vest sinclinalul acesta se continuă probabil pe sub depozitele bazinului Rusca Montană-Lunca Cernii. Este de presupus că direcția axului sinclinalului rămîne paralelă cu axul anticlinalului major. La est de Hașdău, sinclinalul este faliat axial.

Sinclinalul Băuțar-Ștei are aceeași direcție cu anticlinalul Voislova-Silvaș, dar spre deosebire de acesta are afundarea axială estică începînd de la falia transversală ce trece pe la obîrșia văii Nedelcului spre est ; la vest de această falie axul sinclinalului este aproximativ orizontal.

Pe flancurile sinclinalului Băuțar-Ștei au fost cartate cîteva cufe de importanță mai mică cum ar fi anticlinalul și sinclinalul dintre Bucova și Poieni.

Ambele flancuri ale anticlinalului Voislova-Silvaș au fost faliate de două fracturi a căror direcție rămîne riguros paralelă cu direcția axului de cută. Aceste două falii determină existența a trei compartimente tectonice majore dintre care cel median este ridicat în comparație cu celelalte două. Cele trei compartimente majore au fost la rîndul lor compartimentate de falii transversale. Compartimentul major sudic căzînd în trepte spre E a favorizat formarea bazinului Hațegului. Compartimentul major nordic a evoluat în mod asemănător căderea în trepte a compartimentelor minore, producîndu-se însă spre sud-vest.



Cele două fali direcționale, falia Rusca Montană-Lingina și falia Voislova-Livada sunt fali vechi. Ele au fost reactivate în perioadele succesive de formare și scufundare a bazinelor sedimentare cînd s-au produs noi fracturări în prelungirea segmentelor est-vestice și sud-vest — nord-estice ale faliilor vechi. Astfel, pe rama nordică a bazinei Rusca Montană-Lunca Cernii a luat naștere o falie în prelungirea segmentului est-vestic al falei Rusca Montană-Lingina. Ea este decroșată de o falie paralelă cu segmentul sud-vest — nord-est al aceleiași fali majore. Această falie mai nouă a funcționat și după depunerea Mioceneului din basinul Rusca Montană-Lunca Cernii.

## VI. Concluzii

Șisturile cristaline ale unității mezometamorfice a munților Poiana Ruscă s-au format prin metamorfozarea în subfaciesul cuarț-albit-epidot-almandin al faciesului de șisturi verzi și subfaciesul staurolit-almandin al faciesului almandin-amfibolitic, a unor sedimente marine preponderent terigene. În aceste sedimente au fost puse în loc numeroase corupi eruptive, ultrabazice, bazice și intermediare, care marchează o perioadă de activitate intensă a magmatismului inițial al geosininalului în care s-au format șisturile cristaline mezometamorfice.

Șisturile din zonele sinclinale ale unității au suferit o intensă feldspatizare în legătură poate cu punerea în loc a actualului gnais granitic.

Fenomenul de retromorfism al șisturilor mezometamorfice are un caracter regional și atinge intensitatea maximă în complexul inferior, în zona axială a anticlininalui major și în complexul micasisturilor cu granat de pe flancul sudic al sinclinalului Băuțar-Ștei.

Fracturile majore din unitatea mezometamorfică legate de formarea structurilor plicative au fost reactivate în timpul unor mișcări tectonice ulterioare cînd s-au produs și alte falieri care au contribuit la formarea bazinelor sedimentare.

Lentilele de magnetit cunoscute în unitatea mezometamorfică sunt găzduite în orizontul inferior al complexului paragnaiselor cu biotit caracterizat prin frecvența metagabbrourilor.

## BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar-Teliuc (Munții Poiana Ruscă). *D. S. Com. Geol.* XLIX/1. București.

- Mai er O., Solomon I. (1967) Rocile eruptive metamorfozate din partea de vest a masivului Poiana Ruscă (Nădrag-Hăuzești). *Stud. cerc. geol., geof., geogr. Seria geologie*. 12/1. București.
- Pavelescu L. (1954) Studiul geologic și petrografic al părții centrale și de SE a munților Poiana Ruscă. *An. Com. Geol.* XXVII. 1952. București.
- Schafharzik F. r. (1907) Ueber die geol. Verhältnisse des SW-lichen Pojana Rusckaderges im Kom. Krasso-Szöreny. *Jahrb. d.k. ungr. geol. A. f.* 1905. Budapest.
- Winkler H. G. F. (1965) Die Genese der metamorphen Gesteine. *Springer-Verlag*. Berlin.

## STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE DU CRISTALLIN MÉSOMÉTAMORPHIQUE DU MASSIF DE POIANA RUSCĂ

(Résumé)

Dans la série mésométamorphique du massif de Poiana Ruscă, les auteurs, à partir de données lithologiques et du principe de la superposition, ont séparé les complexes stratigraphiques suivants :

1. complexe des phyllites séricito-quartzitiques à chlorite ( $Cx_1$ ) ;
2. complexe des schistes actinolitiques ( $Cx_2$ ) ;
3. complexe des micaschistes à grenats ( $Cx_3$ ) ;
4. complexe des paragneiss à biotite ( $Cx_4$ ) avec deux horizons :
  - 4.1 horizon inférieur (magmatogène)
  - 4.2 horizon supérieur (terrigène)

### I. Géologie des schistes cristallins

1. *Complexe des phyllites séricito-quartzitiques à chlorite ( $Cx_1$ )*. C'est le complexe inférieur de la région. Il est formé de schistes et de phyllites chlorito-séricitiques. Son épaisseur connue est de 1 200 à 1 500 m. Vers la limite supérieure du complexe apparaissent la biotite et le grenat, partiellement chloritisés. Le complexe ( $Cx_1$ ) affleure dans l'axe de l'anticinal de Voislova-Silvaș, entre Lunca Cernei et la limite orientale du cristallin.

2. *Complexe des schistes actinolitiques ( $Cx_2$ )*. Il succède au complexe inférieur ( $Cx_1$ ) sur les flancs et dans la zone de terminaison périclinale de l'anticinal. La limite inférieure est formée par des calcaires blancs, cristallins associés à des schistes amphiboliques (à hornblende vert bleuâtre) avec lesquels ils s'endentent. Sur les calcaires et les schistes amphibo-



liques reposent des schistes muscovito-quartzitiques à grenats et à biotite rare et menue, avec de minces intercalations amphiboliques et des calcaires cristallins blancs ou jaunâtres bréchiques. Dans ces derniers est logée la minéralisation pyriteuse de Boiu. Les schistes à hornblende vert bleuâtre à epidote, titanite et magnétite renferment parfois du grenat et de la biotite. L'alignement d'anomalies magnétiques situées tout le long du complexe  $Cx_2$  est provoqué par la magnétite présente dans les schistes ampliboliques. L'épaisseur du complexe varie de 400 à 750 m.

3. *Complexe des micaschistes à grenat ( $Cx_3$ )*. Ce complexe est constitué principalement de micaschistes à grenats avec des intercalations de paragneiss et de roches amphiboliques grenatifères à hornblende verte. Ces dernières constituent des intercalations rares et minces. Dans la partie SE du massif de Poiana Rusca, entre Bucova et Zăicanî, dans ce complexe apparaissent deux minces intercalations de calcaires cristallins, alors que vers la partie supérieure apparaissent plusieurs sills formés de métadacites associées à une roche formée exclusivement de hornblende et grenat. Un affleurement de roches ultrabasiques métamorphisées se trouve dans la vallée de Măru. Des phénomènes de rétrométamorphisme se manifestent par le chloritisation partielle des grenats et de la biotite qui a lieu d'une manière plus intense vers le sud (chloritisation totale).

4. *Le complexe des paragneiss à biotite ( $Cx_4$ )*. Ce complexe dont l'épaisseur connue est d'environ 2 400 m a été divisé en deux horizons :

4.1. L'horizon inférieur (magmatique) se caractérise par la fréquence des intercalations de roches amphiboliques dans les paragneiss à biotite. Une partie de ces roches amphiboliques est constituée par des orthoamphibolites (métadolérites). Dans le cadre de l'horizon inférieur nous avons rencontré et décrit pour la première fois des métaserpentinites et des métadacites. Dans cet horizon sont cantonnées les petites lentilles de magnétite connues dans la zone mé-sométamorphique du massif.

4.2. L'horizon supérieur (terrigène) est formé de paragneiss à biotite, des schistes quartzitiques à biotite, des schistes quartzito-muscovitiques à grenat menu (partiellement chloritisé) qui contiennent des intercalations rares et minces de schistes amphiboliques. Il occupe la zone axiale et le flanc septentrional du synclinal de Lunca Cernii-Hașdău et la zone axiale du synclinal de Băuțar-Ștei.



## II. Roches météruptives

Dans le complexe des micaschistes à grenat ( $Cx_3$ ) ainsi que dans l'horizon inférieur du complexe des paragneiss à biotite ( $Cx\ 4.1.$ ) on a séparé les types de roches météruptives suivantes :

1. Les métadolivinites qui constituent plusieurs lentilles concordantes aux schistes du complexe ( $Cx\ 4.1.$ ). Le noyau des lentilles de grande taille contient une roche formée presque exclusivement d'olivine non-altérée, traversée par de longs cristaux de trémolite. Vers la périphérie des lentilles la roche devient progressivement serpentinitique.

Dans les lentilles de dimensions réduites la schistosité de la roche est soulignée par les seuls constituants la trémolite et le talc. Dans quelques lentilles épaisses de l'ordre des mètres la serpentinitisation de la roche est totale.

2. Métagabbros. Une partie assez importante des roches amphiboliques de l'unité mésométamorphique que l'on considérait des paramphibolites sont en réalité des roches gabbroïdes métamorphisées. On rencontre des métagabbros dont la composition chimique est presque identique à la composition des gabbros de Niemi-Lavia (Finlande) fait qui ressort en comparant les valeurs Niggli des deux roches.

3. Méta dolérites. Une roche de composition minéralogique similaire à celle des métagabbros, toutefois à structure relique doléritique, constitue des lentilles effilées concordantes dans les paragneiss à biotite de l'horizon inférieur ( $Cx\ 4.1.$ ). Une hornblende légèrement pléocroïque emprunte l'aspect des cristaux d'augite, sans toutefois en conserver des reliques.

4. Les métadacites constituent quelques sills, vers la partie supérieure du complexe des micaschistes à grenats ( $Cx_3$ ), qui alternent avec les amphibolites à grenat. Dans la masse fondamentale gris sombre de la roche ont cristallisé : une biotite très fine, du quartz, de l'albite et du grenat. Les phénocristaux reliques du plagioclase maclés polysynthétiquement l'emportent sur ceux de quartz.

## III. Roches feldspathiques

Dans les deux premiers complexes ( $Cx_1$  et  $Cx_2$ ) la feldspathisation n'a pas eu lieu ; dans le complexe des micaschistes à grenat ( $Cx_3$ ) la feldspathisation n'a affecté que la zone méridionale d'affleurement du complexe (Bucova-Zăicanî). Dans le complexe des paragneiss à biotite les roches feldspathiques apparaissent fréquemment : l'horizon inférieur est riche en roches feldspathiques principalement dans la zone axiale du

synclinal de Băuțar-Ștei. Dans la zone axiale de l'anticlinal de Voislova-Silvaș et sur le flanc septentrional du synclinal de Lunca Cernii-Hașdău dans l'horizon inférieur, on trouve des roches feldspathiques en proportion réduite. L'horizon supérieur est en général plus affecté par la feldspathisation que celui inférieur ; dans cet horizon (Cx 4 a) aussi la feldspathisation est moins intense dans la zone axiale de l'anticlinal.

La séparation cartographique des roches feldspathiques a été effectuée à partir des critères structuraux : schistes feldspathisés, gneiss rubanés, gneiss oeillés, gneiss granitiques, pegmatites. Les gneiss granitiques constituent un alignement discontinu qui accompagne l'axe du synclinal de Băuțar-Ștei. Dans le synclinal septentrional les gneiss granitiques ne sont présents que sur le flanc septentrional (Sommet Vălarița). Les gneiss oeillés occupent le flanc méridional du synclinal aboutissant à leur maximum de développement dans le synclinal septentrional. La genèse des roches feldspathiques a été mise sur le compte d'une métasomatose rattachée à la présence des gneiss granitiques.

#### IV. Métamorphisme

Les trois complexes inférieurs appartiennent au faciès des schistes verts (sous-faciès de quartz-albite-épidote-biotite) (B 1.1). Le complexe des paragneiss à biotite à le caractère du sous-faciès staurotide-almandin (faciès des amphibolites à almandin). Le rétrométamorphisme est plus intense dans le complexe inférieur et diminue vers les complexes supérieurs. Dans la zone des grandes failles directionnelles les schistes ont été affectés par la diaphorèse.

#### V. Tectonique

La structure plicative majeure de l'unité mésométamorphique du massif de Poiana Ruscă est représentée par un anticlinal majeur auquel nous avons donné le nom d'anticlinal de Voislova-Silvaș, flanqué de deux synclinaux d'importance similaire : le synclinal de Băuțar-Ștei, vers le S et le synclinal de Lunca Cernii-Hașdău, vers le N. Les flancs de l'anticlinal de Voislova-Silvaș ont été affectés par deux failles rigoureusement parallèles à l'axe de l'anticlinal. Les deux failles ont déterminé l'existance de trois compartiments majeurs affectés à leur tour par des failles transversales. Le compartiment majeur centrale est plus élevé par rapport aux deux autres. Les compartiments majeurs septentrional et méridional s'affaissant en gradins ont favorisé la formation des bassins de Rusca-Montană et de Hațeg.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Carte géologique de la partie S des Monts Poiana Ruscă.

A) Roches sédimentaires : 1, Quaternaire ; 2, cônes de déjection ; 3, plaines alluviales ; 4, terrasses ; 5, Pliocène ; 6, Miocène, 7, Tortonien + Miocène non-différencié ; 8, Crétacé-Paléogène ; 9, Paléogène + Danien ; 10, Danien (tufs, agglomérats etc.) ; 11, Danien (brèche sédimentaire à éléments d'origine cristalline) ; 12, Crétacé supérieur ; 13, Crétacé inférieur ; 14, Jurassique. B) Roches éruptives banatiques : 15, porphyres dioritiques, diorites. C) Schistes cristallins : 16, complexe des schistes verts tuffogènes. Complexe des paragneiss à biotite : 17, horizon supérieur — paragneiss à biotite et muscovite ; 18, horizon inférieur — schistes quartzitiques et quartzites ± biotite et muscovite. Complexe des micaschistes à grenats : 19, micaschistes à grenats. Complexe des schistes actinolitiques : 20, schistes muscovito-chloriteux ± grenats. Complexe des phyllites séricito-chloriteuses : 21, phyllites séricito-chloriteuses ± biotite ± grenat chloritisé. Séparations pétrographiques : 22, schistes muscovito-chloriteux ± biotite ± grenat chloritisés ; 23, quartzites ; 24, calcaires cristallins ; 25, amphibolites à biotite, à grenat, à zoïsite etc. Roches météruptives : 26, métatufs basiques ; 27, orthoamphibolites ; 28, métadacites ; 29, métadiorites ; 30, métagabbros et métadolérites ; 31, métapéridotites. Roches feldspathiques : 32, gneiss granitiques ; 33, gneiss œillés ; 34, gneiss rubanés ; 35, feldspathisation diffuse ; 36, pegmatites ; 36', zones à rétrométamorphisme ; 37, axes de plis normaux : a, principaux, b, secondaires ; 38, axe d'anticlinal incliné ; 39, mylonites ; 40, failles selon leur importance ; 41, limite de transgression ; 42, coupe géologique ; 43, pyrite ; 44, mineraï de fer ; 45, galeries à mica ; 46, forages ; 47, travaux miniers abandonnés.

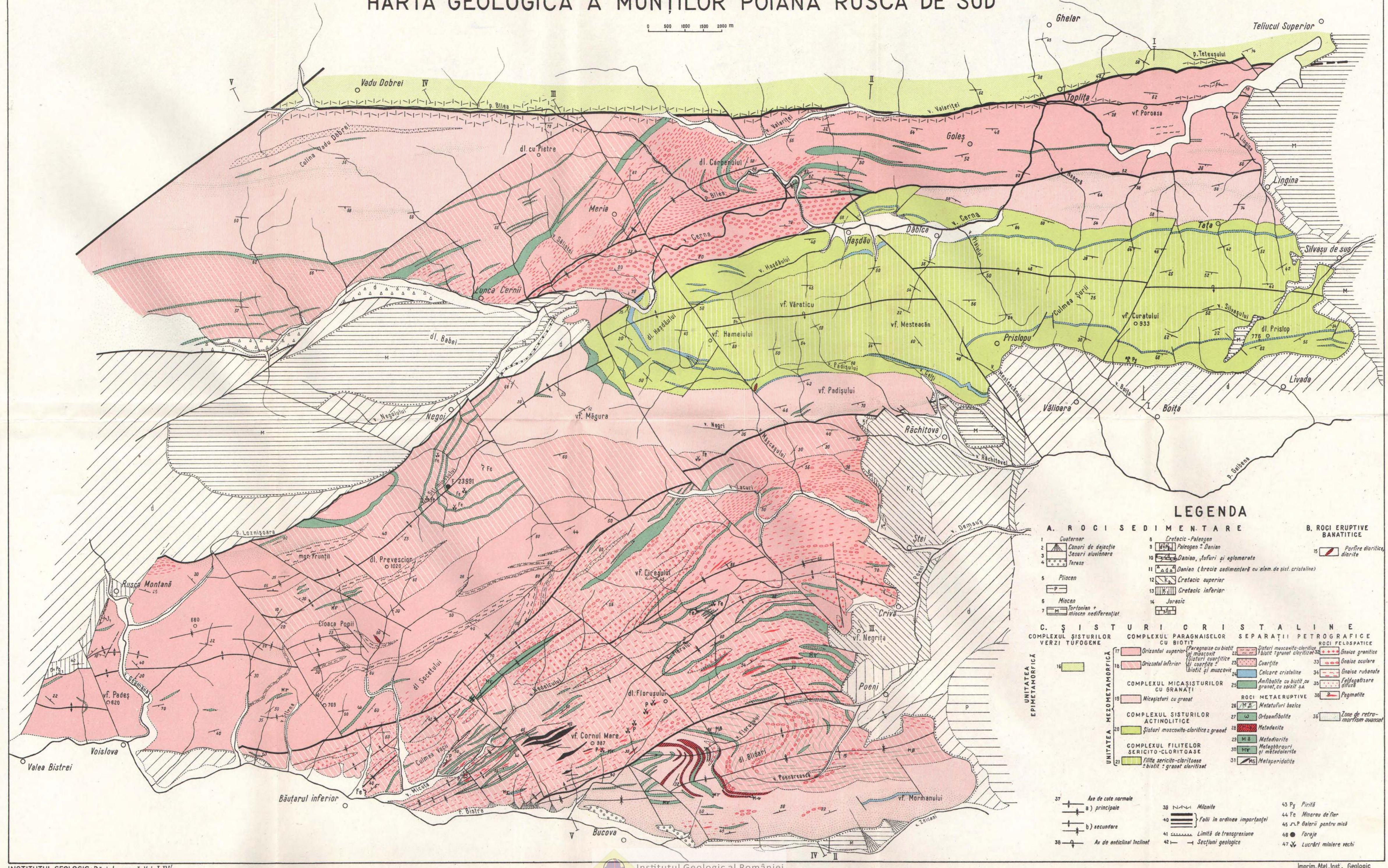
### Planche II

Coupes géologiques à travers les Monts Poiana Ruscă, partie sud :

A) Roches sédimentaires : 1, Quaternaire : plaines alluviales ; 2, Miocène : Miocène non-différencié ; 3, Crétacé + Paléogène ; 4, Paléogène + Danien ; 5, Danien (tufs, agglomérats) ; 6, Danien (brèche sédimentaire) ; 7, Crétacé supérieur. B) Schistes cristallins. Unité épimétamorphique : 8, complexe des schistes verts tuffogènes. Unité mésométamorphique. Complexe des paragneiss à biotite : 9, horizon supérieur — paragneiss à biotite et muscovite ; 10, horizon inférieur — schistes quartzitiques et quartzites ± biotite et muscovite. Complexe des micaschistes à grenats : 11, micaschistes à grenats. Complexe des schistes actinolitiques : 12, schistes muscovito-chloriteux à grenats. Complexe des phyllites séricito-chloriteuses : 13, phyllites séricito-chloriteuses ± biotite ± grenats chloritisé. Séparations pétrographiques : 14, schistes muscovito-chloriteux ± biotite ± grenats chloritisés ; 15, quartzites ; 16, calcaires cristallins ; 17, amphibolites à biotite, grenat, zoïsite etc. Roches météruptives : 18, métatufs basiques ; 19, orthoamphibolites ; 20, métagabbros et métadolérites ; 21, métapéridotites. Roches feldspathiques : 22, gneiss granitiques ; 23, gneiss œillés ; 24, gneiss rubanés ; 25, feldspathisation diffuse ; 26, pegmatites ; 27, mylonite.

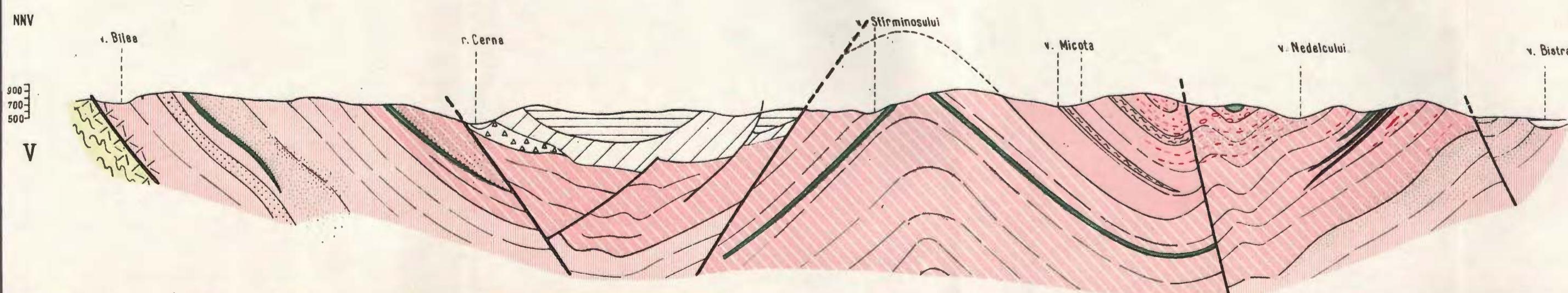
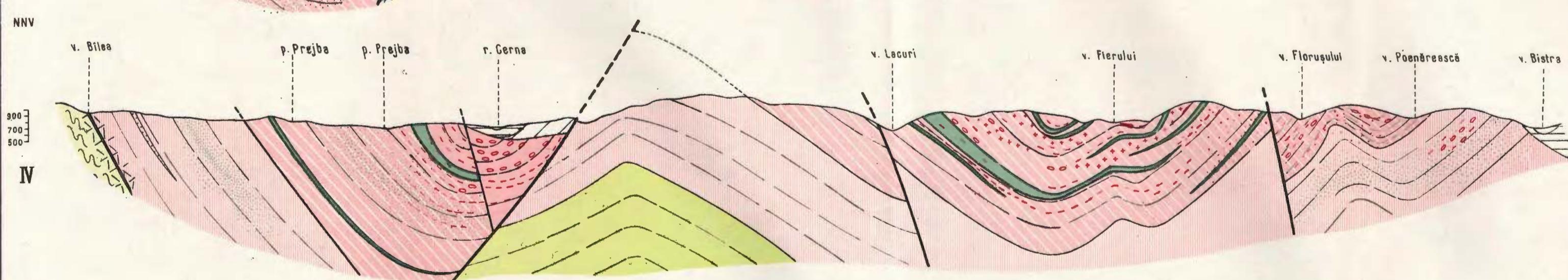
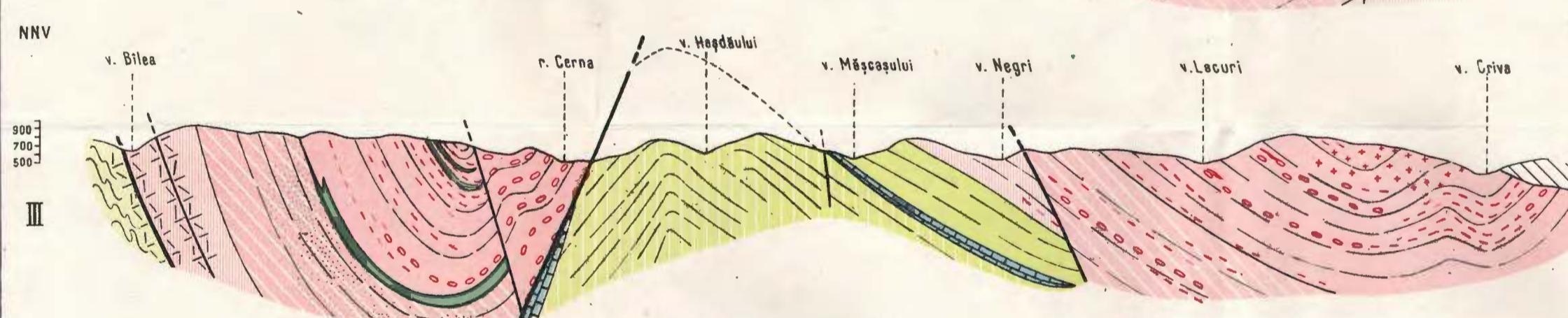
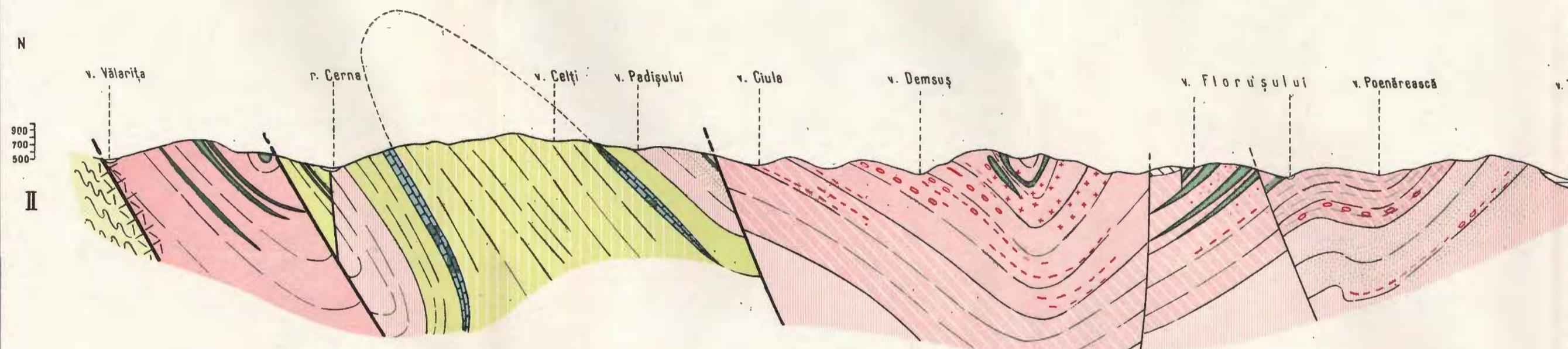
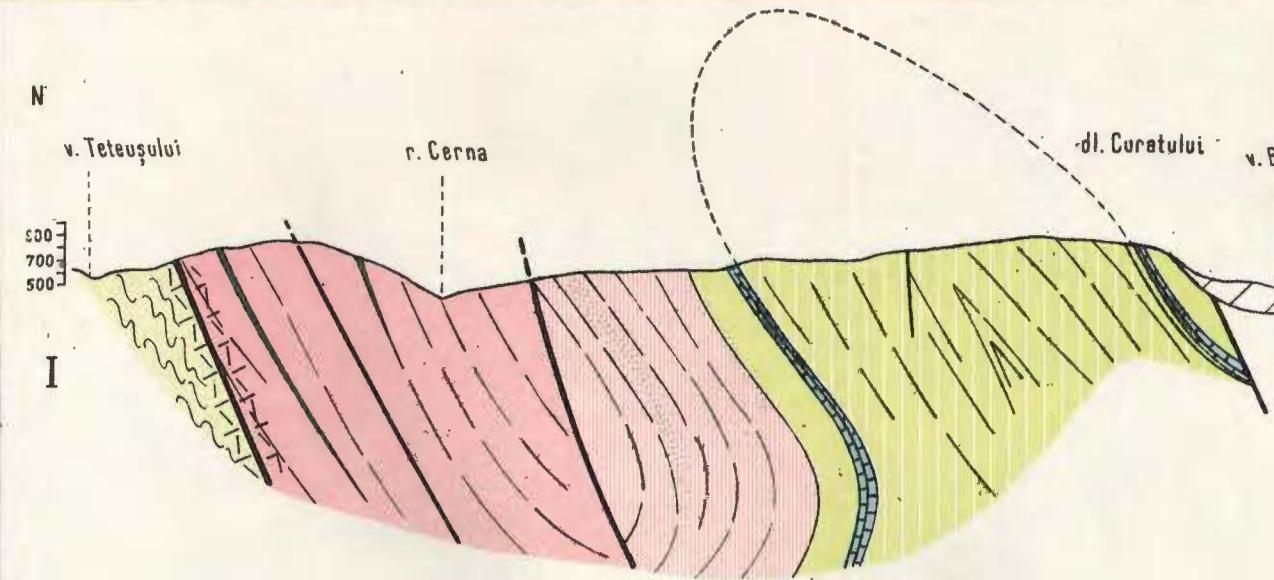
O. MAIER, I. SOLOMON, VOICHIȚA ZIMMERMANN, P. ZIMMERMANN

# HARTA GEOLOGICĂ A MUNȚILOR POIANA RUSCĂ DE SUD



O. MAIER, I. SOLOMON, VOICHIȚA ZIMMERMANN, P. ZIMMERMANN  
**SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN MUNȚII POIANA RUSĂ DE SUD**

0 500 1000 1500 2000 m

**LEGENDA****A. ROCI SEDIMENTARE**

- 1 Quaternar șesuri eluvionare
- 2 Miocen
- 3 Cretacic + Paleogen
- 4 Paleogen + Danian
- 5 Danian (Tufuri, aglomerate)
- 6 Danian (Brecia sedimentară)
- 7 Cretacic superior

**B. SISTURI CRYSTALINE**  
COMPLEXUL SISTURILOR VERZI TUFOGENE

UNITATEA EPIMETAMORFICĂ

8

COMPLEXUL PARAGNAISELOR CU BIOTIT

9 Orizontul superior paragneise cu biotit 14

10 Orizontul inferior paragneise cu biotit 15

Sisturi muscovito-cloritice cu biotit 22

Cueritite 23

Gneize granitice

Gneize oculare

Gneize rubanate

Feldspatizare difuză

Pegmatite

Metatufuri bazice

Milonite

Zone de retro-

morfism avansat

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI UNOR MINEREURI DE SULFURI ÎN  
ZONA OBCINEI MESTECĂNIȘ-CARPAȚII ORIENTALI<sup>1</sup>

DE

ALCIBIADE IOAN MUŞAT<sup>2</sup>

**Abstract**

On the Presence of some Sulphide Ores in the Obcinei Mestecăniș Zone—East Carpathians. This paper is referring to the presence of some hydrothermal copper sulphide mineralizations in the Obcinei Mestecăniș zone, mountainous massif in the East Carpathians (northern part). Tracing up the location of the mineralized zones, it has been stated that the latter are encompassed along deep-seated fractures, approximately orientated northsouthwards, unconformable along the major structure of the epizonal crystalline schists of the region, and that the host-rocks have also been affected by hydrothermal solutions, particularly close to their access ways. A detailed study on mineralizations showed a sequence in the deposition of sulphides, and their differentiation as a function of depth. The location of sulphides in the aureole of some basic intrusions, as well as their presence along fissures of these rocks in the vicinity, the presence of basic rock elements in tectonical breccias cemented with quartz and sulphides, their aspect and location along fractures resumed in the last paroxysmal alpine phase of the East Carpathians (northern part) — Savique Phase — have led to the conclusion that they may be of hydrothermal origin, deriving from a deep-seated magmatic chamber, Neogene in age.

*Introducere.* Zona la care ne referim în prezenta lucrare este cuprinsă între bazinile de recepție ale râurilor Bistrița Aurie la W și Moldovei la E, mărginită la N de culmea Obcina Arseneasa și la S de valea Fierului, affluent stîng al văii Bistriței.

Din punct de vedere administrativ ea se încadrează în hotarele comunelor Pojarita și Iacobeni, județul Suceava.

<sup>1</sup> Comunicare în ședință din 28 februarie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecții. Cal. Griviței nr. 64. București.



Din punct de vedere geografic regiunea se încadrează în unitatea munților Bistriței.

Înălțimile cele mai mari sunt: vîrful Mestecăniș (1293 m), vîrful Lat (1232 m), vîrful Muntele (1204 m), vîrful Tolovanul (1200 m) și vîrful Clopaș (1199 m).

apele din partea estică a culmii Mestecăniș sunt tributare văii Moldovei, iar cele din versantul vestic, văii Bistriței Aurii.

Regiunea este foarte acoperită, deschiderile naturale fiind foarte rare, cu excepția văilor Bistriței, Puciosului și Fierului, unde s-au și putut executa profile geologice concluzive. În restul perimetrelui am obținut doar date fragmentare, pe care am încercat — în măsura posibilului — să le corelăm și în acest fel să interpretăm structura geologică. Din acest punct de vedere — alături de datele noastre — ne-am folosit și de unele lucrări de sinteză (Rădulescu, Rădulescu, Teuca, 1965, 1966<sup>3</sup>), care ne-au oferit informații prețioase.

Lucrările miniere executate pentru interceptarea mineralizației de sulfuri, ne-au oferit unele elemente de interpretare geologică în partea superioară a structurii. Dezvoltarea acestor lucrări în viitor va fi în măsură să ne ofere date suplimentare, care să întregească imaginea geologică și în adâncime.

*Istoricul cercetărilor.* În regiunea aceasta s-au executat numeroase cercetări, începând din secolul trecut (Paul, 1876; Walter, 1876), cînd au și fost sintetizate în publicații, hărți și o catalogare a zăcămintelor cunoscute pe atunci în Bucovina.

Mai tîrziu apar informații mai amănunțite cu privire la rocile și tectonica acestei zone din Carpații Orientali de nord și asupra ivirilor de pirită și calcopirită (Tanasiu, 1928; Kräutner, 1943<sup>4</sup>).

După al doilea război mondial, Comitetul Geologic (Botezatu, 1955<sup>5</sup>); Dimitrescu, 1963<sup>6</sup>, 1965; Codarcea, Bercia,

<sup>3</sup> I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, I. Teuca. Raport de sinteză asupra tectonicei Carpaților Orientali de nord (Cîrlibaba-Gheorghieni). 1965. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>4</sup> T. H. Kräutner. Situația ivirilor de pirită și calcopirită din regiunea Fundu Moldovei-Pojarita-Valea Colbului. 1943. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>5</sup> R. Botezatu. Raport asupra lucrărilor gravimetrice din regiunea Cîmpulung Moldovenesc-Iacobeni-Giumalău-Rarău. 1955. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>6</sup> R. Dimitrescu. Raport asupra prospectiunilor geologice (microtectonice) din Cristalinul Carpaților Orientali. 1963. Arh. Com. Stat Geol. București.

Kräutner, Mureşan, 1964; Muşa, 1965, 1966, 1967<sup>7</sup>; Vasilescu, 1966, 1967<sup>8</sup>) și Ministerul Minelor (Diaconu, Diaconu, 1964<sup>9</sup>; Ionescu-Balea, 1963<sup>10</sup>) încep cercetări sistematice, la diferite scări, având ca obiective punerea în evidență a posibilităților economice, stratigrafia și tectonica regiunii.

În zona care ne interesează (sau zonele imediat vecine) am obținut informații din punct de vedere stratigrafic, petrografic și tectonic, din lucrările ce se referă la Carpații Orientali (Băncilă, 1958; Dumitrescu, Sandulescu, Lazărescu, Mirăuță, Pauliuc, Georgescu, 1962; Ianovici, Ionescu, 1966; Oncescu, Răileanu, 1963).

Autorul acestei lucrări și-a început primele cercetări aici în anul 1963 cînd a pus în evidență — pentru prima dată — existența unor roci gabbroice (Muşa, 1965<sup>11</sup>) și a unor brecii mineralizate cu sulfuri din cadrul unui dyke de cuarțuri albe hidrotermale din zona Obcinei Mestecăniș.

În vara anului 1964, autorul acestei comunicări descoperă cîteva filoane de pirită auroargentiferă în zona de creastă a Obcinei Mestecăniș, în zona pîrîului Frumosu (afluent al văii Putna) și-n alte zone vecine, pe care — în urma rezultatelor obținute pe probele colectate de el, la analizele chimice cantitative — le consemnează în ultima parte a raportului definitiv (Pitulea, Muşa<sup>12</sup>) cerînd în același timp executarea unei

<sup>7</sup> A.I. I. Muşa. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni pentru minereuri neferoase în Carpații Orientali-Mestecăniș. 1965. Arh. Com. Stat Geol. București.

A.I. I. Muşa. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase în zona Mestecăniș-Carpații Orientali. 1966. Arh. Com. Stat Geol. București.

A.I. I. Muşa. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase în zona Obcina Mestecăniș și Fărăoane (Carpații Orientali). 1967. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>8</sup> Olympia Vasilescu. Raport privind documentarea mineralogico-petrografică a lucrărilor de explorare executate în șantierul I.G.E.X.-Mestecăniș-Carpații Orientali. 1966. Arh. Com. Stat Geol. București.

Olympia Vasilescu. Raport informativ privind documentarea petrografică a șantierului I.G.E.X. Mestecăniș-Carpații Orientali. 1967. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>9</sup> Fl. Diaconu, Florica Diaconu. Raport geologic privind lucrările de prospecțiune și explorare la Rodna Veche. 1964. Arh. Min. Minelor-T.P.E.M. București.

<sup>10</sup> Fl. Ionescu-Balea. Raport geologic asupra lucrărilor de la Leșul Ursului. 1963. Arh. Min. Minelor T.P.E.M. București.

<sup>11</sup> Op. cit. pct. 7.

<sup>12</sup> G. Pitulea, A.I. I. Muşa. Raport asupra prospecțiunilor complexe și geochemice în zona cristalină a Carpaților Orientali. 1964. Arh. Com. Stat Geol. București.

prospecțiuni de mare detaliu și a unor lucrări miniere, deși pe atunci afirmația sa părea puțin verosimilă în acea zonă.

### Scurtă descriere geologică a regiunii

Zona în care se află cantonate mineralizațiile de sulfuri este alcătuită, în general, din complexele bazal și median al epizonei cristalinului Carpaților Orientali de N. Uneori, în perimetru cercetat de noi, apar petece de roci sedimentare mezozoice (Triasic-Cretacic), prinse sub șisturile cristaline ale epizonei, foarte fracturate și deranjate.

Pe zonele de fracturi majore, în versantul drept al cursului mijlociu al văii Putnei, au fost scoase la zi, de către eroziune, roci gabbroice. Deoarece problema de care ne ocupăm aici se referă la mineralizațiile de sulfuri, nu vom mai insista în descrierii amănunțite, în ceea ce privește petrografia și stratonomia șisturilor cristaline, a rocilor sedimentare sau eruptive, pentru care există lucrări foarte amănunțite și de sinteză.

Pentru a sintetiza aspectul hărții, pe care vom prezenta doar separațiile majore, vom schița numai două orizonturi reper, constituite din rocile grafitoase și cuarțite negre pe de o parte și rocile porfirogene pe de alta. Vom mai indica petecele de roci sedimentare mezozoice și ivirile de roci gabbroice. Aceasta va fi suficient ca să se poată obține o imagine asupra răspândirii și aspectului zonelor mineralizate ca și a corelării lor cu accidentele tectonice.

Scara stratigrafică simplificată va avea deci următorul aspect : roci transformate hidrotermal ; brecii tectonice și filoane din zonele mineralizate cu sulfuri ; roci gabbroice ; roci sedimentare mezozoice ; șisturi cristaline epizonale, cu orizonturile : a) roci porfirogene și b) șisturi grafitoase și cuarțite negre ; șisturi cristaline mezozonale.

### Tectonica

În perimetru la care ne referim se evidențiază puternice deranjamente structurale, datorită unor solicitări tectonice succesive.

Din datele noastre de observație rezultă că în stadiul actual se evidențiază două sisteme de fracturi. Unul cu poziția generală N—S, și altul transversal pe structură, orientat în general W—E și cu căderi aproximativ verticale. Există și abateri locale de la aceste poziții, în anumite zone de solicitare maximă tectonică (zona galeriei nr. 1 Mestecăniș, zona pîrului Tiganului etc.).

Primul sistem este mai vechi și corespunde unor fracturi foarte profunde. Pe aceste fracturi au avut loc unele încălecări ale formațiunilor



cristaline peste sedimentarul din regiune, sau s-au introdus apofizele din boltile intruziunilor gabbroice, sau au circulat soluțiile hidrotermale și s-au depus mineralizațiile de sulfuri.

În perimetru cercetat de noi se individualizează cinci zone mari de fracturi, pe care s-au depus mineralizațiile de sulfuri. Zonele sunt aproximativ paralele între ele, au orientarea N—S și stau într-o poziție diagonală în raport cu structura șisturilor cristaline atât pe orizontală cât și pe verticală.

Din cîte știm pînă acum, fracturile acestea mineralizate se întind pe o lungime de cca 15 Km de la N la S și afectează rocile întîlnite pe direcție, nerespectind „un orizont reper” din acest punct de vedere.

Prima zonă de fracturi — cea mai de la E — se poate urmări de pe creasta Obcinei Arsenesei, la E de vîrful Mestecaniș spre S, pe lingă Pasul Mestecaniș, zona de izvoare a pîrîului Puciosu și în sfîrșit pe vîrful Arșița.

Zona a doua începe imediat la S de izvoarele pîrîului Hăului și se continuă spre S, pe la W de Pasul Mestecaniș, pe la SW de gara Mestecaniș, pînă la confluența pîrîului Văcăria cu valea Fierului.

Zona a treia începe din vîrful Mestecaniș și se continuă spre S prin dreptul „grajdurilor” de lingă vîrful Mestecaniș, apoi prin satul Mestecaniș, pîrîul lui Ionei și pînă în valea Fierului.

Zona a patra începe imediat la W de vîrful Mestecaniș și se continuă spre S pe lingă pîrîul Țiganului, vîrful Clopaș, pînă în valea Fierului.

Zona a cincea începe din versantul de W al vîrfului Mestecaniș și se continuă spre S pe lingă confluența pîraielor (zona de izvoare) Brezuței, pînă înspre vîrful Tolovanului.

Printre fracturile transversale pe structură și oarecum perpendicularare pe primul sistem, se evidențiază cîteva fracturi de mare amplitudine, care îintrerup și decoșează primul sistem. Pe acest al doilea sistem de fracturi, noi n-am găsit încă (cel puțin la nivelele cunoscute pînă acum) depunerile de sulfuri, ceea ce ne îndeamnă să admitem că primul sistem este foarte profund și în legătură cu camera magmatică.

În ceea ce privește descifrarea raporturilor dintre fracturile mineralizate și structura regională, ceea ce cunoaștem deocamdată, reprezintă doar un început.

Prezența unor cupole ale intruziunii gabbroice la E de comuna Pojorîta (versant drept al văii Pojorîta), la S de cariera C.F.R., a unor iviri mari în versantul drept al cursului mijlociu al văii Putnei și a unei întregi suite de filoane de roci bazice între comuna Pojorîta și satul Valea Putnei, ne face să credem că această mare intruziune bazică se afundă de la E

spre SW. Același lucru este indicat — în interpretarea dată de noi — și de harta gravimetrică din regiune. Dar intruziunea gabbroică de aici indică și o legătură cauzală între magmatism și zonele de minimă rezistență.

După datele de care dispunem, vîrsta punerii în loc a acestor intruziuni trebuie să fie post-cretacică. Ionescu (1962) remarcă pentru prima dată „în partea de N a cristalinului Carpaților Orientali, mișcări și deformări tectonice, ce au dat naștere unor cute-solzi, răsturnate în regiunea văii Deaca — deci în imediata vecinătate a perimetrlui nostru — — peste formațiunile sedimentare cretacice și eocene”.

Intr-un studiu stratigrafic și petrografic asupra regiunii Dămuc, se admite pentru intruziunile bazice din acea regiune a Carpaților Orientali, vîrsta barremian—aptian-inferioară (Ianovici, Ionescu, 1966).

După părerea altor cercetători structura Carpaților Orientali s-a definitivat în Cretacic-Paleogen, timp în care geosinclinalul carpatic a suferit intense mișcări structogene și ridicări (stadiul paroxismal) (Băncilă, 1968; Dumitrescu, Sandulescu, Lazarescu, Mărăță, Păuliuc, Georgeșcu, 1962; Oncescu, Răileanu, 1963). Sedimentarul triasic fusese cutat probabil și în Liasic mediu și superior, odată cu reactivarea unor linii tectonice vechi (în mișcările precursoare ciclului structogen alpin).

În faza savică (ultima din stadiul paroxismal), Carpații Orientali au primit o structură în pînză (migrarea spre exteriorul avanfosei). Tot în acest timp se citează și punerea în loc a lanțului vulcanic Harghita-Gutîi (Băncilă, 1958).

După Belousov (1961) ridicarea definitivă a zonei de cutări alpine (faza morfogenetică) are loc spre finele Pliocenului, cînd este o perioadă de macro-oscilații.

În Paleogen manifestările vulcanice au avut loc mai ales în regiunile alpine și carpatică. În unele locuri se constată prezența următoarele aspecte:

- a) brecii tectonice cu elemente de roci cristaline, cuarțuri albe hidrotermale și chiar roci bazice, cimentate cu cuarț alb-lăptos și sulfuri;
- b) fracturi umplute cu sulfuri în gangă de cuarț alb-lăptos;

### Mineralizația de sulfuri

În perimetru cercetat de noi ea se aliniază pe zonele de fracturi, orientate aproximativ N—S și ca formă are următoarele aspecte:

- a) brecii tectonice cu elemente de roci cristaline, cuarțuri albe hidrotermale și chiar roci bazice, cimentate cu cuarț alb-lăptos și sulfuri;
- b) fracturi umplute cu sulfuri în gangă de cuarț alb-lăptos;



c) fisuri longitudinale pe structură după planul cărora s-au produs forfecări și frămîntări ce au fost substituite cu sulfuri în gangă de cuart alb-lăptos.

După datele de care dispunem credem că am descoperit căile normale de acces ale unor soluții hidrotermale, care săn și locul depunerii sulfurilor. Fenomenul acesta a avut loc după definitivarea structurii cristalinului Carpaților Orientali.

Prezența unor intruziuni bazice, aliniate pe aceeași direcție și în vecinătatea fracturilor mineralizate (4 Km E), presupune existența unui cupitor magmatic în această regiune, care fără îndoială că a putut genera, mai tîrziu, soluțiile hidrotermale de aici și din alte zone învecinate.

Prezența în însăși rocile gabbroice a unor depunerii de sulfuri complexe și de pirită auroargentiferă, pe fisurile fine, indică aceeași sursă și cale urmată atît pentru rocile bazice, cît și pentru soluțiile hidrotermale. De aici se deduce însă și vîrstă acestor soluții în raport cu vîrstă rocilor bazice.

Prezența unor fragmente de roci bazice printre elementele breciei tectonice este încă un argument în sprijinul acestei idei.

La Kirkland (Canada) filoanele aurifere săn legate de filoanele de diabaze și au asociate calcopirita, pirită, galenă etc., în gangă de cuart.

La Berezowsk (Ural) se găsesc filoane aurifere orientate E—W în rocile bazice alterate (gabbrouri). Filoanele au o poziție perpendiculară pe dyke-urile de porfire granitice și sienitice, pe care de altfel le depășesc cu mult pe această direcție. Calcopirita și bornitul săn legate tot de gabbrouri și amfibolite (chiar serpentine) și nu indică nici o legătură cu rocile acide.

La Miridita (Albania) zăcămintele de pirită săn legate de eruptions bazice triasice (R a g u i n , 1961 ; S ch n e i d e r h ö h n , 1962).

În zona Mestecăniș fracturile au fost căile de acces ale soluțiilor și locul de depunere al mineralizațiilor. Pe fracturi, depunerea minereului s-a făcut și prin substituirea unei porțiuni din rocă, care fusese forfecată și brecifiată, intersectînd stratificația.

Săn însă și zone unde filoanele se pare că urmăresc stratificația rocilor, și cum existența faliei pe suprafața de șistozitate este mai puțin evidentă, se pare că ar fi o simplă mineralizare de-a lungul planului de șistozitate (stratificație).

Zonele mineralizate, într-un fel sau altul, se întind — cu eventuale giururi sau mici întreruperi — pe cca 15 Km lungime de la N la S și pe o lățime de 4—5 Km de la W la E.



În multe părți ale lumii, minele și districtele miniere se înșiruiesc de-a lungul unor linii bine definite, dintre care cele mai multe sunt aliniamente structurale majore :

Mother Lode (California) pe o lungime de cca 250 Km.

Linile aurifere din Australia de W sunt zone cu o structură paralelă și au o lungime de la 80 la 330 Km.

Zona mineralizată de la Front Range (Colorado), care nu este paralelă cu cutarea regională Iaramică, ci coincide cu o zonă de falii și intruziuni porfirice, diagonală la structura regională, iar zonele mineralizate nu sunt totdeauna lineare.

Rocile competente (casante) s-au sfârîmat în plăci, creînd zone de brecii, iar rocile incompetente (moi în raport cu celelalte) s-au cutat și deformat, în anumite zone de solicitare maximă tectonică și de minimă rezistență, mai ales în adîncime, materialul lor devenind în acest fel permeabil în comparație cu rocile învecinate, ceea ce a permis – sub o anumită formă – circulația soluțiilor mineralizatoare. De aici posibilitatea să apară depuneri de minereu ce „urmăresc șistozitatea rocii”, dar numai pe porțiuni restrînse. Amintim că deformarea rocii și depunerea minereului nu au fost sincrone, iar aspectul „cutat” al minereului, depus în aceste condiții, se datorește umplerii porilor și spațiilor frămîntate din rocă, cu soluții mineralizatoare. Premeabilitatea pe zonele de fracturi sau deformări puternice a controlat circulația soluțiilor și depunerea mineralizațiilor de sulfuri, oglindind textura rocii și modul ei de a reacționa la fracturare (galeria nr. 1 Mestecăniș).

Din punct de vedere spațial, prin detașarea materialului în zonele de fracturare, ca o consecință a mișcării pachetelor de roci înconjурătoare, s-a creat un receptacol potențial pentru soluțiile ascendențe. Unele roci au fost parțial dizolvate (în zona fracturată), de soluțiile fierbinți infiltrate, căci numai astfel se poate înțelege totuși, grosimea mare (în șisturi cristaline) a unor filoane, chiar la nivelele superioare (filonul nr. 2 din galeria nr.1 Mestecăniș are o grosime de 5,5 m). Deoarece rocile silicioase rămîn mai puțin susceptibile la dizolvare și înlocuire, iar mineralizația de aici este controlată de tectonică, traseul filoanelor rămîne evidențiat de fracturi.

Pozitia filoanelor în spațiu, atât pe orizontală cât și pe verticală influențează aspectul, caracterul și compoziția mineralizației. Lucrările miniere, aflate la distanțe mari unele față de altele (uneori 7 Km pe orizontală sau 150–200 m pe verticală); ne-au oferit date în acest sens. Așa de exemplu, am constatat că, calcopirita se concentrează în anumite porțiuni ale filoanelor și că, la nivelele superioare, ea dispare în dreptul intersecției dintre fracturile celor două sisteme. Conținuturile în cupru obținute din probele recoltate în partea centrală a filoanelor, dintre cele două



fracturi transversale, sănt cuprinse între 0,50—0,60%, iar în dreptul intersecției el este aproape nul (0,01%). Acest fapt se observă oarecum și macroscopic, căci la 200 m sub creasta Obcinei Mestecăniș, calcopirita apare în benzi groase de cca 10 cm printre benzile de pirită și cuarț, sau în plaje cu suprafețe de dimensiuni de la centimetrice la decimetrice, sau chiar în filonașe milimetrice, dar foarte numeroase și foarte des intercalate printre cele de pirită, în timp ce la nivelele superioare ea apare numai în filonașe cu grosimi pînă la milimetrice și sporadic intercalate în gangă sau pirită. Bineînțeles că aceasta se reflectă și în conținuturile medii în cupru, care scad simțitor.

În ceea ce privește conținuturile în aur și argint, ele sănt mai mari înspre partea terminală a filoanelor. Dar chiar și la partea superioară, ele se localizează în zonele din culcușul sau coperișul filoanelor, scăzind pînă la urme în centrul lor. În filoanele de tip brecie, repartizarea acestor conținuturi este de-a dreptul haotică, deoarece chiar la intervale de 0,5 m pe verticală sau orizontală, variațiile de conținut sănt foarte mari.

Mai amintim că mineralizația de sulfuri din zona Mestecăniș a mai indicat și conținuturi interesante de Ge și In și acestea răspîndite destul de neuniform în toată zona cunoscută pînă acum.

### Caracteristicile minereului

În zonele cercetate el este constituit — în majoritate — din pirită, calcopirită și bornit, prinse într-o gangă de cuarț alb-lăptos și feldspați, cu rare foite dintr-un biotit proaspăt sau uneori cloritizat.

La partea superioară — zona pălăriei de fier — mai apar minerale de tipul covellinei, calcozinei și limonitului, iar ganga de cuarț este roșcată (pigmentată cu oxizi de fier). În zona de oxidare și levigare, ganga de cuarț, colorată în roșu, are un aspect scheletiform, din cauza levigării sulfurilor, în urma alterării și dizolvării lor sub acțiunea apelor descendente.

Sub zona pălăriei de fier mineralizația are mai multe aspecte:

a) Brecia tectonică constituită din elemente de dimensiuni de la milimetrice la decimetrice și cimentul din cuarț alb-lăptos și sulfuri (pirită și rare vinișoare de calcopirită, sau cuiburi mici în golurile mai mari dintre elementele breciei, formate din pirită, calcopirită și foarte sporadic blendă și galenă).

Între brecie și rocile gazdă se află o salbandă subțire, constituită din argilă negricioasă de falie.

Pirita, sulfura cea mai abundantă la orice nivel și în toate cazurile, are diferite aspecte, care depind de locul și timpul cînd s-a depus. Ea



apare în cristale mici, cu conture idiomorfe, cu dimensiunile laturilor de la 0,1 la 2,0 mm, sau în formă de plaje întinse în lungul direcției de curgere a soluțiilor, sau chiar în benzi formate din granule submilimetrice ce indică direcția curenților turbionari.

Calcopirita se remarcă în cuiburile mai mari de pirită, cu aspect de vinișoare foarte fine, printre fisurile acestora. Foarte greu și foarte rar se observă și pe zonele mai subțiri de pirită. Între ea și pirită se află în totdeauna o peliculă de cuarț.

b) Minereul piritos compact în gangă de cuarț. Macroscopic se disting benzi cu pirită mărunt cristalizată (0,1–1,0 mm) ce alternează cu benzi de pirită foarte măruntă și compactă, cu spărtură concoidală și în care sub lupă, pirita fără conture cristalografice are irizații violacee.

Uneori acest tip de minereu este depus pe sistozitatea rocilor și mulează forme de frămîntare, pe care acestea le suferiseră în timpul mișcărilor tectonice, anterioare depunerii. Urmărind în spațiu acest tip de minereu (depunere), se observă că în continuare se ajunge la discordanțe unghiulare, atât pe orizontală cât și pe verticală, față de direcția și respectiv înclinarea rocilor.

Din observațiile noastre sub microscop, rezultă că avem o generație de pirită, cristalizată idiomorf, în gangă de cuarț și o a doua în formă de plaje încunjurate de cuarț și strecurată pe crăpăturile din prima depunere.

Calcopirita, în plaje mici, s-a insinuat la rîndul său tocmai printre plajele de pirită și aceasta ne face să credem că ea a venit ori simultan, ori imediat după pirita de a doua generație.

Ganga este constituită din cuarț cristalizat sau sub formă de cuarțină, foarte rare cristale de feldspați plagioclazi de compozitie oligoclaz-andezit și maclați Karlsbad. Ici și colo, apare cîte o foiță dintr-o mică biotitică, dezvoltată după axul „b”.

În lumina reflectată, sub microscop, se observă benzi de cristale idiomorfe și hipidiomorfe de pirită, avînd între ele benzi de cristale mult mai mici cu aspect ușor brecios, între care apar plaje de pirită intim asociate cu cuarțul. În aceste porțiuni apar vinișoare foarte subțiri sau plaje mici de calcopirită, insinuate printre plajele de pirită, dar separate prin filme de cuarț.

c) Minereu filonian cuarțos, format din pirită, marcasită, calcopirită, galenă, blendă și bornit în gangă de cuarț și feldspați.

Acest tip de minereu este cel mai bine dezvoltat atât pe orizontală cât și pe verticală.



Megascopic, la nivelele superioare, el este format din benzi centimetrice pînă la decimetrice, de sulfuri în gangă de cuarț, ce alternează cu benzi de cuarț de culoare vînătă. În benzile de sulfuri predomină pirita cristalizată mărunt (de la 0,5—2,0 mm latura), apoi pirita microgranulară și cea în plaje și vînișoare fine de calcopirită. Tot aici se mai pot observa calcozina și covellina mărunt cristalizate.

Sub microscop, în lumina reflectată, benzile de sulfuri indică prezența a două generații de pirită. Una este constituită din cristale idiomorfe, uneori sfârimate și o alta din plaje de pirită, printre care — la nivelele superioare — se insinuează vînișoare de calcopirită, dar separate de pirită prin pelicule de cuarț.

Marcasita intim asociată cu pirita, apare în granule idiomorfe sau plaje ciuruite în gangă de cuarț.

Calcopirita crește simțitor în cantitate la nivelele profunde, în locul vînișoarelor apărind benzi late, uneori pînă la 10 cm, sau plaje mari, sau vînișoare subțiri dar foarte dese.

Bornitul, mai frecvent în adîncime, apare în plaje mici intercalate printre plajele de calcopirită.

Ganga acestui tip de minereu este constituită din cuarț alb-lăptos sau cenușiu, rare cristale de feldspați plagioclazi de tip oligoclaz-andezin, mai rar de ortoză și biotit (proaspăt sau mai ales cloritizat). La nivelele superioare ganga constituie 80—90% din conținutul filonian, dar în profunzime ea se reduce la cca 50%.

Galena sau blenda, apar cu totul întimplător în zonele deschise de noi pînă acum cu lucrări miniere, sub forma unor mici granule, fie în ganga minereului, fie în plajele de calcopirită.

### Roci transformate hidrotermal

Sub influența soluțiilor hidrotermale, ce au circulat pe fracturi și fisuri în timpul și după ce soluțiile mineralizatoare au depus sulfurile, rocile din vecinătatea zonelor mineralizate au fost transformate, ajungîndu-se la diferite stadii, foarte variate, în funcție de caracterul și abundența soluțiilor pe de o parte și de caracterele fizico-chimice, gradul de permeabilitate și depărtarea de zonele de circulație a soluțiilor, pe de alta.

După gradul lor de răspîndire, se remarcă următoarele fenomene :

a) Feldspatizarea, manifestată prin apariția cristalelor de feldspați plagioclazi (de la albit la labrador), maclați albit polisintetic, albit-Karlsbad sau Karlsbad. Se remarcă prezența feldspațiilor neutri sau bazici



(aceştia foarte rari), numai în apropierea fracturilor, în timp ce cei acizi apar din zona fracturilor dar se continuă pe distanțe foarte mari, de ordinul kilometrilor.

Feldspatizarea potasică se manifestă numai în zona fracturilor mari și în imediata lor vecinătate.

b) Silicifierea se produce în mai multe etape succesive și îmbracă forme variate. Uneori pe crăpături sau fisuri mai largi din rocă, s-a depus silicea amorfă, înconjurată de o peliculă fină de pirită ± limonitizată. Alteori se observă depuneri de cuarț, cu conture xenomorfe, având în ele dire fine de granule de pirită. În alte cazuri pe marginea crăpăturilor mai largi din roci, s-au depus cristale de cuarț prismatic-piramidal în „dinti de pieptene”. În centrul fracturii s-a depus pirlita cu forme izometrice, între granule de cuarț, dispuse oarecum neregulat.

c) Piritizarea este un fenomen larg răspândit în vecinătatea zonelor de fracturi sau fisurări. și în rocile afectate hidrotermal se pot distinge mai multe aspecte ale depunerilor de pirită. Astfel se remarcă depuneri de pirită cristalizată idiomorf, pe fisuri, în gangă de cuarț și în fine benzi formate din granule de pirită în cristale de cuarț sau de feldspați (uneori urmărind conturele lor cristalografice). Acest fenomen însoțește întotdeauna silicifierea.

d) Biotitizarea este un fenomen restrins în imediata vecinătate a fracturilor și fisurilor, pe care au putut circula din plin soluțiile hidrotermale. Biotitul s-a depus în cristale idiomorfe (având raportul de mărime dintre laturi de 3/5) atunci cînd spațiul i-a permis-o. În marea lui majoritate însă, apare în lamele subțiri, alungite după axul „b”, dar nu dispuse după stratificația rocii, ci pe direcția fisurii.

e) Muscovitizarea, fenomen manifestat și mai restrins, numai în imediata vecinătate a fracturilor majore și însoțind întotdeauna biotitul.

f) Cloritizarea, manifestată mai ales la partea superioară a depunerilor, unde condițiile fizico-chimice au impus-o, sau ca efect secundar, datorit apelor descendente, care au condus la cloritizarea biotitului.

g) Caolinizarea, a afectat feldspații din dreptul fracturilor, uneori pînă la descompunerea lor totală și a generat în acest fel, pe falii, argila care constituie salbanda.

h) La partea superioară a depunerilor de minereu, sulfurile primare au fost transformate de către soluțiile descendente în covellină, calcozină sau limonit. Uneori chiar și acestea, la un grad și mai avansat de alterare, au fost transformate în azurit sau malachit.



### Considerații genetice

În tratarea problemei acesteia noi am urmat concepțele cele mai convenționale, lăsând la o parte încercările de reactualizare — într-o formă nouă — a vechilor teorii cu privire la secreția laterală, ca și ipotezele — oarecum analoge — conform cărora, metalele sporadic distribuite prin roci, difuzează ca ioni în stare uscată, concentrându-se în corpuri de minereu.

De asemenea nu există nici un fel de date, care să ne indice că avem de-a face cu sulfuri exhalativ-vulcanogene, depuse într-un mediu marin și care ar fi fost cîndva metamorfozate, împreună cu stratele între care s-ar fi aflat. Poate să fi existat asemenea depuneri undeva, dar noi nu le-am întîlnit în regiunea cercetată.

### Concluzii

Sintetizînd toate datele noastre de observație se desprind cîteva concluzii :

Fracturile și fisurile care au constituit căile de acces pentru rocile gabbroice și soluțiile post-magmatice, sunt factorul structural primordial.

Mineralizația este distribuită zonar, pe fracturi localizate în aureola ivirilor de roci gabbroice. Aceasta atrage atenția asupra eventualei consangvinități dintre magmatismul bazic și mineralizație.

Și rocile gabbroice și mineralizațiile sunt discordante în raport cu structura șisturilor cristaline gazdă.

Aceleași mineralizații — sub formă de urme sau în cantități foarte mici — sunt prezente și în corpul gabbroic.

Aspectul — din punct de vedere individual — de filoane normale (o fractură mineralizată), sau pe alocuri — pe porțiuni mici în lungime și adâncime — de filon strat. În ansamblu, aspectul de filoane paralele și discordante față de structura generală a rocilor cristaline gazdă.

Intruziunea rocilor gabbroice caracterizează zona internă a provinciei metalogenetice din Carpații Orientali, iar metalele ce apar în filoanele descoperite de autor îi sunt caracteristice.

Textura rubanată a filoanelor (salbanda, cuarț, pirită, pirită și calcopirită, pirită, cuarț etc.), sau textura confuză, uneori masivă și textura brecioasă (zonele de breccii cimentate cu cuarț și sulfuri sunt tot filoane din acest punct de vedere), indică o succesiune de depunere și trecheri de la o generație la alta.

Prezența salbandelor la marginea filoanelor indică de obicei o natură tectonică.



Variația conținuturilor pe verticală indică condiții tipice hidrotermale de depunere.

Temperatura ridicată de depunere a mineralizației, presiunea mare și pH-ul alcalin.

Prezența unui biotit în ganga filoanelor și rocilor afectate hidrotermal indică o temperatură hipo-mezotermală.

Aspectul telescopat al mineralizației, cu veniri succesive, depuse ordonat, indică o temperatură mezotermală.

Schimbarea — uneori totală — a aspectului inițial al rocilor gazdă, datorită unui intens proces de metamorfism hidrotermal.

Coroborînd toate aceste date ajungem la concluzia că mineralizația este de tip hidrotermal, de temperatură medie-înaltă și de presiune mare. Ea este generată — după părerea noastră — de același rezervor magmatic, care a pus în loc și corporile gabroice scoase de eroziune la zi în vecinătate.

Vîrsta ei, după datele pe care le avem pînă acum, este foarte probabil post-cretacică.

Citind și alte păreri (Socolescu, 1961; Szentpeteri, 1924) cu privire la legătura dintre mineralizațiile de sulfuri și corporile gabroice din Carpații Orientali (dar din altă regiune), ajungem la concluzia că fenomenul este mai general decît s-ar părea la prima vedere.

Părerea noastră este că de aceste corpori bazice, citate sub o formă sau alta de către diferiți cercetători, în alte zone ale cristalinului Carpaților Orientali, se leagă toate mineralizațiile de sulfuri, depuse pe fracturi sau în zonele de brecii tectonice post-metamorfice, pe care noi le-am văzut și studiat mai în amănunt.

În acest sens cităm mineralizațiile de sulfuri de la Colacu-Handal, carierele de calcare triasice din Pojorîta (Fundu Moldovei-Pojorîta), Pîrul Frumos (Pojorîta), Pîrul Roșu (izvoarele văii Putnei), Piatra Albastră (Pojorîta-Valea Putnei), pîrul Ciotina-Fărăcane (Iacobeni), valea Fierului (Iacobeni), zona de izvoare a pîrului izvorul Giumalăului (versantul nordic al șeii Rarău-Giumalău), valea Colbul Bistriței și pîrul Chirilu (versantul stîng al văii Bistriței, aval de Zugreni).

Pornindu-se de la aceste considerente, credem că n-ar fi lipsit de interes ca mineralizațiile citate mai sus și asupra căror există păreri diferite din punct de vedere genetic, dar care au o similitudine cel puțin din punct de vedere al aspectului mineralizației și formei de zăcămînt, să fie reconsiderate.



## BIBLIOGRAFIE

- A taras iu I. (1928) Cercetări geologice în imprejurimile Tulgheșului (Neamț). *An. Inst. Geol. Rom.* XIII. București.
- B ăncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică. București.
- Papiu V. C. (1959) Asupra silicolitelor cretacice inferioare din cuveta marginală a Carpaților Orientali. *D. S. Com. Geol.* XLVI. București.
- B elousov V. V. (1961) Structurnaia Geologia. *Izd. Mosk.* Universiteta.
- B etehtin A. G. (1953) Curs de mineralogie (trad. 1. rusă). Ed. Tehnică. București.
- B oros clavsk aia M. B. (1964) Raportul dintre mineralizația de sulfuri pirotoase și magmatism. *Nedra.* Moscova.
- C odarcea Marcela, Bercia I., Kräutner H., M ureșan M. (1964) Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bârnărel-Holdița). *D. S. Com. Geol.* LII, București.
- D imitrescu R. (1960) Observațiuni privind depozitele mezozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *S.S.N.G. Comunic. de Geol.-Geogr.* I. București.
- (1965) Notă asupra structurii cristalinului din regiunea Iacobeni. *D.S. Com. Stat Geol.* LI/1. București.
- D umitrescu I., S ăndulescu M., L ăzărescu V., Mirăuță O., Pauliu c S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.* XXXII. București.
- F leischer M. (1957) Elemente minore în unele sulfuri. *Econ. Geol. Fiftieth Ann.* 1905—1955. Urbana-Illinois. S.U.A.
- Giușcă D. (1963) Petrologia rocilor endogene. Ed. Did. Pedag. București.
- I anovici V., I onescu C. (1966) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea izvoarelor Tibăului-Valea Coșna (Carpații Orientali). *Stud. cerc. geol. geogr. ser. geol.* II/1. Acad. R.S.R. București.
- I onescu C. (1966) Studiu stratigrafic și petrografic al regiunii Dămuc (Carpații Orientali). *Rev. Roum. Géol. Géogr. Géoph. Série de Géol.* 10/2. Acad. R.S.R. București.
- I onescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba-Ciocănești-Iacobeni. *D.S. Com. Geol.* XLVII, București.
- I vanov S. N. (1964) Geneza zăcămintelor de minereuri de tip sulfuri pirotoase, legată de dezvoltarea magmatismului și metamorfismului geosinclinal. *Nedra.* Moscova.
- M acovei G. (1958) Geologia stratigrafică. Ed. Tehnică. București.
- M c. Kinst ry H. E. (1957) Structura depozitelor de minereuri hidrotermale. *Econ. Geol. Fiftieth Ann.* 1905—1955. Urbana-Illinois S.U.A.
- O ncescu N., R ăileanu Gr. (1963) Faze de orogeneză pe teritoriul R. P. R. *Ghid. Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V. 1961. IV. Sect. III. Tect. București.
- P aul K. M. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d.k.k. geol. R.A.* 26. Wien.
- P itulea G., Mușat I. Al. (1965) Notă asupra unei iviri de roci gabbroice în regiunea Pojorita-Valea Putnei. *D.S. Com. Stat Geol.* LI/1. București.
- R aguin E. (1961) Géologie des Gîtes Minéraux. Ed. Masson. Paris.
- R ădulescu I., R ădulescu Ludmila, Teuca I. (1968) Structura geologică și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Pojorita-Fundu Moldovei-Lucina (Carpații Orientali). *D.S. Com. Stat Geol.* LIII/3. București.
- S chneider h öhn H. (1962) Erzlagerstätten. 4. Auflage. Jena.
- S kripicenco L. S. (1964) Zonalitatea primară din zăcăminte de pirite cuprifere. *Nedra.* Moscova.



- S o c o l e s c u M. (1961) Observațiuni asupra metalogenezei și zonalității în provinciile meta-logenetic din Carpații Orientali și Baia Mare. *Rev. Min.* XII/1. București.
- Szentpétery S. (1924) The copper ores and diabases of Transylvania. *Econ. Geol.* XIX. 4. Urbana-Illinois. S.U.A.
- Walter B. (1876) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukovina. *Jahrb. d.k.k. geol. R.A.* T. IV. Wien.
- Winchell A. N. (1964) Elements of optical mineralogy. New York.
- Zavaritski A. N. (1961) Rocile eruptive (trad. I. rusă). I.D.T. București.

## SUR LA PRÉSENCE DE CERTAINS MINERAIS DE SULFURES DANS LA ZONE DE OBCINA MESTECĂNIȘ (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

L'ouvrage présent s'occupe de certaines minéralisations de sulfures cantonnées le long des fractures majeures, orientées approximativement N—S, localisées dans les schistes cristallins épizonaux de Obcina Mestecăniș non encore signalées dans les ouvrages antérieurs.

Obcina Mestecăniș, un massif montagneux des monts Bistrița (Carpates Orientales de N) est constituée presque exclusivement de schistes cristallins épizonaux, fortement affectés par la tectonique, qui chevauchent parfois les restes des dépôts sédimentaires mésozoïques.

L'auteur en examinant cette zone et en interprétant les phénomènes géologiques des zones avoisinantes estime que la structure de cette zone s'est achevée dans sa forme définitive au cours de la phase save.

À la suite des phénomènes tectoniques signalés les fractures majeures orientées approximativement N—S commencent à rejouer. Alors tout le long de ces formations ont pu circuler des solutions hydrothermales générées par un âtre magmatique profond, responsable aussi de la mise en place de toute une suite d'intrusions gabbroïques de cette région (la plus proche étant mise à jour par l'érosion à une distance de 4 km à l'E de la crête de Obcina Mestecăniș, connue pour le moment sur une longueur d'approximativement 7 km du N au S).

Les solutions montent le long des fractures et déposent des sulfures dans la gangue constituée, pour la plupart, de quartz blanc laiteux, en affectant aussi les roches cristallines hôtes, de manière différenciée, fonction de leur distance par rapport à la principale voie d'accès et fonction de la nature des roches.



Étant donné que la position dans l'espace des minéralisations de cette région est contrôlée par la tectonique, elles présentent différents types de dépôts, notamment :

Brèches tectoniques cantonnées le long des fractures orientées approximativement N—S, contenant des éléments de schistes cristallins (quartz blanc et roches basiques) cimentés par du quartz blanc laiteux et des sulfures.

Dépôts de sulfures dans la gangue de quartz blanc, le long des fractures discordantes dans les schistes cristallins.

Dépôts de sulfures dans la gangue de quartz le long des fissures longitudinales par rapport à la structure de schistes cristallins.

Au microscope tous ces dépôts de sulfures relèvent la présence des minéraux ci-après, suivant leur fréquence :

La pyrite de la première génération constituée d'individus à contour idiomorphe dont les dimensions des côtés varient de 0,1 à 2,0 mm. La seconde génération apparaît en plages larges ou en bandes fines formées de granules submillimétriques, englobées dans des cristaux de quartz ou de silice amorphe, fait qui suggère la direction des courants de turbidité durant l'écoulement des solutions.

La chalcopyrite se présente sous forme de nids de grande ou de petite taille (d'un  $\text{cm}^2$  à quelques  $\text{mm}^2$ ) constamment enrobés dans une gangue de quartz. Parfois elle se laisse voir en vénules fines, millimétriques, entortillées, s'insinuant dans les dépôts massifs de pyrite, en étant toutefois séparée de ceux-ci au moins par une pellicule de silice.

Le bornite apparaît sous forme de plages, associé de chalcopyrite ou s'endantant à la chalcopyrite.

La marcassite constitue des granules idiomorphes intimement associées à celles de pyrite ou apparaît sous forme de plages criblées, dans une gangue de quartz.

La galène et la blende n'apparaissent que sporadiquement dans la gangue du minerai. Parfois la blende apparaît sous forme de petites étoiles dans la chalcopyrite.

Vers la partie supérieures des filons, dans la zone d'altération apparaissent sous forme de minéraux de néoformation la chalcosine et la covellite, sous forme de cristaux menus la limonite et rarement la malachite et l'azurite.

La gangue est principalement constituée de quartz, contenant par endroits des cristaux de feldspaths plagioclases, essentiellement de type oligoclase — andésine, rarement de type basique, des feldspaths potassiques de type orthose et de la biotite fraîche ou chloritisée. Vers les niveaux



supérieurs elle constitue 80—90 % du matériel déposé, avec la profondeur diminuant à environ 50 %.

Les recherches au laboratoire dénotent les rapports d'âge entre les sulfures déposés, autant que les teneurs en éléments utiles, qui varient en fonction de la position dans l'espace des dépôts.

L'abondance des solutions hydrothermales a également affecté les roches cristallines hôtes ou celles du voisinage des fractures, fait qui a conduit aux phénomènes suivants :

La forte feldspathisation des schistes cristallins au voisinage immédiat des fractures (même s'il n'y pas de dépôts de sulfures) lorsque à côté des plagioclases apparaissent l'orthose et le microcline. À des distances plus éloignées n'apparaissent que les plagioclases.

La silicification se manifeste sous différentes formes à partir des dépôts de silice amorphe le long des fissures fines et des surfaces de stratification des roches, jusqu'à l'apparition des cristaux prismatiques — bipyramides déposés le long des parois des grands creux (résultat de l'action de dissolution provoquée par les solutions agressives) sous forme de „dents de peigne”. La silicification dépasse dans l'espace l'aire des feldspathisations.

La pyritisation accompagne incessamment la silice, étant toutefois plus intense au voisinage des fractures le long desquelles ont circulé les solutions.

La biotitisation et la muscovitisation se sont manifestées seulement au voisinage des principales voies d'accès des solutions.

La chloritisation occupe une zone large autour des fractures.

La kaolinisation apparaît uniquement au voisinage des dépôts de sulfures le long des principales fractures.

L'étude et l'interprétation des données d'observation et de laboratoire concernant les minéralisations, les roches hôtes autant que les phénomènes tectoniques nous portent à conclure que :

1. Les mêmes sulfures sont présents le long des fissures des roches gabbroïques voisines, autant que dans les dépôts filoniens ;
2. Des éléments de roches gabbroïques sont présents dans les brèches tectoniques cimentées par du quartz et des sulfures ;
3. Les dépôts de sulfures sont cantonnés seulement le long des voies d'accès nouvellement créées par les schistes cristallins au cours de leur évolution vers leur structure définitive ;
4. La disposition dans l'espace des fractures le long desquelles sont cantonnés les sulfures est discordante par rapport à la structure des schistes cristallins en tant que roches hôtes ;



5. Les minéralisations de sulfures apparaissent tout autour des roches gabbroïques ;
6. Une succession de dépôts d'aspect télescopé ;
7. Les teneurs en cuivre, or et argent varient en sens vertical ;
8. La biotite et les feldspaths sont présents dans la gangue du mineraï ;
9. La présence des salbandes vers la périphérie des filons.

Les roches hôtes subissent des transformations différentes causées par les solutions hydrothermales. Celles-ci agissent de façon différente sur les roches hôtes, en fonction de la distance entre ces dernières et la principale voie d'accès des solutions hydrothermales.

Les données ci-dessus présentées conduisent l'auteur à conclure que ces minéralisations ont été générées par la même chambre magmatique qui a mis en place les roches gabbroïques avoisinantes. Les minéralisations sont d'âge post-crétacé.

---

#### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région de Izvorul Brezuței-Obcina Arsenesei-Vîrfu Lat-Iacobeni :

1, Filons à sulfures ; 2, brèches tectoniques ; 3, gabbros ; 4, roches sédimentaires crétacées ; 5, roches sédimentaires triasiques ; 6, roches porphyrogènes ; 7, schistes sériciteux, chloriteux, parfois feldspathisés ; 8, schistes sériciteux, chloriteux  $\pm$  graphiteux et quartzites noirs ; 9, faille ; 10, ligne de chevauchement.

---



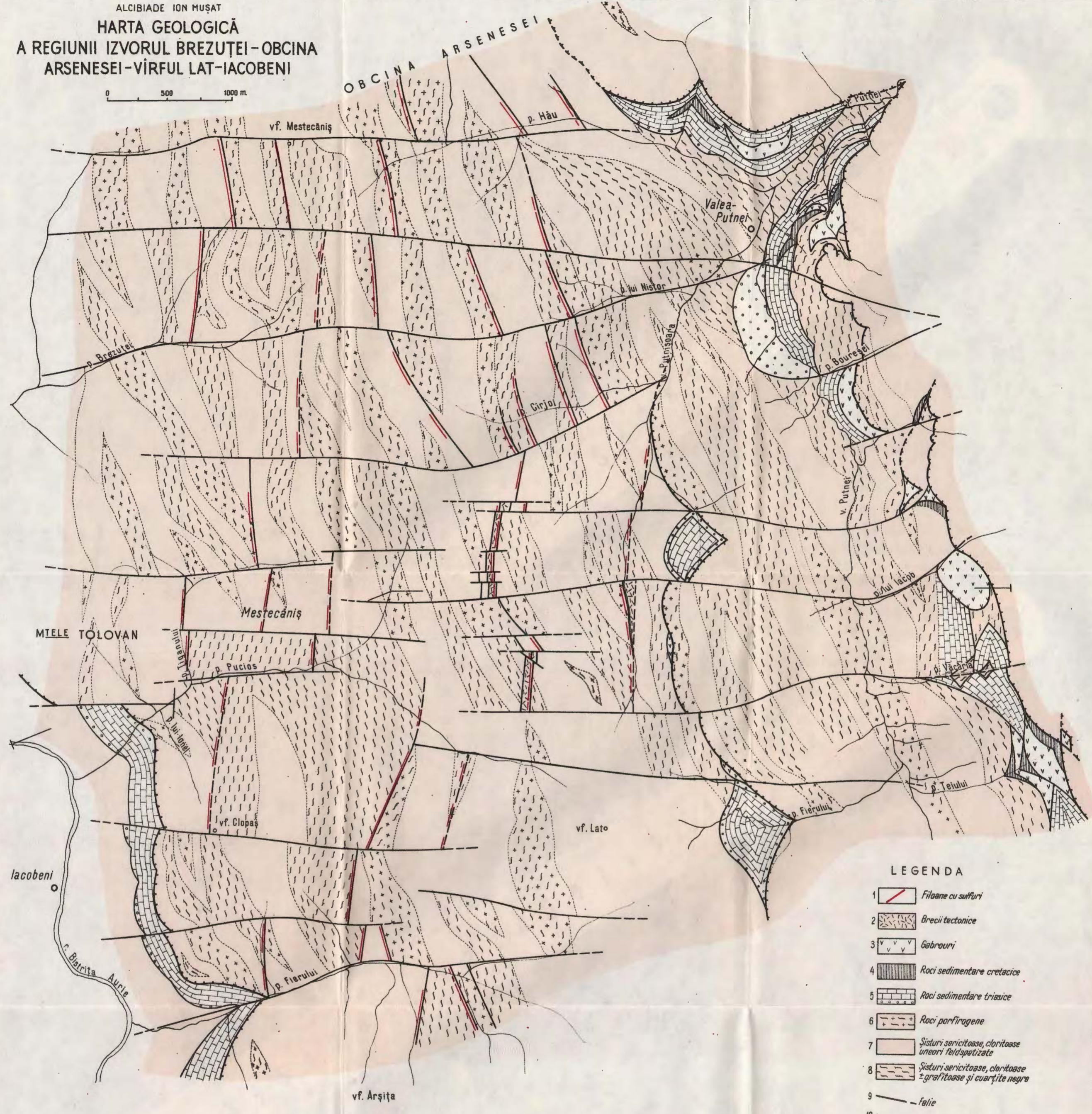


Institutul Geologic al României

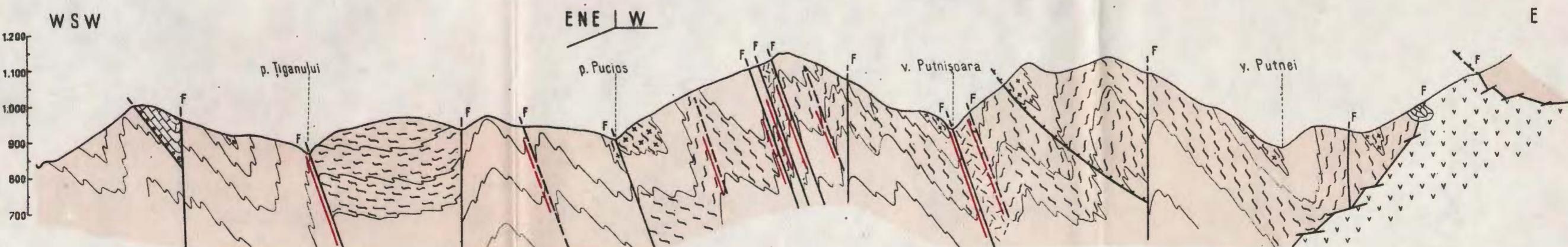
ALCIBIADE ION MUŞAT

## HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII IZVORUL BREZUȚEI - OBCINA ARSENESEI - VÎRFUL LAT-IACOBENI

0 500 1000 m.



SECȚIUNE GEOLOGICĂ IPOTETICĂ ÎN ZONA IACOBENI - V. PUTNEI



*Dări de seamă ale ședințelor*  
Vol LIV/4 (1966—1967)

ZĂCĂMINTE

DATE NOI ASUPRA MINERALIZAȚIILOR DE PE VALEA  
ARPAȘUL DIN MUNTII FĂGĂRAȘ<sup>1</sup>

DE  
SILVIA II.IESCU<sup>2</sup>

**Abstract**

New Data on Mineralizations along the Arpaș Valley in the Făgăraș Mts. The study of mineralizations in the Făgăraș Mts has pointed out distinct parageneses. The first paragenesis is built up of pyrites, magnetite and illmenite. The origin of mineralizations is of sedimentary nature, and they have been metamorphosed concomitantly with the pile of crystalline schists. The second paragenesis consists of pyrite, pyrotine, blende, calcopyrite and galena accompanied by gangue minerals represented by : feldspars, carbonates, talk, quartz and chlorite. It is presumed that the hydrothermal activity which has generated mineralizations of the second paragenesis had probably taken place either towards the end or subsequently to the regional metamorphism process of the crystalline schists.

Nota de față are ca scop expunerea datelor obținute din analizarea mineralizațiilor de sulfuri polimetaleice și a rocilor în care sunt canticate, puse în evidență de lucrările de explorare executate de IGEX în versantul nordic al munților Făgăraș.

Mineralizațiile de la Arpaș se situează pe valea cu același nume, la 13 km de cabana Arpaș, la N de creasta principală a munților Făgăraș, în partea de jos a circului glacial principal. Altitudinea la care sunt amplasate lucrările este cuprinsă între 1200 și 1400 m. Versanții văii sunt foarte abrupti, cu diferențe de nivel de aproape 1000 m și sunt brâzdați de numeroși torenți cu conuri de dejecție mari.

Probele necesare studiului microscopic au fost colectate de IGEX și personal, în timpul deplasărilor pe teren în anii 1965 și 1966.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 28 februarie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecție. Cal. Griviței nr. 64. București.



*Istoricul cercetărilor.* Masivul Făgăraș a constituit obiectul cercetărilor încă din secolul trecut. Majoritatea cercetărilor au avut ca obiectiv separarea tipurilor caracteristice de roci, a seriilor cristalofiliene și descifrarea tectoniciei.

Printre primii cercetători care s-au referit la mineralizația de la Arpaș cităm pe Cantuniasi (1926).

Șt. Ghikă-Budești (1940), într-o lucrare de sinteză asupra Carpaților Meridionali centrali, deosebește pentru prima dată mai multe zone de metamorfism, folosind drept criteriu mineralele tipomorfe.

Manicici (1949) s-a ocupat de partea de E a munților Făgăraș, iar în anii 1951–1952 a reluat cercetările geologice în partea de S.

Dimitrescu<sup>3</sup> (1961) a efectuat cercetări în sectorul Ezer-Păpușa, ocupîndu-se și de mineralizația de la Arpaș. Geneza mineralizației este precizată ca fiind tipic sedimentară, urmată de o metamorfozare regională.

Arión, Anton, Ceausu, Teucă, Rădulescu și Rădulescu<sup>4</sup> (1964) au efectuat cercetări în cîteva sectoare din munții Făgăraș. În sectorul Arpaș ei au făcut orizontarea șisturilor cristaline mezozonale, completîndu-le cu studii microtectonice. Asupra celor două zone de mineralizație existente autorii fac o descriere succintă a paragenezelor. Geneza mineralizației este precizată ca reprezentînd acumulări sedimentogene metamorfozate regional odată cu șisturile cristaline, după care a urmat în continuare, un aport hidrotermal, post-metamorfic.

Socolescu și Catana (1965) într-un articol publicat recent, fac o succintă descriere a paragenezelor minerale întîlnite în galeriile vechi din sectoarele Arpaș și Nimaia. Autorii precizează natura hidrotermală a mineralizațiilor de sulfuri polimetalice, precum și dezvoltarea lor lenticulară pe fracturi majore.

### Geologia regiunii

În sectorul Arpaș șisturile cristalofiliene mezozonale sunt reprezentate prin micașisturi cuarțoase și micașisturi cu granați. Ele au direcții E–W și căderi nordice de  $80^{\circ}$ , reprezentînd flancul nordic al anticlinialului din lungul crestei principale a masivului Făgăraș.

<sup>3</sup> R. Dimitrescu. Raport asupra prospecțiunilor din munții Făgăraș (sector Ezer-Păpușa). 1961. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>4</sup> M. Arión, O. Anton, N. Ceausu, I. Teucă, Ludmila Rădulescu, I. Rădulescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în munții Făgăraș sectoarele rîul Vîlsan–rîul Doamnei, Arpaș, Nimaia (1961). Arh. Ccm. Stat. Geol. București.



În complexul de șisturi mezozonale au fost separate spre bază dolomite cristaline, iar spre partea superioară șisturi cuarțitice grafitoase, paragnaise, șisturi amfibolice și amfibolite masive. Din lucrările mai vechi, precum și prin cercetările mai recente, efectuate de prospectorii mai sus menționați au fost puse în evidență două zone mineralizate.

O primă zonă mineralizată se află la altitudinea de 1300 m localizată în dreptul stânei Arpaș, iar cea de a doua zonă este situată la altitudinea de 1690 m.

A) Prima zonă mineralizată se situează la partea superioară a șisturilor cuarțitice grafitoase, fiind localizată în paragnaise și micașisturi cu granați, precum și în șisturi amfibolice. Șisturile sunt diafitorizate, microcutate, laminate pe falii longitudinale și în unele porțiuni decroșate de falii transversale. Decroșările au amplitudini de ordinul a 5–10 m. În această zonă IGEX a efectuat două galerii de coastă direcționale pe amplasamentul unor guri de galerii mai vechi. Grosimea zonei mineralizate a fost cercetată prin galerii laterale, săpate la 25 m și 50 m precum și prin 4 foraje.

Studiile microscopice executate de noi (1966–1967) au pus în evidență două parageneze distințte.

Prima parageneză este constituită din pirită, magnetit și ilmenit. Mineralele se dispun ca impregnații în masa micașisturilor cu granați și a paragnaiselor cu granați, fără o formă concentrații importantă. Atât pirlita cât și magnetitul și ilmenitul apar idiomorfe sau hipidiomorfe, având dimensiuni de ordinul a 0,3 mm/0,3 mm–0,5 mm/0,5 mm. Conturele lor se prezintă frecvent rotunjite și mulate de mineralele micacee din masa șisturilor. Pirlita prezintă fenomene de marcasitizare. Baghetele de ilmenit sunt orientate conform cu șistozitatea rocilor, urmărind microcuturea acestora. Asociat acestor minerale în masa șisturilor este prezent și sfenul, în concentrații ceva mai mari decât limitele admise pentru mineralele accesoriai obișnuite.

Originea acestor minerale este sedimentară. Ele s-au acumulat o dată cu sedimentele argilo-grezoase care au dat naștere în urma metamorfismului regional, la micașisturile și paragnaisele în care sunt localizate.

A doua parageneză este constituită din pirită, pirotină, blendă, calcopirită și galenă. Mineralele formează filonașe dispuse de-a lungul unor falii cu orientări preferențiale E–W. Aceste falii corespund cu zonele în care rocile mezozonale se prezintă retromorfozate. Ulterior depunerii, mineralizația a suferit tectonizări fiind bădinită. Porțiunile conservate în care mineralizația își păstrează aspectul filonian sunt rare, din cauza



laminării acesteia în urma fenomenelor tectonice care s-au produs ulterior depunerii.

În peretele drept al galeriei de jos se află filonașe centimetrice de pirotină, blendă și calcopirită. Ganga este constituită din albit, ankerit, witherit și cuarț, dispuse zonar, iar în rocile din jur s-au depus pe șistozitate plaje de clorit intens colorate, care au structuri fibroradiare. Agregatele de pirotină, blendă și calcopirită sunt allotriomorfe și au dimensiuni de ordinul 2 mm/0,95 mm–0,005 mm/0,005 mm. Ele formează structuri de dezamestec.

În peretele stîng, al galeriei de la mijlocul pantei este deschis pe o lungime de 2 m un filon compact de sulfuri, puternic laminat. Grosimea filonului măsurată între falii are valori de 50 cm–30 cm și 70 cm–20 cm. Filonul este constituit din piră idiomorfă, zdrobită în centru, în proporție de cca 74%, iar pe margini din pirotină cca 10%, blendă cca 5%, calcopirită cca 10% și galenă 1%. Prita s-a depus prima fiind urmată apoi de pirotină și ulterior de blendă și calcopirită, care formează structuri de dezamestec. Ultima s-a depus galena, în cantități reduse.

În masa micașisturilor din jurul filonului se disting budine de albit și celsian, ankerit, calcit și witherit, precum și cuarț. În una din budinile din jurul filonului a fost întîlnit pentru prima dată celsianul, care prezintă habitus prismatic alungit, macle polisintetice și relief ridicat. Unghiul de extincție al celsianului față de Np este de 3°, iar 2 V este pozitiv și are valori de 80°. Celsianul se dispune în asociere cu witheritul în imediata apropiere a sulfurilor. Witheritul a fost determinat pe baza unghiului 2 V mic (16°–17°) caracteristic.

În restul lucrărilor miniere mineralizația apare în urma tectonizărilor suferite sub formă de vinișoare discontinui cu grosimi de ordinul a 1–2 cm anostomozate în masa micașisturilor, paragnaiselor și șisturilor amfibolice. Grosimea zonei mineralizate variază de la 20 cm la 40 cm. Mineralele de gangă însoțesc vinișoarele de sulfuri sub formă de budine.

De menționat este faptul că în mai multe lucrări, pe laturile zăcămîntului în masa micașisturilor și a paragnaiselor din pereții fracturilor, au fost puse în evidență cuiburi compacte de granață, birefringenți și turmalină. Granații (grossular) se prezintă proaspeți, birefringenți și au dimensiuni de 10 ori mai mici decât granații formați prin metamorfismul regional, în masa șisturilor și paragnaiselor și care se prezintă cloritizați. În jurul cuiburilor de granață, asociați de obicei cu turmalina, în masa micașisturilor, paragnaiselor și a șisturilor amfibolice, s-au produs intense epidotizări, carbonatări, cloritizări și silicificieri. Aceste transformări au



dispoziție zonară de la centru spre exterior și se urmăresc pe grosime de 0,3–0,5 m.

B) Cea de a doua zonă mineralizată se află localizată în dolomite cristaline. Mineralizația de sulfuri polimetalice a fost deschisă într-o derocare, o galerie direcțională cu o laterală de 70 m, precum și de două foraje. Mineralizația din cea de a doua zonă nu formează concentrații economice, fiind mai abundentă în derocare decât în galerii și foraje. În derocare sunt prezente filonașe de pirită și în cantități mai reduse de blendă și galenă, cu grosimi de 2–3 cm, care au dispoziție rubanată în masa dolomitelor, intens fisurate. Pirlita și blenda apar atât sub formă de cristale idiomorfe, cât și ca aggregate allotriomorfe. Pirotina și calcopirita sunt prezente în cantități cu totul sporadice. Mineralele însoțitoare sunt reprezentate de talc, sericit, clorit și cuarț. Talcul formează uneori intercalății stratiforme cu grosimi pînă la 20 cm, fiind adesea foarte pur.

### Geneza mineralizațiilor

Mineralele primei parageneze, pirlita, magnetitul și ilmenitul, s-au acumulat prin sedimentare o dată cu materialul terigen și au fost metamorfozate regional o dată cu toată stiva de roci. Aceste fapte sunt dovedite prin dispoziția diseminată a mineralelor în masa șisturilor, conform cu șistozitatea, precum și prin faptul că mineralele micacee se mulează pe conturele piritei și magnetitei. Baghetele de ilmenit se dispun cu alungirea paralel cu șistozitatea rocilor, iar în cazul microcutelor se dispun conform acestora.

Originea mineralelor din cea de a două paragenză, pirită, pirotină, blendă, calcopirită și galenă, este hidrotermală. Deși în perimetru respectiv nu avem date despre existența în profunzime a unui corp eruptiv, caracterul hidrotermal al mineralizației este evident.

Un prim argument este textura filoniană a mineralizației, care s-a conservat în cîteva zone restrînse. Soluțiile hidrotermale au circulat pe fracturi.

Dispoziția zonară a mineralizației este evidentă, ordinea de depunere a mineralelor fiind: pirită, pirotină, blendă, calcopirită și galenă.

Prezența structurilor de dezamestec dintre blendă și calcopirită este o dovadă a depunerii acestora din soluții hidrotermale.

Asocierea mineralelor metalice cu minerale de gangă, a căror dispoziție este de asemenea zonară: feldspați (albit, celsian), carbonați (ankerit, witherit și calcit), talc, cuarț și clorit.



Soluțiile hidrotermale au avut temperaturi ridicate aparținând stadiului hipotermal și mezotermal. Ele au produs transformări asupra rocilor din pereții fracturilor pe care au circulat, transformări care ne-au permis să urmărim trecerea soluțiilor din fază hipotermală spre fază mezotermală, precum și dispoziția zonară, spațială a acestor transformări. Astfel, în imediata vecinătate a filoanelor mineralizate s-au format cuiburi aproape compacțe de granați, mărunți, birefringenți, cimentați cu turmalină, după care spre exterior se urmăresc epidotizări, cloritizări și silicificieri. Transformările se extind pe distanțe de 0,3–0,5m.

Diagramele de variație a conținuturilor chimice pentru Cu, Zn, Pb ale probelor colectate sistematic de IGEX din zonele mineralizate, au maxime și minime strânse. Asemenea variații bruse a conținuturilor chimice sunt proprii curbelor de variații ale filoanelor hidrotermale.

Analizele spectrale semicantitative efectuate pentru elemente rare și disperse indică prezența a numeroase elemente minore (As, Co, Ni, Cd), caracteristice mineralizațiilor hidrotermale.

### Concluzii

În sectorul Arpaș, în masa șisturilor cristaline mezozonele tectonizate și retromorfozate, au fost puse în evidență mineralizații de origine sedimentară, metamorfozate regional o dată cu șisturile cristaline precum și mineralizații hidrotermale depuse de-a lungul unui sistem de fracturi.

Mineralizațiile sedimentogene metamorfozate sunt reprezentate de magnetit și ilmenit. Mineralele sunt diseminate și orientate în masa șisturilor, fără a forma concentrații.

Mineralele de natură hidrotermală: pirită, pirotină, blendă, calco-pirită și galenă, formează umplutura unor fracturi cu orientări preferențiale E–W. Dispoziția lor este zonară și sunt însotite de gangă, constituită din feldspați, carbonați, talc, cuarț și clorit.

Soluțiile hidrotermale au avut temperaturi ridicate, aparținând stadiului hipotermal și mezotermal. În rocile din jurul fracturilor mineralizate se urmăresc fenomene de transformare produse de soluțiile hidrotermale asupra rocilor cu care au venit în contact. Transformările au dispoziție zonară, care se urmărește din imediata apropiere a umpluturilor filoniene pe distanțe de pînă la 0,5 m. În vecinătatea mineralizației, în unele locuri s-au conservat cuiburi de granați birefringenți asociați cu turmalină, după care se urmăresc spre exterior epidotizări, apoi cloritizări și silicificieri.



Activitatea hidrotermală, este probabil că s-a produs spre sfîrșitul sau după metamorfozarea regională a șisturilor cristaline. Mineralizațiile au fost afectate de tectonizările ulterioare.

Deși mineralizația pusă în evidență de lucrările miniere nu pare să formeze rezerve economice, dispoziția acesteia pe fracturi majore ne face să credem că extinderea ei poate fi importantă.

### BIBLIOGRAFIE

- Cantuniari Șt. (1926) Studii geologice în regiunea Porumbacu-Arpaș (munții Făgăraș). *D. S. Inst. Geol. Rom.* IX, 1920—1921, București.
- Dimitrescu R. (1960) Studiu geologic și petrografic al părții de E al masivului Făgăraș. *An. Com. Geol.* XXXIII. 1964. București.
- Manilici V. (1956) Studiu petrografic al rocilor eruptive mezozonale din regiunea Poiana Mărului-Șinca Nouă. Teză, 1949. *An. Com. Geol.* XXIX. București.
- Socolescu M., Catana V. (1965) Iviri de mineralizație în Munții Făgăraș. *Revista Minelor.* 11. București.

### NOUVELLES DONNÉES SUR LES MINÉRALISATIONS CANTONNÉES DANS LA VALLÉE D'ARPAŞU (MONTS FĂGĂRAS)

(Résumé)

Dans la partie supérieure de la vallée d'Arpașu (Massif de Făgăraș) la masse des schistes cristallins mésozoïques affectés par des mouvements tectoniques contiennent des minéralisations d'origine sédimentaire, ayant suivi le métamorphisme régional, ainsi que des minéralisations hydrothermales déposées le long d'un système de fractures.

Les minéralisations sédimentogènes métamorphosées sont représentées par la pyrite, la magnétite et l'ilménite. Les minéraux y sont disséminés et orientés dans la masse des schistes sans toute fois constituer des concentrations.

Les minéraux de nature hydrothermale : pyrite, pyrrhotine, blende, chalcopyrite et galène constituent le remplissage de certaines fractures, orientées principalement de l'E vers l'W. Ils constituent des filons et sont accompagnés par des minéraux de gangue : feldspaths, carbonates, talc, quartz et chlorite.



La température des solutions hydrothermales a été élevée. Dans les roches situées au voisinage des fractures minéralisées des phénomènes de transformations hydrothermales se laissent voir qui ont affecté les roches environnantes. L'activité hydrothermale a probablement eu lieu vers la fin de la métasomatose des schistes cristallins ou après. Les minéralisations ont été affectées par les mouvements tectoniques faisant suite à leur formation.



STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA TRIASICULUI ȘI  
JURASICULUI INFERIOR DIN SECTORUL VALEA NEAGRĂ DE  
CRIȘ (PĂDUREA CRAIULUI)<sup>1</sup>

DE

MIRCEA DIACONU, STELIAN IONESCU<sup>2</sup>

**Abstract**

Contributions to the Knowledge of the Lower Jurassic in the Valea Neagră de Criș Area (Pădurea Craiului). In the Valea Neagră de Criș area located in the northeastern part of the Pădurea Craiului (Apuseni Mountains), the existence of a fossiliferous level within the black vermicular limestones, to which the Campanilian-Anisian age has been assigned, was identified. A detailed separation of horizons in the Lower Jurassic pointing to the transgressive location of the Middle Lias, has been carried out.

Depozitele eojurasice, care fac în special obiectul acestei note apar în extremitatea nord-estică a Pădurii Craiului, în zona de legătură a acestui masiv cu munții Rez. Ele nu au constituit obiectul unui studiu mai detaliat, fiind numai semnalate de către Givulescu<sup>3</sup> și Marinescu<sup>4</sup>, care le-au figurat sub forma unor fișii orientate NE—SW, pe marginea estică a recifului senonian de la Valea Neagră.

Tot din această zonă Patrulius<sup>5</sup> citează o serie de brahio-pode și amoniți din Liasicul mediu.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 28 februarie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecționi. Șos. Kiseleff nr. 2. București.

<sup>3</sup> R. Givulescu. Cercetări geologice efectuate în problema 105 în vara anului 1953.

Arh. Com. Geol. București.

<sup>4</sup> F.I. Marinescu, Josefină Marinescu. Raport geologic din regiunea Bratca-Bucea. 1955. Arh. Com. Geol. București.

<sup>5</sup> D. Patrulius. Terenurile mezozoice din partea centrală a Pădurii Craiului cu privire specială asupra bauxitelor. 1964. Teză de doctorat-manuscris.



Astfel considerăm interesantă prezentarea succesiunii Jurasicului inferior din acest sector, insuficient cunoscut, mai ales datorită faptului că această succesiune cuprinde la partea inferioară strate de argilă refractară.

### Triasic

Formațiunile din culcușul Jurasicului inferior din regiune aparțin Triasicului și apar bine reprezentate în profilul din valea Șoimului.

Pe acest profil, peste fundamentalul cristalin, se dispune un complex conglomeratic-grezos, reprezentat prin conglomerate și gresii cuarțitice, peste care urmează concordant un pachet de șisturi argiloase violacee, cu pete verzi, cu aspect satinat. În partea superioară a complexului șistos apar intercalații de șisturi dolomitice.

Seria rocilor carbonatați din Triasic, începe printr-un dolomit brecios de culoare roșu-violacee, în care se remarcă elemente de cuarțite prinse într-o matrice argiloasă. În continuare urmează dolomite albastru și cenușii, stratificate, peste care se dispune complexul calcarelor negre, vermiculare, stratificate în plăci, intens diaclazate și microcute.

În versantul drept al Crișului Repede, spre partea superioară a calcarelor negre, apare un pachet de șisturi argiloase cenușiu-verzui, cu intercalații de marnocalcare cu o grosime de 4 m.

Din acest pachet șistos am colectat numeroase resturi de *Encrinus comparabile* cu *Encrinus lilliformis* (Lmk.), gasteropode de talie mică și fragmente de lamelibranhiate.

Acest nivel se corelează cu cel de pe marginea sudică a munților Rez, unde are o constituție litologică asemănătoare și aproape aceeași poziție stratigrafică, în care s-a determinat o faună caracteristică pentru Anisianul superior (Istoescu, Diaconu, Istoescu, 1968).

Astfel vîrsta calcarelor negre trebuie considerată ca anisiană și probabil campilian-superioară, dolomitele inferioare și șisturile aparținând Campilianului inferior, iar complexul detritic fiind mai vechi, Seisian.

Peste calcarale negre urmează dolomitele superioare, care în acest sector au o grosime importantă (aproape 300 m), fapt ce confirmă constatăriile lui Patrulius din Pădurea Craiului privind variațiile de grosime ale acestui complex, procesul de dolomitizare fiind de natură dia-genetică, produs pe seama calcarelor negre (care prezintă frecvente apofize dolomitice) și a calcarelor marmoreene, care constituie ultimul termen al Triasicului din Pădurea Craiului.



În această zonă calcarele marmoreene apar sub forma a două mici iviri, fiind reprezentate prin calcare albe, roze, cristalizate.

Vîrstă acestor calcare trebuie considerată ca ladiniană, datorită formelor de *Diplopora annulata* Schafh. (Patrulius, Bleahu, 1967) și *Cidaris roemerii* Wism. identificată în munții Rez (Istocescu, Diaconu, Istocescu, 1968), iar dolomitele superioare revenindu-le o vîrstă anisian-ladiniană.

**Jurasic inferior.** Depozitele jurasic-inferioare apar sub forma unor mici cuvete sinclinale, dintre care cele mai importante sunt cele din dealul Sterpinoasa și de la Coasta Rea.

În acest sector s-au întîlnit aceleași separații litologice ca și în restul Pădurii Craiului, respectiv complexul gresiilor cuarțitice, calcarile cu grifei și stratele cu cherturi<sup>6</sup>.

**Complexul gresiilor cuarțitice** (Hettangian-Sinemurian). Se dispune discordant și transgresiv peste diferenți termeni ai Triasicului și este reprezentat prin gresii cuarțitice, în general stratificate, cu o culoare alb-roză sau roz-violacee. Cu totul subordonat apar intercalații de conglomerate și microconglomerate. Cimentul gresiilor este cuarțitic, de tip bazal mai rar de pori sau de contact, uneori prezintându-se recristalizat sau sericitizat (atunci cînd în ciment apar și minerale argiloase). În afară de cuarț care atinge procente 90—95%, mai apar cristale de feldspati, paieți de muscovit și minerale opace.

În acest sector nu au fost întîlnite argilele roșii cu blocuri de calcare, din baza complexului grezos, care de altfel apar destul de rar la zi, fiind întîlnite mai ales în foraje și lucrări miniere.

În complexul grezos, apar și intercalații argiloase cu grosimi de la cîțiva centimetri pînă la un metru.

Astfel în versantul stîng al văii Negruții, aflorează un strat de argile, gros de 1 m cu o culoare cenușiu-verzuie, cu pete roșii-brune (fiind urmărit pe o distanță de 10 m), cu un indice pirometric de 158.

Un alt strat de argile, întîlnit pe valea Sterpinoasa, a cărei grosime este de 0,50 m (fiind urmărit pe o distanță de 5 m) are un indice pirometric de 163.

Celelalte intercalații argiloase în urma analizării indicelui pirometric, au dat valori neréfractare.

Perspectivele pentru argile refractare din acest sector sunt destul de limitate, datorită suprafățelor mici pe care apare Liasicul inferior, dar

<sup>6</sup> Terminologie stratigrafică utilizată de D. Patrulius.

pot fi luate în considerație pentru deschiderea unor exploatari locale, dacă vor putea fi conturate rezerve exploataabile.

**C a l c a r e l e cu grifei (Carixian).** Peste gresiile cuartitice se dispune un pachet de calcare grezoase, spatice, dure, cu spărtură neregulată, în care apar numeroase forme de lamelibranhiate, de talie mare din grupul ostreidelor, brahiopode și belemniti. Astfel acest nivel reprezintă prin fauna conținută primul episod net marin.

Un fapt nou privind poziția stratelor cu grifei îl constituie dispoziția acestora direct peste dolomitele superioare, depășind limita cu Liasicul inferior.

Prezența unui microconglomerat în baza calcarelor cu grifei pe unele profile, caracterul uneori detritic sub care se prezintă, precum și culoarea roșu-violacee pe care o au în sectorul Valea Neagră de Criș, constituie alte argumente în favoarea existenței unui moment de ingresiune spre N în Liasicul mediu.

De asemenea în sectorul nordic al Pădurii Craiului, în profilul clasic de la Vadul Crișului, gresiile calcaroase bajociene (care remaniază marne toarcene și marnocalcare cu accidente silicioase de tip Liasic mediu) stau direct peste marnele cu *Pseudogrammoceras thouarsense* (d'Orb.) (Toarcian superior), marcând o întrerupere în sedimentare la nivelul Aalenianului.

Cele de mai sus arată că aceste ingresiuni, ca efect al mișcărilor oscilatorii pe care le prezinta bazinul de sedimentare jurasic, s-au manifestat mai ales în zonele de țărm, sectoarele în discuție situându-se în apropierea munților Rez, care începînd cu Triasicul se comportă ca o zonă mai ridicată. Astfel, atât depozitele triasice de pe marginea sudică a munților Rez cît și depozitele jurasice din partea nordică a Pădurii Craiului au grosimi mai reduse și prezintă unele particularități faciale.

În afara formelor *Gryphaea arcuata* (Lamk.) și *Tetrahynchia aequicostata* (Jekelius) citate de Patrulius, am mai colectat exemplare de *Gryphaea cymbium* (Sow.) și diferite specii de *Lobothyris*, *Tetrahynchia* și *Spiriferina*, care atestă vîrstă carixiană (Pliensbachian inferior) a depozitelor.

**S t r a t e l e cu cherturi (Domerian).** Reprezintă ultimul termen al Liasicului prezent în această regiune, fiind alcătuit din marnocalcare, marnocalcare grezoase și gresii, stratificate în plăci centimetrice și decimetrice. Caracteristic pentru acest orizont este prezența concrețiunilor silicioase de tipul cherturilor.

**G i v u l e s c u**, probabil că în acest orizont citează pe „*Amaltheus spinatum*” (Bruguiere), „*Pecten*” *aequivalvis* (Sold.) și „*Belem-*



*nites*" *paxillosum* (Lmk.), iar *Patrulius Pleuroceras solare* (Phillips), care atestă vîrsta domeriană (Pliensbachian superior) a depozitelor.

În partea vestică a acestei regiuni se dezvoltă formațiuni senoniene și sarmațiene, care au constituit obiectul unor numeroase studii.

Din punct de vedere tectonic se remarcă caracterul monoclinal cu înclinări de  $20 - 30^\circ$  spre SW ale depozitelor triasice și dispoziția transgresivă a Liasicului care ocupă mici cuvete afectate de falii locale.

### BIBLIOGRAFIE

- Istocescu D., Diaconu M., Istocescu Felicia (1968) Contribuții la studiul stratigrafic al depozitelor mezozoice de pe marginea sudică a Munților Rez (munții Apuseni). *D.S. Com. Stat. Geol.* LIII/3. București.
- Kräutner Th. (1941) Étude géologiques dans la Pădurea Craiului. *C.R. des Sc.* XXI (1936-1937). București.
- Patrulius D., Bleahu M. (1967) Le Trias des Monts Apuseni. *Geologicky Sbornick.* XVIII/2. Bratislava.
- Pauliuc S. (1958) Contribuții la studiul depozitelor mezozoice din regiunea Remeți (Pădurea Craiului). *Anal. Univ. C. I. Parhon, seria Ști. Nat.* 1. București.

### CONTRIBUTIONS POUR LA CONNAISSANCE DU TRIAS ET DU JURASSIQUE INFÉRIEUR DU SECTEUR DE VALEA NEAGRĂ DE CRIS (PĂDUREA CRAIULUI)

(Résumé)

Dans le secteur de Valea Neagră de Criș situé à l'extrême septentrionale du massif de Pădurea Craiului, les auteurs signalent la présence dans les dépôts triasiques d'un niveau schisteux fossilifère qu'ils comparent à celui situé sur le bord méridional des monts Rez, conférant ainsi l'âge campilién-anisien au complexe des calcaires noirs vermiculés.

Au sein des dépôts liasiques on a séparé les horizons suivants : le complexe des grès quartzitiques qui contiennent des couches d'argiles réfractaires, des calcaires à *gryphaea* qui dans ce secteur sont en position transgressive et des couches à „cherts”.



Au point de vue tectonique il est à remarquer la position des dépôts liasiques qui reposent directement sur le Trias moyen, constituant des cuvettes de dimensions réduites.

### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique du secteur de Valea Neagră de Criș—D. Craiului (Monts Pădurea Craiului) :  
Quaternaire. Holocène : 1 a, plaine alluviale ; b, terrasses. Pléistocène ; 2, graviers et argiles. Néogène. Sarmatiens : 3, graviers, sables, marnes. Crétacé. Sénonien : 4, grès, marnes, calcaires. Jurassique. Domérien : 5, couches à cherts (grès, marnes et marno-calcaires à accidents siliceux). Carixien : 6, calcaires gréseux à *griphaea*. Hettangien — Sinémurien — Rhétien : 7, complexe des grès quartzitiques à argiles réfractaires (argiles rouges avec blocs de calcaires). Ladinien : 8, calcaires marmoréens blanc-rose. Anisien-Ladinien : 9, dolomites stratifiées. Campilien-Anisien : 10, calcaires noirs, vermiculaires en plaques (marno-calcaires et schistes argileux) ; 11, dolomites stratifiées ; 12, schistes argileux rouges et verts, schistes dolomitiques. Séisien : 13, conglomérats, grès ; 14, position de couches ; 15, limite concordante ; 16, limite discordante ; 17, faille ; 18, direction de coupe géologique ; 19, axe d'anticinal ; 20, axe de synclinal ; 21, gisement fossilifère.



## HARTA GEOLOGICĂ A SECTORULUI VALEA NEAGRĂ DE CRIS-D.CRAIULUI

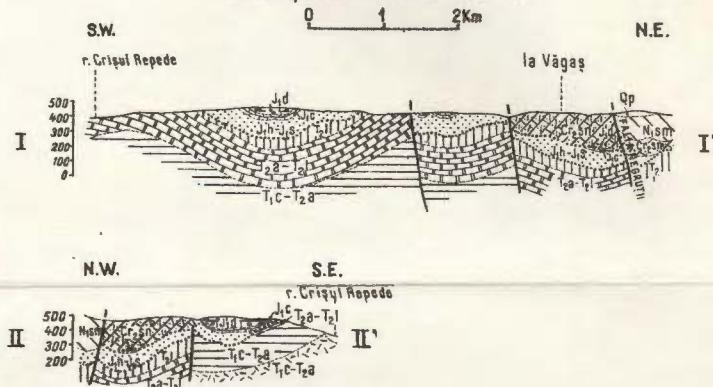
M.TII PĂDUREA CRAIULUI

ve poartă 41a - Remete

0 1 2 Km.

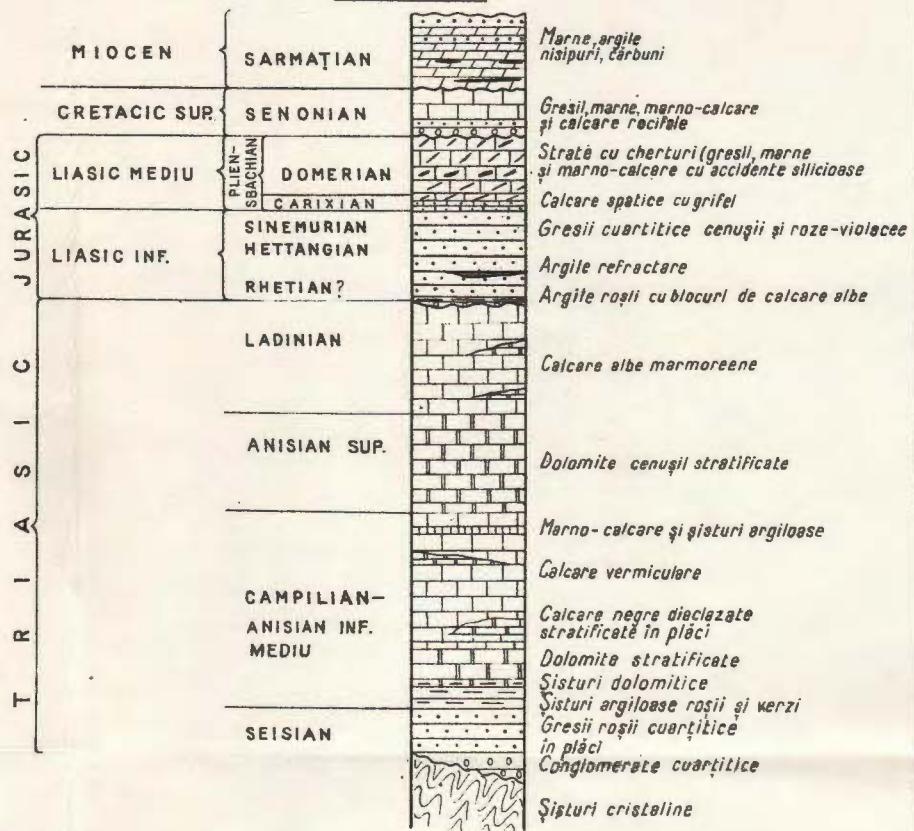


### SECȚIUNI GEOLOGICE



### COLOANĂ STRATIGRAFICĂ IN REG. VALEA NEAGRĂ DE CRIS

0 100 200 m.



### LEGENDA

T R I A S I C	J U R A S I C	C U A T E R N A R	1 [a. T <sub>b</sub> ] a. Ses aluvial b. Terase
			2 Qp Pietrișuri și argile
N E O G E N	C R E T A C I C	S A R M A T I A N	3 N <sub>1</sub> sm Pietrișuri, nisipuri, marne
			4 C <sub>2</sub> sm Gresii, marne, calcare
C R E T A C I C	C R E T A C I C S U P .	S E N O N I A N	5 Strate cu cherturi (gresii, marne și marno-calcare cu accidente silicioase)
			6 Calcare grezoase cu grile
J U R A S I C	L I A S I C	P L E I N S B A C H I A N	7 Complexul gresiilor cuartitice cu argile refractare (Argile roșii cu blocuri de calcare)
			8 Calcare marmoreene alb-roze
J U R A S I C	L I A S I C M E D I U M	D O M E R I A N	9 Dolomite stratificate
			10 Calcare negre, vermiculare în iespezi (Marno-calcare și găuri argiloase)
J U R A S I C	L I A S I C I N F .	C A R I X I A N	11 Dolomite stratificate
			12 Sisturi argiloase roșii și verzi, sisturi dolomitice
T R I A S I C	C A M P I L I A N -	A N I S I A N S U P .	13 T <sub>1</sub> s Conglomerate, cuartite în plăci
	A N I S I A N I N F . ,		
	M E D I U M		
			14 ————— Poziție de strat
			15 ..... Limită concordantă
			16 ..... Limită discordantă
			17 ——— Falie
			18 —— Linea de secțiune geologică
			19 — Ax de anticliniu
			20 — Ax de sinclinal
			21 T Punct fosilifer

1970

Dări de seamă ale ședințelor  
Vol. LIV/4 (1966—1967)

STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA BIOSTRATIGRAFIA DEPOZITELOR PANNO-NIENE DE PE RAMA ESTICĂ A BAZINULUI LUGOJ (REGIUNEA CIREȘU-CRIVINA-JUREȘTI)<sup>1</sup>

DE  
ANDREI DRĂGĂNESCU<sup>2</sup>

**Abstract**

Contributions to the Biostratigraphy of Pannonian Deposits from the Eastern Border of the Lugoj Basin (Cireșu-Crivina-Jurești Region). In the Cireșu-Crivina-Jurești Region there have been distinguished two lithological levels within the sedimentary cover, transgressively overlying the crystalline basement: the lower psammitic level and the upper pelitic level. The lower level has been equalised, on the basis of faunal data, with the Novorossian substage from Yugoslavia and Hungary, as well as with the F zone from the Vienna basin. It is due to stratigraphical criteria and regional correlation that the Portaferrrian age has been assigned to the upper level. The sedimentary sequence represents, as a whole, the Pontian stage s. str. or the „Congeria upper beds”. In this paper there are presented fossiliferous points from the region, their position in the Novorossian stratigraphical column being accurately determined, as well as considerations of biostratigraphic and paleoecologic order as regards the Novorossian fauna.

Lucrarea de față are ca scop precizarea vîrstei depozitelor pannoniene din regiunea Cireșu-Crivina-Jurești și prezentarea unor considerații de ordin biostratigrafic și paleoecologic pe baza faunei colectate.

Regiunea cercetată este situată la 10 km est de Lugoj (Banat) și cuprinde terminațiile sud-vestice ale zonei colinare a munților Poiana Rusca, dintre valea Timișului și valea Bega.

Primele cercetări întreprinse în acest ținut aparțin lui L. D. C. Z. Y. (1882), care descrie cîteva profile și prezintă liste de faună din punctele Criciova, Coștei-Nemești și Rădmănești, atribuind depozitele „stratelor cu congerii”.

Studii ulterioare au fost efectuate de către H. L. V. A. T. S. (1896), Călinescu (1955), Pop (1955)<sup>3</sup>, Feru și Mihăilă (1963),

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 28 februarie 1967.

<sup>2</sup> Institutul geologic, Șos. Kiseleff nr. 55. București.

<sup>3</sup> E. Pop. Neogenul de la NE de Lugoj. 1955. Arh. Com. Geol. București.



Huică și Stănoiu (1964). Autorii conferă depozitelor din regiune vîrsta pontiană. Prospecțiunile efectuate în 1965 de către colectivul condus de Lubenescu<sup>4</sup> au confirmat acest punct de vedere.

Gilleit (1943) precizează, prin paralelizare cu fauna de la Rădmănești, că sedimentarul din sectorul Criciova-Crivina aparține părții inferioare a „stratelor superioare cu Congerii”.

### Geologia regiunii

Regiunea studiată este situată, geologic, pe marginea estică a baziului neogen al Lugoju lui. Formațiunile geologice care intră în constituția regiunii aparțin : cristalinului, Pannonianului și Cuaternarului (fig. 1).

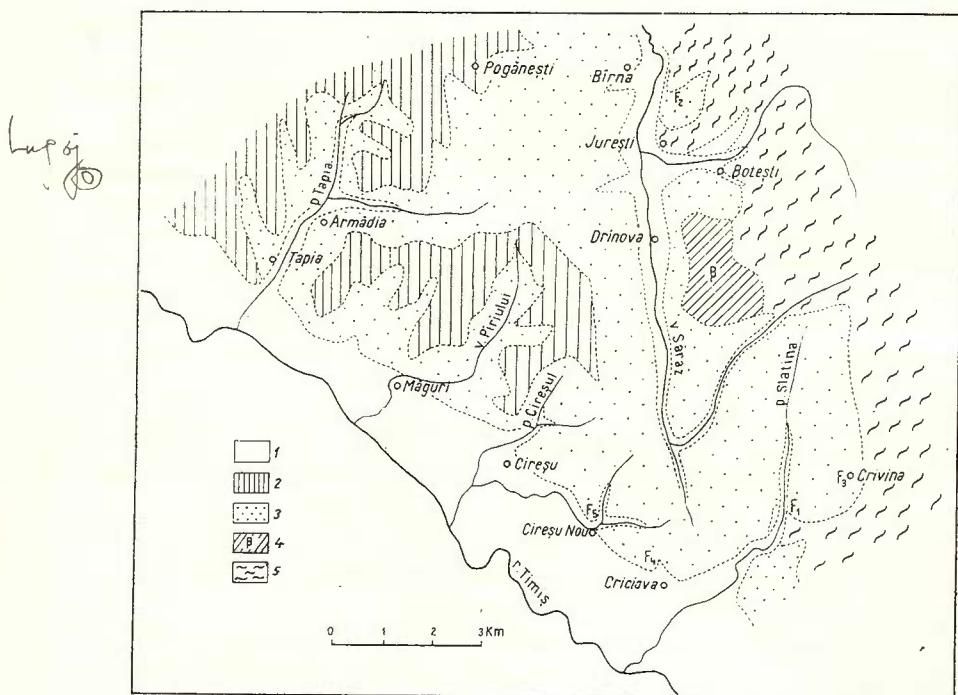


Fig. 1. — Schiță geologică a regiunii Cireșu-Crivina-Jurești:  
1. Cuaternar; Pontian: 2. orizontul marno-argilos (Portaferrian); 3. orizontul grezo-nisipos (Novorossian); 4. bazaltă; 5. cristalin.

Esquisse géologique de la région de Cireșu-Crivina-Jurești:  
1. Quaternaire; Pontien: 2, horizon marno-argileux (Portaferrien); 3, horizon gréseux-sableux (Novorossien); 4, basaltes; 5, cristalins.

<sup>4</sup> Victoria Lubenescu, Al. Dincă, Filofteia Sirbu, Tamara Odobescu. Prospecțiuni pentru cărbuni în bazinul Lugoj. 1965. Arh. Com. Geol. București.

*Cristalinul.* Reprezintă fundamentul regiunii, constituie marginea estică a perimetru lui studiat, fiind alcătuit din serii epimetamorfice sericitico-cloritoase, filitoase, cu intercalații stratiforme sau budinate de cuarțite și cu injecții de roci bazice. În dreptul localității Drinova cristalinul este străpuns de lave bazaltice.

*Pannonianul.* Peste cristalin se dispune o serie sedimentară, reprezentând Ponțianul s. str. („stratele superioare cu congerii” = Pannonianul s. l. superior). În cadrul acestei succesiuni se separă două orizonturi litologice — orizontul inferior, grezos-nisipos și orizontul superior marnos-argilos — descrise mai jos (fig. 2).

*Orizontul nisipos — grezos* prezintă o largă dezvoltare în regiune, constituind o fâșie largă de 3—5 km cuprinsă între cristalin (la est) și depozitele orizontului superior (la vest). Depozitele sale stau transgresiv pe fundamentul cristalin și suportă, în continuitate de sedimentare, pelitele orizontului superior. Succesiunea litologică, cu o grosime medie de 250 m, constă din alternanțe de ordinul metrilor sau zecilor de metri de marne și nisipuri fin stratificate, friabile și pachete groase (10—15 m) de gresie masivă, cuarțoasă, grosieră, stratificată în bancuri metrice, cu textură încrucisată.

Orizontul este fosilifer, fauna fiind distribuită destul de uniform în coloana stratigrafică, cu concentrații la anumite nivele corespunzînd punctelor de la Jurești, Crivina, Criciova și Cireșu Nou. Analiza faunei va fi prezentată în capitolele următoare.

Litologic se disting trei complexe :

a) Sedimentarea începe printr-un complex microconglomeratic cu grosimi de câțiva zeci de metri. Acesta reprezintă termenul bazal, grosier, al succesiunii sedimentare, fiind alcătuit dintr-o gresie microconglomeratică, cu textură paralelă, violacee, poligenă, constituită din fragmente în principal, de cuarțite și, subordonat, de sisturi sericitico-cloritoase. Complexul bazal cuprinde și intercalații subțiri, argiloase și nisipoase, viu colorate. Complexul conține două nivele mai bogat fosilifere, unul localizat la partea sa inferioară (Crivina) și altul — la partea superioară (Jurești).

b) Urmează, în continuitate de sedimentare, complexul mijlociu alcătuit din roci moi, friabile, fin stratificate, conținînd spre partea superioară, ca intercalații, bancuri groase de gresie masivă, cuarțoasă, albicioasă, compactă, local microconglomeratică cu textură încrucisată. Nivelele fosilifere sunt plasate la partea inferioară (Jurești) și superioară

*Mehdăz  
Ponțian inf.  
(Novorossia)*



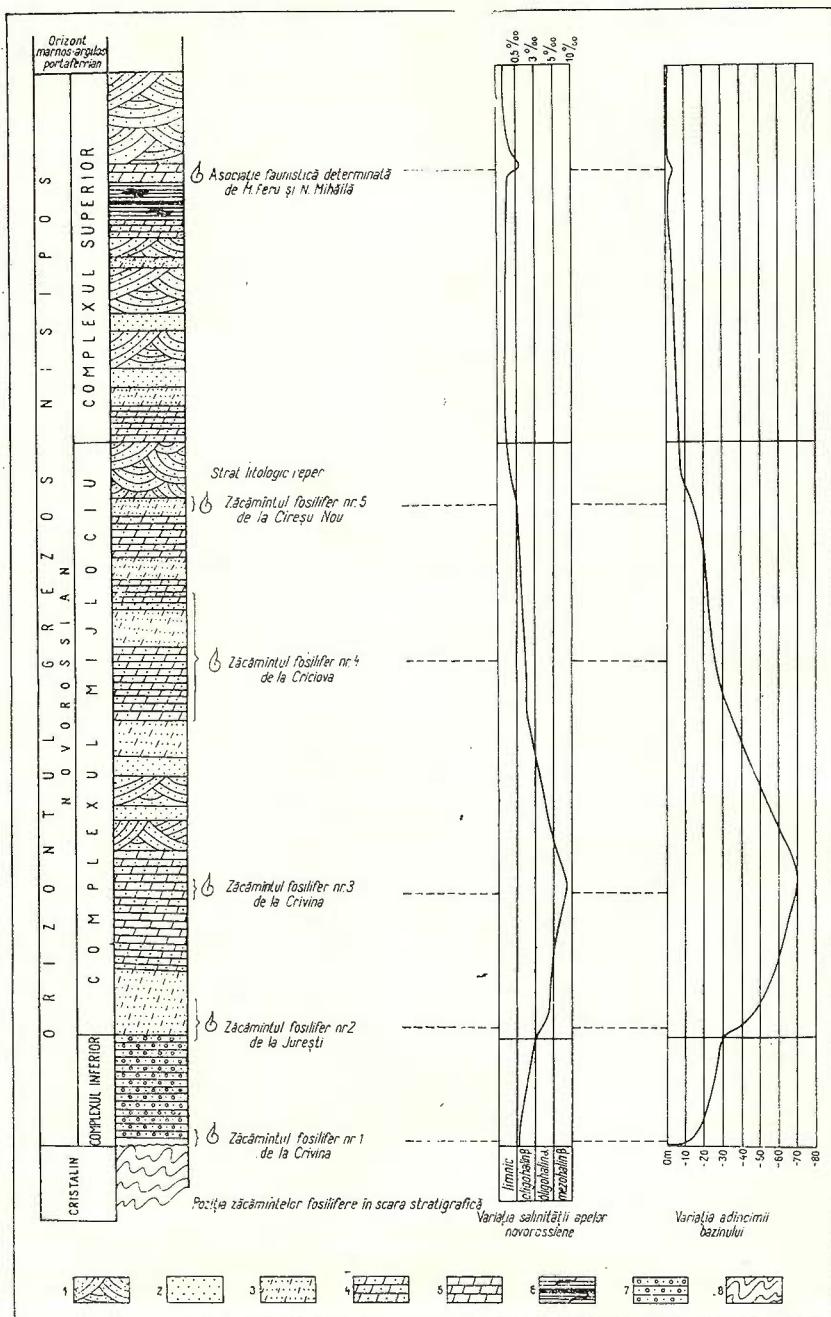


Fig. 2. — Coloane biostratigráfice ale depozitelor novorossiene din regiunea Ciresu-Crivina-Jurești :  
1. gresie cu textura incrușată; 2. nisip și gresie stratificate; 3. marmă nisiposă; 4. marmă argiloasă; 5. marmă cu carbuni; 6. argila ouă; 7. microconglomerat; 8. cristalin.  
Coloană biostratigraphique des dépôts novorossiens de la région de Ciresu-Crivina-Jurești :  
1. grès à texture entretoisée; 2. sable et grès stratifiés; 3. calcaire nissipose; 4. calcaire argileux; 5. calcaire; 6. argile œufs; 7. mélange microconglomérat; 8. cristallin.

(Criciova și Cireșu) a complexului, în partea sa mediană apărînd o intercalătie subțire cu congerii mari (Crivina).

Complexul se încheie printr-un banc gros de gresie masivă, care constituie un reper caracteristic pentru întreaga regiune.

c) În continuitate de sedimentare stă complexul superior, reprezentat printr-o succesiune detritică groasă de 80—90 m, în care predomină intercalățiile de gresie masivă cu stratificație încrucișată. La partea superioară se intercalează un pachet argilos cu cărbuni. Acest ultim complex este nefosilifer, cu excepția unui pachet subțire de gresii fosilifere, cantonate în acoperișul cărbunilor. La aproximativ 30 m deasupra nivelului cărbunos se află limita dintre orizontul inferior și cel superior, limită care are, litologic, un caracter net, trecerea făcîndu-se de la gresii masive cuarțoase la marne argiloase.

O r i z o n t u l m a r n o s - a r g i l o s apare pe marginea vestică a regiunii, fiind alcătuit dintr-o succesiune pelitică, nefosiliferă, care stă în continuitate de sedimentare peste orizontul inferior. Nu insistăm asupra acestui orizont, obiectul prezentei lucrări constituind orizontul inferior, unicul fosilifer în regiune.

Tectonic, Pannonianul reprezintă un mare monoclin orientat nord-sud și cu o slabă înclinare spre vest, mulind fundamentul cristalin.

*Cuaternarul.* Este reprezentat prin depozite aluviale, eluviale și deluviale.

### Descrierea punctelor fosilifere

În regiunea Cireșu-Crivina-Jurești apar mai multe zăcăminte fosilifere cantonate în depozitele orizontului grezos-nisipos. Prezentăm mai jos descrierea acestor zăcăminte în ordinea succesiunii lor stratigrafice:

Punctul fosilifer nr. 1. La 1 km sud-vest de localitatea Crivina, în stînga drumului Crivina-Nădrag, apare un afloriment înalt de 3 m de gresii microconglomeratice, situat, stratigrafic, la 1—2 m deasupra fundamentului cristalin, reprezentînd termenul bazal al complexului inferior. Zăcămîntul este bogat fosilifer cuprinzînd o faună constituită predominant din thiariide (melanopside) și, subordonat, forme aparținînd altor familii de gasteropode, precum și rare cardiacee. În partea inferioară a succesiunii predomină formele de *Melanopsis martiniana rugosa* H a n d., pe cînd în cea superioară abundă *Viviparus loxostomus* (S a n d.). Limnocardiaceele apar subordonat.

Fauna menționată caracterizează partea bazală a depozitelor pontiene inferioare (novorossiene) din bazinul Pannonic. Abundența me-

*Porta ferraria  
(Pont, mediu)*



lanopsidelor și în special prezența speciei *Melanopsis martiniana rugosa* H a n d . ne permite să atribuim aceste strate „nivelului cu *Lyraea*” din partea inferioară a Novorossianului din Serbia (în sensul lui S t e - v a n o v i ē , 1951). Deci, în regiune, sedimentarea Ponțianului începe cu termenul bazal al Novorossianului, care, depășind „stratele inferioare cu congerii” și celelalte formațiuni sedimentate anterior, s-a asternut direct pe fundamentul cristalin. Transgresiunea localizată la baza Novorossianului este un fapt constatat în întregul bazin Pannonic (S t e v a - n o v i ē , 1951 ; G illet , 1961).

**Punctul fosilifer nr. 2.** La nord de localitatea Jurești, la limita superioară a complexului microconglomeratic, se găsește o faună localizată atât în partea terminală a complexului inferior cât și în stratele din baza complexului median. Deschiderea apare pe un torrent stâng al primului afluent drept al văii Sărazului, la nord de Jurești. Se poate observa următoarea secțiune :

a) În bază, apar gresii grosiere și microconglomerate violaceu-roșcate, dure, poligene (predominând cuartul), stratificate paralel. Liantul argilos al rocii provine din alterarea fragmentelor de șisturi cristaline (clorito-sericitoase și filitoase) înglobate în masa depozitului. Stratele conțin numeroase mulaje de bivalve ca : *Limnocardium (Bosphoricardium) banaticum* F u c h s , *L. (Pannonicardium) penslii* F u c h s , *L. (Pann.) dumicici* G o r j . K r a m b ., *Congeria brandenburgi* B r u s ., etc. Spre partea superioară se trece la un pachet de nisipuri grezoase, euarțoase, gălbui, conținând plăci dure, feruginoase, centimetrice de oligist. Această succesiune, cu o grosime în afloriment de 5 m, constituie partea terminală a complexului microconglomeratic.

b) Urmează, pe o grosime de 15 m în afloriment, o serie nisipoasă-marnoasă, fin micacee, gălbui-verzuie, conținând rare forme de *Limno- cardium (Bosphoricardium) banaticum* F u c h s , *L. (Pannonicardium) penslii* F u c h s , *Paradacna abichi* R. H o e r n ., *Congeria brandenburgi* B r u s . Aceste nisipuri marnoase reprezintă primul termen al complexului mijlociu.

**Punctul fosilifer nr. 3.** La sud-vest de localitatea Crivina, lîngă drumul Criciova-Nădrag, apare o deschidere de marne și nisipuri marnoase fin stratificate, friabile, cenușii, conținând în exclusivitate numeroase forme de *Congeria croatica* B r u s . și *C. zahalkai* S p a l e k . Nivelul fosilifer, avînd o grosime de cca 2 m, este cantonat în partea mijlocie a complexului median.

**Punctul fosilifer nr. 4.** Aceasta este cunoscutul zăcămînt fosilifer de la Criciova, descris pentru prima oară de către L ò c z y



(1882). În cadrul zăcămîntului, localizat în partea superioară a complexului median, se individualizează 7 nivele litologice, care aflorează în trei deschideri, grupate aproximativ la gura văii Satului, la nord de Cri-

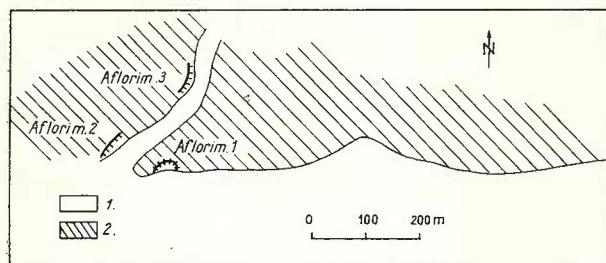


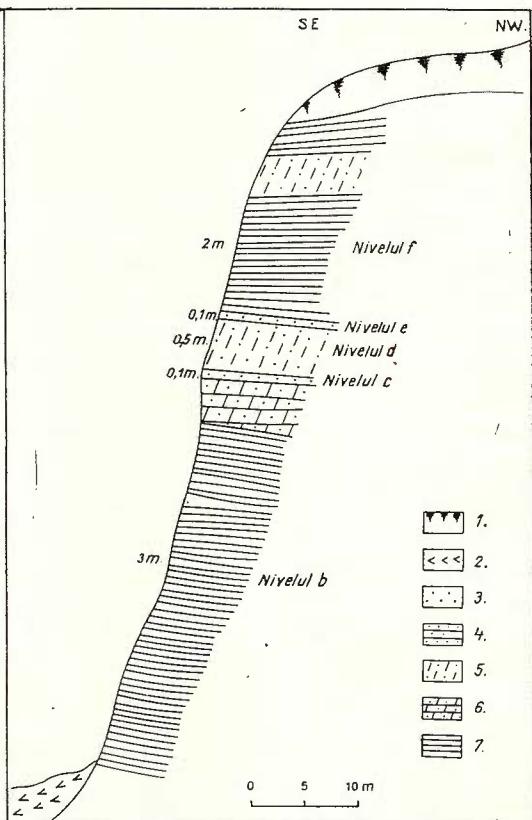
Fig. 3. — Amplasamentul aflo-  
rimentelor din cadrul zăcămîn-  
tnului fosilifer de la Criciova.  
1, Cuaternar; 2, Novorossian.  
Emplacement des affleure-  
ments du gisement fossile-  
rère de Criciova.  
1, Quaternaire; 2, Novorossien.

Fig. 4. — Secțiune prin aflorimentul nr. 2 din cadrul zăcămîntului de la Cri-  
ciova :

1, sol; 2, deluviu; 3, nisip; 4, gresie; 5, nisip mar-  
nos; 6, marnă nisipoasă; 7, marnă.

Coupe a travers l'affleurement no. 2  
du gisement de Criciova :

1, sol; 2, dépôts de glissement; 3, sable; 4, grès; 5,  
sable marneux; 6, marne sableuse; 7, marne.



ciova (fig. 3, 4). În primul afloriment, situat la gura văii, pe malul stîng, apare doar nivelul inferior. Următoarele cinci nivele aflorează în cea de-a

două deschidere, plasată pe malul drept, în apropiere de locul de vărsare. Nivelul superior, care constituie cel de-al treilea afloriment, apare la zi la 300 m în amonte pe vale, în malul drept. Prezentăm succesiunea stratigrafică a ansamblului zăcământului fosilifer :

a) Nivelul inferior este constituit dintr-o succesiune de nisipuri fine, friabile, ușor marnoase, cuprinzînd la partea superioară o intercalătie de gresie compactă sub forma unei plăci de 0,1 m grosime. Întreaga succesiune are, la zi, o grosime de 15 m. Fauna este răspîndită relativ uniform în masa nisipurilor, prezentînd ușoare concentrări la două nivele, localizate : cel superior — imediat sub placa de gresie, cel inferior — cca 8 m sub primul. Asociația faunistică este constituită, în principal, din dreissene și cardiacee. Astfel, la cardiaceele din punctele precedente se adaugă *Limnocardium (Bosphoricardium) emarginatum* D e s h ., *L. zujovicii* Brus., *L. (Euxinicardium) subodessae* S i n z ., apoi *Dreissena auricularis* F u c h s ., *D. semendriensis* S t e v ., *D. superfoetata* Brus . Cantitativ, predomină speciile genului *Dreissena* în proporție de 90%, dintre acestea cel mai amplu ilustrată fiind specia *Dreissena auricularis* F u c h s .

b) Urmează un pachet de marne fin nisipoase, friabile, gălbui, puternic fosilifere, avînd o grosime de cca 9 m. Din cuprinsul acestui nivel s-a recoltat o faună asemănătoare celei din nivelul anterior, cu deosebirea că dreissenele se găsesc în proporții egale cu cardiaceele. Remarcăm apariția speciei *Congeria ungula-caprae* (M ü n s t .), care caracterizează stratele novorossiene superioare din Pannonianul jugoslav și ungar de facies marginal (faciesul cu *C. ungula-caprae*) (S t e v a n o v i c , 1951; S t r a u s z , 1942; G i l l e t , 1961). Tot în acest nivel își fac debutul speciile *Limnocardium riegeli* M. H o e r n ., *L. rothi* H a l ., *L. haueri* M. H o e r n ., *Phyllocardium depressum* D e s h ., alături de care se păstrează cele anterior apărute. Melanopsidele sunt bine reprezentate prin : *Melanopsis bouei spinea* F é r ., *M. (Melanopsis) bergeroni* S t e f ., *M. fossilis pseudoimpressa* P a p p .

c) Următorul nivel fosilifer este cantonat într-o placă de gresie cuarțoasă, dură, groasă de 0,1 m. Fauna reprezintă o continuare a asociației din nivelul anterior săracită, însă, atât specific, cât și numeric.

d) În continuare se succede un pachet de nisip marnos, coeziv, gălbui, gros de 0,5 m, conținînd fauna nivelului anterior îmbogățită prin revenirea a o serie de forme ale celui de al doilea nivel. În cadrul său predomină net cardiaceele, dreissenele apărînd subordonat,



e) O a doua placă de gresie cuarțoasă, groasă tot de 0,1 m, corespunde unei noi sărăciri a faunei, constituită din rare forme de *Dreissena auricularis* F u c h s și un număr restrins de specii de cardiacee.

f) O puternică revenire a faunei din nivelul al doilea se constată în seria de marne nisipoase, friabile, fine, gălbui, groasă de cca 10 m, care urmează. Fauna este reprezentată în primul rînd prin specii de dreissene (*D. auricularis* F u c h s., *D. semendriensis* S t e v ., *D. rostriformis distincta* M a y e r, *D. rostriformis minor* A n d r .), de cardiacee (*Limnocardium zujovici* B r u s ., *L. parazujovici* S t e v ., *L. (Bosphorocardium) emarginatum* F u c h s , *L. riegeli* M. H o e r n ., *L. (Euxinicardium) secans* F u c h s , etc.) și, în secundar, prin melanopside, congerii (*C. ungula—caprae* M ü n s t ., *C. croatica* B r u s .), unionide (*Psilunio* (*Psilunio*) *atavus* P a r t s c h ).

g) Ultimul nivel litologic îl constituie o succesiune de gresii grosiere, cuarțoase, friabile, groasă de 2 m. Întreaga succesiune este puternic fosiliferă, fauna fiind mult îmbogățită față de toate asociațiile anterioare. Caracteristica acestui nivel o constituie explozia congeriilor mari, între care predomină *C. ungula-caprae* (M ü n s t .) și *C. balatonica balatonica* P a r t s c h , și abundența formelor de *Limnocardium* (*Bosphorocardium*) *banaticum* F u c h s , *L. (Pannonicardium) penslii* F u c h s , *L. (Pannonicardium) dumicici* G o r j . K r a m b ., *Dreissenomya schroekingeri* (F u c h s ). La acestea se adaugă formele *Limnocardium* (*Arpadicardium*) *diprosopum* B r u s ., *L. decorum* F u c h s , *L. rothi* H a l ., *L. (Arpadicardium) conjungens*, și specii ale genurilor *Phyllocardium*, *Monodacna*, *Plagiodacna*, *Didacna*, *Caladacna*. Dreissenidele sunt reprezentate prin specii ale genului *Congeria* (dintre care o parte le-am menționat mai sus) și ale genului *Dreissena* (*D. auricularis* F u c h s ., *D. rimestiensis* F o n t ., *D. semendriensis* S t e v ., *D. simplex* B a r b .). Gasteropodele aparțin familiilor Melanopside, Valvatide, Planorbide etc. Încheiem prezentarea acestui nivel menționând că din cuprinsul lui, s-au determinat un număr de 40 de specii.

Punctul fosilifer nr. 5. La partea terminală a complexului mijlociu, sub stratul reper de gresie masivă, se găsește zăcămîntul fosilifer de la Cireșu Nou. Zăcămîntul, care apare într-o deschidere situată pe un torrent al văii Cireșu, oferă următoarea succesiune (fig. 5):

a) În bază apar nisipuri friabile, gălbui, nefosilifere, cu o grosime stratigrafică la zi de 2 m.

b) Deasupra se succede nivelul fosilifer inferior, constituit din 0,5 m de nisipuri marnoase cu o faună în care predomină gasteropodele și dreissenele, cu aceleași specii din punctele fosilifere anterioare. Remarcăm



apariția speciei *Congeria triangularis* P a r t s c h , formă caracteristică pentru Portaferrianul pannonic (S t e v a n o v i ĉ , 1951). Această formă anunță apropierea limitei cu Portaferrianul, indicând poziția nivelului fosilifer la partea superioară a Novorossianului.

c) Urmează un nou pachet de nisipuri nefosilifere, marnoase, gros de cca 2 m.

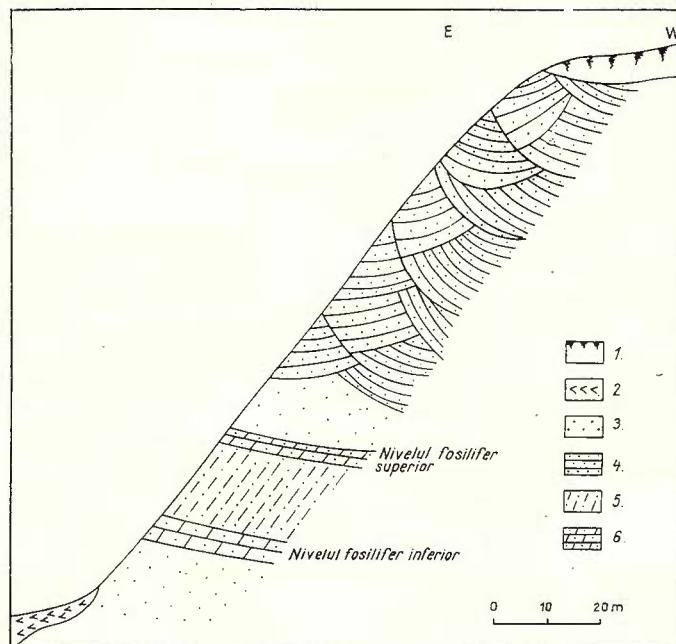


Fig. 5. — Secțiune prin zăcămîntul fosilifer de la Cireșul Nou :  
1, sol; 2, deluviu; 3, nisip; 4, gresie; 5, nisip marnos; 6, marnă nisipoasă.

Coupe à travers le gisement fossilifère de Cireșul Nou :  
1, sol; 2, dépôts de glissement; 3, sable; 4, grès; 5, sable marneux; 6, marne sableuse.

d) Peste acesta stă nivelul fosilifer superior, caracterizat prin prezența exclusivă a melanopsidelor (*M. bergeroni* S t e f . și *M. bouei spinosa* F é r . ) cantonate într-o serie de nisipuri coeze, cenușiu-gălbui, groasă de aproximativ 1 m.

e) Succesiunea se încheie cu un strat de 1 m de nisipuri stratificate, nefosilifere, peste care urmează stratul reper de gresie masivă cu textură încrucișată.

Nivelul cu melanopside, care marchează o regresare a faunei, este ultimul nivel fosilifer, pe care l-am întîlnit în regiune. F e r u și M i h ă i l ă (1963) semnalează deasupra nivelului cărbunos, deci tocmai la partea

terminală a complexului superior, existența unei intercalații subțiri nisipoase, conținând o faună de dreissene, cardiacee, melanopside și congerii, redusă specific, dar destul de bogată numeric. În rest întregul complex superior este nefosilifer. Orizontul argilo-marnos este, de asemenea, lipsit de fosile.

Încheiem acest capitol precizînd poziția stratigrafică a zăcămintelor fosilifere descrise (fig. 2) :

Zăcămîntul cu *Melanopsis martiniana rugosa* (H a n d .) din sectorul Crivina, este plasat în partea bazală a complexului microconglomeratic, la 1—2 m stratigrafic deasupra fundamentului cristalin.

Zăcămîntul de la Jurești se situează la limita dintre complexul inferior și cel mediu, la cca 30 m deasupra reliefului cristalin (adică la aprox. 25 m deasupra zăcămîntului anterior).

Zăcămîntul cu congerii de la Crivina ocupă o poziție stratigrafică la partea mediană a complexului mijlociu, la 40 m deasupra faunei de la Jurești.

Zăcămîntul de la Criciova se dezvoltă pe o grosime de cca 35 m la partea superioară a complexului mijlociu, la cca 35—40 m deasupra zăcămîntului precedent și la 25 m sub stratul reper de gresie masivă de la partea terminală a acestui complex.

Zăcămîntul de la Cireșul Nou se situează imediat sub bancul de gresie masivă care încheie succesiunea complexului mijlociu.

### Vîrsta formațiunilor ponțiene din regiune

Pe baza faunei determinate din orizontul grezo-nisipos, atribuim succesiunii sedimentare din regiune vîrsta ponțiană s. str.

Considerăm că orizontul grezo-nisipos reprezintă Ponțianul inferior, adică Novorossianul separat de S t r a u s z (1942) în Ungaria și de S t e v a n o v i c (1951) în Jugoslavia (pl. I—VI).

Avînd în vedere poziția stratigrafică normală peste orizontul grezo-nisipos, acordăm orizontului marno-argilos vîrsta portaferriană. Fiind complet nefosilifer, acest orizont nu a putut fi datat paleontologic în regiune. Totuși, urmărind regional orizontul, argumente paleontologice există, întrucît faciesul pelitic, azoic, din sectorul Lugojului trece lateral, spre nord și sud, la un facies psamitic, fosilifer, cu o faună tipic portaferriană, bine reprezentată în zăcămîntele de la Bucovăț (aprox. 10 km nord de regiunea cercetată) și Zorlențul Mare (20 km sud de Criciova).

Paralelizînd cu zonele paleontologice separate de P a p p (1964—1948, 1953) în bazinul Vienei, orizontul grezo-nisipos corespunde zonei F, iar orizontul superior zonelor G/H.



Vîrstă orizontului grezo-nisipos este dată de prezența speciilor *Congeria ungula-caprae* (Münsch.), *C. balatonica balatonica* Partsch, tipice pentru Novorossianul superior jugoslav; *C. turgida* Brus., *Limnocardium (Bosphoricardium) banaticum* Fuchs, *L. (Arpadicardium) conjungens* Partsch, *Didacna czyczeri* (Brus.), *Monodacna würmbii* Lör., *Phyllocardium complanatum* Fuchs, *Plagiodacna auingeri* Fuchs, *Dreissenomya schroekingeri* (Fuchs), *Paradacna abichi* R. Hoern., forme comune pentru întreg Novorossianul; *Melanopsis martiniana rugosa* Händ., formă caracteristică pentru Novorossianul inferior. Această faună permite paralelizarea orizontului grezo-nisipos cu cunoșcutele faune de la Tihany și Küp din Ungaria și de la Konopljiste și Glogovnica din Jugoslavia (Gillet, 1961). Apariția formei *Congeria zahalkai* Spalek, prezintă în bazinul Vienei numai în zona F, cere încadrarea la această zonă a succesiunii grezo-nisipoase. Accentuăm asupra faptului că formele citate mai sus, care definesc Novorossianul inferior și superior din domeniul pannonic, apar, în regiunea de care ne ocupăm, în partea inferioară și, respectiv, superioară a orizontului grezo-nisipos. Astfel, în partea inferioară a acestuia se recunosc la Crivina „stratele cu *Lyrcaea*” din Novorossianul inferior croat și jugoslav și în partea superioară, la Criciova, „stratele cu *Congeria ungula-caprae*”, tipice pentru Novorossianul superior din Pannonia centrală și sudică (Stevanović, 1951; Gillet, 1961).

În asociație cu formele menționate mai sus, am găsit, în partea superioară a orizontului grezosi-nisipos, speciile *Congeria triangularis* Partsch, *C. croatica* Brus., *Caladacna steindachneri* (Brus.), *Limnocardium rothi* Hal., *L. riegeli* M. Hoern., *L. (Bosphoricardium) emarginatum* Desh., *L. (Arpadicardium) diprosopum* Brus., *L. haueri* M. Hoern. Aceste forme sunt specifice pentru Portaferrian, fapt care nu exclude apariția lor sporadică din Novorossianul superior. În legătură cu această complicație dată de apariția „prematură” a unor forme portafiriene, menționăm că, pentru precizările de vîrstă din cadrul Ponțianului pannonic de facies marginal, ceea ce ni se pare definitoriu este raportul de frecvență dintre speciile *Congeria ungula-caprae* (formă tipic novorossiană) și *Congeria triangularis* (formă tipic portaferiană). În situația de față, acest raport înclină net în favoarea primei specii, disproportția fiind frapantă, fapt care confirmă vîrstă novorossiană a orizontului grezo-nisipos.



### Considerații biostratigrafice și paleoecologice

Determinările de faună din regiunea Cireșu-Crivina-Jurești ne-au permis să stabilim, pe baza analizelor cantitative și calitative, diferențele paleocenoze care au populat această parte a bazinului Pannonic în timpul Novorossianului (pl. VI).

Fauna colectată aparține la 20 de genuri de moluște, cu 62 de specii și 7 varietăți, dintre care : 7 genuri cu 13 specii și 2 varietăți sunt gasteropode ; 13 genuri cu 49 specii și 5 varietăți sunt lamelibranhiate.

Maximum de diversitate faunistică este localizat la partea superioară a complexului mijlociu, cînd fauna cunoaște o mare dezvoltare specific și numeric.

În timpul Novorossianului s-au succedat mai multe paleocenoze, care, în ordine cronologică, sunt :

- I) Paleocenoza cu *Melanopsis martiniana rugosa*.
- II) Paleocenoza cu limnocardiacee.
- III) Paleocenoza cu *Paradacna abichi*.
- IV) Paleocenoza mezohalină cu congerii.
- VI) Paleocenoza cu *Congeria ungula-caprae*.
- VII) Paleocenoza cu *Melanopsis bergeroni* și *Congeria triangularis*.
- VII) Paleocenoza cu *Melanopsis bergeroni*.

În stabilirea acestor paleocenoze s-a ținut cont atât de raporturile calitative, cît și de cele cantitative dintre speciile prezente într-o asociatie.

I) Paleocenoza cu *Melanopsis martiniana rugosa*, cantonată în microconglomeratele bazale, cuprinde, în principal, gasteropode, între care predomină specia oligohalină  $\beta$  *Melanopsis martiniana rugosa* și forma limnică *Viviparus loxostomus*. Bivalvele apar subordonat prin forme oligohaline, eurihaline de cardiacee : *Limnocardium (Bosphoricardium) banaticum*, *L. (Pannonicardium) penslui*. Întreaga faună alcătuiește o paleocenoză de facies marginal ; fauna se dezvoltă într-o zonă litorală, cu adîncimi mici (10—15m), direct pe substratul pietros-nisipos (bivalvele) sau pe plantele acvatice (gasteropodele). Apele prezintă o salinitate oligohalină  $\beta$ , apropiată de limita cu domeniul dulcicol, caracter imprimat de aportul intens de apă dulce de pe uscatul din apropiere.

II) Paleocenoza cu limnocardiacee, prin absența gasteropodelor și prin prezența cardiaceelor oligohaline  $\beta$  [*Limnocardium (Bosphoricardium) banaticum*, *L. (Pannonicardium) penslui*, *L. (P. ) dumicici*, *L. haueri*, *L. vicinum*] și a formei oligohaline  $\alpha$  *Congeria brandenburgi*, arată că



salinitatea bazinei a suferit o ușoară creștere pînă la limita superioară a domeniului oligohalin  $\beta$ . Fauna popula o zonă sublitorală, cu adîncimi medii (20–30 m), substratul avînd un caracter detritic grosier.

III) Paleocenoza cu *Paradacna abichi* reprezintă un facies mai de larg, sublitoral-neritic, prin adăugarea la formele anterior apărute a speciei *Paradacna abichi*, bivalvă adaptată unui mediu oligohalin  $\alpha$ , de adîncime mai mare (40–50 m) și cu ape liniștite. Salinitatea apelor a crescut pînă în partea inferioară a domeniului oligohalin  $\alpha$ . Litofaciesul pelitic indică de asemenea, un regim neritic de sedimentare. Biotopul avea un caracter vazos.

IV) Paleocenoza cu congerii indică o salinizare a apelor pînă la tipul mezohalin  $\beta$ , ceea ce a dus la dispariția aproape totală a moluștelor, supraviețuind doar *Congeria croatica* adaptată unui domeniu de salinitate mai larg (oligohalin-mezohalin  $\beta$ ), și la apariția formei mezohaline *Congeria zahalkai*. Adîncimea bazinei, indicată de prezența exclusivă a congerilor, a atins, de altfel ca și salinitatea, valori maxime (60–80 m) în timpul depunerii acestor strate.

V) Paleocenoza cu *Congeria ungula-caprae*. Spre partea superioară a complexului mediu sedimentarea capătă un caracter agitat. Subsidența variată, adîncimea redusă și apropierea țărmului diu unele momente au dus la formarea de bancuri de gresie masivă nefosilifere, cu stratificație încrucișată, torențial-lacustră. Acestea alternează cu pachete marno-nisipoase, stratificate normal, depuse în condiții de sedimentare mai liniștită, sublitoral-neritică. Fauna cu *Congeria ungula-caprae* este cantonată într-o astfel de serie marno-nisipoasă. Asociația reunește forme dulcicole eurihalne de gradul I (*Melanopsis bergeroni*, *M. fossilis pseudoimpressa*, *M. fuchsii*, *Gyraulus rădmănești*), forme oligohaline  $\beta$  de cardiacee aparținând genurilor *Limnocardium*, *Phyllocardium*, *Plagiodacna*, *Caladacna*, *Monodacna*, *Didacna* și forme oligohaline  $\alpha$  de congerii (*C. ungula-caprae*, *C. balatonica balatonica*, *C. croatica*, etc.). Abundența congerilor alături de cardiacee arată că acestea erau forme eurihaline, care se adaptau și unor salinități mai scăzute. Această paleoceneoză indică o îndulcire a apelor pînă la tipul oligohalin  $\beta$  și o sedimentare în condiții sublitorale, faciesul cu *Congeria ungula-caprae* reprezentînd, în întreg bazinele Pannonic, faciesul marginal al Novorossianului. Bivalvele confirmă, prin robustețea cochiliilor, dezvoltarea asociației într-o zonă sublitorală, cu ape puțin adînci (20–30 m), agitate și bine aerisite de valuri și curenți. Organismele fie populau fundul nisipos-stîncos (dreissenidele) sau nisipos-mîlos (cardiacee), fie trăiau pe plantele subacvatice (melanopsidele).

VI) Paleocenoza cu *Melanopsis bergeroni* și *Congeria triangularis*, dezvoltată în partea terminală a complexului mijlociu, exprimă un regres al faunei. Cardiaceele au dispărut aproape în întregime; abundă, în schimb, formele dulcicole de melanopside (în special *M. bergeroni* este amplu ilustrat) și dreissene. Congeriile au frecvență redusă, fiind reprezentate prin specia *C. triangularis*. Indulcirea apelor pînă la limita cu domeniul limnic a permis dezvoltarea formelor de apă dulce *Psilunion atavus* și *Gyraulus rădmănești*. Fauna trăia în condițiile unui mediu sublitoral, de mică adîncime (15—20 m), pe vegetația subacvativă (gasteropodele) sau pe fundul nisipos (bivalvele).

VII) Paleocenoza cu *Melanopsis bergeroni*, care încheie succesiunea complexului mediu, marchează, prin prezența exclusivă a melanopsidelor, o îndulcire totală a apelor pînă la domeniul limnic. Fauna populează cîmp de vegetale dezvoltat pe un fund nisipos, de mică adîncime (10—15 m).

Acesta este ultimul nivel fosilifer; în depozitele superioare, probabil datorită îndulcirii totale a apelor, macrofauna a dispărut cu desăvîrșire. Apariția sporadică a cîtorva forme de ostracode dulcicole (determinate de către Y v o n n e B a b u c e a<sup>5)</sup>) în partea mediană a complexului superior, confirmă instalarea faciesului lacustru.

Deci, acest sector al bazinului Lugoj a evoluat către colmatare și îndulcirea pronunțată a apelor, proces care s-a încheiat prin instalarea unui facies mlăștinos cu formare de cărbuni în partea superioară a Novorossianului. În partea terminală a Novorossianului a avut loc o scurtă revenire a faciesului slab salmastru, ceea ce a permis reapariția unei faune de dreissene și cardiacee.

Deasupra stă o serie sedimentară nefosiliferă, care înglobează parțiala terminală a orizontului grezo-nisipos și orizontul marno-argilos (în Portaferrian apar doar foarte rare forme de ostracode dulcicole).

Distribuind fauna novorossiană după salinitate, constatăm că din totalul speciilor determinate, mai mult de 3/4 se încadrează în tipul oligohalin β, pentru ca restul de aproape 1/4 să aparțină domeniilor adiacente (limnic pe de o parte și oligohalin α-mezohalin β pe de altă parte) (fig. 6).

Fauna limnică cuprinde forme de planorbide (*Gyraulus*) și thiariide (*Melanopsis*) adaptate la un mediu dulcicol, dar suportând și ape ușor saline (oligohalin β), deci avînd o eurihalinitate de gradul I.

<sup>5</sup> Întreprinderea geologică de prospecție. Laboratorul de micropaleontologie.



Fauna oligohalină β reunește gasteropode din familiile Thiaridae, Viviparidae, Valvatidae, Micromelaniidae, Neritidae și Hidrobiidae, și genurile de bivalve: *Psilunio*, *Unio*, *Dreissena*, *Dreissenomya* și toate genurile de limnocardiile descrise, cu excepția speciei *Paradacna abichi*,

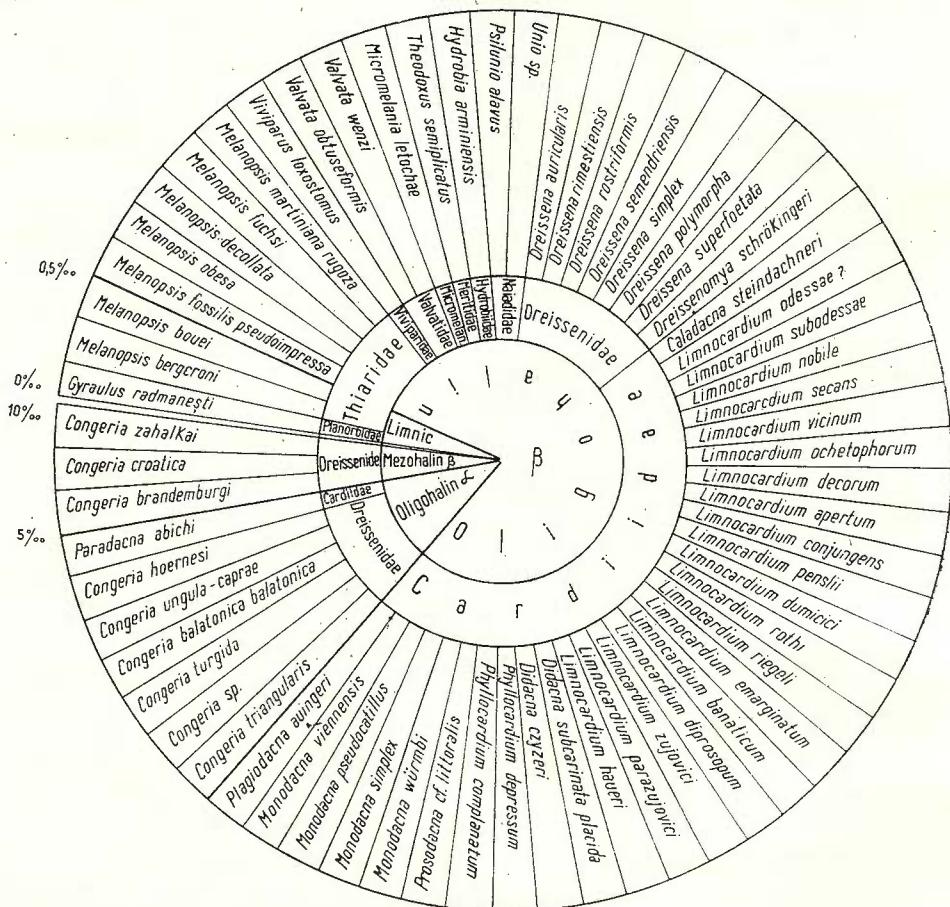


Fig. 6. — Repartiția faunei novorossiene după salinitate. Distribution de la faune novorossienne suivant la salinité.

care cere salinități mai ridicate. Această faună, predominând specific și numeric, imprimă salinității apelor novorossiene din acest sector un caracter general oligohalin  $\beta$  (salinitate  $0,5-3^{\circ}/_{\text{o}}$ ). Pe acest fond general slab salin s-au suprapus ușoare salinizări și desalinizări.

Tipul de ape oligohaline  $\alpha$  (salinitate 3—5‰) întruneste condițiile optime pentru dezvoltarea congeriilor mari din grupurile *triangularis*

și *mitilyformes*, la care se adaugă *Paradaena abichi*. Congeriile se mențineau și în medii mai slab saline, însotind asociația de cardiacee oligohaline β. Caracterul lor eurihalin se manifestă și în condițiile salinizării apelor, formele de *Congeria brandenburgi* și *C. croatica* trecând și în apele mezohaline β.

Unica formă mezohalină β este *Congeria zahalkai*, bivalvă stenohalină, care trăia în asociație cu specia eurihalină *C. croatica* în condițiile unui mediu mai puternic salin ( $5-10^0/\text{oo}$ ).

Comparind fauna din regiunea cercetată cu faunele domeniilor Pannonic și Dacic constatăm că în bazinul Lugoj apare un amestec de forme pannonice și euxinice. Această compoziție a faunei este determinată de poziția bazinului Lugoju lui la granița dintre cele două domenii, în vecinătatea comunicației dintre bazinul Dacie și cel Pannonic. Această concluzie confirmă părerea privitoare la localizarea legăturii dintre cele două bazine în sectorul Porților de Fier.

Din cele prezentate se desprind următoarele concluzii :

Fauna determinată din cuprinsul orizontului grezo-nisipos ne-a permis să atribuim acestuia vîrstă novorossiană (ponțian-inferioară), prin paraleлизare cu subdiviziunile Pannonianului jugoslav și ungar. Paleontologic, reprezintă zona F din Pannonianul bazinului Vienei (după orizontarea lui Papp). Seria novorossiană este completă, fiind reprezentată prin toți termenii săi.

Orizontul marno-argilos, pe baze stratigrafice și prin corelare regională, l-am echivalat cu Portaferrianul definit de Stevanović în Jugoslavia (1951) și cu zonele G/H din bazinul Vienei.

În totalitate, succesiunea sedimentară, depusă transgresiv pe cristalin și prezentând continuitate de sedimentare în cuprinsul său, reprezintă Ponțianul s. str. sau „stratele superioare cu congerii”.

## BIBLIOGRAFIE

- Andrusov N. (1897) Fossile und lebende Dreissensidae Eurasiens. St. Petersburg.  
 — (1903) Studien über die Brackwassercardiiden. Mem. Ac. Imp. Sc. de la St. Petersburg. VIII.  
 — (1909) Beiträge zur Kenntnis des Kaspischen Neogens. Pontische Schichten des Schema-chinischen Districtes. Mem. Com. Geol., N-lle serie, L. 40, Petersburg.

- Feru M., Mihăilă N. (1963) Cercetări geologice și hidrogeologice în bazinul Timișului (zona Caransebeș-Lugoj). *St. tehn. econ., seria E, Hidrogeologie*, București.
- Florei N. (1957) Contribuții la studiul faunei de la Tirol — regiunea Timișoara, Cluj.
- Fuchs Th. (1870) Fauna der Congerienschichten von Rădmănești in Banat. *Jahrb. d.k.k. geol. R.A.*, XX. Viena.
- Gillet Susette (1943) Les limnocardiidés de Couches à Congeries de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, București.
- (1961) Essai de paléogéographie du Néogène et du Quaternaire inférieur d'Europe oriental. *Rev. Geogr. phyz. et Geol. dynam.*, 4, 1961. Paris.
- Halávats J. (1883–1892) Palaeontologische Daten zur Kenntnis der Fauna der Südungarischen Neogen-Ablagerungen I. Die pontische Fauna von Langenfeld. *Mitt. aus dem Jahrb. d.kgl. ung. Geol. Anst.*, VI, 5, 1883, II. Die organischen Überreste der pontischen Schichten der Verseczer Bohrloches. III. Die pontische Fauna von Kustely. IV. Die pontische Fauna von Nicolincz. V. Die pontische Fauna von Csulics. *Mitt. aus dem Jahrb. d.kgl. Ung. Geol. Anst.*, VIII, 4, 1887, III-e Folge. VI. Die pontische Fauna von Kiralykegye. *Jahrb. d.kgl. Ung. Geol. Anst.*, X, 1892, Viena.
- Hanganu Elisabeta (1966) Studiul stratigrafic al Pliocenului dintre văile Teleajen și Prahova (reg. Ploiești). *St. tehn. econ.*, J, 2, București.
- Huică I., Stănoiu I. (1964) Asupra faunei pontiene din regiunea Bucovăț-Jurești (NNE Lugoj-Banat). *D.S. Com. Geol.*, L/1, București.
- Jekelius E. (1932) Fauna neogenă a României. Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Brașov. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, II, București.
- (1944) Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. Geol. Rom.*, V, București.
- Löczi L. (1882) Geologische Notizen aus dem nördlichen Teile Krassoer Comitates. *Föld. Köz. Kiadja a magyarhoni Fold Tarsulat*, Budapest..
- Macarović N., Marinescu F., Motas I. (1965) Asupra Neogenului superior și a Pontianului s. str. din Baz. Dacic. Acad. R.S.R. *St. cerc. geol., geof., geogr., seria geol.*, 10/2, București.
- Pană Ioana (1966) Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău și lui și valea Bălăneasa. *St. tehn. și econ.*, J, 1, București.
- Papp A. (1951) Das Pannon des Wiener Beckens. *Mitt. der Ges. in Wien*, 39–41, 1946–1948, Wien.
- (1953) Die Molluskenfauna des Pannon in Wiener Becken. *Mitt. d. Ges. in Wien*, 44, 1951, Wien.
- Paucă M. (1935) Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.* XXII, 1932. București.
- Stevanović P. (1951) Pontische Stufe in engerem Sinne — obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete. *Pos. Izd. Sr. Acad. Nauc., Inst. Geol.*, II, Belgrad.
- Straussz L. (1942) Das Pannon des mittleren West-Ungarns. *Ann. hist. nat. nation. hungar.*, XXXV, pars Minn. Geop. Paleont. Budapest.



## CONTRIBUTIONS À LA BIOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS PAN- NONIENS SITUÉS SUR LE BORD ORIENTAL DU BASSIN DE LUGOJ (RÉGION DE CIREȘU-CRIVINA-JUREȘTI)

(Résumé)

La région examinée est située dans le secteur marginal du bassin néogène de Lugoj, bassin qui appartient au domaine panngien (fig. 1). Sur le soubassement cristallin, qui affleure dans la partie orientale de la région, repose en discordance la succession sédimentaire du bassin qui appartient au Pontien *s. s.* Les dépôts pontiens, avec une structure monoclinale légèrement inclinée vers l'W (fig. 2), contiennent deux horizons lithologiques, dont l'un inférieur gréso-sableux et l'autre supérieur marno-argileux.

L'horizon inférieur, épais de 250 m, est constitué de sédiments fins marneux et sableux en alternance avec des paquets épais (10 à 15 m) de grès massifs, quartzeux, grossiers, à texture entrecroisée. La sédimentation débute par un terme microconglomératique (complexe inférieur) suivi d'une succession de marnes et de sables friables, avec des apparitions subordonnées de grès massifs (complexe moyen) et s'achève par une alternance de roches détritiques où prédominent des bancs de grès quartzeux massifs (complexe supérieur). Vers la partie supérieure du dernier complexe s'intercale un paquet argileux à charbons. Cet horizon est fossilifère ; la faune se trouve dans quelques niveaux stratigraphiques, notamment : les gisements fossilifères de Jurești, Crivina, Criciova (fig. 3, 4) et Cireșu Nou (fig. 5) dont la position stratigraphique est représentée sur la fig. 2.

L'horizon marno-argileux (poursuivi sur une épaisseur stratigraphique d'environ 50 m) comprend une succession pélitique sans fossiles qui repose en continuité de sédimentation sur l'horizon inférieur.

L'objet des recherches ci-après est constitué par l'horizon inférieur, l'unique horizon fossilifère de la région.

Les gisements fossilifères, cantonnés exclusivement dans les dépôts de l'horizon gréso-sableux, offrent un riche matériel faunique (pl. I—VI). L'examen de ce matériel a conduit à toute une série de conclusions concernant l'âge des dépôts dont on l'a prélevé et des paléocénoses qui se sont succédé durant l'accumulation de ces couches. Ci-dessous sont présentés les résultats de l'examen du matériel faunique.

Grâce à la faune identifiée dans l'horizon gréso-sableux, nous attribuons à cet horizon l'âge pontien inférieur, tout en l'équivalant au



Novorossieu séparé par Strauzs (1942) en Hongrie et par Stevanović (1951) en Serbie. Parmi les espèces novorossiennes comprises dans cet intervalle sont à mentionner : *Congeria ungula balatonica caprae* (Münst.), *C. balatonica* Partsch, formes typiques pour le Novorossien supérieur yougoslave ; *C. turgida* Brus., *Limnocardium (Bosforicardium) banicum* Fuchs, *L. decorum* Fuchs, *L. (Arpadicardium) conjugens* Partsch, *Didacna oxyperi* (Brus.), *Monodacna würmbi* Lör, *Phyllocardium complanatum* Fuchs, *Plagiodacna auingeri* Fuchs, *Dreissenomya schroekingeri* (Fuchs), *Paradacna abichi* R. Hörn, formes communes pour tout le Novorossien ; *Melanopsis martiniana rugoza* Hand., forme caractéristique pour le Novorossien inférieur. Cette faune permet la mise en parallèle de l'horizon gréso-sableux avec les renommés niveaux fossilifères de Tihany et Küp de Hongrie et de Konopljiste et de Glogovnica de Yougoslavie (Susette Gillet, 1961). La forme *Congeria zahalkai*, présente dans la zone F du bassin de Vienne dénote que la succession gréso-sableuse revient à cette zone.

Quant à l'horizon marno-argileux sans fossiles nous lui attribuons l'âge portaferrien, étant donné qu'il repose en continuité de sédimentation sur l'horizon inférieur et étant donné que poursuivi dans la région, il passe latéralement vers l'W, à Bucovăț (environ 10 km N de la région examinée) à un faciès psammitique avec faune typique portaferrienne.

Bien que le Portaferrien soit dépourvu de fossiles dans la région, des éléments de faune portaferrienne apparaissent toutefois sporadiquement dans les dépôts de l'horizon gréso-sableux, à savoir : *Congeria triangularis* Partsch, *C. croatica* Brus., *Caladacna steindachneri* (Brus.), *Limnocardium riegeli* M. Hoern., nous permettant de reconnaître l'existence de la continuité des faunes entre le Novorossien et le Portaferrien.

L'étude de la distribution stratigraphique de la faune nous conduit à conclure que durant le Novorossien, dans le secteur examiné, se sont succédé les paléocénoses suivantes (pl. VI) :

- I) Paléocénose à *Melanopsis martiniana rugoza*.
- II) Paléocénose à limnocardiidés.
- III) Paléocénose à *Paradacna abichi*.
- IV) Paléocénose mézohaline à congéries (*C. zahalkai* et *C. croatica*).
- V) Paléocénose à *Congeria ungula-caprae*.
- VI) Paléocénose à *Melanopsis bergeroni* et *Congeria triangularis*.
- VII) Paléocénose à *Melanopsis bergeroni*.

Les paléocénoses établies ont permis de nous former une image sur la grandeur et la variation des valeurs de la salinité et de la profondeur



du bassin. La figure 2 où sont présentées les courbes de la variation de ces paramètres, laisse voir que la salinité des eaux, en général, revient au domaine oligohalin  $\beta$  (salinité  $0,5 - 3^{\circ}/_{\text{oo}}$ ). Sur ce fond légèrement salin se superposent de faibles salinisations et désalinisations. Le développement de la faune (la paléocénose à *Melanopsis martiniana rugoza*, débute dans un milieu légèrement salin (oligohalin  $\beta$ ) ; les eaux s'enrichissent continuellement en sel et passent par le type oligohalin  $\alpha$  durant la paléocénose à *Paradacna abichi* pour aboutir au maximum de salinité — mésohalin  $\beta$  durant l'existence de la paléocénose à *Congeria zahalkai* et *Congeria crotatica*. L'évolution de la courbe de la profondeur du bassin est similaire à celle de la salinité ; elle débute par des valeurs réduites pour aboutir à des valeurs maximum (60—80 m de profondeur) au cours de cette même paléocénose. Au delà de cette culmination la salinité et la profondeur des eaux diminuent progressivement. La dernière paléocénose décrite, celle à *Melanopsis bergeroni*, trahit un adoucissement complet des eaux jusqu'au type limnique et une diminution de la profondeur jusqu'à 10 m.

Le processus d'adoucissement se continuant, le faciès limnique est remplacé par le faciès palustre, fait qui conduit à l'apparition des intercalations de charbons vers la partie supérieure du Novorossien. Un bref retour du faciès faiblement saumâtre a favorisé la réapparition d'une faune à dreissenes et cardiidés. La faune disparaît ensuite complètement, fait qui dénote que le faciès adouci limnique ou palustre s'est réinstallé. Ce faciès occupe la partie terminale du Novorossien et la succession portaferienne (autant qu'elle a été examinée).

La distribution de la faune suivant la salinité (fig. 6) dénote que du total des espèces identifiées, plus de 3/4 reviennent au type oligohalin  $\beta$ , le reste revenant aux domaines adjacents (limnique d'une part et oligohalin  $\alpha$  — mésohalin  $\beta$  d'autre part). Quant au nombre des individus c'est toujours la faune oligohaline  $\beta$  qui l'emporte.

Pour conclure, dans ce secteur du bassin de Lugoj, la transgression pontienne se situe à la partie basale du Novorossien. Celui-ci apparaît en succession complète. La transgression, élargissant les limites du bassin, conduit à une croissance de la salinité et de la profondeur des eaux jusqu'à l'époque de la paléocénose à Congeries mésohalines, lorsque les valeurs qu'elles touchent sont maximumes. La salinité et la profondeur commencent à diminuer jusqu'à l'adoucissement complet des eaux, jusqu'au colmatage de ce secteur du bassin (fin du Novorossien), fait qui a causé la disparition complète de la faune.



## EXPLICATION DE LA PLANCHE

### Planche VI

Distribution dans la colonne stratigraphique de la faune novorossienne :

1, formes à fréquence très élevée; 2, formes à fréquence moyenne; 3, formes à fréquence réduite.



# P L A N S A I



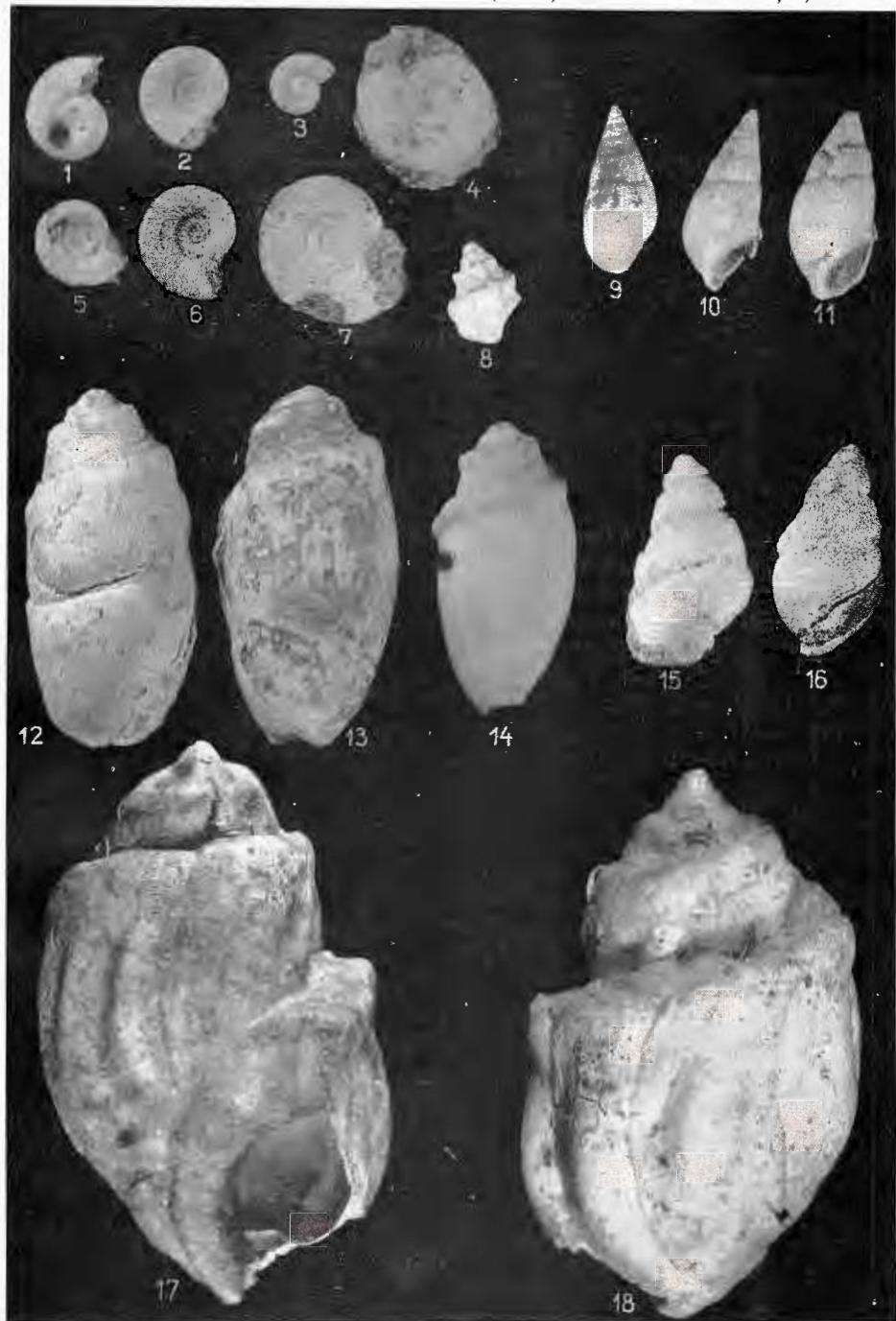
Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

- Fig. 1—7. — *Gyraulus rădmănești* Fuchs. Criciova, fig. 4:  $\times 2$  celealte figuri:  $\times 2,5$   
Fig. 8. — *Melanopsis bouëi spinea* Féret. Criciova.  $\times 1,5$ .  
Fig. 9—11. — *Melanopsis (Melanopsis) decollata* (Söhl.). Criciova.  $\times 1,5$ .  
Fig. 12—14. — *Melanopsis fossilis pseudoimpressa* Papp. Criciova.  $\times 2$ .  
Fig. 15, 16. — *Melanopsis obesa* Brus. Criciova.  $\times 2$ .  
Fig. 17, 18. — *Melanopsis martiniana rugosa* Hand. Criciova.  $\times 2$ .



A. DRĂGĂNESCU. Fauna novorossiană (Cireșu—Crivina—Jurești) Pl. I.



Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIV/4

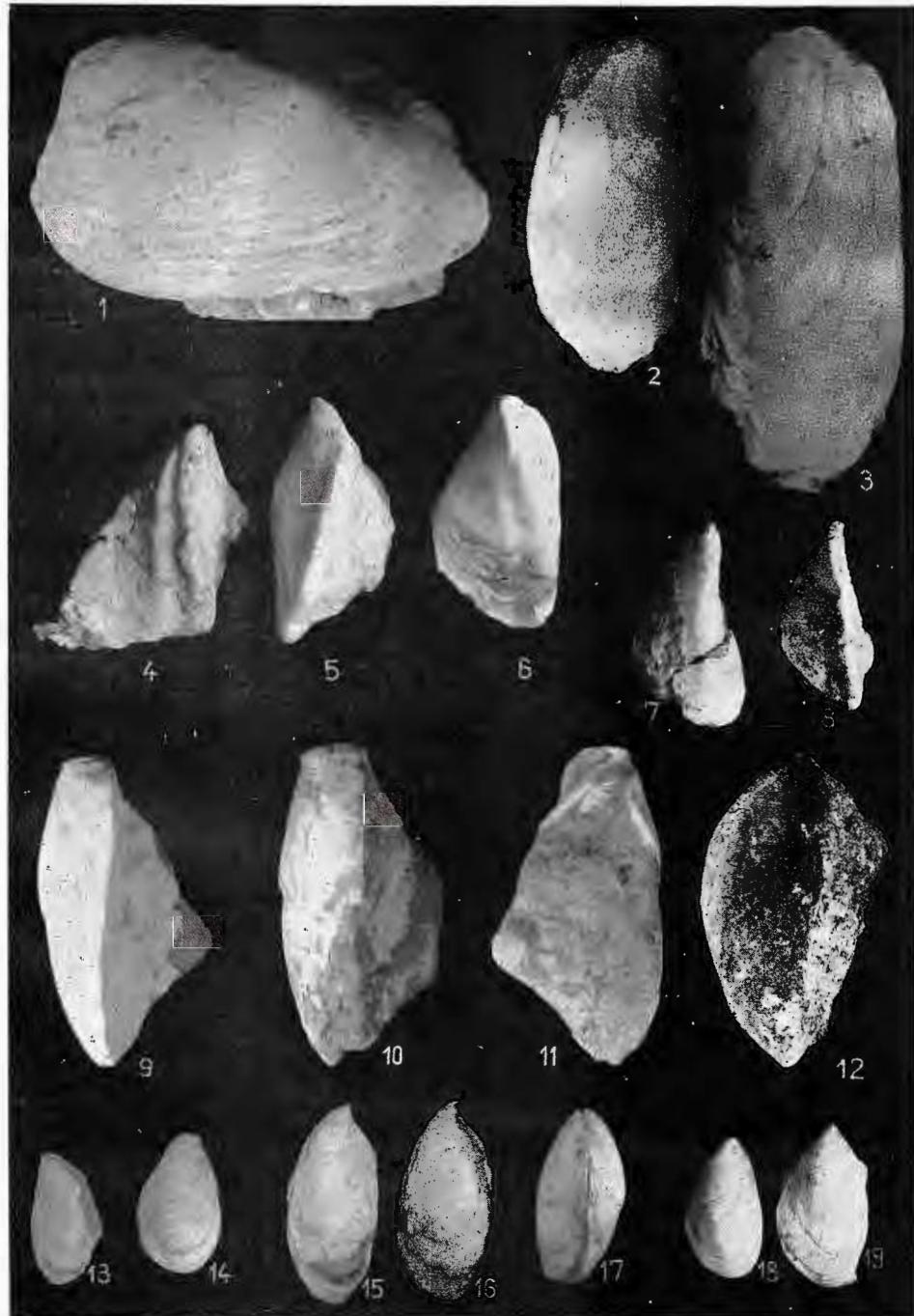
## PLANŞA II

- Fig. 1. — *Psilunio (Psilunio) atavus* Partsch. Criciova.  $\times 1,2$ .  
Fig. 2, 3. — *Dreissenomya schroekingeri* (Fuchs). Criciova.  $\times 1,2$ .  
Fig. 4—6. — *Congeria triangularis* Partsch. Cireşu.  $\times 1$ .  
Fig. 7, 8. — *Congeria turgida* Brus. Criciova.  $\times 1$ .  
Fig. 9—12. — *Congeria zahalkai* Spalek. Crivina.  $\times 1$ , fig. 11: vedere internă,  
fig. 12: vedere laterală.  
Fig. 13, 14. — *Dreissena auricularis* Fuchs. Criciova.  $\times 1$ .  
Fig. 15—17. — *Dreissena semendriensis* Stev. Criciova.  $\times 1$ .  
Fig. 18, 19. — *Dreissena superfoetata* Brus. Criciova.  $\times 1$ .



Institutul Geologic al României

A. DRĂGĂNESCU. Fauna novorossiană (Cireșu—Crivina—Jurești) Pl. II.



Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIV/4



Institutul Geologic al României

### PLANSĂ III

- Fig. 1, 2. — *Congeria balatonica balatonica* P a r t s e h. Criciova.  $\times 1,2$ , fig. 2 : vedere laterală.
- Fig. 3, 4. — *Congeria ungula-caprae* (M ü n s t.). Criciova.  $\times 1$ , fig. 4 : vedere umbonală.
- Fig. 5, 6. — *Congeria croatica* B r u s. Criciova.  $\times 1$ , fig. 6 : vedere umbonală.
- Fig. 7. — *Monodacna wormbi* L ö r. Criciova,  $\times 1,7$ .
- Fig. 8. — *Monodacna vienensis* P a p p. Criciova.  $\times 3$ .
- Fig. 9. — *Monodacna (Pseudocatillus) pseudocatillus* B a r b. Criciova.  $\times 1,5$ .
- Fig. 10. — *Monodacna simplex* F u c h s. Criciova.  $\times 1,7$ .



A. DRĂGĂNESCU. Fauna novorossiană (Cireșu—Crivina—Jurești) Pl. III.



Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIV/4



Institutul Geologic al României

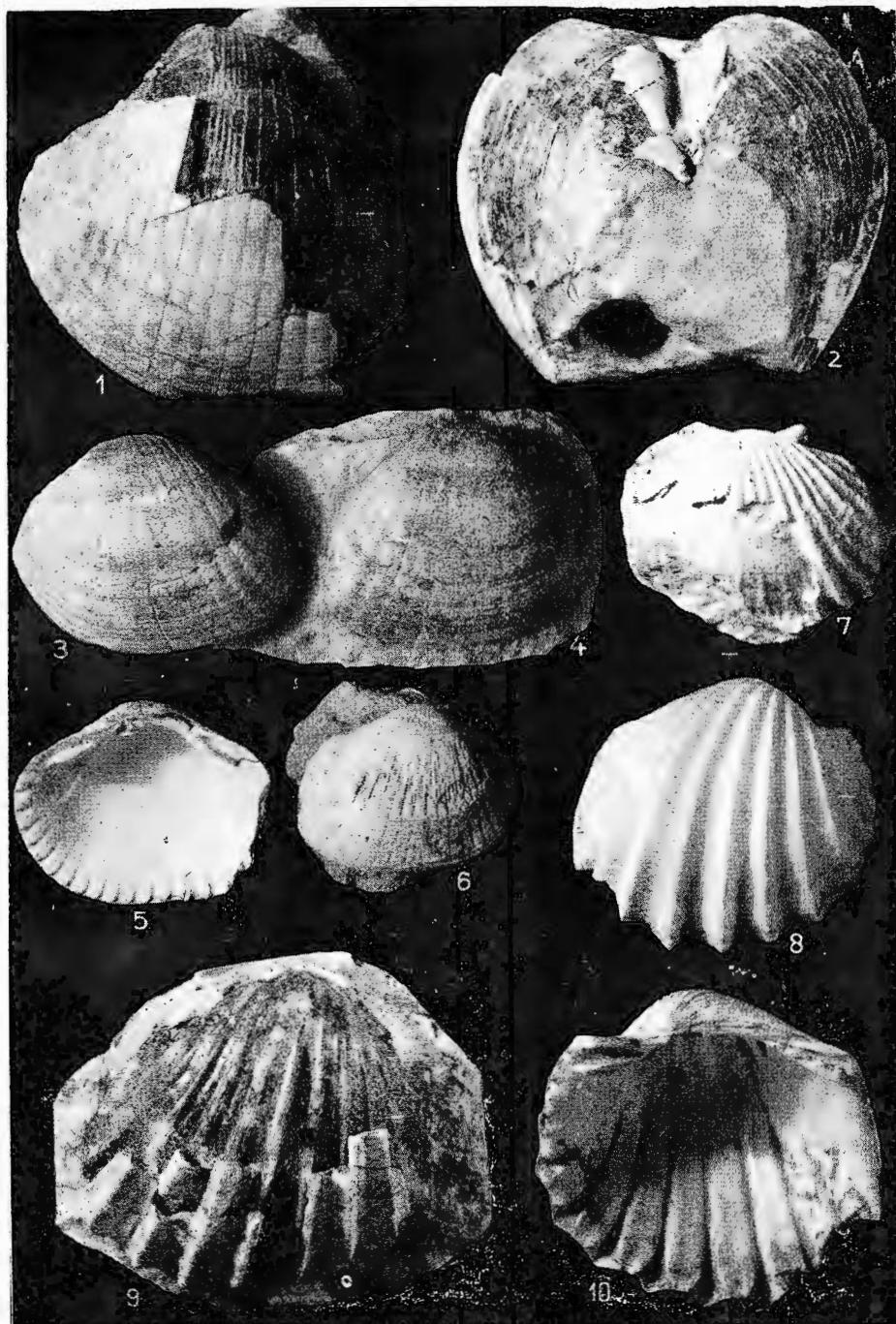
## PLANŞA IV

- Fig. 1, 2. — *Limnocardium (Pannonicardium) dumicii* G o r j. K r a m b. Criciova.  $\times 0,8$ , fig. 2 : vedere laterală.
- Fig. 3–6. — *Limnocardium (Bosphoricardium) emarginatum* D e s h. Criciova.  $\times 1,2$ , fig. 5 : vedere internă.
- Fig. 7. — *Limnocardium rothi* H a l. Criciova.  $\times 1,7$ .
- Fig. 8–10. — *Limnocardium zugovici* B r u s. f. *tipica*, Criciova.  $\times 1,5$ , fig. 10 : vedere internă.



Institutul Geologic al României

A. DRĂGĂNESCU. Fauna novorossiană (Cireşu—Crivina—Jureşti) Pl. IV.



Institutul Geologic. Dări de seamă ale şedințelor, vol. LIV/4



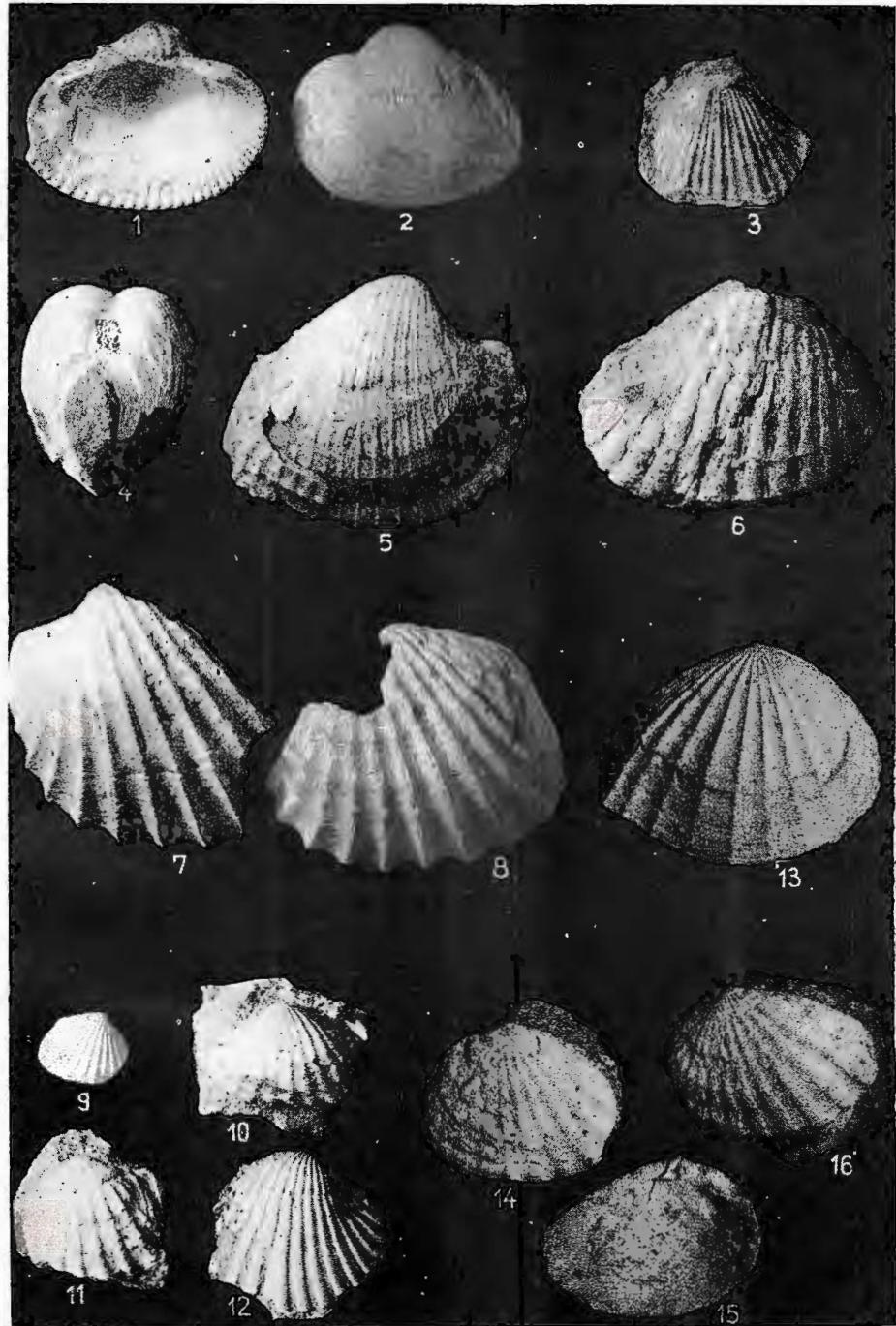
Institutul Geologic al României

## PLANŞA V

- Fig. 1, 2. — *Limnocardium (Bosphoricardium) banaticum* F u c h s. Criciova.  $\times 1$ , fig. 1: vedere internă.
- Fig. 3. — *Caladacna steindachneri* (B r u s.). Criciova.  $\times 1$ , mulaj intern.
- Fig. 4—6. — *Limnocardium (Pannonicardium) penslpii* F u c h s. Criciova.  $\times 1$ , fig. 4: vedere laterală; fig. 5: cochilie parțial dizolvată.
- Fig. 7, 8. — *Limnocardium riegeli* M. H o e r n. Criciova.  $\times 1,7$ .
- Fig. 9. — *Limnocardium (Euxinicardium) ochelophorum* B r u s. Criciova.  $\times 1,5$ .
- Fig. 10. — *Limnocardium decorum* F u c h s. Criciova.  $\times 1,5$ , cochilie parțial dizolvată.
- Fig. 11. — *Limnocardium (Arpadicardium) apertum* M ü n s t. Criciova.  $\times 1,5$ .
- Fig. 12. — *Limnocardium (Arpadicardium) conjungens* P a r t s c h. Criciova.  $\times 1,5$ .
- Fig. 13. — *Phyllocardium depressum* D e s h. Criciova.  $\times 1,5$ .
- Fig. 14—16. — *Phyllocardium complanatum* F u c h s . f. *typica*. Criciova.  $\times 2$ , fig. 15: vedere internă.



A. DRĂGĂNESCU. Fauna novorossiană (Cireșu—Crivina—Jurești) Pl. V.



Institutul Geologic. Dări de seamă ale şedintelor, vol. LIV/4

# REPARTIZAREA PE VERTICALĂ A FAUNEI NOVOROSSIENE

A.DRĂGĂNESCU: Contribuții la biostratigrafia depozitelor pannoniene de pe râma estică a bazinului Lugoj (reg. Crișul-Crișina-Jurăști)

Planșa VI

PALEOCENOZE		DETERMINARI ANTRIOARE	PALOCENOZA CU MELANOPSIS RUGOSA	PALOCENOZA CU LIMNOCARDIACE	PALOCENOZA CU PARADACNA ABICHI	PALOCENOZA MEZONALINA CU CONGERII	PALEOCENOZA CU CONGERIA UNGULA-CAPRAE							PALOCENOZA CU M.BERGERONI-J.C. TRIANG.	PALOCENOZA CU MELANOP. BERGERONI
			Pct.1 Crivina	Pct.2 Jurești	Pct.3 Crivina	a	b	c	d	e	f	g	inf.	sup.	
1	<i>Theodoxus semiplicatus</i> (Neum.)		●											○	
2	<i>Vipparus loxostomus</i> (Sandb.)		●												
3	<i>Valvata (Cincinnatia) obtuseformis</i>					●				●	●				
4	<i>Valvata (Atropidina) cf. wenzi</i> Papp.										●				
5	<i>Hydrobia arminiensis</i> Jek.											○			
6	<i>Melanopsis (Melanopsis) decollata</i> (Stol.)	L <sub>4</sub>									●				
7	<i>Melanopsis (Melanopsis) bergeroni</i> Ștef.	Lub. <sub>4</sub>	●			●				●	●	●	●	●	
8	<i>Melanopsis bouei spinea</i>	Lub. <sub>4</sub>				●						●			
9	<i>Melanopsis bouei sturi</i> Fuchs.										●				
10	<i>Melanopsis bouei multicostata</i> Hand.		●												
11	<i>Melanopsis fuchsii</i> Hand.										○				
12	<i>Melanopsis obesa</i> Brus.										○				
13	<i>Melanopsis fusilis pseudoinpressa</i> Papp.					●	○				●	○			
14	<i>Melanopsis martiniana rugosa</i> Hand.	Hal. <sub>4</sub>	●												
15	<i>Micromelania (Micromelania) letochae</i> Fuchs.										○				
16	<i>Gyraulus radmanesti</i> Fuchs.	L <sub>4</sub>				○						●	○		
17	<i>Psilunio (Psilunio) atavus</i> Partsch.										○	○	●		
18	<i>Unio</i> sp.										○				
19	<i>Dreissenomyia schroekingeri</i> (Fuchs)	L <sub>4</sub>				○						●			
20	<i>Congeria zahalkai</i> Spalek					●									
21	<i>Congeria balatonica</i> balatonica Partsch.	L <sub>4</sub>									●				
22	<i>Congeria brandenburgi</i> Brus.		○	●											
23	<i>Congeria hoernesii</i> Brus.										○				
24	<i>Congeria unguis-caprae</i> (Münst.)					○					○	●			
25	<i>Congeria croatica</i> Brus.	H.S <sub>2</sub>			●	○	○				○	●			
26	<i>Congeria triangularis</i> Partsch.											○			
27	<i>Congeria</i> sp.										●				
28	<i>Congeria turgida</i> Brus.										○				
29	<i>Dreissena auricularis</i> Fuchs.					●	●				○	○	●	●	
30	<i>Dreissena auricularis</i> var. <i>simplex</i> Fuchs.					●	●	●			○	●			
31	<i>Dreissena rimestiensis</i> (Font.)	Lub. <sub>2</sub>					○						○		
32	<i>Dreissena rostriformis</i> distincta Mayer.										○	○			
33	<i>Dreissena rostriformis</i> minor Andr.										○				
34	<i>Dreissena semendrenensis</i> Stev.					●	●				●	●			
35	<i>Dreissena simplex</i> Barb.					○						●			
36	<i>Dreissena polymorpha</i> Pallas	Lub. <sub>4</sub>				○						○			
37	<i>Dreissena polymorpha</i> lata Andr.					○						○			
38	<i>Dreissena superficetata</i> Brus.					●									
39	<i>Celadocna steindachneri</i> (Brus.)										○				
40	<i>Limnocardium (Tauricardium) odessae</i> Barb. (?)										○				
41	<i>Limnocardium (Euxinicardium) subodessae</i> Sinz.					○					○				
42	<i>Limnocardium (Euxinicardium) nobile</i> Ștef.	Lub. <sub>4</sub>									○				
43	<i>Limnocardium (Euxinicardium) secans</i> Fuchs.	H.S <sub>2</sub>				○	○				○				
44	<i>Limnocardium (Euxinicardium) ochetophorum</i> Brus.										○				
45	<i>Limnocardium vicinum</i> Fuchs.	L <sub>4</sub>		○							○				
46	<i>Limnocardium decorum</i> Fuchs.										○				
47	<i>Limnocardium (Arpedicardium) apertum</i> Münst.	H.S <sub>2</sub>									○				
48	<i>Limnocardium (Arpedicardium) conjungens</i> Partsch	L <sub>4</sub>									○				
49	<i>Limnocardium (Arpedicardium) diprosopum</i> Brus.										○				
50	<i>Limnocardium (Pannonicardium) pensili</i> Fuchs.	Lub. <sub>4</sub>	○	●	●		○	●				●			
51	<i>Limnocardium (Pannonicardium) dumicici</i> Gorj. Kramb	Lub. <sub>2</sub>	○				○	○	○			●			
52	<i>Limnocardium rothi</i> Hal.						○		○	○	○	○			
53	<i>Limnocardium riegeri</i> M. Hoern.	HS <sub>2</sub>					●		●		●				
54	<i>Limnocardium (Bosforicardium) emarginatum</i> Desh.						○	○	○	○	○				
55	<i>Limnocardium (Bosforicardium) banaticum</i> Fuchs.	L <sub>4</sub>	○	●	○		○	●			○	●			
56	<i>Limnocardium zujovicii</i> Brus.						○	●	○	●	○	●			
57	<i>Limnocardium parazujovicii</i> Stev.							●		●		●			
58	<i>Limnocardium haueri</i> M. Hoern.					○		○	○	○	○				
59	<i>Paradacna abichi</i> R. Hoern.					○									
60	<i>Didacna subcarinata</i> plăcidă (Ștef.)	Lub. <sub>4</sub>										●			
61	<i>Didacna czieri</i> (Brus.)					○									
62	<i>Monodacna würmbii</i> Lör.										○				
63	<i>Monodacna simplex</i> Fuchs.							○			●				
64	<i>Monodacna vienenensis</i> Papp										○				
65	<i>Monodacna (Pseudodacnillus) pseudodacnillus</i> Barb.							○			●				
66	<i>Phyllocardium complanatum</i> Fuchs.	L <sub>4</sub>									●				
67	<i>Phyllocardium depressum</i> Desh.							○	○						
68	<i>Plagiодacna avingeri</i> Fuchs										●				
69	<i>Prosodacna cf. littoralis</i> Barb. (?)										○				

### LEGENDA

- 1 ● Forme cu frecvență ridicată
- 2 ○ Forme cu frecvență medie
- 3 □ Forme cu frecvență scăzută

### ABREVIERI

- Hal. = J. Halavats
- L = L. Lőczy (1882)
- H.S. = I. Huță și I. Stănoiu (1964)
- Lub = V. Lubenescu și colaboratorii (1965)
- (numărul indică punctul din care a fost determinată forma)

## CONTRIBUȚII LA STRATIGRAFIA MIOCENULUI DE PE VALEA ARIEȘULUI (TRANSILVANIA DE VEST)<sup>1</sup>

DE

DAN GEORGESCU<sup>2</sup>, FLORIANA GEORGESCU<sup>3</sup>, LENUTA GEORGESCU<sup>4</sup>,  
MIHAELA GHEORGHIAN<sup>5</sup>, MUŞAT GHEORGHIAN<sup>6</sup>, CONSTANTIN MIHĂILESCU<sup>7</sup>,  
LILIANA MIHĂILESCU<sup>8</sup>

### Abstract

Contributions to the Stratigraphy of the Miocene from the Arieș Valley. In this paper the stratigraphy of a sector from the Arieș valley area is minutely established, and its geological structure interpreted on the basis of micro-biostatigraphical results.

### Date generale

Cu ocazia lucrărilor de prospecțiune geologică complexă inițiată de Comitetul de Stat al Geologiei, pentru zona cu sare de la Turda, în vara anului 1966 au fost colectate din regiune mai mult de 1000 probe pentru analize micropaleontologice. Studiul de laborator al acestor probe a permis datearea complexelor litologice și interpretarea poziției lor tectonice.

Împrejurimile localității Turda au format obiectul unor cercetări geologice încă din secolul XVIII, datorită interesului practic pe care-l prezenta regiunea cu sare. În anul 1900 Koc h sintetizează în lucrarea sa toate datele cunoscute pînă în acel an cu privire la geologia întregului bazin al Transilvaniei, făcînd referiri și la regiunea Turda.

Mai tîrziu Macim (1937), studiind regiunea, se ocupă de problema lacurilor sărate, iar Ilie (1952, 1957, 1958) aduce contribuții impor-

<sup>1</sup> Comunicare în ședință din 28 februarie 1967.

<sup>2</sup>, <sup>4</sup>, <sup>7</sup>, <sup>8</sup> Întreprinderea geologică de prospecțiuni. Șos. Kiseleff nr. 2. București.

<sup>3</sup>, <sup>5</sup> Întreprinderea geologică de prospecțiuni. Str. Caransebeș nr. 1. București.

<sup>6</sup> Institutul geologic. Șos. Kiseleff nr. 55. București.



tante concretizate în harta regiunii la scara 1:75 000. În aceeași perioadă Nițulescu (1937), și mai târziu în 1960 Vancea, contribuie cu lucrările și observațiile personale la cunoașterea geologiei regiunii.

În ultimii ani au fost executate lucrări de prospecțiune geologică în vederea studierii structurii regiunii cu sare din împrejurimile Turzii. Pe această linie se înscriv rezultatele consemnate în rapoartele geologilor Lupu et al.<sup>9</sup>, Boldor et al.<sup>10</sup>, precum și Fotopolos<sup>11</sup>.

În anul 1966 au fost executate în această regiune noi lucrări de prospecțiune detaliată<sup>12</sup>, care au adus o serie de precizări noi atât asupra interpretării geologiei regiunii cât și asupra vîrstei complexelor litologice<sup>13</sup>.

Din practica de laborator am ajuns la concluzia că probele luate izolat, informativ, nu rezolvă întotdeauna problema vîrstei stratelor din care au fost colectate. Astfel în anul 1965 au fost colectate din deschideri izolate din regiune, mai mult de 70 probe pentru analize micropaleontologice. O mare parte dintre ele au fost lipsite de microfosile sau au conținut foraminifere remaniate și deci nu s-a putut rezolva în mod satisfăcător problema sincronismului nivelelor de tuf din vestul Transilvaniei în vederea folosirii lor ca nivele stratigrafice reper. În anul 1966 am colecțat probe din toate nivelele litologice ce aflorează în versantul stîng al văii Arieșului, între localitățile Cheia și Vîisoara.

Prin lucrarea de față au fost date micropaleontologic complexele litologice separate anterior pe baza criteriilor geometrice a superpoziției stratelor și mai rar paleontologic. Reamintim că sectoare restrânse din regiune au format obiectul cercetărilor micropaleontologice mai recente întreprinse de Vancea (1960), Meszaros și Nicorici (1962).

<sup>9</sup> M. Lupu, Denisa Lupu, S. Bordea, D. Lubeneșcu. Raport asupra prospecțiunilor pentru argile în regiunea Turda-valea Florilor-Unirea. 1959. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>10</sup> C. Boldor, C. Mihailescu, Liliana Mihailescu, Paula Mihailescu, P. Niță Pion, G. Mărgărit, Maria Mărgărit. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi și sare între valea Someșului Mic și valea Mureșului. 1965. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>11</sup> S. Fotopolos. Raport prospecțiuni gravimetrice în regiunea Cluj-Turda. 1965. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>12</sup> D. Georgescu, Lenuta Georgescu, C. Mihailescu, Liliana Mihailescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru sare, săruri de potasiu și hidrocarburi între valea Mureșului și valea Someșului Mic. 1966. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>13</sup> M. Gheorghian, Mihaela Gheorghian, Floriana Georgescu. Raport micropaleontologic asupra depozitelor miocene de pe rama de sud și de vest a bazinului Transilvaniei. 1966. Arh. Com. Stat Geol. București.

### Considerații microbiostratigrafice

Depozitele sedimentare de care ne-am ocupat sănt de vîrstă miocen superior respectiv tortonian superior-sarmațian mediu.

*Tortonianul.* Depozitele atribuite Tortonianului sănt reprezentate litologic printr-o succesiune de marne cenușii albicioase, marne cenușii-gălbui cu eflorescențe de săruri, și nisipuri slab cimentate cu intercalării tufacee. Deschiderea cea mai bună este situată în vecinătatea comunei Cheia, la cariera de gips.

Asociația microfaunistică a probelor colectate din nivelele de vîrstă tortoniană cuprinde următoarele genuri și specii: *Haplophragmoides scitulus* (B r a d y), *Siphonotextularia* cf. *S. miocaenica* C u s h m a n et T o d d, *Glandulina laevigata* d'Or b i g n y, *Sphaeroidina variabilis* R e u s s, *S. bulloides* d'Or b i g n y, *Bulimina aculeata* d'Or b i g n y, *B. elongata* d'Or b i g n y, *B. inflata* S e g u e n z a, *B. ovata* d'Or b i g n y, *Uvigerina rutila* (C u s h m a n et T o d d), *Valvularinia* cf. *V. palmerae* C u s h m a n et T o d d, *Globorotalia* cf. G. o b e s a B o l l i, *Globigerina bulloides* d'Or b i g n y, *G. foliata* B o l l i, *G. venezuelana* H e d b e r g, *Globigerinoides bisphaericus* T o d d, *G. quadrilobata* B a n n e r et B l o w, *G. triloba immatura* L e R o y, *G. triloba triloba* (R e u s s), *Biorbulina bilobata* (d'Or b i g n y), *Orbulina suturalis* B r o n n i m a n n, *O. universa* d'Or b i g n y.

De subliniat că această asociație, întâlnită pînă acum în Tortonianul inferior, aici apare în depozite ce acoperă formațiunea cu sare. Este greu de admis că numeroasele foraminifere pelagice, bine păstrate, din aceste probe, să fie remaniate cu atît mai mult cu cît grosimea depozitelor ce le cuprind este destul de mare (cca 25 m grosime stratigrafică).

În lista de mai sus sănt enumerate numai speciile care apar abundant. Un inventar complet al microfaunei este menționat în raportul micro-paleontologic citat anterior<sup>14</sup>.

Faptul că în probele colectate nu a fost întâlnită asociația microfaunistică specifică zonei cu *Spirialis* poate avea două explicații: prima că depozitele care o conțin sănt acoperite de formațiuni cuaternare (sol, terase sau pornituri), a doua — că depozitele de vîrstă sarmațiană au ecranat în sectorul de ramă, depozitele bugloviene și pe cele ale părții terminale a Tortonianului (zona cu *Spirialis*) întâlnită în forajele din bazinul Transilvaniei. O rezolvare definitivă a acestei probleme este posibilă prin analiza unor probe micropaleontologice colectate din deschideri arti-

<sup>14</sup> Op. cit., pct. 13.



ficiale plasate în vecinătatea ramei de vest a bazinului Transilvaniei, la limita dintre formațiunile în cauză.

În privința paralelizării pe baze microfaunistice a depozitelor tortoniene din împrejurimile localității Turda, cu depozite echivalente trebuie să arătăm că în literatura de specialitate asociații microfaunistice asemănătoare sunt menționate ca formând zone în baza Tortonianului inferior (George et al., 1967). Totuși asociații asemănătoare au fost întâlnite, în probe izolate, colectate de la același nivel dar din diverse puncte izolate din bazinul Transilvaniei (Maria Toocrescu — date inedite).

*Sarmațianul*. Dintre toate depozitele sedimentare deschise la zi, cele sarmațiene au cea mai mare răspândire în regiunea Turda. Pe baza asociațiilor caracteristice, de microfaună, au putut fi separate aici complexe litologice corespunzătoare Buglovianului, Volhynianului și Bessarabianului.

Prezentat în tabelul alăturat, conținutul microfaunistic al depozitelor bugloviene, arată că microfauna este puțin variată specific în schimbul unei abundențe de exemplare aparținând speciei *Cibicides predcarpathicus* Aisenstat.

Reprezentate printr-o suită de marne cenușii, tufacee, sau chiar tufuri destul de groase, depozitele bugloviene sunt deschise în malul stâng al văii Arieșului, la est de confluența cu valea Florilor, unde marnele sunt exploataate în carieră pentru fabrica de ceramică de la Cîmpia Turzii. Tuful de Hădăreni împreună cu marnele ce-l acoperă, aflorează de sub terasa de pe versantul stâng al văii Arieșului și în amonte de localitatea Viișoara.

Reamintim că în sectorul de ramă n-a fost determinată asociația micropaleontologică specifică Buglovianului, iar probele colectate din cariera fabricii de ciment de la Turda nu au atins depozitele de această vîrstă citate acolo de Meszaros și Nicorici (1962).

Prin faptul că depozitele cuprinse între tuful de Hădăreni, împreună cu o parte din marnele subjacente și tuful de Ghiriș sunt considerate ca avînd vîrstă bugloviană, iar pe de altă parte avînd în vedere că exact în aceste depozite am întîlnit o microfaună cu o constituție proprie, alcătuită în mare parte din exemplare ale speciei *Cibicides predcarpathicus* Aisenstat, ne raliem părerii, că cel puțin în regiunea cercetată, Buglovianul ar trebui considerat ca unitate stratigrafică între Tortonian și Sarmațian, cu afinități ecologice la Sarmațian.



Depozitele pe care le atribuim Sarmațianului inferior sunt constituite din marne cenușii albicioase rubanate cu intercalații de tufuri și tufuri în strate de grosimi metrice. Ele conțin o microfaună mult mai bogată generic și specific decât depozitele bugloviene.

În lucrarea de față considerăm că depozitele ce aflorează în versantul stâng al văii Arieș, aval de localitatea Cheia pînă la confluența pîrîului Turda, apoi toate depozitele din avalul deschiderii din regiunea confluenței menționate, pînă la est de confluența văii sărate (Sf. Ion) cu valea Arieșului, sunt de vîrstă sarmațian-inferior-volhyniană.

Asociația microfaunistică a acestor depozite este constituită predominant din *Uvigerina howei* Garrett, *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium advenum* (Cushman), *E. antoninum* (d'Orb.), *E. glabratum* Cushman, *E. macellum* (Fichtel et Molli), *E. milletti* H. Allen et Earland, *E. rugosum* (d'Orb.), *Nonion pompilioides* (Fichtel et Molli), *Gyroidina altispira* Cushman et Jarvis. După cum se poate observa din lista de mai sus, microfauna este destul de variată specific dar săracă generic.

În depozitele sarmațiene din Muntenia de est, din Oltenia și din Transilvania, Iorgulescu (1953, 1958, 1962) a identificat zona micro-paleontologică „*S<sub>1</sub>*” care cuprinde Buglovianul și partea inferioară a Volhynianului.

În Moldova Macarovici et al. (1957) și Jonesi (1966), în sud vestul Transilvaniei Marincaș (1966), iar Gheorghian et al., (1967) în imprejurimile Sibiului au întîlnit asociații de microfaună asemănătoare pe baza cărora datează depozitele respective ca aparținând Sarmațianului inferior.

În literatura străină se citează asociații microfaunistice asemănătoare cu cea întîlnită de noi, în bazinul Ponto-Caspic (Zihcenko, 1959). Față de asociațiile de foraminifere din depozitele echivalente din bazinul Vienei, ca și față de cele din Slovacia de est, sunt mai puține afinități (Buday et al., 1965). Interesantă este însă asemănarea cu asociația microfaunistică a Sarmațianului inferior din Jugoslavia (Džodžo Tomić, 1959).

Sarmațianul mediu este caracterizat microfaunistic prin zona cu *Sphaeridium moldavica* Macarovici et Paghida. În ideea lui Iorgulescu (1953), partea superioară a Volhynianului și Bessarabianul erau cuprinse în zona micropaleontologică „*S<sub>2</sub>*”. Lista de microfaună a acestor depozite (volhynian-bessarabiene) în regiunea Turda cuprinde: *Articulina articulinoides* Gerke et Issaeva, *Ammonia beccarii*



(L.), *Sphaeridia moldavica* Macaroviči și Paghiida, *Elphidium macellum* (Fichtel et Molli).

Depozitele în care a fost identificată zona cu *Sphaeridia moldavica* Macaroviči et Paghiida, sunt constituite din pachete de marne cenușiu-gălbui, intercalări centimetrice, de tufuri, gresii slab cimentate și gresii microconglomeratice cu trovanți. Cu această litologie destul de monotonă și greu de deosebit de cea a stratelor subjacente, depozitele Sarmațianului mediu aflorează pe profilul văii Arieșului în trei locuri: primul situat aval de localitatea Cheia, al doilea situat la est de confluența văii Turda cu valea Arieșului, la sud de masivul de sare de la Turda; în sfîrșit al treilea grup de deschideri în care a fost identificată zona micropaleontologică cu *Sphaeridia moldavica* Macaroviči et Paghiida, se situează în versantul stîng al văii Arieșului în sectorul dintre valea Sărata și valea Florilor.

În privința răspândirii în țară a depozitelor cu *Sphaeridia moldavica* Macaroviči et Paghiida menționăm notele colectivului Macaroviči et al. (1956, 1957) și Ionesci (1966), care se referă la unele sectoare din platoul moldovenesc. În Muntenia de est și Oltenia Volhynianul superior-Bessarabianul a fost cercetat de Iorgulescu (1953, 1958, 1962) iar în ultimul timp studii similare au fost întreprinse de Yvonne Babucea și Ana Maria Piliuță (manuscris).

În sfîrșit Volhynianul este menționat și în Transilvania de sud de Gheorghian et al. (1967).

Subliniem că mai mult chiar decât în Tortonian în timpul Buglovian-Volhynianului influențele mediului de viață a bazinului Ponto-Caspic se resimt în dezvoltarea microfaunei din regiune, astfel încât ea nu poate fi comparată decât cu aceea conținută de formațiunile sincrone din Crimeia, Caucaz, Ucraina, și R. S. S. Moldovenească (Zihzenko, 1959), dar neîntîlnite în Europa de vest.

### Implicații structurale

Sectorul de care ne ocupăm se plasează în regiunea cutelor diapire, cu tectonică specifică, din împrejurimile orașului Turda.

Datările de ordin stratigrafic au facilitat precizări de natură structurală: 1, sinclinalul Cheia cu depozite bessarabiene în regiunea axială; 2, anticlinalul Măhceni-Ploșcoș cu sedimente bugloviene și volhiniene; 3, sinclinalul Dumbrava și anticlinalul Oca Mureș-Turda, mascate parțial de depozite cuaternare; 4, micul sinclinal Feldioara cu umplutură bessara-



biană; 5, anticlinalul Călărași; 6, sinclinalul Gligorești și anticlinalul Hădăreni—Cîmpia Turzii; 7, falia valea Florilor, cu săritură de cca 500 m, care pune în contact depozite bessarabiene cu depozite bugloviene.

### BIBLIOGRAFIE

- B u d a y T., C i c h a I., S e n e s J. (1965) Miozan der Westkarpaten. G.U. „D. Stura”, Bratislava.
- D z o d z o T o m i c R. (1959) Microfaunistika prouciavaia II Mediteranckih i Sarmatschih slojeva iz okoline Beograda. *Rec. trav. Inst. geol. „Jovan Zujovic”*. 10, Beograd.
- E b e r s i n A. G., M o t a s I., C., M a c a r o v i c i N., M a r i n e s c u F l. (1966) Afinități pannonice și euxinice ale neogenului superior din Bazinul Dacic. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. ser. geol.* 11/2, București.
- G heorghian Mihaela, G heorghian M., I v a M a r i a n a (1967) Aspecte microfaunistice și considerații paleogeografice privitoare la Tortonianul din împrejurimile Sibiului (Bazinul Transilvaniei). *D. S. Com. Geol.* LIII/1, București.
- I lie M. D. (1952) Cercetări geologice în regiunea Cluj-Cojocna-Turda-Ocna Mureșului-Aiud. *An. Com. Geol.* XXIV, București.
- (1957) Munții Apuseni. Ed. Științifică, București.
  - (1958) Podișul Transilvaniei. Ed. Științifică, București.
- I o n e s i B i c a (1966) Miocenul din Moldova de nord. Teză de doctorat, Univ. București. Ed. Acad. R.S.R., București.
- I o r g u l e s c u T h. (1953) Contribuționi la studiul micropaleontologic al Miocenului superior din Muntenia de est (Prahova și Buzău). *An. Com. Geol.* XXVI, București.
- (1958) Contribuționi la studiul micropaleontologic al miocenului din Oltenia. *Lucr. Inst. Petrol-Gaze-Geol.* IV, București.
  - N i c u l e s c u N. I., P e n e s M a r i a (1962) Vîrstă unor masive de sare din R.P.R. Ed. Acad. R.P.R., București.
- K o c h A. (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. II Theil, Neogene Abth. *Mitt. Jb. k. ung. geol. A.* Budapest.
- M a c a r o v i c i N., P a g h i d a N., C e h a n - I o n e s i B i c a (1956) Date microfaunistice din Sarmațianul Podișului Central Moldovenesc. *An. St. Univ. Al. I. Cuza Iași* (s.n.), Secț. II, St. Nat., II/1, Iași.
- C e h a n - I o n e s i B i c a, P a g h i d a N. (1957) Microfauna miocenă din fundamentul Podișului Central Moldovenesc. *An. St. Univ. Al. I. Cuza Iași* (s.n.), Secț. II, St. Nat., III/1–2, Iași.
- M a r i n c a ș V a l e r i a (1966) Studiul depozitelor sedimentare de pe rama de SW a Bazinului Transilvaniei în regiunea Sebeș-Alba Iulia. Teză de doctorat, Univ. București (manuscris).
- M a x i m I. A. (1937) Contribuționi la explicarea fenomenelor de încălzire a apelor lacurilor sărate din Transilvania. III. Lacurile sărate de la Turda. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, VI/1–2, Cluj.
- M é s z á r o s N., N i c o r i c i E. (1962) Contribuții la stabilirea limitei dintre tortonian și sarmațian între Cluj și Turda, cu privire generală asupra conținutului și poziției stratigrafice a buglovianului. *Stud. cerc. geol. Acad. R.P.R.*, VII/1, București.



- Nițulescu O. (1937) Contribuții la studiul geologic al regiunii Schiopi Petrești (Turda). *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, VI /1–2, Cluj.
- Vancea A. (1960) Neogenul din bazinul Transilvaniei. Ed. Acad. R.P.R. București.
- Zhizhchenko N. P. (1959) Atlas srednemioțenovoi fauni severnovo Kavkaza i Krîma. *Trudi V.N.K.K.G.Z.*, Moscova.

## CONTRIBUTIONS À LA STRATIGRAPHIE DU MIOCÈNE DE LA VALLÉE DE L'ARIES (TRANSYLVANIE OCCIDENTALE)

(Résumé)

À l'occasion des prospections géologiques effectuées dans la région de Turda on a récolté, des affleurements naturels du versant gauche de la vallée de l'Aries, plus de 1000 échantillons pour des analyses micropaléontologiques.

On a identifié dans la région les zones micropaléontologiques du Tortonien supérieur et du Sarmatien inférieur et moyen.

Les dépôts examinés sont synchrones aux schistes à radiolaires des sous-Carpates ou du bassin de Transylvanie, à l'exception de la région de l'Aries ; ils renferment des tanatocénoses à foraminifères pélagiques.

En dessous du tuf de Hădăreni, à une distance d'environ 50 m se trouve un seuil micropaléontologique dont le trait caractéristique est la disposition de la microfaune tortonienne et l'apparition d'une population de *Cibicides predcarpathicus*. Le complexe des marnes à intercalations de tufs blanchâtres est d'âge buglowien.

On y a identifié des associations qui en Moldavie, en Munténie orientale, en Olténie et dans le bassin de Transylvanie, à l'exception de la région de l'Aries ont la valeur de zones (zones à *Elphidium macellum aculeatum* et zone à *Sphaeridium moldavica*).

Les données stratigraphiques ont facilité la connaissance de la structure qui laisse voir : les anticlinaux de Măhăceni-Ploșcoș, Ocna Mureș-Torda, Călărași, Hădăreni-Cîmpia Turzii ; les synclinaux de Cheia, Dumbrava-Dealul Slăninii, Feldioara et Gligorești-Poiana ; la ligne de dislocation de la région de Valea Florilor masquée par les dépôts d'âge quaternaire.

La faille confirmée par les données séismiques, met en contact, au niveau de la vallée de l'Aries, les dépôts d'âge buglowien avec les dépôts d'âge bessarabien.



## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Esquisse géologique de la vallée de l'Aries, entre Cheia et Viișoara :

1, Quaternaire : a, terrasses ; b, alluvions ; c, éboulis ; 2, Bessarabien : marnoargiles et grès microconglomératiques avec intercalations de tufs ; 3, Volhynien : marnoargiles et marnes sableuses avec intercalations de tufs ; 4, Buglowien : marnoargiles avec intercalations de tufs ; 5, Tortonien : marnoargiles : a, conglomérats ; b, gypses ;  $\Sigma$ , sel ; 6, anté-Malm : éruptif basique ; 7, position de la couche ; 8, limite stratigraphique ; 9, axe d'anticlinal ; 10, axe de synclinal ; 11, contact de percement de sel ; 12, faille ; 13, sol salin ; 14, direction de la coupe géologique ; 15, carrière ; 16, point d'où l'on a prélevé les échantillons micropaléontologiques.

### Planche II

Tableau de la distribution de la microfaune dans les dépôts miocènes de la vallées de l'Arieș entre les communes de Cheia et de Viișoara.





Institutul Geologic al României

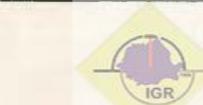
D.GEORGESCU-L.GEORGESCU-C.MIHĂILESCU-L.MIHĂILESCU-M.GHEORGHIAN-M.D.GHEORGHIAN-F.GEORGESCU

## SCHIȚA GEOLOGICĂ A VĂII ARIEȘULUI ÎNTRÉ CHEIA ȘI VIȘOARA

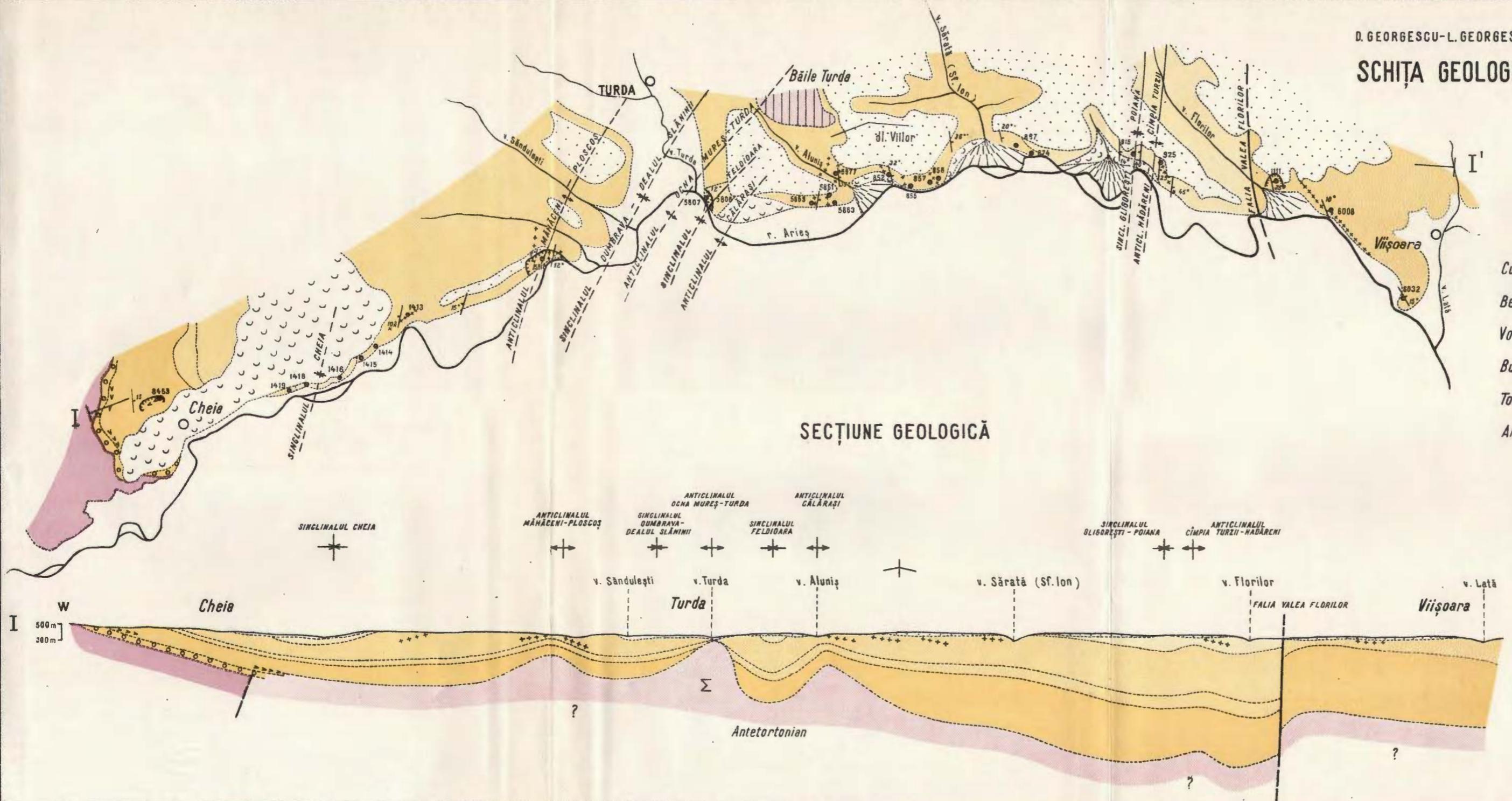
0 0,5 1 1,5 2 Km

## LEGENDA

- Cuaternar 1 a b c a. Terase b. aluviumi c. pornituri
- Bessarabian 2 + + + Marno-argile și gresii microconglomeratice, cu intercalări de tufuri
- Volhinian 3 + + + Marno-argile și mărne nisipoase, cu intercalări de tufuri
- Buglovian 4 + + + Marno-argile cu intercalări de tufuri
- Tortonian 5 a b c Marno-argile, conglomerate (a), gipsuri (b), sere (c)
- Antemalm 6 Eruptiv bazic
- 7 - Poziții de strat
- 8 - Limită stratigrafică
- 9 - Ax anticlinal
- 10 - Ax sinclinal
- 11 - Contact de străpungere al sării
- 12 - Falie
- 13 - Sărături
- 14 I → I Direcție de secțiune geologică
- 15 ⚡ Carieră
- 16 • 8458 Punct de recoltare al pobelor micropaleontologice



Institutul Geologic al României



MUSAT GHEORGHIAN - MIHAELA GHEORGHIAN - FLORIANA GEORGESCU

# ABEL DE DISTRIBUȚIE A MICROFAUNEI ÎN DEPOZITELE MIOCENE DE PE VALEA ARIEȘULUI ÎNTRE COMUNELE CHEIA ȘI VIISOARA

INSTITUTUL GEOLOGIC : Dări de seamă vol LIV/4

**STRATIGRAFIA ȘI FAUNA DEPOZITELOR CRETACICE DIN  
ZONA VÎRCIOROG-COPĂCEL (NORD-VESTUL PĂDURII CRAIULUI,  
MUNTII APUSENI)<sup>1</sup>**

DE  
DUMITRU ISTOCESCU<sup>2</sup>

**Abstract**

Stratigraphy and Fauna of the Cretaceous Deposits from the Vîrciorog-Copăcel Zone (Northwestern Part of the Pădurea Craiului Area, Apuseni Mountains). The listing of the Cretaceous fauna collected in the northwestern part of Pădurea Craiului proves that: (1) the first marly deposits overlying the lower limestone with *Pachyodonta* belong to the Bedoulian; (2) the Aptian is represented by the whole sequence of these marly deposits (Ecleja beds) and also by the overlaying Pachyodont-limestone; (3) the basal part of the last term of the Cretaceous from the above area, represented by red argillaceous marly deposits, is Cenomanian in age.

Regiunea care face obiectul prezentei note este situată în partea de NW a munților Pădurea Craiului, fiind cuprinsă în raza localităților Vîrciorog, Sergheiu, Copăcel și Felcheriu.

Depozitele cretacice din partea de W și NW a Pădurei Craiului au fost studiate de numeroși geologi printre care Sontagh (1917), Fisch (1924), Kräutner (1941), Preda (1963), Patrulius (1956).

Dintre autorii menționați Patrulius<sup>3</sup> pe baza studiilor paleontologice și de microfacies, trasează limita Barremian-Aptian între calcarale inferioare cu pahiodonte atribuite exclusiv Barremianului și succesiunea groasă de marne și siltite marnoase care urmează deasupra și pe care o denumește stratele de Ecleja.

Executând revizuiri în perioada 1964—1966 în această zonă împreună cu Felicia Istoescu și M. Diaconu, am întlnit noi puncte

<sup>1</sup> Comunicare în ședință din 27 februarie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecții, Cal. Griviței nr. 64. București.

<sup>3</sup> D. Patrulius. Formațiunile mezozoice din partea centrală a Pădurei Craiului și zăcăminte lor de bauxită. 1966. (Lucrare de doctorat în manuscris).

fosilifere pe baza cărora am putut preciza vîrstă unora dintre orizonturile separate anterior.

Punctele fosilifere identificate sunt situate în Dealul Varului (Vîrciorog), Valea Rîului, valea Peştişelului, Valea Satului (Felcheriu).

În Dealul Varului, peste calcarul inferior cu pahiodonte atribuit Barremianului se dispune un pachet de marnocalcare negricioase dure, stratificate, cu spărtură aşchioasă cu o grosime de 1 m, următe de marnocalcare cenuşiu-gălbui sau albicioase, ce trec spre partea superioară la marnocalcare cenuşiu-negricioase cu rare intercalații de gresii curbicorticale sau conglomerate poligene.

*S. Ecleja*  
1 m  
100 + 500  
Marnocalcarele cenuşiu-negricioase care se dispun imediat peste calcarul inferior cu pahiodonte conțin exemplare de: *Sellithyris sella* (Sow.), *Terebratulina arguinensis* Moisev, „*Terebratula*” *moutoniana* (d'Orb.), *Belbekella bertheloti* (Kilian), *Plicatula placunaea* Lam., *P. carteroniana* d'Orb., *P. inflata* Sow., *Neohibolites aptiensis* Stöll. etc.

Termenul următor cu o grosime de 400—500 m, constituie din marnocalcare cenușii, marnocalcare grezoase cu intercalații de gresii curbicorticale și conglomerate, conține speciile: *Ancylceras helicooides* Rouchedze; *Argvetites minor* Rouchedze; *Anisoceras carcitanense* Mat., *Ptychoceras puzosianum* (d'Orb.), *Plicatula placunaea* Lam., *Neohibolites aptiensis* Stöll. etc.

Mai departe succesiunea nu se mai poate urmări, depozitele cretacice fiind acoperite de Sarmațian.

*Colc.*  
2  
Pe Valea Rîului, la sud de Vîrciorog, a putut fi examinat un profil bine deschis la partea terminală a stratelor de Ecleja, în calcarul mediu cu pahiodonte și în partea bazală a complexului detritic.

În această succesiune stratele de Ecleja sunt reprezentate prin marnocalcare cenuşiu-negricioase, foioase, mai roșcate la partea superioară, unde prezintă și pirită diseminată la contactul cu calcarele din acoperiș.

De la partea superioară a stratelor de Ecleja, imediat sub contactul cu calcarele medii cu pahiodonte s-au recoltat forme: *Neohibolites aptiensis* Stöll. și *Euphyllloceras* cf. *Veledae* (Mich.). În secțiuni subțiri se remarcă abundența foraminiferelor aparținând genului *Hedbergella*.

Pe o grosime de 50 — 150 m urmează calcare cenuşiu-albicioase, masive cu pahiodonte și milliolide. Acestea suportă un complex de roci detritice (complexul glauconitic) alcătuite din gresii cenuşiu-negricioase, gresii glauconitice, conglomerate, calcarenite, calcar cu orbitoline, sisturi argilo-marnoase cenușii, calcar coraligene, etc. Acest complex este destul de bogat în resturi fosile dintre care menționăm: *Nerinea coquandiana*



(d'Orb.), *Polyconites verneuili* Bayle, *Trigonia* sp., brahiopode, corali, precum și numeroase orbitoline la mai multe nivele.

La nord de Copăcel complexul detritic trece gradat spre partea superioară la alternanța de gresii și marno-argile roșii sau verzi care suportă tectonic Permianul Pinzei de Codru. Din acest complex Maria Tocorescu a determinat o asociatie microfaunistică cu *Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, *Hedbergella*, care indică o vîrstă cenomaniană.

Analizînd distribuția stratigrafică a formelor întlnite se pot face următoarele precizări :

TABEL

*Distribuția faunei cretacice pe complexe litologice în zona Vîrciorog-Copăcel*

Etajul	Zona paleontologică	Complexul litologic	Fauna și microfauna	Grosimea
Cenomanian		Complex argilitic roșu	<i>Hedbergella brittonensis</i> , <i>H. washitaensis</i> , <i>H. trocoidea</i> , <i>Globulina lacrima</i> , <i>Praeglobotruncana delrioensis</i> , <i>Rotalipora</i> sp.	
		Complex detritic glauconitic	Corali, nerinei, trigonii, orbitoline	250 m
Albian		Calcarul mediu cu pahiodonte	Miliolide, textularii, <i>Requienia</i>	700 m
			<i>Neohibolites aptiensis</i> , <i>Euphyloceras</i> cf. <i>weledae</i> , <i>Argvetites minor</i> , <i>Ptychoceras puzosianum</i> , <i>Ancyloceras helicoide</i> , <i>Anisoceras</i> cf. <i>carriganense</i>	150 m
		Seria stratelor de Ecleja	<i>Cheloniceras</i> cf. <i>cornuelianum</i> , <i>Deshayesites mirabilis</i> , <i>Plicatula inflata</i>	450 m
			<i>Sellithyris sella</i> , <i>Plicatula placunea</i> , <i>P. carteroniana</i> , <i>Terebratula moutoniana</i> , <i>Bebekella bertheloti</i>	6 m
				1 m
		Calcarul inferior cu pahiodonte		
Barremian				

În Vîrciorog  
Cociuba 1995



... Seria stratelor de Ecleja și calcarul mediu cu pahiodonte corespund Aptianului;

Complexul detritic glauconitic corespunde Albianului;

Complexul argilitic roșu de la Copăcel aparține Cenomanianului (vezi tabel).

Depozitele cretacice reprezintă autohtonul pînzei de Codru, sub formă de cute-solzi deversate spre nord. Împingerea s-a făcut dinspre sud prin înaintarea pînzei de Codru în Cenomanian.

### BIBLIOGRAFIE

- Casey R. (1959—1961) A monograph of the ammonoidea of the lower greensand. *Paleontographical society*. CXIII. London.
- Charollais J., Lombard A. (1966) Stratigraphie comparée du Jura et de chaînes subalpines aux environs de Genève. *Archives des Sciens*. 19/1. Geneve.
- Drusciț V. V., Cudriavtsev M. P. (1960) Atlas nijnemelovoi faunî severnovo Kavkaza i Krîma. *Gos. nauc. tehn. izd.* Moskva.
- Fisch W. (1924) Beiträge zur Geologie des Bihargebirges. *Jahr. der philos. Fakultät. Univ. Bern*.
- Kräutner Th. (1941) Etudes géologiques dans la Pădurea Craiului. *C.R. Inst. Geol. Roum.* XXV. București.
- Patrulius D. (1956) Contribuții la studiul geologic al Pădurii Craiului. *D.S. Com. Geol.* XL. București.
- Preda I. (1963) Geologia regiunii Lunca Sprie-Corbești-Valea Rîului. *Soc. Șt. Nat. și Geogr. Comunic. Geol.* II. București.
- Szontagh Th. (1917) Geologischen Aufnahmen Zwischen Biharrossa Bihardobresd und Vercsorog. *Jahr. d. Ung. Geol. R.a.f.* Budapest.

### STRATIGRAPHIE ET FAUNE DES DÉPÔTS CRÉTACÉS DE LA ZONE VÎRCIOROG-COPĂCEL (NW DES MONTS PĂDUREA CRAIULUI DANS LES MONTS APUSENI)

(Résumé)

L'inventaire de la faune crétacée récoltée à la partie NW des monts Pădurea Craiului nous permet de préciser que les premiers dépôts marneux reposant sur le calcaire inférieur à pachyodontes reviennent au Bédoulien, que l'Aptien est représenté par l'ensemble de ces dépôts marneux (couches d'Ecleja) ainsi que par le calcaire à pachyodontes qui les surmonte, et enfin que la partie basale du dernier terme du Crétacé est représentée dans ce secteur par des dépôts argilo-marneux rouges, d'âge cénonanien.



ASUPRA PREZENȚEI UNEI ASOCIAȚII PALINOLOGICE CARBONIFERE DIN PARTEA SUDICĂ A MUNTILOR BIHOR (REGIUNEA ARIEȘENI)<sup>1</sup>

DE

ADINA VISARION<sup>2</sup>

**Abstract**

On the Presence of a Carboniferous Palinological Association in the Southern Part of the Bihor Mts (Arieșeni Region). In the southern part of the Bihor Mts (Arieșeni region) a spore-pollen association has been identified within the metamorphosed Paleozoic; the former confirms the Lower Carboniferous age assigned to the greenschists and points out the same age for the blastodetrital series.

În anul 1966, au fost analizate palinologic o serie de probe colectate din bazinul superior al văii Arieșului, din seria șisturilor verzi și seria blastodetritică, repartizate Paleozoicului slab metamorfozat.

Probele palinologice din șisturile verzi au fost colectate de la confluența văii Arieșului cu valea Cobliș și aval de comuna Arieșeni, deschiderile de pe șoseaua Arieșeni-Gîrda, iar din seria blastodetritică în masivul Biharia-Piatra Grăitoare.

În regiunea Arieșeni depozitele sedimentare metamorfozate reprezentate prin seria șisturilor verzi din unitatea de Arieșeni și seria blastodetritică din unitatea de Biharia, au fost atribuite Carboniferului pe considerente de ordin geometric în absența argumentelor paleontologice (Giuşcă, 1937; Palfy-Rozloznik, 1939; Dimitrescu, 1958; Bleahu, 1963).

<sup>1</sup> Comunicare în ședință din 28 februarie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecții. Cal Griviței, nr. 64. București.



Vîrstă carboniferă a acestei serii a fost dovedită și precizată pe argumente palinologice, Bleahu și Slavîn (1963) citînd determinarea de către E. M. Andreeva a sporilor *Zonotriletes anomalus* Waltz, *Z. pseudohirsutus* Andr. și *Z. inciso-trilobus* (Nauum.) Waltz, care indică o vîrstă viseană.

Seria șisturilor verzi este reprezentată în unitatea de Arieșeni prin șisturi cloritoase, filite verzui cu intercalații de gresii, conglomerate slab metamorfozate și șisturi amfibolice.

Analiza palinologică a probelor colectate din șisturile cloritoase și filitele acestei serii prezintă următorul conținut palinologic :

*Leiotriletes* sp.

*Leiotriletes ornatus* Ischenko

*Calamospora* sp.

*Verrucosisporites rariverrucosus* (Ischenko) Luber

*Verrucosisporites* sp.

*Microreticulatisporites* sp.

*Reticulatisporites planus* Hughet Playf.

*Densosporites* cf. *variomarginatus* Playf.

*Triquitrites* sp.

*Tripartites* sp.

*Simozonotriletes* sp.

*Knoxisporites* sp. ?

Asociația sporo-polinică identificată se situează după cum rezultă din răspîndirea stratigrafică a sporilor paleozoici dată de Potonié-Krempp (1955), la partea inferioară a Carboniferului. Prin aceasta se confirmă și se aduc argumente palinologice suplimentare în sprijinul vîrstei viseene atribuite șisturilor verzi.

Seria blastodetritică este reprezentată în unitatea de Biharia prin conglomerate metamorfozate, gresii laminate și filite violaceu-argintii sericitoase.

Dimitrescu (1958) echivalează seria blastodetritică din munții Bihor cu seria de Păiușeni din munții Highiș-Drocea și presupune vîrstă carbonifer-inferioară a acestei serii.

Bleahu (1963) consideră seria blastodetritică sincronă cu seria șisturilor verzi, datorită gradului de metamorfism asemănător ambelor serii și relațiilor cu eruptivul hercnic care le străbate.

Determinările palinologice efectuate asupra probelor colectate din seria blastodetritică au pus în evidență următorul conținut sporo-polinic :

*Leiotriletes* sp.

*Calamospora microrugosa* (Ibr.) S., W., et B.



*Verrucosporites* sp.

*Granulatisporites microgranifer* Ibrahim

*Reticulatisporites* sp.

*Triquitrites* sp.

*Triquitrites cf. trivalvis* (Waltz) Pot. et Kr.

*Densosporites* sp.

*Euryzonotriletes* sp.

*Tetraporina* sp.

Răspindirea stratigrafică a sporilor din seria șisturilor verzi și seria blastodetritică (conform cu schema Potonié-Kremp 1955, completată după Playford 1963)

Unități taxonomice	Seria șist. verzi	Seria blastodetr.	Carbonifer			
			Dinanț.	Namur.	Wesph.	Steph.
<i>Leiotriletes</i> sp.	+	+				
<i>Leiotriletes ornatus</i>						
Ischenko	+					
<i>Calamospora</i> sp.	+					
<i>Calamospora microrugosa</i> (Ibr.) S., W., et B.		+				
<i>Granulatisporites microgranifer</i> Ibrahim		+				
<i>Verrucosporites</i> sp.	+	+				
<i>Verrucosporites rariver-</i> <i>rucus</i> (Ischenko)						
Luber	+					
<i>Knoxisporites</i> sp.?	+					
<i>Micoreticulatisporites</i> sp.	+					
<i>Reticulatisporites</i> sp.						
<i>Reticulatisporites planus</i> Hugh et Playf.	+					
<i>Triquitrites</i> sp.	+	+				
<i>Triquitrites cf. trivalvis</i> (Waltz) Pot. et Kr.		+				
<i>Tripartites</i> sp.	+					
<i>Densosporites</i> sp.		+				
<i>Densosporites cf. variomar-</i> <i>ginatus</i> Playf.	+					
<i>Sinizonotriletes</i> sp.	+					
<i>Euryzonotriletes</i> sp.		+				
<i>Tetraporina</i> sp.		+				



Asociația palinologică pusă în evidență în seria balstodetritică este comparabilă cu cea identificată în seria șisturilor verzi, după cum rezultă și din tabelul răspândirii stratigrafice a sporilor determinați (vezi tabelul).

Prezența genurilor *Euryzonotriletes*, *Sinozonotriletes*, *Tripartites*, *Tetraporina*, citate în Dinanțian-Namurian în asociație cu *Leiotriletes ornatus*, *Reticulatisporites planus* și *Triquitrites cf. trivalvis*, spori exclusiv dinanțieni, atestă vîrstă carbonifer-inferioară atribuită șisturilor verzi și indică aceeași vîrstă pentru seria balstodetritică.

## BIBLIOGRAFIE

- Alpern B. (1959) Contribution à l'Etude Palynologique et Petrographique des Charbons Français. Ed. CIRCEX. Paris.
- Balteș N., Beju D. (1963) Contribuții palinologice la cunoașterea stratigrafei depozitelor forate în Platforma moesică. Com. Asoc. Geol. Carpato-Balcanică. III/1. București.
- Bleahu M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din munții Apuseni. Com. Asoc. Carpato-Balcanică. III/1, București.
- Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa (bazinul superior al Arieșului). An. Com. Geol. Rom. XXXI, București.
- Bordea S., Puricel R. (1965) Notă asupra structurii Paleozoicului din regiunea Arieșeni (Bihor). D.S.Com.Stat Geol. București.
- Jachowicz A., Dybova S. (1957) Microspores from the Upper Silezian coal measures. Inst. Geol. Prae, 23 : 1—328. Prague.
- Playford G. (1962) Lower Carboniferous microfloras of Spitsbergen (part. I, II), Palaeontology, 5, 4. London.
- Potonie R., Kremp G. (1955) Die Sporae dispersae des Ruhikarbons (Teil I—III), Palaeontographica, B. 98. Stuttgart.
- Slavivin V. I. (1963) Stratigrafia Paleozoicului din partea internă a sistemului Carpato-Balcanic. Com. Asoc. Carpato-Balcanică. III/2. Eucurești.
- Sullivan H. J. (1964) Microspores from the Lower Limestone Shales (Tournaisian) of the Forest of Dean basin, Gloucestershire. C.R. 5 Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Paris.



SUR LA PRÉSENCE D'UNE ASSOCIATION PALYNOLOGIQUE  
CARBONIFIÈRE DANS LA PARTIE MÉRIDIONALE DES MONTS  
BIHOR (RÉGION D'ARIEȘENI)

(Résumé)

Les recherches palynologiques effectuées en 1966 dans certains dépôts paléozoïques faiblement métamorphisés de la région d'Arieșeni (Monts Bihor) nous ont conduit à attester l'âge de la série des schistes verts de l'unité d'Arieșeni et à suggérer l'âge de la série blastodétritique de l'unité de Biharia.

L'analyse palynologique accuse dans les deux séries, ayant fait l'objet de cette étude, l'existence d'une association microfloristique, qui à cause de la présence de certaines formes caractéristiques dont nous mentionnons : *Tripartites*, *Simozonotriletes*, *Euryzonotriletes*, *Tetraporina* indiquent l'âge carbonifère inférieur des deux séries.





Institutul Geologic al României

ASUPRA PREZENȚEI SPECIEI LEYMERIELLA TARDEFURCATA  
LEYM. ÎN FLISUL INTERN DIN BAZINUL VĂII TELIU<sup>1</sup>

DE  
SIMONA GEORGESCU<sup>2</sup>

**Abstract**

On the Presence of the Species *Leymeriella tardefurcata* Leym. within the Internal Flysch of the Teliu Valley Basin  
Identification of the index ammonite *Leymeriella tardefurcata* Leym. proves the Lower Albian  
age of the shally flysch deposits belonging to the Ceahlău-Bratocea Nappe, which previously  
have been assigned, as a whole, to the Barremian-Aptian.

Ca urmare a lucrărilor de prospecțiune geologică executate în anul 1963, în bazinile hidrografice ale văilor Teliu și Dobîrlău, am avut ocazia să recoltăm trei exemplare de *Leymeriella tardefurcata* din formațiunile flișului cretacic care aparțin pînzei de Ceahlău-Bratocea, (după I. Băncilă, 1956).

În urma cercetărilor paleontologice pe care le-am continuat în regiune în 1965, am regăsit aceeași specie în cuprinsul unui complex marno-grezos, separat ca entitate litologică distinctă de către Filipescu, 1955.

Acest complex este constituit din gresii calcaroase, slab curbicorticale, cenușiu-vinete, cu grosimi de 0,10—3m, în alternanțe ritmice cu roci pelitice șistoase de culoare vînăt-albăstruie, avînd cîțiva decimetri grosime în cadrul fiecărui ritm.

Uneori gresile sint mai bine cimentate și constituie nivele distințte, ca de exemplu nivelul „gresiei de Teliu”.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 27 februarie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecțiuni. Cal. Griviței nr. 64. București.



Limitele acestui complex litologic se trasează cu dificultate din cauza frecvențelor variațiilor laterale de facies.

La partea superioară a complexului marno-grezos, pe grosime de aproximativ 100 m, se dezvoltă o succesiune de gresii calcaroase, fine, în strate de 10–25 cm, marne și argile vînăt-negricioase, șistoase, în pachete decimetrice. Din cuprinsul acestei secvențe litologice, dezvoltate pe valea Fătăciunii, au fost recolțate exemplarele de amoniți care fac obiectul prezentei note. Acestea, au fost identificate pe o față de strat, aliniate pe direcția NE–SW, ceea ce indică direcția de transport a materialului de către curentii marini.

Anterior, depozitele care aflorează pe valea Fătăciunii au fost considerate ca reprezentând un facies al părții superioare a flișului Barremian–Aptian inferior și formând nucleul unui anticinal deversat spre E, flancat de gresia de Teliu (Ghidul excursiilor, Carpații Orientali, 1961).

Prezența speciei *Leymeriella tardefurcata* în depozitele marno-grezoase de pe valea Fătăciunii, indică însă apartenența acestora la Albianul inferior.

Exemplarele atribuite acestei specii sunt reprezentate prin trei mulaje interne (fig. 1, 2).



Fig. 1.—*Leymeriella tardefurcata* Leym.

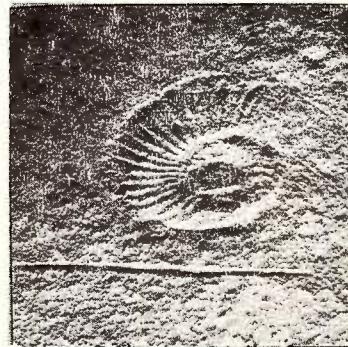


Fig. 2.—*Leymeriella tardefurcata* Leym.

Mulajele provin de la cochilii evolute, ușor comprimate, cu 35–40 coaste subțiri în regiunea ombilicală, aplatizate spre extremitatea ventrală unde devin bifurcate datorită apariției unui sănț longitudinal scurt.

Partea ventrală și linia lobată nu sunt vizibile.

Această specie este caracteristică pentru Albianul inferior și anume pentru partea sa inferioară „Leymeriellian” (B e i s t r o f f e r , 1947), subzona cu *Leymeriella tardefurcata*.

Specia este semnalată în Albianul inferior din Anglia, bazinul Parisului, Alpii francezi și elvețieni, Crimea, Caucaz, Turcmenia.

În țară este menționată în flișul intern la Cheile Teșilei, valea Doftanei, Gura Vlădișorului, în valea Jepilor Bușteni, Col. Institutului Geologic.

Urmărirea sedimentației ritmice a depozitelor cît și precizarea poziției lor stratigrafice, ne-au condus la concluzia că flișul care aflorează în valea Fătăciunii ocupă zona axială a unui sinclinal cu flancul vestic deversat.

Datorită acestor rezultate, a fost posibilă o nouă interpretare a structurii geologice privind „Pinza internă superioară” din bazinul văii Teliu.

### BIBLIOGRAFIE

- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali, Ed. Științifică, București.  
 Breistroffer M. (1947) Sur les zones d'Ammonites, dans l'Albien de France et d'Angleterre. *Trav. Lab. géol. Grenoble*. XXVI, Grenoble.  
 Casev R. (1961) The Ammonoidea of the Lower Greensand. *Paleont. Soc. London*.  
 Filipescu G. M. (1955) Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. Parhon*, 6—7, București.  
 — Iliescu Gh., Iliescu Violeta, Copcea Maria (1957) Geologia flișului intern din regiunea dintre valea Buzăului și rîul Negru. *Bul. St. Acad. R.P.R.* 3—4, I—II, București.  
 Glazunova A. E. (1953) Ammoniti apta i alba Kopetdaga, Malova i Bolshovo Balhana i Mangışlaka. *Veses. Naucino-isled. geol. instituta M. Gogolevskogo*. Moscova.  
 Jacob Ch. (1907) Étude sur quelques Ammonites du Crétacé moyen. *Soc. Géol. Fr. Mem., Paléont.*, 38 Paris.  
 Orbigny (A. d') (1841) Paléontologie française Terr. Crétacés, Céphalopoda, Paris.  
 \* \* \* Ghidul excursiilor. Carpații Orientali. *Asoc. Geol. Carp.-Balcan. Congr. V.* București, 1961.

### SUR LA PRÉSENCE DE L'ESPÈCE LEYMERIELLA TARDEFURCATA LEYM. DANS LE FLYSCH INTERNE DE LA VALEÉ DE TELIU

(Résumé)

Dans cette note est présentée la faune à *Leymeriella tardefurcata Leym.* prélevée par l'auteur dans les dépôts crétacés inférieur du flysch ouest-interne du bassin de la vallée de Teliu.

Les formes identifiées dénotent la présence de l'Albien inférieur dans le complexe marno-gréseux de Valea Fătăciunii, antérieurement considéré comme étant d'âge barrémien-aptien et formant le coeur d'un anticlinal. En fait ce complexe occupe la partie axiale d'un grand synclinal dont le flanc interne est déversé vers l'est.





Institutul Geologic al României

PROSPECTIUNI GRAVIMETRICE ÎN MOLDOVA DE NORD, ÎN-  
TRE VALEA SUHA MARE ȘI VALEA SUCEVEI, PE ARIA FORMAȚIU-  
NIILOR MIOCENE ȘI DE FLIȘ<sup>1</sup>

DE

ION PLĂVAN<sup>2</sup>

**Abstract**

Gravity survey in North Moldova, between the Suha Mare and the Suceava Valleys, over the Miocene and Flysch Formation area. In this paper there are presented results obtained during the period of 1964—1966 by gravity survey carried out in North Moldova between the Suha Mare and Suceava valleys over the Miocene and Flysch deposit area. On the basis of the gravity field distribution it has been possible to obtain the following data, indicating: (1) a sinking of the Moldavian Platform trending E—W; (2) the presence of five transversal tectonical lines (E—W), of the flexure or fracture type, dividing the basement of the region into some blocks situated in various spatial positions; (3) the extending of the Pericarpathian dislocation northwards up to the Suceava valley; (4) a series of double gravity anomalies, both of minimum and maximum character trending NW—SE and that reflect the structural relationships, as well as the existence of salt accumulations within the Miocene formations of the area investigated.

| **Introducere**

Cercetările gravimetrice, efectuate de autor în Moldova de N în perioada anilor 1964—1966, cu scop de prospecțiune, completate cu rezultatele lucrărilor gravimetrice executate de Dumitru<sup>3</sup> în anii 1951—1952, au permis construirea unei hărți gravimetrice unitare cu caracter de detaliu pentru această regiune a țării.

<sup>1</sup> Comunicare în ședință din 1 martie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecții, Cal. Griviței nr. 64, București.

<sup>3</sup> S. Dumitru. Raport asupra prospecției gravimetrice din regiunea Mălini-Păltinoasa-Cacica și Solca. 1951—1952. Arh. Com. Stat Geol. București.



Privită în ansamblu, harta anomaliei gravitației obținută între valea Suha Mare și valea Sucevei pune în evidență cîteva elemente majore ale structurii geologice a regiunii, care apar interesante atât din punct de vedere științific cît și al implicației lor economice. Unele dintre aceste elemente vor fi discutate în prezenta comunicare.

### I. Condiții fizico-geologice. Realizarea principalelor contraste de densitate și de masă

Regiunea în care s-au desfășurat lucrările noastre, a făcut în ultimele două decenii obiectul unor studii geologice amănunțite întreprinse de numeroși geologi: J o j a (1951, 1952 a, 1952 b, 1953, 1957), B ă n - c i l ă (1952, 1958, 1963), C e r n e a (1952, 1957), A l e x a n d r e s c u (1964), P o l o n i c , P o l o n i c (1962), B ă n c i l ă , H r i s t e s c u (1963) et al.<sup>4,5</sup>.

În stadiul actual de dezvoltare al cunoștințelor geologice se consideră că în această regiune sunt prezente următoarele unități structurale: platforma podolică, unitatea pericarpatică, unitatea externă și subunitatea marginală a flișului Carpaților Orientali.

A) *Platforma podolică*. Platforma podolică din Moldova de N este constituită dintr-un fundament granitic de tip Rapakiwi, care trece lateral la granognaise și sisturi cristaline de vîrstă precambriană. Acest fondament suportă depozite sedimentare atribuite ca vîrstă Silurianului, Cretacicului, Paleogenului și Neogenului. Caracteristice pentru această cuvertură sedimentară sunt: poziția aproape orizontală a stratelor și intreruperile mari de sedimentare cărora le corespund suprafete de eroziune formate în condiții de exondare regională.

Din punct de vedere al densității, formațiunile enumerate se înscriu în două categorii distincte și anume: formațiunile cristaline, eruptive și sedimentare ante-paleogene cu o densitate cuprinsă între 2,50 și 2,70 g/cm<sup>3</sup> și depozitele paleogene și neogene cu densitate 2,20–2,35 g/cm<sup>3</sup>.

Ținînd seama și de grosimea formațiunilor geologice, ajunge m la concluzia că anomalia gravitației în zona de platformă este, în principal, produsă de un contrast de masă dintre două pachete de roci, între care se realizează un contrast mediu de densitate estimat la 0,30–0,35 g/cm<sup>3</sup>.

<sup>4</sup> T. Filiimon. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Suha Mică-Rișca Mare. 1958. Arh. M.I.P., București.

<sup>5</sup> V. Mușat. Cercetări geologice în regiunea Gura Humorului. 1958. Arh. M.I.P., București.



B) *Unitatea pericarpatică.* Unitatea pericarpatică, dezvoltată neegal în cuprinsul regiunii studiate, prezintă o tectonică mai liniștită în comparație cu unitățile de fliș studiate mai la W. În cuprinsul ei, pe bază de microfaună (Iorgulescu et al., 1952), geologii au stabilit existența următoarelor etaje miocene: Aquitanianul — orizontul subconglomeratic; Burdigalianul — orizontul conglomeratic; Helvețianul — orizontul supraconglomeratic — formațiunea cenușie și Tortonianul — formațiunea superioară cu sare.

Între valea Suha Mică și valea Moldovei, depozitele miocene schizează un anticlinal, Pleșa, constituit din conglomerate de tip Pleșu, în axul căruia, în Valea lui Isac, apare o butonieră de formațiuni eocen-oligocene. Structura anticlinală se prezintă cu flancul estic faliat și deversat spre E încălcind Sarmațianul sau Tortonianul cu sare.

La S de valea Suha Mică, anticlinalul Pleșa trece într-o cută-solz cu flancul estic faliat, structură ce se extinde la S pînă la Tg. Neamț.

Spre N, în sectorul localității Cacica, depozitele tortoniene formează o cută sinclinală acoperită tectonic, de la W, de stratele de Solca, situație care se repetă și în zona Slatina-Runcu.

Determinările de densitate, efectuate de noi în condiții de laborator pe probe colectate la suprafață, au condus la următoarele rezultate :

Nr.	Proba	Densitatea (g/cm <sup>3</sup> )
1	Formațiunea sării	1,80—2,10
2	Conglomerate de Pleșu	2,59
3	Formațiunea cenușie	2,30—2,39
4	Gresia de Moisea	2,49
5	Marne, argile nisipoase și gresii tortoniene	2,20—2,30

Principalul contrast de densitate și de masă se realizează deci între conglomeratele de Pleșu + gresia de Moisea de densitate ridicată (2,59 și 2,49 g/cm<sup>3</sup>) și celealte formațiuni miocene mai puțin dense.

C) *Unitatea externă.* Unitatea externă se situează la E de subunitatea marginală a flișului față de care, structural, constituie un parautohton. Această unitate ocupă o suprafață redusă la confluența rîului Suceava cu pîriul Putna, precum și în zona cuprinsă între valea Slatina și valea Voevodeasa unde alcătuiește cută-solz Voevodeasa. Unitatea externă, delimitată și cercetată de Joga (1951, 1952 a, 1957), este reprezentată prin depozite eocene, care alcătuiesc axele cutelor anticlinale

principale în care se recunosc: un orizont cu calcare de Pasieczna ce alternează cu calcare marnoase și un orizont cu marne roșii și verzi urmate la partea superioară de stratele de Bisericani.

Formațiunile oligocene, care umplu axele structurilor sinclinale, prezintă succesiunea stratigrafică normală a acestui etaj în facies marginal.

Formațiunile miocene apar pe suprafețe restrânse în trei puncte precum și în sonda 12 MIP Putna unde conțin trei intercalării de sare gemă.

D) *Subunitatea marginală a flișului*. Subunitatea marginală a flișului sau pînza Putna-Fîntinele ocupă o suprafață mai mare decît unitatea externă, în cadrul ei separîndu-se formațiuni atribuite ca vîrstă Senonianului, Eocenului și Oligocenului.

Senonianul apare sub formă de benzi, dirijate NW-SE, la baza cutelor-solzi și în axul cutelor anticlinale din regiune. Faciesul sub care apare Senonianul este cel marginal, al straturilor de Hangu, strate constituite dintr-un orizont inferior marnocalcaros și un orizont superior grezo-calcaros.

Eocenul este compus din două orizonturi: orizontul inferior calcaro-grezoz în componența căruia intră strate de Straja, gresia de Păltinoasa-Scorbura și calcare de Pasieczna și orizontul superior reprezentat prin marnoargile roșii și verzi, cunoscute în literatura geologică sub numele de strate de Plopă, depozite care trec, spre exterior, la strate de Bisericani.

Oligocenul prezintă succesiunea normală, în care singura modificare de semnalat ar fi înlocuirea gresiei de Kliwa printr-un orizont de conglomerate cu elemente de sisturi verzi spre exterior.

Tectonica acestor formațiuni reflectă cele mai caracteristice condiții de încălcare pentru realizarea unor structuri în pînză de șariaj. Structura internă a flișului este complicată de prezența cutelor-solzi, fenomenul de solzificare putînd ajunge pînă la reducerea totală a flancului anticinal de E. Structurile, dirijate în general NW-SE, prezintă tendințe de deversare spre ENE.

Din determinările de densitate efectuate în laborator, asupra unui număr mare de probe, au rezultat următoarele valori:

Nr.	Etajul	Densitatea (g/cm <sup>3</sup> )
1	Oligocen	2,33–2,35
2	Eocen	2,33–2,49
3	Senonian	2,55–2,60



De altfel, date asupra densităților aparente ale formațiunilor geologice din Moldova, ne-au fost furnizate și de cercetările întreprinse de A.I. Costă - Foruș cu un deceniu în urmă. Redăm rezultatele obținute de acesta, pe etaje geologice :

Nr.	Etajul	Densitatea (g/cm <sup>3</sup> )
1	Oligocen	2,10 – 2,30
2	Eocen	2,40 – 2,50
3	Senonian	2,50 – 2,60

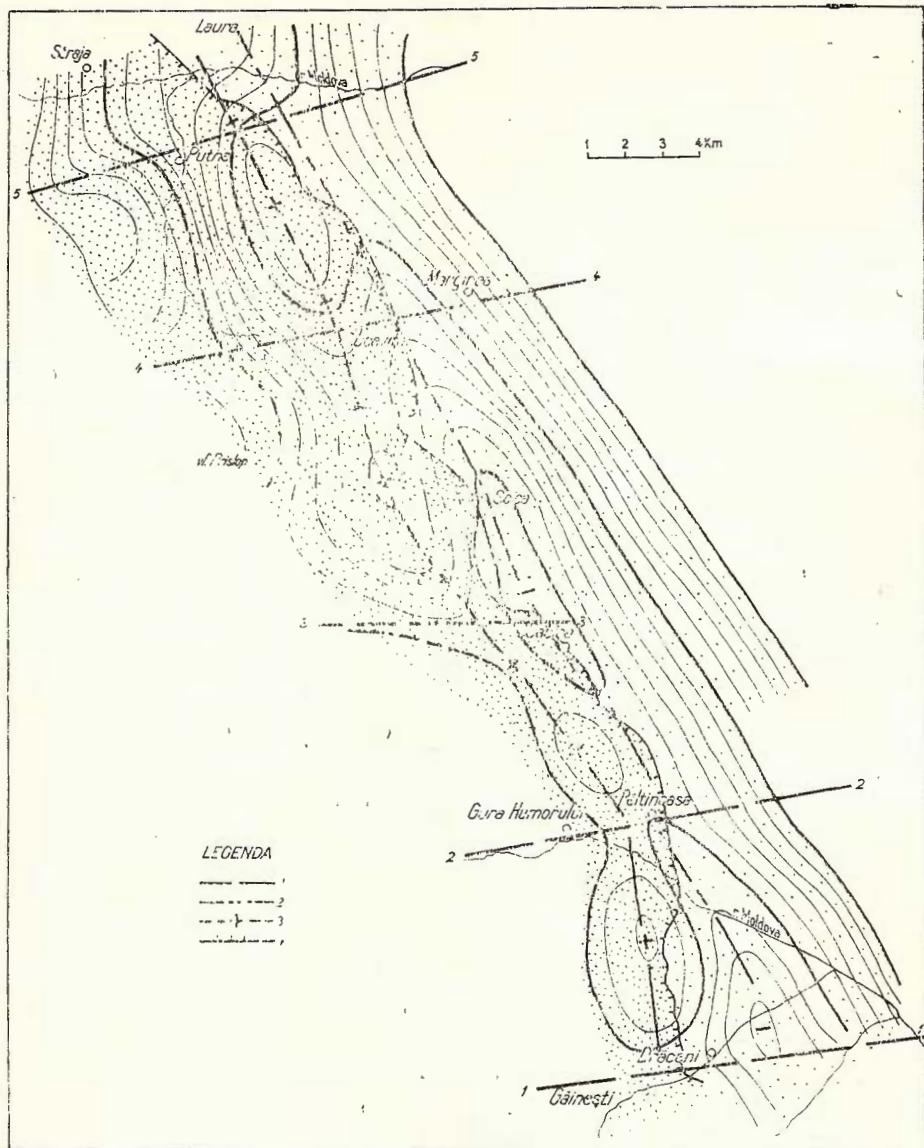
Din analiza datelor prezentate remarcăm faptul că principalul contrast de densitate și de masă în cuprinsul acestei unități geologice se realizează între depozitele senoniene, foarte dense și destul de răspândite în suprafață și formațiunile geologice adiacente, de densitate mai scăzută și cu o pondere mai mică în coloana stratigrafică a regiunii studiate gravimetric.

## II. Rezultatele gravimetrice obținute și interpretarea lor geologică

Urmărind distribuția cîmpului gravitației, pe aria studiată în anii 1964–1966, se constată o continuă scădere a valorilor acestuia de la E la W, pînă la o linie de minimum-minimorum ce se situează în sectorul Cîmpulung Moldovenesc-Gemenea, mai la W de limita zonei în discuție. De menționat că această scădere a valorilor cîmpului gravitației, estimată la cca 20 mgl în cuprinsul ariei cercetate, se remarcă la orice paralelă geografică a zonei.

Din lucrările gravimetrice executate anterior anului 1964, la realizarea cărora s-a adus contribuția și autorul, s-a văzut că la S de linia tectonică Boiștea-Humulești-Pipirig, imaginea anomaliei gravitației se prezintă pe aria estică, ocupată de Sarmățianul de platformă, sub forma unui cordon de gradient orizontal descrescător spre W, orientat N-S. La N de linia tectonică menționată, pe aria același domeniu geologic, gradientul (descrescător spre W) în valoare de 0,8–1,2 mgl/km, capătă o direcție NW – SE. Cu caracterul specificat, acest gradient poate fi urmărit înspre N pînă la nivelul rîului Suceava. Mai trebuie amintit că în cursul acestui cordon de gradient se individualizează două zone de îndesire a izolinilor ce pot fi urmărite, prima între Mihăești și Arbore, și a doua, între Cornul Luncii și Marginea.





Schița anomaliei regionale :

1, accident tectonic; 2, ax de minim; 3, ax de maxim; 4, linie (geologică) de contact anormal la limita externă a unității Pericarpatice

Esquisse de l'anomalie régionale :

1, accident tectonique; 2, axe de minimum; 3, axe de maximum; 4, ligne (géologique) de contact anormal à la limite externe de l'unité Péricarpatique.



Transpusă în termeni geologici, această descreștere a intensității cîmpului gravitației spre W corespunde scufundării fundamentului platformei pe această direcție. Totodată scufundarea fundamentului platformei, ce se realizează în trepte, este însotită de o îngroșare a depozitelor sedimentare, fenomen ce capătă o dezvoltare maximă pe linia Tg. Neamț-Drăceni-Laura. Pe această linie se instalează o largă anomalie gravimetrică de minim, care la W de Drăceni prezintă cea mai mare intensitate. Către N, anomalia de minim de la Drăceni suferă o reducere în suprafață, însotită de o scădere în intensitate. Ea se închide la S de localitatea Păltinoasa și reapare mai la N între pîrîul Blîndețu și pîrîul Solca, unde intensitatea și extinderea sa în suprafață sănătădiminuante.

Spre W, în limitele zonei cercetate, anomalia de minim descrisă cedează locul unei anomalii gravimetrice de maxim fragmentată în mai multe compartimente; în interiorul lor intensitatea și orientarea anomaliei diferă. Prospecțiunile gravimetrice anterioare au arătat că anomalia gravimetrică de minim de pe linia Tg. Neamț-Drăceni trece, spre W, într-o anomalie gravimetrică de maxim generată de conglomeratele de Pleșu, care alcătuiesc flancurile cutiei anticliniale faliate Pleșu. Această anomalie gravimetrică de maxim scade în intensitate pe direcția N-W; terminația ei nordică a fost stabilită la limita sudică a perimetruului cercetat în 1964, în dreptul localității Văleni de pe rîul Suha Mare, de către autorul prezentei comunicări.

La N, între valea Suha Mică și valea Moldovei, se individualizează o anomalie gravimetrică de maxim cu apexul situat în dealul Văcărie, alungită pe direcția N-S. Această anomalie de maxim se închide ceva mai la S de Păltinoasa, fapt ce poate fi pus în legătură cu retragerea conglomeratelor de Pleșu spre W, sub depozitele de fliș; retragerea conglomeratelor de Pleșu sub flișul marginal este însotită, probabil, atât de o efilare cât și de o schimbare direcțională de facies.

La N de valea Moldovei, anomalia gravimetrică de maxim cu o intensitate redusă și o orientare diferită (NW—SE) de a celor precedente, ar putea fi generată atât de conglomeratele de Pleșu care aici se află la un nivel inferior celorlalte, îngropate sub fliș, cât și de depozitele cretacic-paleogene ale flișului, în facies marginal.

Între linia Cacica-Poiana Micului și linia Marginea-Sucevița ca și între ultima și linia Vicov-Mănăstirea Putna, apar două anomalii gravimetrice de maxim care au orientări și intensități diferite.

În sfîrșit, în ultimul compartiment situat la N de linia Vicov-Mănăstirea Putna există o slabă anomalie gravimetrică de maxim care trece



dincolo de frontiera cu U.R.S.S. ; de asemenea această anomalie suferă o deplasare spre W și o lărgire în suprafață.

Analizând distribuția cîmpului gravitației la N de valea Suha Mare, îintreruperile prezentate de anomalia gravimetrică de maxim din valea Suha Mică, valea Moldovei, valea Solonețului, valea Suceviței și S valea Sucevei, precum și schimbările de direcție ale anomalilor care se adaugă variațiile de intensitate ale acestora, constatăm existența a cinci linii tectonice transversale pe direcția anomalilor orientate aproximativ E-W. Ele se pot urmări între localitățile Mălini-Găinești, Păltinoasa-Frasin, Cacica-Poiana Micului, Marginea-Sucevița și Vicov-Mănăstirea Putna, și corespund geologic unor accidente tectonice de tipul flexurilor sau faliilor, cantonate în fundimentul platformei moldovenești. Aceste deranjamente tectonice fac ca, blocurile nordic și sudic, să ocupe o poziție spațială mai ridicată față de cele centrale — mai scufundate. În sprijinul interpretării datelor efectelor gravimetrice cartate vin, pe lîngă datele geologice de suprafață, atît forajele executate în regiune, în diverse scopuri, cît și luărările seismice întreprinse de Ministerul Industriei Petrolului în ultima vreme.

Flancul vestic al anomaliei gravimetrice de maxim descrisă este marcat de un gradient orizontal, care scade în intensitate spre W și care manifestă frecvente schimbări de orientare pe direcție. Pe alocuri, cum este cazul sectorului situat la S de Mănăstirea Putna, acesta trece într-o anomalie de minim generată de îngroșarea formațiunilor geologice superficiale și de retragerea fundimentului platformei, foarte dens, în adîncime.

Fiindcă obiectivul cercetărilor gravimetrice întreprinse a fost obținerea de date privitoare la amplasamentul și extinderea masivelor de sare, de-a lungul liniei externe a flișului, în zona miocenă adiacentă, am încercat să rezolvăm această problemă și printr-o prelucrare cît mai completă a materialului gravimetric de teren. Drept rezultat, s-a obținut harta anomaliei locale a gravitației, în care linia de anomalie de minim locale, de interes economic, se urmărește între Drăceni, la S și Laura, la N. Anomalii locale de minim sunt plasate atît pe aria Miocenului cu sare cît și pe aria formațiunilor geologice adiacente. Ca aspect și intensitate în majoritatea cazurilor, anomaliiile gravimetrice locale de minim sunt asemănătoare cu cea de la Cacica, anomalie verificată prin numeroase lucrări miniere și de foraj, de către ISEM și ICEM între anii 1951—1955.

Reamintind faptul că, între formațiunile miocene cu sare și formațiunile sarmațiene, practic nu există un contrast de densitate, anomaliiile locale de minim, generate de fiecare dintre aceste formațiuni, nu pot fi puse în evidență separat. Pentru acest motiv am considerat că, la produ-



cerea lor contribuie, în egală măsură, atât formațiunile sarmațiene, în facies detritic, cît și cele miocene cu sare.

Având în vedere raporturile tectonice dintre formațiunile de la limita externă a unității pericarpaticе reflectate de poziția geologică a anomalilor gravimetrici de minim ca și rezultatele obținute din forajele executate în regiune în ultimul timp, lucrările de explorare prin sonde de mică adâncime, propuse în scopul punerii în evidență a unor acumulări de săruri delicvescente, au fost amplasate în zona situată la W de apexurile anomalilor locale de minim.

Din interpretarea geologică adoptată, rezultă că falia pericarpatică se situează de-a lungul liniei care unește apexurile anomalilor locale de minim, ea putând fi urmărită spre N pînă în valea Sucevei.

### III. Concluzii

Prospecțiunea gravimetrică întreprinsă, completată de rezultatele geologice obținute din forajele de adâncime executate în regiune, la care adăugăm și rezultatele oferite de cercetările seismometrice și magnetometrice, au permis să tragem următoarele concluzii :

a) Harta gravimetrică Bouguer pune în evidență o scădere continuă a valorilor cîmpului gravitației de la E la W, care atestă scufundarea fundamentalui platformei pe această direcție ;

b) Anomalia gravitației obținută reliefelor existență a cinci linii tectonice transversale, care compartimentează regiunea în blocuri cu regimuri gravimetrici diferite. Aceste linii tectonice reprezintă geologic, fie flexuri fie fracturi, localizate în fundamentalul platformei, după care, aceste blocuri ocupă poziții diferite unul față de altul ;

c) Anomalia regională de maxim gravimetric care marchează cele 5 linii tectonice transversale specificate, reprezintă efectul global al conglomeratelor de Pleșu, la S, iar la N, al depozitelor senoniene, care alcătuiesc fruntea flișului marginal ;

d) Anomalile gravimetrici, de minim Drăceni și Cacica—Solca se atribuie unei zone de trecere de la platforma moldovenească la unitățile de fliș, zonă caracterizată prin îngroșarea substanțială a cuverturii sedimentare de vîrstă sarmațian-tortoniană ;

e) Falia pericarpatică se continuă spre N pînă în bazinul văii Suceava, corespunzînd axei ce unește minimele cartate în lungul liniei de limită a unității pericarpaticе și a Sarmățianului de platformă. De-a lungul acestei linii tectonice, formațiunile miocene cu sare sănt aduse în contact de front cu cele sarmațiene de platformă, pe care le încalcă de la W ;



- f) Anomaliiile locale de minim, care se însiră la limita unității pericarpaticice cu Sarmațianul de platformă, reflectă îngroșarea importantă a depozitelor sarmatiene, pe de-o parte, și existența unor acumulări de săruri delicvescente, pe de alta;
- g) Rezultatele gravimetrice obținute au permis schițarea unui program de explorare prin sonde de mică adâncime în scopul punerii în evidență a unor acumulări de sare și săruri delicvescente.

## BIBLIOGRAFIE

- Alexandrescu G. (1964) Observații geologice în Flișul cretacic din regiunea Găinești-Stulpicani (Carpății orientali). *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XLIX/1, București.
- Băncilă I. (1952) Geologia regiunii Gura Humorului-Voroneț-Suha (Cîmpulung și Baia). *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI, București.
- (1958) Geologia Carpaților Orientali, Ed. Științifică, București.
  - Hristescu E. (1963) Linia externă și linia Pericarpatică dintre valea Sucevei și valea Trotușului (Carpății Orientali). *Asoc. Geol. Carp-Balc. Congr.* V, IV, III. Tectonică, 1961, București.
- Botezatu R., Dumitru St. (1957) Efectul gravimetric al limitei externe a Flișului în Moldova de Nord. *Bul. Șt. Acad. R.S.R., Secția Geol. Geogr.*, II/2, București.
- Dumitru St., Visarion M. (1965) Caracteristicile reflectării în anomalii gravimetrice a formelor structurale din NE R. S. România. *Bul. Inst. Petrol, Gaze și Geologie*, XIII, București.
- Cerneagăh. (1962) Structura geologică a regiunii Sucevița-Solca Ciumărna. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXIX, București.
- (1957) Structura geologică a regiunii Sucevița-Solca-Poiana Micului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XLI, București.
- Iorgulescu T., Niculescu I. N., Penes Maria (1962) Vîrstă unor masive de sare din R.P.R., Ed. Acad. R.P.R., București.
- Joja T. (1951) Structura geologică a Flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul superior al Puteni. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XXXVIII, București.
- (1952 a) Structura geologică a Flișului marginal din regiunea văilor Suha Mică-Suha Mare. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1949), București.
  - (1952 b) Flișul extern și Miocenul dintre Fălcău și Bilca și de la SW de Voitinelu. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXIX, București.
  - (1953) Structura geologică a Flișului marginal dintre Voevodăesa și Sucevița. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVIII, București.
  - (1957) Contribuții la cunoașterea tectonicii Flișului extern dintre valea Sucevei și valea Putnei. *Bul. Inst. Petrol, Gaze și Geologie*, III, București.
- Polonic Gabriela, Polonic P. (1962) Cercetări geologice în regiunea Gura Humorului-Drăceni. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XLVII, București.



PROSPECTIONS GRAVIMÉTRIQUES DANS LE N DE LA MOLDAVIE, ENTRE LES VALLÉES DE LA SUHA MARE — SUCEAVA, SUR L'AIRE DES FORMATIONS MIOCÈNES ET DE FLYSCH

(Résumé)

Les travaux de prospections gravimétriques de détail effectués entre 1964—1966 sur l'aire des dépôts miocènes et de Flysch entre les vallées de la Suha Mare-Suceava, dans le nord de la Moldavie, nous renseignent sur la manière dont la structure géologique de cette région se reflète dans la distribution de l'anomalie de la pesanteur.

À échelle régionale, les recherches gravimétriques ont mis en évidence une décroissance continue des valeurs du champ de la pesanteur de l'E vers l'W, décroissance perturbée dans la zone de la ligne externe du Flysch marginal, entre Drăceni (vallée de la Suha Mare) et Laura (vallée de Suceava) par deux lignes gravimétriques anomalies dont celle de minimum est située à l'E et celle de maximum à l'W, sensiblement parallèles entre elles et dirigées du NW vers le SE. La ligne gravimétrique de minimum réunit toute une série d'anomalies locales de minimum échelonnées le long de cette direction ; elle correspond à la dislocation Péricarpatique. La ligne de maximum gravimétrique est superposée à peu-près à la ligne marginale du Flysch des Carpates Orientales.

La décroissance continue des valeurs du champs de la pesanteur vers l'W a été mise, fait qui d'ailleurs résulte aussi des travaux antérieurs, sur le compte de l'affaissement progressif vers l'W du soubassement de la Plateforme moldave et de l'épaississement progressif des dépôts de la couverture sédimentaire.

L'existence des deux lignes gravimétriques suggère la présence de deux blocs constitués de formations géologiques à densités différentes (et qui se trouvent en contact frontal). Il s'agit de l'Unité péricarpatique (conglomérats de Pleșu) et du Flysch marginal (crétacé-paléogène) dont la densité est plus forte, et de la formation salifère de l'unité péricarpatique qui, avec les dépôts sarmato-tortoniens représentant l'étage supérieur de la couverture sédimentaire de la Plateforme moldave touchent des densités moins élevées.

Le changement de régime de la pesanteur, le long des anomalies gravimétriques décrites, ainsi que certains déviations des directions plai-ident en faveur de l'existence de cinq lignes transversales orientées de l'E vers l'W, situées dans les zones de Mălini-Găinești, Păltinoasa-Frasin, Cacica-Poiana Mărului, Marginea-Sucevița et Vicov-Mănăstirea Putna et



qui représentent des derrangements tectoniques (flexures et fractures) affectant le soubassement de la région.

L'anomalie gravimétrique régionale de maximum, compartimentée par les lignes tectoniques transversales mentionnées ci-dessus représente l'effet global des conglomérats de Pleșu, au S, et des dépôts sénoniens qui constituent la zone frontale des plis-écaillles du Flysch, au N.

À l'échelle de l'anomalie locale sont mises en évidence des anomalies locales échelonnées entre Drăceni et Laura le long des lignes gravimétriques de minimum et de maximum à caractère régional. Les anomalies locales de minimum situées à la limite externe du Flysch sont placées, à la surface du sol, tant sur le Miocène à sel que sur l'aire des formations géologiques adjacentes, présentant comme morphologie et intensité des caractères identiques, par rapport à celle de Cacica et qui a été vérifiée par bon nombre de travaux miniers et de forage effectués entre 1951-1955 pour la mise en évidence des accumulations en sel d'importance économique.



## PROSPECTIUNI SEISMICE DE REFRACTIE ÎN ȚARA BÎRSEI<sup>1</sup>

DE

MIHAI POPESCU, MARIA SURDULESCU, SORIN SURDULESCU, ȘTEFAN  
PĂTRUT<sup>2</sup>

### Abstract

Seismic Refraction Surveys in Tara Bîrsei. This paper presents the results of seismic surveys carried out over the internal area of the Carpathians curvature (Tara Bîrsei depression) during 1966. They confirm and throw further light on the previous geological and gravity data.

Cercetările geologice, din partea internă a sectorului de curbură a Carpaților, au condus la ideea că, în această regiune, cuvertura sedimentară atinge grosimi mari și poate prezenta interes din punct de vedere al prospectiunilor pentru hidrocarburi<sup>3</sup>. Pentru adâncirea gradului de cunoaștere a condițiilor geologice, în anul 1966 formația de seismică nr. 1 a I.G.P. a executat lucrări seismice, prin metoda refracției, în vederea rezolvării problemei Prospecțiuni seismice pentru hidrocarburi în zona Brașov-Rupea-Covasna-Tg. Secuiesc-Malnaș-Sf. Gheorghe.

### GEOLOGIA REGIUNII

Zona depresionară Tara Bîrsei este situată în sectorul de curbură a Carpaților, în care se realizează jonctiunea ramurilor orientală și meridională ale sistemului muntos. Structura geologică de adâncime a acestui sector este puțin cunoscută, întrucât în cea mai mare parte este acoperit de sedimete tinere, iar forajele, reduse ca număr, sunt de mică adâncime.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 2 martie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecții. Cal. Griviței nr. 64. București.

<sup>3</sup> D. Patrulius, Șt. Airinei. Proiect de foraj adânc de referință în munții Baraoltului. 1965. Arh. Com. Geol. București.



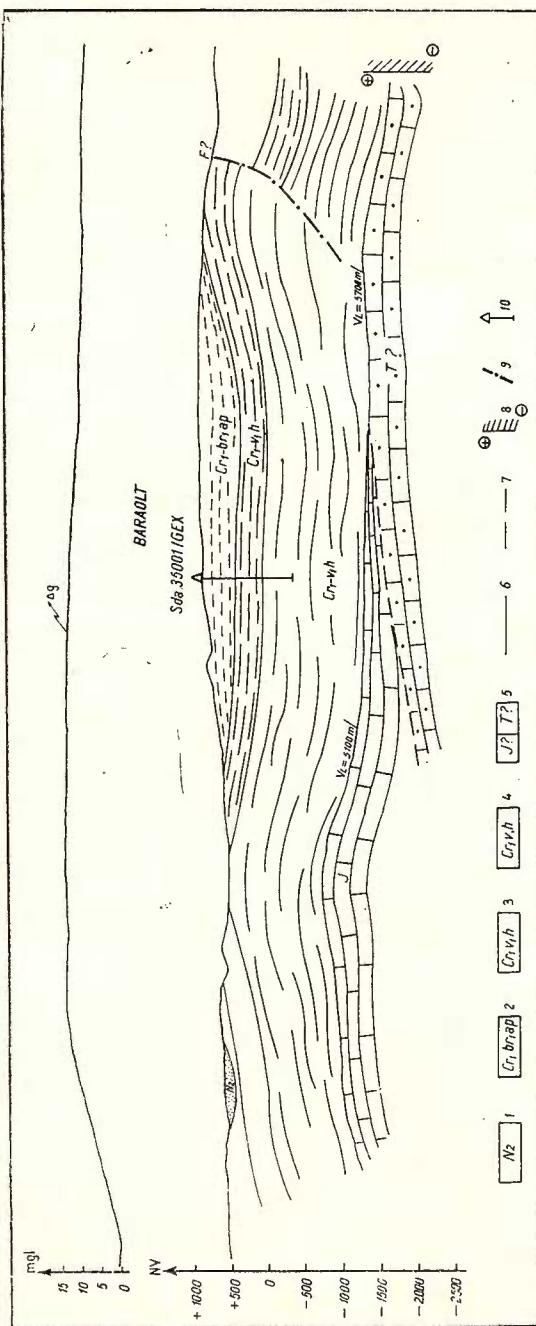


Fig. 1. — Secțiune geologică în masivul Baraolt. Corelația datelor seismice, gravimetrică și geologică pe profil în bazinul Baraolt. Date gravimetrică după St. Aîrinei (1963), date geologice după D. Patruliș et al. (simplificate): 1, Pliocene; 2, Barremian-Aptian; 3, orizontul superior al stratelor de Sinaia (Valanginian); 4, orizontul mijlociu al stratelor de Sinaia (Hauterivian); 5, formazioni ante-cretacee; 6, orizont refractator sigur; 7, orizont refractator nesigur; 8, faille detectata seismice; 9, faille detectata geologic; 10, sondaj pe profil. Coupe géologique dans le massif de Baraolt. Corrélation de données seismiques, gravimétriques et géologiques, le long de la coupe géologique, dans le massif de Baraolt. Données gravimétriques selon St. Aîrinei (1963), données géologiques selon D. Patruliș et al. (simplifiées): 1, Pliocene; 2, Barremien-Aptien; 3, horizon supérieur des couches de Sinaia (Valanginien); 4, horizon moyen des couches de Sinaia (Hauterivien); 5, formations anté-cretacées; 6, horizon réfracteur sûr; 7, horizon réfracteur incertain; 8, faille détectée par des moyens sismiques; 9, faille détectée par des moyens géologiques; 10, sondage dans la coupe.

### Stratigrafia

*Fundamentul.* Nu este cunoscut la zi în cuprinsul regiunii studiate, dar apare la adâncimi mici (cîteva sute de metri) în forajele pentru cărbuni din zona Codlea-Vulcan.

Cuvertura sedimentară a regiunii cuprinde depozite, care încep cu Permo-Triasicul și sfîrșesc cu Cuaternarul, inclusiv cîteva mari lacune stratigrafice. În forajele pentru cărbuni s-a întîlnit o serie roșie argiloasă, atribuită Permo-Triasicului, peste care se dezvoltă depozite mezozoice.

*Triasicul și Jurasicul* apar la zi pe marginile de SW și S ale deprezisiunii, fiind mai dezvoltate în zona Codlea-Vulcan. Dezvoltarea lor în adâncime, sub depozitele mai tinere, nu este cunoscută.

*Cretacicul* este formațiunea mezozoică cea mai răspândită la suprafață și apare sub faciesuri diferite (fig. 2).

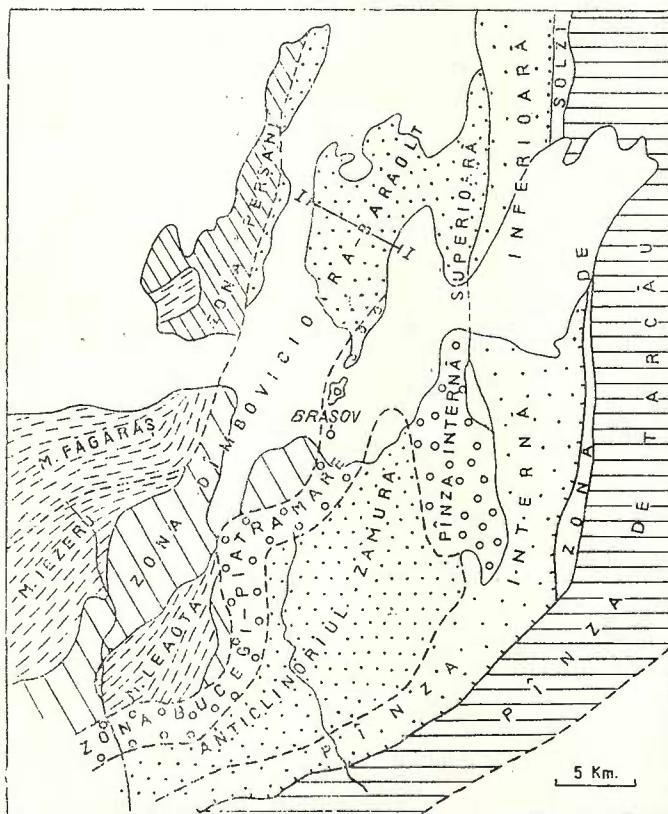


Fig. 2. — Schița unităților structurale ale regiunii interne a curburii Carpaților  
(după G. Murgeanu et al., 1963).

Esquisse des unités structurales situées à l'intérieur de la courbure des Carpates (selon G. Murgeanu et al., 1963).

*Paleogenul.* În partea de SW a depresiunii apare un petec de calcar eocene, care sugerează că în acest interval regiunea a fost, cel puțin parțial, acoperită de ape (Ghidul excursiilor, 1963).

*Pliocenul* apare la zi pe marginile celor două depresiuni vestice (Hălgihu-Feldioara și Prejmer-Sf. Gheorghe); în forajele pentru cărbuni de la Ileni și Căpeni-Baraolt a fost întlnit la adâncimi mici și cu grosimi reduse (100–300 m), stând transgresiv și discordant peste Cretacic.

*Cuaternarul* acoperă întreaga zonă depresionară și are o grosime relativ mare (peste 50 m).

### Tectonica

Zona depresionară Tara Birsei este delimitată de un sistem complex de fracturi, situate pe două direcții (Băncilă, 1958) :

o direcție NNW–SSE, caracteristică pentru Carpații Orientali, deci și pentru liniile tectonice care separă unitățile carpaticice ;

o direcție E–W, caracteristică Carpaților Meridionali sau unor mișcări mai vechi, hercinice.

Depresiunea a suferit o afundare evidentă în Pliocen, dar este posibil să fi funcționat, cu intermitențe, încă de la începutul orogenezei alpine. Structura ei sugerează o tectonică de blocuri, care s-au deplasat diferențiat pe verticală (Băncilă, 1958 ; Aireni, 1963). Zona depresionară ar reprezenta un sistem de grabene, iar masivele muntoase (Baraolt-Bodoc) unul de horsturi. Pe de altă parte, apariția spre estul regiunii, în munții Bodoc, a pînzei interne superioare arată că este posibilă existența unor structuri de încălcare.

### LUCRĂRI GEOFIZICE ANTERIOARE

În general, depresiunea Tara Birsei a fost puțin cercetată prin metode geofizice. Ea a fost cuprinsă numai în ridicări gravimetrice și magnetometrice regionale, ale căror rezultate au fost interpretate de Aireni (1963).

Plecind de la premiza că anomaliile gravimetrice cu caracter regional sănt comandate de contrastul de densitate dintre fundamente și cuvertura sedimentară, autorul distinge două mari stiluri tectonice caracteristice celor două ramuri ale Carpaților (Băncilă, 1958) :

a) direcții orientate E–W, evidențiate prin zone de gradienți orizontali activi (nu toate apar însă cu destulă claritate). Ele ar reprezenta fracturi mai vechi și mai adânci (posibil hercinice).



b) direcții orientate aproximativ N-S, marcate de axe anomale de maxim și de minim, reflectând influențe de mai mică adâncime. Deși perturbate de direcțiile E-W, ele sunt mult mai clar exprimate.

Harta anomaliei magnetice  $\Delta Z$  pare să ateste existența unor fracturi majore, pe care s-au insinuat magme bazice care produc anomalii de maxim; acestea se suprapun destul de bine peste fracturile sugerate de anomaliiile gravimetriche.

#### REZULTATELE PROSPECTIUNII SEISMICE

*Metodica lucrărilor de teren.* Datorită faptului că în regiune nu existau date privitoare la condițiile de generare și propagare a undelor seismice, s-au efectuat inițial lucrări speciale pentru stabilirea parametrilor de teren și aparatură.

Amplasarea profilelor s-a făcut perpendicular pe axele de minim și maxim gravimetric. Înregistrările pe aceste profile au fost efectuate prin metoda de corelare a undelor refractate, folosindu-se metodica profilelor longitudinale, cu hodografi următori în ambele sensuri. Distanța dintre punctele de impușcare a variat între 6 și 12 km. Înregistrările s-au efectuat cu cantități de exploziv variind între 0,100 și 259 kg, în 1-6 locații grupate, folosindu-se o stație tip G.M.G.

Pe baza materialului obținut, în zona prospectată s-au separat două zone, diferențiate din punct de vedere seismic (estică și vestică), delimitate printr-un accident tectonic, situat pe marginea estică a masivului Baraolt. Se consideră că limitele refractatoare din cele două zone nu sunt una și aceeași, ceea ce se evidențiază prin variații atât ale vitezei de limită cât și ale caracteristicilor dinamice ale undelor.

Variațiile mari ale vitezei de limită de-a lungul acelaiași orizont refractator sugerează alunecări ale undelor seismice, datorită fie accidentelor tectonice, fie reliefurilor de eroziune. În genere, se pare că orizonturile refractatoare se plasează în Mezozoic; nu este însă exclus ca local, în zonele ridicate, ele să corespundă chiar fundașului.

Cele două zone diferențiate seismic corespund probabil la două regiuni geologice distincte, separate printr-un accident tectonic cu semnificație mai profundă, numit falia E-B a r a o l t. Aceasta separă spre E un compartiment mai coborât, iar amplierea săriturii pare să crească de la N spre S.

În zona vestică se disting două structuri:

a) un sinclinal ce ocupă depresiunea Hălchiu-Feldioara, cu axul aproximativ paralel cu valea Oltului. El este delimitat la E și W de două falii longitudinale și are caracter de bloc scufundat; afundarea maximă atinge 2.200 m. Periclinul sudic al sinclinalului pare să fie afectat de o falie transversală puternică.



b) un anticinal, pe teritoriul masivului Baraolt și al prelungirii sale spre S (spre Piatra Mare); el este delimitat la W și E de două fâlci (ultima este chiar fâlia E-Baraolt), prezentându-se ca bloc ridicat. Adîncimea orizontului refractator atinge 2.500 m de la suprafață.

În planșă se încearcă corelarea datelor gravimetrice, geologice și seismice pe un profil transversal peste masivul Baraolt. Interpretarea a mers pe ideea existenței unui relief de eroziune pre-cretacic, datorită căruia, pe o veche zonă anticinală, s-a instalat un sinclinal larg de depozite mai tinere.

Remarcabil este faptul că anomalia gravitației se corelează bine cu orizontul refractator superior, ceea ce pare să localizeze contrastul major de densitate, din acest sector muntos, nu la limita fundament-sedimentar, ci undeva mai sus în coloana stratigrafică.

În zona estică se pun în evidență mai multe structuri:

a) un sinclinal relativ adânc (maximul de afundare de cca 1.000 m) în depresiunea Prejmer-Sf. Gheorghe, situat imediat în fața faliei E-Baraolt. Spre E se pare că sinclinalul este de asemenea delimitat de o fâlcă orientată N—S;

b) mai spre E (în depresiunea Tg. Secuesc), orizontul refractator schițează o succesiune de ondulații slabe și superficiale.

Comparația rezultatelor seismice cu cele gravimetrice evidențiază un remarcabil paralelism. Axele structurale și accidentele tectonice detectate seismic corespund (cu mici deplasări laterale) axelor anomale și zonelor de gradienți orizontali activi ai anomalilor gravimetrice.

## BIBLIOGRAFIE

- Airinei Șt. (1963) Structura fundamentalului hercnic al curburii Carpaților Orientali în lumina anomalialilor cîmpurilor gravimetric și geomagnetic. Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V. Comunicări științifice VI, București.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. șt. București.
- Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1963) Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaților. Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V. Comunicări științifice III/2, București.
- Zberea A. (1962) Date noi asupra stratigrafiei munților Baraolt. D.S. Com. Geol. XLVII, București.
- \* \* \* (1963) Ghidul excursiilor. B. Carpații Orientali. Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V. București.



## PROSPECTIONS SÉISMIQUES DE RÉFRACTION EFFEC- TUÉES DANS LA RÉGION DE ȚARA BİRSEI

(Résumé)

Les prospections séismiques de réfraction effectuées à l'intérieur de la courbure des Carpates (dépression de Țara Bîrsei) (fig. 1) ont confirmé, en général, les données géologiques et gravimétriques obtenues antérieurement (fig. 2). On n'a pas toutefois obtenu d'informations en ce qui concerne le soubassement à cause des roches mésozoïques écran.

Les principaux traits géologiques de la région, mis en évidence par la prospection séismique, sont les suivants : une tectonique de blocs et l'existence, éventuelle, d'un relief d'érosion précrétacé, enfoui en dessous de dépôts plus récents.

On y a distingué deux zones différencierées au point de vue séismiques et partant deux zones géologiques distinctes : occidentale et orientale, séparées par la faille est Baraolt, probablement la plus importante.

Dans la zone occidentale apparaissent deux structures orientées approximativement N—S séparées par des failles : un bloc synclinal effondré (Hălchiu Feldioara) et un bloc surélevé (Baraolt) avec une structure plus compliquée.

Dans la zone orientale, au voisinage de la faille est-Baraolt, se trouve un synclinal profond (Prejmer-Sf. Gheorghe) ; vers l'E les ondes séismiques sont complètement écranées.



Institutul Geologic al României

PROSPECTIUNI SEISMOMETRICE PRIN METODA UNDELOR  
REFRACTATE ÎN REGIUNEА ORADEA-SATU MARE<sup>1</sup>

DE

BOGDAN STANCHIEVICI, VLADIMIR GUTU<sup>2</sup>

**Abstract**

Seismic Prospecting by Refracted Wave Method in the Oradea-Satu Mare Region. The prospecting carried out had in view to establish the morphology of the crystalline basement, as well as the detecting of eventual tectonical disturbances. Data resulted from refraction recordings are, generally, obtained on the surface of the crystalline basement.

**Introducere.** Prospectiunea seismometrică executată în depresiunea pannonică a avut ca scop urmărirea morfologiei fundamentului cristalin peste care, sedimente trasate diferențial formează structuri posibil purtătoare de hidrocarburi, precum și punerea în evidență a faliilor care pot contribui la crearea unor condiții favorabile acumulărilor de hidrocarburi eventual căi de migrație pentru apele termale.

Pentru rezolvarea problemei s-au executat înregistrări seismice de refracție pe cinci profile orientate NW—SE și unul orientat N—S, totalizând 205 km și acoperind o suprafață de cca 3.000 km<sup>2</sup>.

Zona de lucru, situată în regiunea Crișana și regiunea Maramureș, este delimitată de localitățile Oar, Rătești, Dobra, Boianul Mare, Buduslău, Valea lui Mihai și frontieră cu R.P.U. Relieful în general este plan, cotele fiind cuprinse între 100 și 200 m.

Rețeaua hidrografică este săracă, singurul curs de apă mai important fiind râul Crasna.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 2 martie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecții. Cal. Griviței nr. 64, București.



### Informații geologice

Regiunea prospectată este situată în partea nord-estică a depresiunii pannonice, în care fundamentul cristalino-mezozoic, scufundat, este acoperit de depozite terțiare. Din datele geologice de suprafață și din foraje, s-a evidențiat următoarea succesiune stratigrafică: cristalinul (care include mase granitice, dacitice și porfirice), Triasicul, Cretacicul, Eocenul, Oligocenul, Helvețianul, Tortonianul, Sarmătianul, Pannonianul (formațiunea cu cea mai mare dezvoltare în depresiunea pannonică) și Cuaternarul.

Favorabile acumulările de petrol s-au arătat pînă în prezent formațiunile pannoniene, miocene, cretacice și suprafața alterată a cristalinului.

Din punct de vedere tectonic, estul depresiunii pannonice este caracterizat prin prezența unor sisteme de fracturi în fundament. Aceste sisteme de fracturi orientate pe două direcții preferențiale, alpină și carpatică, au contribuit, prin crearea unor compartimente coborîte și ridicate, la accentuarea reliefului cristalino-mezozoic.

Depozitele neogene îmbracă acest relief preexistent, formînd prin tasare o serie de elemente structurale de tip anticlinal și sinclinal.

S-a stabilit că fundamentul cristalin al depresiunii pannonice a fost afectat de mișcări pe verticală, fapt concretizat prin marile lacune de sedimentare existente. În prospecțiunea gravimetrică zonele de ridicare a fundamentului cristalin cu sedimentarul acoperitor se reflectă ca zone de valori maxime verificate parțial de rezultatele prospecțiunii.

Interesante pentru hidrocarburi sunt zonele de ridicare a cristalinului, mulate de formațiuni neogene, cît și grabenele în care au fost depuși și au putut fi izolați termeni sedimentari mai vechi.

### Lucrări geofizice anterioare

În perimetruul prezentei lucrări, au mai fost executate prospecțiuni geofizice. Comun acestor prospecțiuni este faptul că atât anomalii gravimetrice și magnetice, cît și structurile determinate seismic au aceeași orientare ENE – WSW.

Anomalii gravimetrice pozitive și negative sunt puse în legătură cu ridicarea și respectiv coborîrea fundamentului cristalin, oferind deci un termen de comparație cu rezultatele acestei lucrări.

Anomalii magnetice sunt interpretate uneori ca fiind efectul unor intruziuni din fundamentul cristalin, alteori sunt puse pe seama unor fracturi.



### Caracterizarea seismo-geologică a regiunii

În alcătuirea geologică a regiunii sînt prezente strate cu caractere litologice diferite, capabile să se comporte ca limite reflectatoare și refractatoare. Prin lucrările seismice din anul 1962 nu s-a putut obține un impuls caracteristic coreabil pe distanțe mari, însă printr-o interpretare ulterioară s-a reușit separarea unui pachet de reflecții, la a cărui bază s-a considerat a fi fundamentul cristalin. Pentru înregistrările de refracție, cea mai favorabilă limită este aceea dintre sedimentare și fundamentul cristalin. Viteza undelor longitudinale în cristalin este destul de mică, de cca 5.500—5.700 m/s, iar frecvența este de 20—25 Hz.

Grosimea zonei de viteze mici în regiune a variat între 5—15 m, iar viteza undelor în zona de alterație este de cca 280—450 m/s.

În afară de această undă și de cea provenită de la limita dintre zona de viteze mici și roca vie, unde viteza este de cca 1.700 m/s, se mai obțin două—trei unde cu viteze intermediare, din care cea cu viteza de 3.000 m/s este destul de frecventă.

### Metodica lucrărilor de teren

Amplasarea profilelor s-a făcut pe direcția NW—SE, întrucît din prospecțiunile anterioare a rezultat că orientarea structurilor este aproksimativ NE—SW. Înregistrările s-au executat în sistemul hodografilor următori cu porțiuni de suprapunere variabile, impuse de urmărirea undei utile, cu control la tempi reciproci. Distanța maximă de la punctul de împușcare la punctul de înregistrare a fost de cca 15—22 km, funcție de adîncimea limitei. Aceste distanțe au permis urmărirea undei utile, în general, ca primă sosire. Exploziile s-au efectuat în găuri de sondă la adîncimi de cca 40 m, unde, asa cum a rezultat din programul experimental, eficiența este maximă. Nu s-a folosit mixerul, amplificările automate și exponențiale. Înregistrările s-au efectuat cu o stație SS 24 P cu seismografi electro-dinamici SPED-56, distanța între ei fiind de 60 m. În general, s-a lăsat cu treptele de amplificare 6—7. Materialul obținut este de bună calitate.

### Rezultatele prospecțiunilor seismometrice

Așa cum s-a mai amintit, au fost executate un număr de șase profile. Dintre acestea, profilele I/66, III/66, V/66 sunt suprapuse pe trei profile — IX/62, I/62, VI/62 — executate prin metoda undelor reflecțate în anul 1962 și reinterpretate în anul 1966.



Între limita construită prin metoda undelor refractate și cea determinată prin metoda undelor reflectate — la baza intervalului cu elemente reflectatoare — există o concordanță în ce privește forma structurală pe toate profilele. Pe profilul I/66 de refracție (IX/62 de reflecție) concordanța se menține și în privința adâncimilor și a accidentelor tectonice, identice ca amplasament și raport de nivel al blocurilor. Pe celelalte două profile există unele neconcordanțe, reprezentate prin diferențe în ce privește adâncimea suprafeței cristalinului, precum și numărul mai mare de accidente tectonice existente pe secțiunile de reflecție. Pe profilul I/62 reflecție (III/66 refracție) între N Santău și E Capela se presupune că limita de reflecție, așa cum apare în secțiune, reprezintă o limită din sedimentar pentru care, în zona respectivă, există indicații și în materialul înregistrat prin refracție.

În sonda de la Otomanu, unde fundamentul cristalin a fost întâlnit la 2.200 m, limita pe secțiunile profilelor I/66 și VI/66 de refracție are adâncimea de 2.450 m și, respectiv 2.350 m.

O sondă săpată la Pișcolț a intrat în cristalin la adâncimea de 1800 m. Pe secțiunile profilelor II/66 și VI/66 de refracție se indică adâncimea limitei cristalinului la 1850 m, respectiv 2000 m (vezi planșa).

Pe profilele I/66, II/66, III/66 și V/66 cu direcția NE—SW, Tarcă-Andrid-Santău-Moftinul Mare, se urmărește un sinclinal bine conturat, cu adâncimi maxime de cca 3500 m, cunoscut de altfel și din lucrările gravimetrice și seismice anterioare. Acest sinclinal pare flancat de două falii cu orientare NE—SW, care îi conferă aspectul unui graben. Notă discordantă face, în ce privește nivelul, falia de pe profilul III/66 de refracție, la N de Tășnad. Ea a fost determinată însă în mod cert pe baza înregistrărilor în prime sosiri (vezi planșa).

Viteza de limită calculată de 5.500 m/s, relativ mică, a fost confirmată prin măsurători de viteză în cristalinul din sonda de la Otomanu, unde s-a obținut o viteză de cca 5.700 m/s.

Din cauza distanței mari dintre profile, de la 10 km pînă la 15 km și a lipsei unor profile transversale, nu s-a construit o hartă structurală.

Rezultatele seismice concordă cu cele ale prospectiunilor gravimetrice; ele au adus, în plus, informații în legătură cu grosimea sedimentelor și amplitudinea accidentelor întâlnite.



## PROSPECTIONS SÉISMOMÉTRIQUES PAR LA MÉTHODE DES ONDES RÉFRACTÉES DANS LA RÉGION D'ORADEA-SATU MARE

(Résumé)

Les prospections séismométriques par la méthode des ondes réfractées effectuées en 1966, confirment dans une grande mesure les données obtenues antérieurement par la méthode des ondes réfléchies, ainsi que les anomalies détectées par des moyens gravimétriques. Elles nous donnent en même temps des précisions sur l'épaisseur des dépôts sédimentaires et sur l'amplitude des accidents tectoniques rencontrés.

La profondeur maximum de la limite du soubassement cristallin d'environ 3500 m a été obtenue dans un synclinal bien délimité en direction Tarcea-Andrid-Santău-Moftinul Mare. Selon toute vraisemblance ce synclinal est flanqué par deux failles, orientées NE—SW qui lui confèrent l'aspect d'un graben. Les dépôts sédimentaires de ce synclinal sont d'âge mésozoïque et néozoïque. La profondeur minimum d'environ 700 m a été obtenue sur la surélévation de Mădăraș.

La vitesse limite obtenue en est d'environ 5.500 m/s.

### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte et coupe séismique dans la région d'Oradea-Satu Mare :

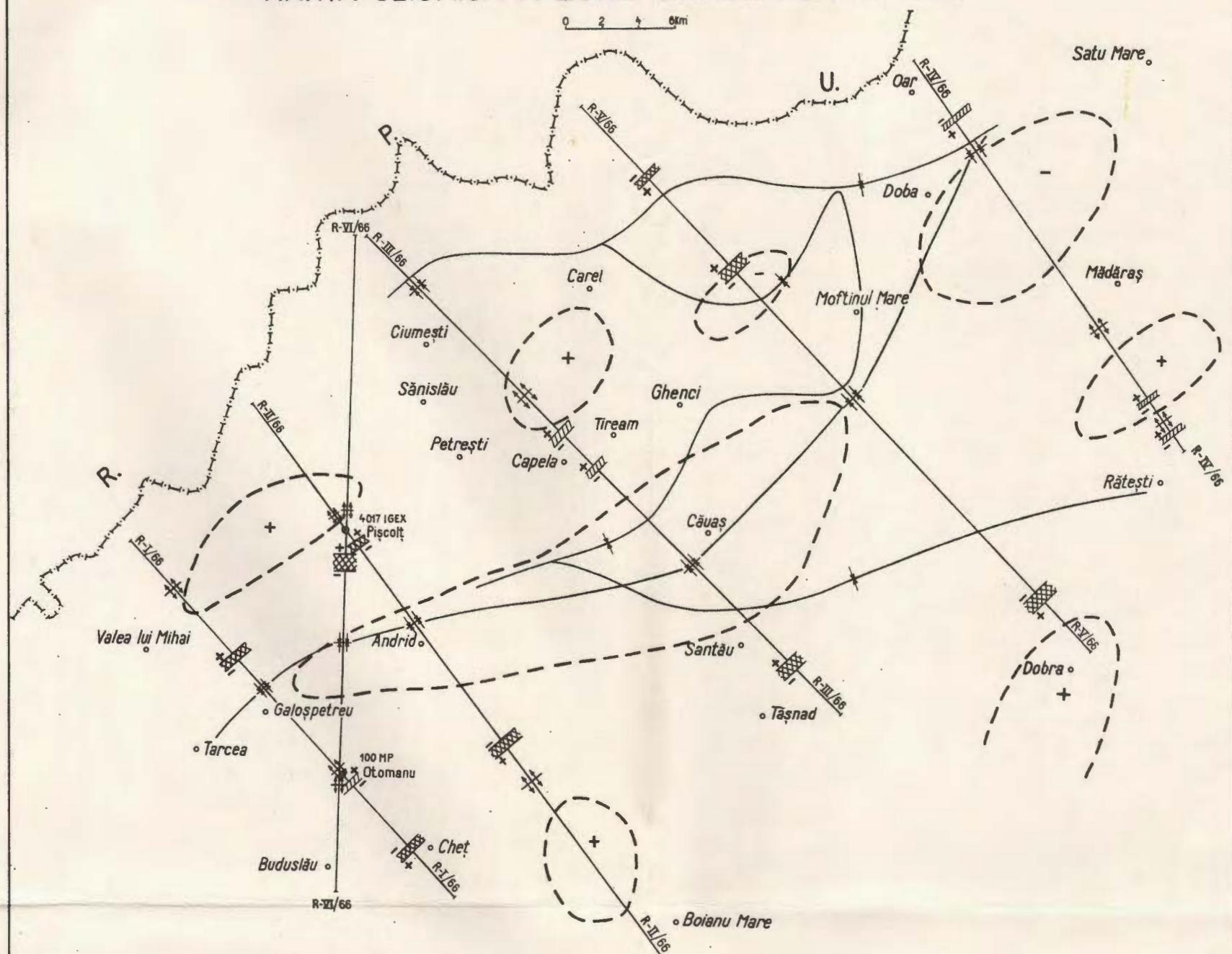
1, Horizon séismique réfracteur ; 2, axe d'anticlinal détecté par réfraction ; 3, axe de synclinal détecté par réfraction ; 4, axe d'anticlinal détecté par réflexion ; 5, axe de synclinal détecté par réflexion ; 6, zone de maximum gravimétrique ; 7, zone de minimum gravimétrique ; 8, zone de faille sûre ; 9, zone de faille incertaine ; 10, points de forages ; 11, intersection de coupes ; 12, sondages ; 13, direction de coupe.



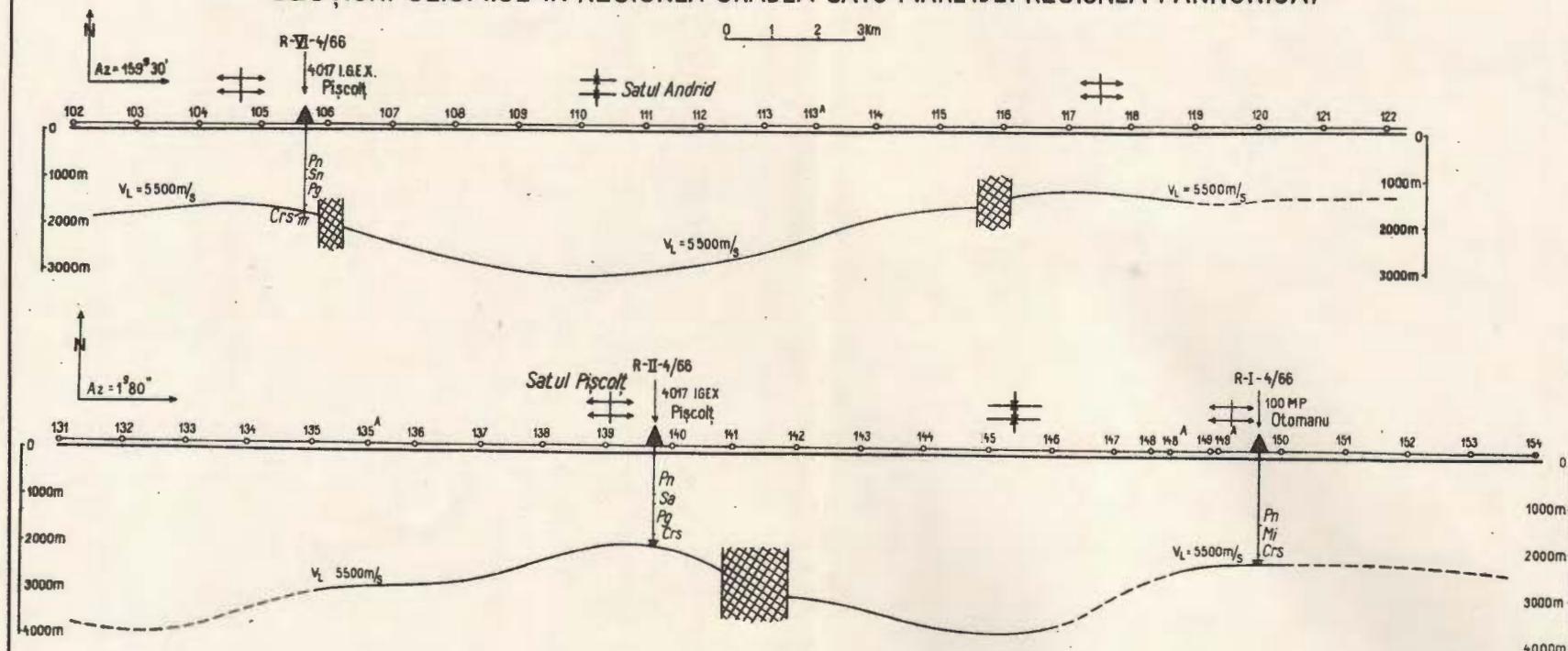


Institutul Geologic al României

## B. STANCHIEVICI, V. GUTU HARTA SEISMICĂ A ZONEI ORADEA-SATU MARE



### SECȚIUNI SEISMICE ÎN REGIUNE ORADEA SATU MARE (DEPRESIUNEA PANNONICĂ)



#### LEGENDA

- |  |                                   |
|--|-----------------------------------|
| 1 — Orizont seismic de refracție               | 7 - - - Zonă de minim gravimetric |
| 2 + Ax anticlinal determinat prin refracție    | 8 ■■■ Zonă de fâlfie sigură       |
| 3 - - - Ax sinclinal determinat prin refracție | 9 ■■■■ Zonă de fâlfie nesigură    |
| 4 - - - Ax anticlinal determinat prin reflexie | 10 - - - Locații                  |
| 5 - - - Ax sinclinal determinat prin reflexie  | 11 ↓ Intersecție de profile       |
| 6 + Zonă de maxim gravimetric                  | 12 ● Sonde                        |
|  | 13 - - - Direcție de profil       |

PROSPECTIUNI ELECTROMETRICE PENTRU GRAFIT  
ÎN BAZINELE OLTEȚULUI și GALBENULUI<sup>1</sup>  
DE  
ION STOICA<sup>2</sup>, MARIA STOICA<sup>3</sup>

**Abstract**

Electrical Prospecting for Graphite in the Oltețul and Galbenul Basins. Results of electrical prospecting for graphite obtained by spontaneous polarization and complementary resistivity methods are presented. The prospected surface is located in a region from the Central South Carpathians. Graphite accumulations are encompassed in metamorphic and eruptive rocks and show as clear-cut minima of natural potential and of resistivity. The results of this prospecting work are concretized in a map showing the widespread area of graphitic rocks, which clears up in some zones, the problem related to tectonics and shape of deposits of these rocks, detects new graphite zones with economical outlooks, and sometimes determines a new correlationship of the surface geological data.

**Introducere**

Lucrarea de față prezintă cele mai importante rezultate obținute de prospecțiunile electrometrice pentru grafit, efectuate în anii 1963, 1965 și 1966 de către autori, pe aria bazinelor superioare ale râurilor Olteț și Galben, din munții Parâng și Căpățînei.

Regiunea, care cuprinde perimetrele prospectate, este încadrată de vîrful Cazărmii, vîrful Cătălinul și culmea Negovanului la NW, vîrful Nedeii la NE, cumpăna apelor dintre râurile Cerna și Olteț la SE și drumul de creastă Novaci-Sebeș Alba la W (vezi planșă).

Printre primii, care au menționat iviri de grafit în această regiune, a fost Munteanu Murgoci (1897), care s-a referit la grafitul din vîrful Cerbu, Florile Albe, Piatra Rea și Tolanul. Rocile grafitoase sunt cercetate în continuare de Mrazec (1898) și alții. Pornind de la cer-

<sup>1</sup> Comunicare în ședință din 2 martie 1967.

<sup>2</sup> Institutul de geofizică aplicată. Cal. Griviței nr. 64. București.

<sup>3</sup> Institutul geologic. Șos. Kiseleff nr. 55. București.



cetările lui H. Stuchlick efectuate în 1918, G.h. Damaschin între anii 1938—1946, a executat lucrări de explorare pe ivirile de grafit din valea Oltețului și valea Galbenului. În anul 1941, Ghikă-Budești<sup>4</sup>, Giuşcă<sup>5</sup> și Gheorghiu<sup>6</sup> (1951) au executat prospecțiuni geologice și au conturat mai multe zone de roci grafitoase: Beleoaia, Cujba, Rîbări și Tancul lui Gheorghe.

După ce, în anii 1960—1961, cu ocazia unor prospecțiuni geologice pentru sulfuri și fier în munții Căpăținei, Trifulescu și Micu<sup>7</sup> identifică mai multe zone mineralizate cu grafit, se efectuează în anii 1963 și 1964 prospecțiuni geologice de detaliu, pentru grafit, în bazinile Oltețului și Galbenului<sup>8</sup>.

În paralel cu cercetările geologice s-au efectuat în anii 1963, 1965, 1966 de către I. Stoica și Maria Stoica prospecțiuni electrometrice urmărind același obiectiv<sup>9</sup>.

Din anul 1964, mineralizațiile de grafit sănt în curs de explorare de către I.G.E.X.; cu ocazia acestor lucrări, s-au făcut precizări importante privind forma de zăcămînt a acumulărilor de grafit<sup>10</sup>.

<sup>4</sup> St. Ghikă-Budești. Raport de prospecțiuni geologice a regiunii Baia de Fier-Valea Galbenului-Valea Oltețului. 1941. Arh. C.S.G. București.

<sup>5</sup> D. Giuşcă. Raport asupra zăcămintelor de grafit din Munții Oltețului. 1941. Arh. C.S.G. București.

<sup>6</sup> C. Gheorghiu. Raport asupra ivirilor de grafit din Munții Gorjului. 1951. Arh. C.S.G. București.

<sup>7</sup> M. Trifulescu, C. Micu. Prospecțiuni geologice pentru fier în Munții Parâng. 1961. Arh. C.S.G. București.

M. Trifulescu, C. Micu. Prospecțiuni geologice pentru fier în Munții Parâng. 1962. Arh. C.S.G. București.

<sup>8</sup> M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu. Prospecțiuni geologice pentru grafit în regiunea bazinelor Galbeaului și Oltețului. 1964. Arh. C.S.G. București.

M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu, V. Nedelcu, A. Andrei. Prospecțiuni geologice pentru grafit în Munții Căpăținei-Parâng-Olténia de nord. 1965. Arh. C.S.G. București.

<sup>9</sup> I. Stoica. Raport asupra prospecțiunilor electrometrice pentru grafit în Valea Oltețului (Munții Căpăținei) și pentru cărbune în regiunea Berbești-Alunul. 1964. Arh. C.S.G. București.

I. Stoica, Maria Stoica. Raport asupra prospecțiunilor electrometrice în Munții Parâng și Munții Căpăținei. 1964. Arh. C.S.G. București.

I. Stoica, Maria Stoica. Raport asupra prospecțiunilor electrometrice pentru grafit în regiunea dintre rîul Olteț-Vîrful Cătălinul-rîul Galben și plaiul Miruș. 1967. Arh. C.S.G. București.

<sup>10</sup> A. Schuster — Informații verbale. 1965, 1966.



## Geologia regiunii

Suprafețele cercetate geoelectric fac parte din cristalinul Carpațiilor Meridionali centrali și anume din unitatea „autohton”, fiind situate pe flancul de NW al unui anticlinoriu de roci metamorfice, străbătute de roci granitice ce alcătuiesc un mare batolit granitic. Aceste roci sunt acoperite de depozite mobile cu grosimea foarte variabilă — de la absență completă la grosimi de peste 5 m.

Structura are o direcție generală NE—SW cu înclinări de 30—90° NW și se afundă spre SW. Rocile metamorfice formează cute strânse, deversate spre SE, străbătute de multe ori de granite și faliante, pe distanțe reduse, după direcții N—S și NW—SE.

Rocile metamorfice sunt principalele roci purtătoare de grafit, prezintând conținuturi în grafit pînă la 60% pentru paragnaise grafitoase și 30% pentru calcarele cristaline cu grafit. Insinuarea magmelor acide a dus la granitizarea rocilor metamorfice existente, ridicarea cristalinității grafitului și tectonizarea lui; rocile afectate de aceste procese și granitele au conținuturi mai reduse în grafit, nedepășind 25%.

Mineralizațiile grafitoase se prezintă în formă de straturi, cuiburi, lentile de lungime pînă la 2 km și 20 m grosime.

În bazinul Oltețului, Trifulescu et al. delimită trei aliniamente mineralizate și anume: un aliniament nordic, extins între muntele Cătălin și culmea Negovanului; un aliniament central extins între Poiana Gura Potecului și vîrful Nedelii, și un aliniament sudic extins între vîrful Piatra Ribari și vîrful Beleoaoaia.

Aceste aliniamente sunt cuprinse în perimetrele, prospectate electro-metric, A și B.

În bazinul Galbenului, aceiași autori disting patru aliniamente: un aliniament nordic extins între vîrful Cazărmii și pîrîul Zănoaga; un aliniament central extins între vîrful Cerbu și poiana Ribari; un al doilea aliniament central extins între vîrful Bolovanul și vîrful Păducel, și un aliniament sudic extins între vîrful Runcu și pîrîul Băița.

În suprafețele prospectate electro-metric, sunt cuprinse, partea nord-estică a aliniamentului nordic și primul aliniament central. Menționăm că, cele două aliniamente situate în afara perimetrelor cercetate electric, luînd în considerație lucrările de prospecțiuni geologice, sunt de mai mică importanță.



### Măsurători geoelectrice și rezultatele lor

Grafitul este un mineral care are conductibilitate electrică-electronică și mineralizațiile de grafit aproape toate, indiferent de geneza lor, au particulele de grafit în contact, fapt care determină conductivitatea electrică foarte mare a rocilor grafitoase. În afară de faptul că au conductivități electrice ridicate, mineralizațiile de grafit generează cîmpuri electrice naturale intense. Aceste două proprietăți fac ca acumulările de grafit să constituie obiective foarte favorabile pentru prospectarea lor prin metoda polarizației naturale și metode de rezistivități.

În cazul nostru, din cauza morfologiei foarte complicate, măsurătorile de potențial natural (PN) au predominat și, complementar, s-au executat măsurători de rezistivități (profilare S.E.V.). Măsurătorile de PN au fost executate în varianta potențială, într-o rețea  $10 \times 100$  m pentru perimetrul A și  $5 \times 50$  m pentru perimetrele B și C (vezi planșa).

Diferențele mari de nivel, pînă la 1200 m, din interiorul perimetrelor prospectate, au permis urmărirea mineralizațiilor de grafit, atît direcțional cît și pe înclinarea lor, conferind prospecțiunii un caracter tridimensional.

Hărțile de PN conturează anomalii cu amplitudini pînă la  $-1300$  mV, mai frecvente fiind însă cele cu amplitudini în jur de  $-900$  mV, corespunzătoare rocilor grafitoase cu conținuturi în grafit mai mari sau în jur de 15 %. Aceste anomalii prezintă lungimi variabile pînă la 3000 m, cum este culoarul anomal 27 din perimetrul B și, lățimi pînă la 200 m, deasupra complexelor de roci grafitoase, cum este anomalia 48, din perimetrul A (vezi planșa).

Anomaliiile de PN luate în considerație, ținînd seama de intensitatea lor mare, de indicațiile geologice și de asemenea de intensitatea relativ mică a cîmpurilor de electrofiltrărie, sunt în mod cert generate de mineralizații de grafit.

Din anomaliiile de PN, s-a determinat lățimea complexelor de roci grafitoase din suprafața de observație și, valorile acestui parametru, corelate direcțional, de la profil la profil de măsură, au conturat aria de răspîndire a acestor roci.

Lățimea mineralizațiilor, presupuse, a fost determinată, din graficele FN, ca egală cu mărimea  $2\Delta + h$ , unde  $2\Delta$  este segmentul de pe tangentă la apexul anomaliei, cuprins între dreptele care liniarizează variația potențialului spre fondul local iar  $h = 0,2 (m_1 + m_2)$ . În figura 1a, este arătată semnificația geometrică a mărîmilor  $2\Delta$ ,  $m_1$  și  $m_2$ , în cazul



unui singur corp stratiform și în 1b, în cazul unui complex format din două corpuri stratiforme paralele.

Rezultatul final al acestei prelucrări a datelor de potențial natural este concretizat în planșă, unde sunt prezentate: răspândirea rocilor grafi-

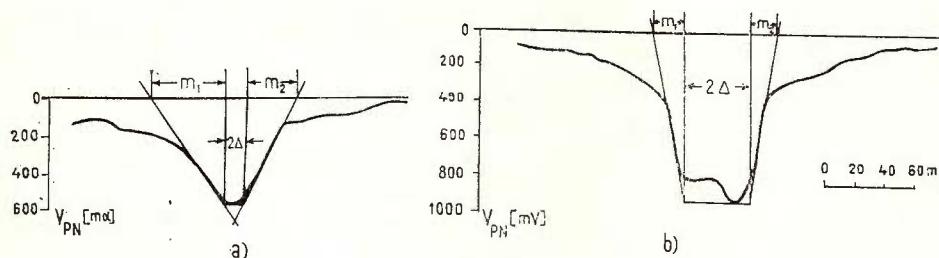


Fig. 1. — Modul de determinare a elementelor geometrice  $2\Delta$ ,  $m_1$  et  $m_2$ , pe două grafice PN din extremitatea de NE a anomaliei 36, perimetru B.  
a, cazul unui corp evasistratiform; b, cazul unui complex format din două corpuri evasistratiforme.

Manière de déterminer les éléments géométriques  $2\Delta$ ,  $m_1$  et  $m_2$  sur deux graphiques PS dans l'extrême NE de l'anomalie 36, périmètre B.

a, cas d'un corps quasistratiforme; b, cas d'un complexe formé de deux corps quasistratiforme.

toase după prospecțiunile electrometrice și răspândirea acelorași roci după prospecțiunile geologice (Trifulescu et al., 1964, 1965).

Direcțiile anomalii PN, deci și ale rocilor grafitoase, sunt aproximativ N  $50^\circ$ E pentru zona cuprinsă între valea Galbenului și vîrful Nedei (perimetrele A și B) și de cca  $70^\circ$  pentru anomaliiile din zonele Cerbu-Tolanul Mare și izvoarele pîriului Gilorțelul.

Aproape în toate cazurile, benzile anomale, care traversează forme pozitive de relief, devin ușor convexe spre SE, ceea ce denotă că înclinările rocilor sunt de sens contrar (NW). Același lucru se poate deduce în multe cazuri, pe baza asimetriei transversale a anomalii PN.

Cum intensitatea anomalii PN crește o dată cu conductibilitatea electrică a rocilor grafitoase, deci cu conținutul în grafit al acestora, trebuie să ne așteptăm ca, la valori anomale PN mai mari, să avem concentrații de grafit mai mari pentru aceeași adâncime și dimensiuni ale mineralizației. Această afirmație este argumentată și de repartitia conținuturilor de grafit în unele zone mineralizate, determinată în cadrul prospecțiunilor geologice. Alături de dimensiunile anomalii, intensitatea acestora a constituit un important criteriu de selecționare a mineralizațiilor cu perspective economice.

Din corelația formelor ariilor rocilor grafitoase cu curbele de nivel se poate observa că, în unele cazuri, rocile grafitoase formează cute sin-

clinale și anticlinale înguste, deversate spre SE, cum este cazul cunei anticlinale a complexului grafitos principal, cuprins între pîriul Sîvu și pîriul Zgauca (anomalia 11, perimetru A), cută sinclinală de la izvoarele pîriului Beleoaia (anomalia 24, perimetru A) și altele.

Anomaliiile PN arată că fiecare zonă grafitoasă cuprinde una sau, două orizonturi paralele de roci grafitoase mai bine dezvoltate și altele de grosimi mai mici, care le flanchează pe acestea.

Studiul anomaliei PN generate de complexele grafitoase arată, în cele mai multe cazuri, că numărul orizonturilor ce alcătuiesc aceste complexe, grosimile lor și distanța dintre ele variază direcțional, direcția generală a complexului rămînînd neschimbătă. Acest fapt evidențiază că mineralizațiile de grafit sunt intens tectonizate, în special de intruziunile granitice pentru care ele au constituit, probabil, zone de minimă rezistență fiind mai puțin rezistente la eforturi mecanice.

Uneori, acumulările de grafit se prezintă sub forme izometrice, cum sunt cele care generează anomalii 19, 20, 33 din perimetru A. Anomaliiile PN arată că benzile rocilor grafitoase de la grosimi submetrice ajung la grosimi de ordinul zecilor de metri și se dezvoltă, pe înclinare, de la cîțiva zeci de metri, la sute de metri.

Deoarece, datorită terenului foarte accidentat, mineralizațiile se pot urmări pe înclinare și, cunoșcînd grosimea lor, determinată cu procedeul expus mai înainte, este posibilă, în majoritatea cazurilor, estimarea volumului rocilor grafitoase.

Studiul comparativ al ariei de răspîndire a rocilor grafitoase, conform prospecțiunilor geologice și conform măsurătorilor geoelectrice, indică o concordanță satisfăcătoare pentru cea mai mare parte dintre zonele mineralizate, atât din punct de vedere al amplasării lor cît și al elementelor structurale. Există și multe neconcordanțe care provin, unele din amplasarea, mai mult sau mai puțin precisă, a datelor geologice comparativ cu amplasarea datelor geoelectrice (punctele de observație geoelectrice sunt ridicate topometric), altele din cauză că, existând o densitate mai mare de puncte de observație în cazul măsurătorilor electrometrice, s-a putut face o corelare mai exactă. De asemenea trebuie remarcat că, măsurătorile electrometrice au pus în evidență rocile grafitoase chiar în cazul cînd ele erau acoperite sau se efilau spre suprafață.

În ceea ce privește absența anomaliei PN, deasupra unor zone mineralizate cartate geologic, presupunem că zonele respective sunt aproape complet erodate și reprezentă fie, lentile cu lungimea de ordinul a cîtorva metri, aliniate direcțional, fie mineralizații cu concentrații în grafit foarte



mici, care generează cîmpuri naturale slabe. Admitînd ambele ipoteze reiese că, importanța economică a acestor zone e foarte mică.

În afara rezultatelor enumerate mai sus, măsurătorile PN cu rază de investigație de cîteva zeci de metri au urmărit extinderea unor zone cunoscute și au detectat noi zone, care prin dimensiuni și valori anomale, se impun ca obiective pentru lucrările de explorare, ca de exemplu cele care corespund anomalilor : 27, 6, 33, 37, 38, 21, 24, 48, 49 din perimetru A și 16 din perimetru B.

Lucrările electrometrice au conturat, în cele trei perimetre prospicate, peste o sută de corpuși benzi de roci grafitoase care au fost împărțite, după criteriul răspîndirii lor geografice, în zece grupuri :

#### **Perimetrul A cuprinde :**

Grupul I situat în plaiul Negovanul (anomalii 56, 57 și 58).

Grupul II situat conform unui aliniament ce pleacă din valea Oltețului dintr-un punct situat între confluențele Oltețului cu pîraiele Sîvu și Zgauca și traversează pîraiele Zgauca, Cujba, Izvorul Fîntînii și Beleoaia, pînă în apropierea pîrîului Dracului (anomalii 27–39).

Grupul III situat în zona pîraielor Ungurelul și Ungurelașul și a rîului Olteț (anomalii 40–53).

Grupul IV situat în zona pîraielor Sîvu, Zgauca, și zona izvoarelor pîraielor Cujba, Izvorul Fîntînii și Beleoaia (anomalii 6–26).

Grupul V situat în zona pîraielor Preluca și Pîrîul de la Magazie (anomalii 1–5).

Grupele I și III fac parte din aliniamentul nordic, grupul II constituie aliniamentul central și grupele IV și V constituie aliniamentul sudic, în concepția lui Trifulescu et al., privind răspîndirea mineralizației în valea Oltețului.

#### **Perimetrul B cuprinde :**

Grupul VI situat în bazinul superior al pîrîului Zănoaga și Tancul lui Cătălin (anomalii 1, 1b, 2, 5–7).

Grupul VII situat între rîul Olteț, Poiana lui Marș, Piatra Rîbari, pîrîul Zănoaga, pîrîul Ulcioarele și rîul Galben (anomalii 10–33).

Grupul VIII situat între Pîrîul Popii, Piatra Rîbari, rîul Olteț, pîrîul Ulcioarelor și rîul Galbenului (anomalii 22, 34–45).

#### **Perimetrul C cuprinde :**

Grupul IX situat în zona Cerbu-Toianul Mare (anomalii 1, 1b, 2).

Grupul X situat în zona pîrîului Cerbu și izvoarelor pîrîului Gilortelul (anomalii 3–8).

Grupul VI face parte din aliniamentul nordic, grupul VII și IX fac parte din primul aliniament central și grupul X din cel de-al doilea



aliniament central, în raionarea mineralizației din bazinul Galbenului efectuată de Trifulescu et al.

Menționăm că în interiorul grupurilor enumerate, din modul de răspindire a anomaliielor PN, se poate deduce existența cîtorva zone de falii cu orientarea generală NW—SE și cu lungimi în jur de 1 km.

Este posibil ca, ariilor acestor grupuri anomale să le corespundă compartimente ale structurii geologice, separate între ele de falii.

Măsurările de rezistivitate, executate complementar în varianțele S.E.V. și profilare, conturează minime nete de rezistivitate aparentă, în dreptul anomaliielor PN. În secțiunile de rezistivitate aparentă, minimele corespunzătoare mineralizațiilor grafitoase coboară pînă la valori în jur de  $5-10 \Omega m$ , încadrate fiind de valori de ordinul sutelor și miilor de ohmmetri.

În figurile 2 și 3 este ilustrat comportamentul rezistivimetric a două mineralizații de grafit corespunzătoare anomaliielor (PN) : 12 din perimetru A și 18 din perimetru B. Dispozitivele de măsură S.E.V., în ambele cazuri, sunt paralele cu direcția rocilor grafitoase. În cazul secțiunii de rezistivitate aparentă din figura 2, rocile grafitoase se efilează spre suprafață, în timp ce în al doilea caz, figura 3, rocile grafitoase erodate sunt acoperite de o cuvertură de grohotiș de cca 1 m grosime. Pentru cazul din figura 2, graficul PN arată că, probabil, anomalia reprezintă un cumul de efecte; efectul unui strat subțire de roci grafitoase care ajunge la suprafață, suprapus peste un efect anomal provenit de la adîncime mai mare. Această anomalie PN a fost interpretată ca reprezentînd o efilare rapidă spre suprafață a unei benzi de roci grafitoase mai adînci. Este de remarcat că în ambele cazuri, în graficele PN, se observă și efectul proceselor de electrofiltrare datorat reliefului, pus în evidență prin pozitivarea progresivă a valorilor de fond o dată cu descreșterea cotelor.

Profilele geologice au fost construite folosind datele geologice de suprafață și intercalând între ele, conform datelor geoelectrice, rocile grafitoase.

Rezultatele prospecțiunii electrometrice recomandă ca cele mai importante arii mineralizate din punct de vedere al perspectivelor economice :

Zona dintre pîraiele Ungurelul, Ungurelașul și rîul Oltet (anomalii 47—49 din grupul III, perimetru A).

Zona situată între pîraiele Sîvu și Zgauca (anomalii 6—8, 18, din grupul IV, perimetru A).

Zona de la izvoarele pîraielor Cujba, Izvorul Fîntinii și Beleoaia (anomaliiile 21—24 din grupul IV, perimetru A).



Zona Negovanul (anomaliile 56—58 din grupul I, perimetru A).

Zona dintre pîraiele Zgauca și Izvorul Fîntînii (anomaliile 27, 30, 32, 33, 33b, 34—38, din grupul III, perimetru A).

Zona Ribari (anomaliile 36, 38, 40, din grupul VIII, perimetru B).

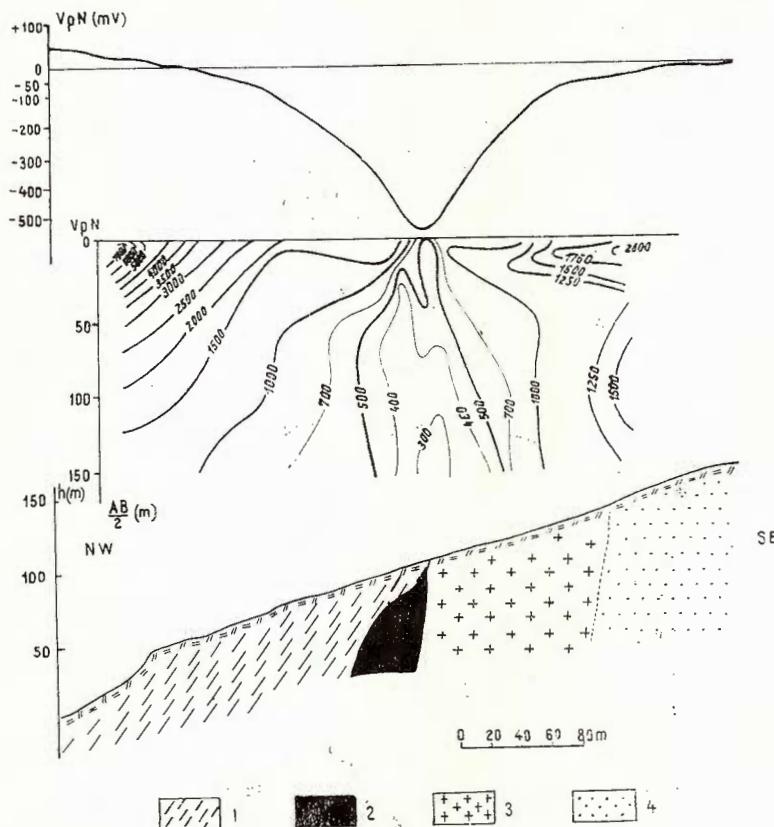


Fig. 2. — Secțiunea de rezistivitate aparentă, graficul PN și profilul geologic ipotetic pe anomalia 6, perimetru A:  
1. paragneise; 2. paragneise grafitoase; 3. granit; 4. migmatite.

Coupe de résistivité apparente, graphique PS et coupe géologique hypothétique longeant l'anomalie 6, périmètre A :  
1. paragneiss ; 2. paragneiss graphitiques ; 3. granites ; 4. migmatites.

Zona Zănoaga-Cătălinul (anomaliile 1, 1b, 2, 5, 7, din grupul VI, perimetru B).

Zona Poiana lui Marș-Pîriul lui Drăgușin (anomaliile 16, 18, din grupul VII, perimetru B).

Zona Cerbu-Tolanul Mare (anomaliile 1, 1b, din grupul IX, perimetru C).

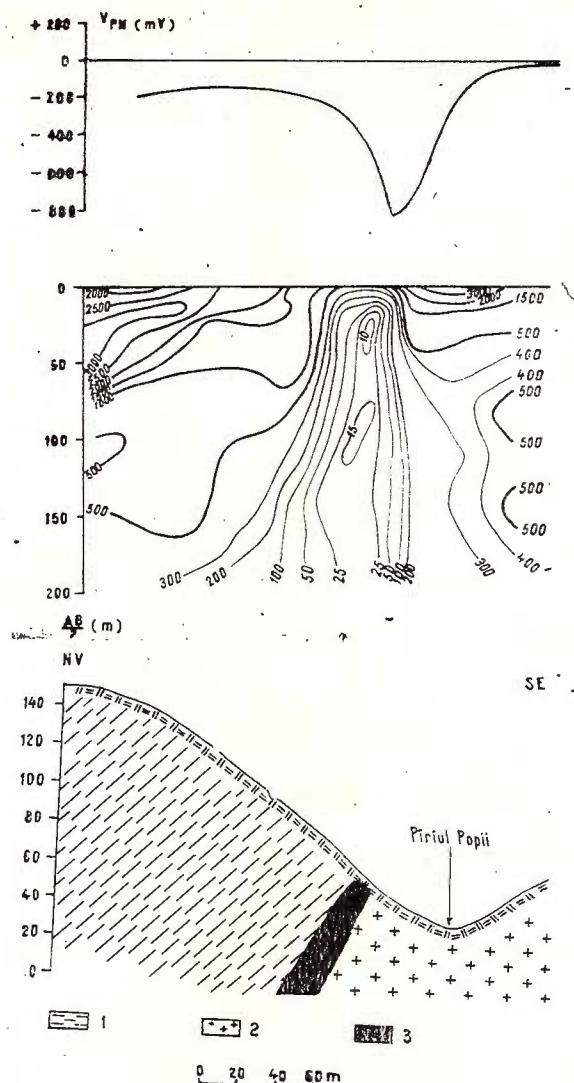


Fig. 3. — Secțiunea de rezistivitate aparentă, graficul PN și profilul geologic ipotetic pe anomalia 18, perimetrul B :

1, paragneiss; 2, granit; 3, paragneiss grafitoase; 4, migmatite.  
 Coupe de résistivité apparente, graphique PS et coupe géologique hypothétique longeant l'anomalie 18, périmètre B :

1, paragneiss; 2, granites; 3, paragneiss graphitiques; 4, migmatites.

### Concluzii

Prospecțiunile electrometrice efectuate în bazinale superioare ale Oltețului și Galbenului au condus la obținerea următoarelor rezultate :

1. Au conturat aria de răspîndire a rocilor grafitoase, în suprafețele prospectate ;
2. Au detectat noi zone mineralizate cu perspective economice și au conturat extinderea mineralizațiilor cunoscute ;
3. Au selectat cele mai importante zone mineralizate ;
4. Au relevat faptul că, în cazul unui teren accidentat, ca cel cercetat, este posibil în multe situații, cu date exclusiv geoelectricice, să se estimeze volumul rocilor grafitoase și, studiind corelația dintre relief și forma ariilor rocilor grafitoase, să se determine unele elemente de tectonică ;
5. Au determinat, în multe cazuri, o nouă optică în privința corelării datelor geologice de suprafață ;
6. Au confirmat existența, în această regiune, a unor importante acumulări de grafit.

Datele furnizate de prospecțiunile electrometrice, constituiesc informații deosebit de utile, pentru amplasarea și dirijarea lucrărilor de explorare a grafitului, din această regiune.

---

### BIBLIOGRAFIE

- D a m a s c h i n G h. (1964) Din istoria mineritului românesc. *Revista Minelor*, XV, 2, București.
- M r a z e c L. (1898) Contribuționi la studiul petrografic al rocilor din zona centrală a Carpa-tilor de Sus. *Bul. Soc. de Științe Fizice*. 1, 2.
- M u n t e a n u - M u r g o c i G h. (1899) Grupul superior al cristalinului în Masivul Parângului. *Buletinul societății inginerilor și industriașilor de mine din România*, III, București.
- S e m e o n o v A. S. (1955) Electrorazvedca metodom estestvennogo electricescogo polia, I.L.U.
- S t u c h l i c k H. (1919) Vlianije nanosov v metode estestvennogo electricescogo polia — Va- prosi geofiziki 249/1958.
- T r i f u l e s c u M., D r a g o m i r N. (1966) Grafitul din Valea Oltețului. *Revista Minelor*. XVII, 6, București.



## PROSPECTIONS ÉLECTROMÉTRIQUES CONCERNANT LE GRAPHITE DES BASSINS D'OLTEȚUL ET DE GALBENI

(Résumé)

Le présent ouvrage contient les résultats de certaines prospections électrométriques concernant le graphite. Les auteurs ont effectué des prospections dans trois secteurs des monts Parîng et Căpăținei (Carpathes Méridionales Centrales).

Au point de vue géologique la région est constituée de roches métamorphiques et éruptives, partiellement recouvertes de dépôts quaternaires. Les accumulations en graphite sont cantonnées dans les roches éruptives et principalement dans celles métamorphiques. La teneur en graphite des roches graphiteuses va jusqu'à 60%.

On a utilisé la méthode PS (la variante potentielle) et de la résistivité (sondages électriques verticaux, profils de résistivité). Les mesurages PS ont été effectués pour le secteur NE en un réseau de  $10 \times 100$  m et pour les deux autres en un réseau de  $5 \times 50$  m.

Les cartes de la distribution du potentiel spontané laissent voir des bandes anomalies longues jusqu'à trois km et des amplitudes jusqu'à -1.300 mV. On a constaté qu'aux roches dont la teneur en graphite dépasse 10% correspondent des anomalies avec des amplitudes variant de -600 mV jusqu'à -1.100 mV. On a également constaté l'existence d'un parallélisme entre la teneur en graphite et l'amplitude des anomalies des PS correspondantes.

Les cartes du potentiel spontané nous ont permis de rédiger une carte figurant l'aire de distribution des roches graphiteuses. Sur la surface ayant fait l'objet de ces recherches, la largeur des bandes représentant les roches graphiteuses a été calculée à partir des graphiques PS, et ensuite on a déterminé l'aire de distribution des roches graphiteuses (voir planche).

Étant donné la morphologie alpine on a pu suivre le pendage des roches graphiteuses. En corrélant les aires de distribution de ces roches (à partir des mesurages PS) avec les courbes de niveau on a estimé le pendage des roches graphiteuses ; des plissotements ont été mis en évidence ainsi que, en général, la forme de gisement des accumulations de graphite. À partir de données exclusivement géoélectriques on a pu évaluer le volume des roches graphiteuses.

Cet ouvrage inclut aussi des mesurages de résistivité illustrés dans deux coupes de résistivité apparente accompagnées de graphiques PS et de coupes géologiques. Dans les coupes de résistivité apparente les roches



graphiteuses se manifestent comme des minimums évidents qui atteignent, au cas des minces couvertures d'éboulis recouvrantes, environ  $10 \Omega m$  par rapport aux valeurs de base qui, elles, dépassent parfois de beaucoup  $1000 \Omega m$ .

La carte de la distribution des roches graphiteuses rédigée grâce aux données obtenues par les prospections électrométriques laisse voir de nouvelles zones minéralisées intéressantes au point de vue économique, permet de préciser l'extension des minéralisations connues et quelques éléments de leur tectonique, offre des informations complexes pour l'emplacement et le déroulement des travaux d'exploration et constitue une importante contribution au déchiffrement de la géologie de la région ayant fait l'objet de ces prospections.

### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte de la distribution des roches graphiteuses rédigée d'après les données obtenues par la prospection électrométrique et la prospection géologique (géologie selon M. Trifulescu et al.)  
1, contours des périmètres prospectés ; 2, aire de distribution des roches graphiteuses, d'après la prospection géologique ; 3, aire de distribution des roches graphiteuses, d'après les mesurages PS ; 4, faille mise en évidence par la prospection géologique ; 5, faille mise en évidence par les données géoélectriques ; 6, contour d'un groupe anomal ; 7, profil S.E.V. (sondage électrique).





Institutul Geologic al României

STOICA ION - STOICA MARIA

# HARTA CU RĂSPINDIREA ROCILOR GRAFITOASE DUPĂ PROSPECTIUNE A ELECTROMETRICĂ ȘI PROSPECTIUNE A GEOLOGICĂ

GEOLOGIA DUPĂ M. TRIFULESCU ȘI COLABORATORII

1 0 1 km.



## SOLURI FORMATE PE ȘISTURI VERZI ÎN DOBROGEA<sup>1</sup>

DE

NADIA GHİȚULESCU, MIRCEA BUZA, PETRE GHINEA, ANGELA TEODORESCU,  
CARMEN POPESCU<sup>2</sup>

### Abstract

Soils formed on Greenschists in Dobrogea. The authors present soils formed on greenschists in the Central Dobrogea distinguishing two series: Chernozemic lithosols and Chestnut Lithosols differing both by their general morphological features and by their physico-chemical properties. Morphologically the Chernozemic Lithosols differ from the Chestnut ones particularly by their hue and structure. The first are included in hue 10YR and show a strong granular structure, whereas the others are to be found in hue 5.7 YR, their structure being weakly developed. From analytical data it may be stated that the Chernozemic Lithosols are generally richer in organic matter and azote, displaying concomitantly and a higher base saturation. The composition of the rock and the age may have generated the above mentioned series. The map units with Lithosols represent areas that cannot be used for crops, since frequently there occur outcrops. Nowdays most of them present pastures, and only a small area is covered with forest.

Solurile Dobrogei sunt formate, în general, pe loess și depozite loessoide. Pe porțiuni restrinse apar și însă roci consolidate care constituie roca parentală a solului; unele dintre acestea — seria șisturilor verzi — sunt caracteristice Dobrogei centrale, regiune cunoscută, de altfel, în literatura geologică și sub denumirea de zona șisturilor verzi. În cele ce urmează, ne propunem să prezentăm o caracterizare preliminară a solurilor formate pe șisturi verzi, soluri pe care le întâlnim și pe alte roci consolidate (șisturi cristaline, formațiunea de Carapelit, porfire etc.), dar de care se deosebesc prin unele caractere particulare imprimate de roca parentală. Lucrarea se

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 3 martie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecții. Sos. Kiseleff nr. 2. București.



bazează pe prospecțiunile pedologice întreprinse de noi în anii 1965 și 1966. S-au folosit și rezultatele cercetărilor efectuate în 1959 și 1960 de alte colective<sup>3</sup> din cadrul Comitetului de Stat al Geologiei.

Condițiile climatice ale regiunii, în care se întâlnesc astăzi aceste soluri, sunt, în general, puțin variate. Dobrogea centrală are un climat caracterizat printr-o temperatură medie anuală între 10° și 11° (în partea central-nordică coborind ușor sub 10°, iar în lungul litoralului depășind 11°), ierni relativ blinde (temperatura medie a lunii ianuarie, în general, între -1° și -2°) și veri călduroase (temperatura medie a lunii iulie între 22° și 23°). În medie cad anual puțin sub 400 mm precipitații în parteaestică, dinspre mare, a regiunii și între 400-500 mm, în partea vestică, dinspre Dunăre. Repartizarea precipitațiilor este neuniformă în cursul anului (maximum s-a înregistrat în lunile mai-iunie, iar vara sunt frecvențe lungi perioade de secetă) și foarte variată de la an la an (în unii ani au căzut sub 200 mm precipitații, iar în alții peste 1 000 mm). Vînturi frecvențe suflă dinspre nord și nord-est.

Cea mai mare parte a regiunii aparține zonei de stepă. În pajiști, asociațiile vegetale cel mai frecvent întâlnite sunt cele de *Agropyron cristatum*, *A. repens*, *Artemisia austriaca*, *Festuca callieri*, *F. valesiaca*, *Chrysanthemum millefolium*, *Scleranthus perrenis*, *Euphorbia gerardiana* etc.<sup>4</sup>.

În partea central-nordică se separă un areal de antestepă, cîndva mai larg, pus în evidență atât de repartiția asociațiilor vegetale, cât și a solurilor zonale automorfe. Acest areal corespunde reliefului cu altitudinea absolută cea mai ridicată: 350 – 390 m. Păduri xerofile, constituite din *Quercus pubescens*, *Q. pedunculiflora*, *Carpinus orientalis*, *Fraxinus ornus*, *Acer campestris*, *Prunus mahaleb*, *Cornus mas*, *Cotinus coggygria*, *Crataegus monogyna* etc., acoperă în mare parte sectorul.

Succesiunea zonală a solurilor este legată de configurația generală a reliefului, care este constituit dintr-o serie de trepte marginale, mai bine dezvoltate pe latura dunăreană, un podiș central și un relief accidentat, cu aspect deluros în nord, în lungul liniei de falie Peceneaga-Camena. În fiecare din aceste unități, de sub cuvertura de loess sau alte depozite, sisturile verzi au fost scoase la zi, prin eroziune, într-o proporție mai mare sau mai mică.

<sup>3</sup> Ana Conea, C. Volovici, Iulia Mucenic, I. Nițu. Raport asupra cercetărilor pedologice în Dobrogea centrală. 1959. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Ana Conea, I. Munteanu, Iulia Mucenic, I. Nițu, N. Ionescu, Ecaterina Moise, Nadia Ghîțulescu. Raport asupra cercetărilor pedologice în Dobrogea sudică. 1960. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>4</sup> Vegetația după I. Serbanescu.



Pe loess, atât dinspre mare, cît și dinspre Dunăre spre centrul regiunii, se succed, ca soluri zonale, soluri bălăne, cernoziomuri carbonatice și cernoziomuri, în partea sudică a regiunii. Spre nord, însă, o dată cu creșterea altitudinii, în arealele situate în partea centrală, apar și cernoziomuri levigate, iar mai la nord și soluri silvestre cenușii. În oricare zonă de sol, apar litosoluri formate pe șisturi verzi, sau alte roci consolidate, ca și rendzine, formate pe calcare.

Șisturile verzi aflorează pe culmi sau versanți. În general, pe treptele marginale dinspre Dunăre apar cu totul izolat : cîteva vîrfuri (colțani) în apropierea obîrșiei văilor care fragmentează relieful și o creastă, mai importantă la sud de valea Roșile. De asemenea ocupă o suprafață neînsemnată în sectorul sud-vestic al podișului central și, în parte, chiar pe treptele marginale estice. În partea nord-estică a podișului central, ca și în relieful accidentat din nord (între Peceneaga și Ceamurlia), șisturile verzi aflorează pe suprafețe mari, formind un relief caracteristic. Structura și textura rocii, orientarea stratelor, prezența incluziunilor mai mari sau mai mici de cuarțit, ca și vegetația sub care se găsesc determină caracterele acestui relief. În general o textură fin șistoasă, asociată cu o structură pelitică sau aleuritică și cu o orientare a stratelor mai mult sau mai puțin verticală dau creste dințate, dacă vegetația este de pajiște. Șisturile verzi grezoase, slab șistoase dau forme masive. Adesea, în pajiști, apar blocuri mari. Sub păduri se întâlnesc de asemenea forme mai domoale, cu excepția versanților puternic înclinați (pe care de altfel vegetația lemnosă apare în pîlcuri). Evident, pe aceste forme învelișul de sol nu este uniform ca grosime. Frecvent lipsește, roca fiind complet descoperită (fără un strat de alterare) sau acoperită de mușchi și licheni.

Asupra șisturilor verzi există numeroase studii geologice. Au fost menționate încă din 1867 de către K. Peters și apoi cercetate de R. Pascu, G. Murgoci, G. Macovei, C. Motas, St. Cantuniari, iar în ultimul timp de V. Ianovici, D. Giușcă, St. Cosma, T. Daneț, N. Grigoraș, O. Mirăuță și Elena Mirăuță, M. Chiriac etc.

Șisturile verzi sunt roci relativ slab consolidate. Se dezagregă ușor dînd un material cu textură predominant de lut (de la lut ușor la lut greu, după cum structura rocii este psamitică, aleuritică sau pelitică). Analiza granulometrică a 22 profile de sol, recoltate din diverse unități, arată un conținut în fracțiuni argiloase  $<0,002$  mm în medie de 19 – 21%; fracțiuni între 0,002 – 0,02 mm de 21 – 39%, nisip fin 25 – 33% și nisip grosier 19 – 30%. În materialul solificat, fragmente de rocă ( $>2$  mm) sunt relativ puține. Dacă materialul provine numai din dezaggregarea șisturilor



verzi, el este lipsit de carbonați și are o reacție aproape neutră sau foarte slab acidă. Predominant, în arealele cu șisturi verzi la zi, solurile sunt formate pe asemenea materiale parentale. La tranziția spre solurile zonale vecine sau în unele depresiuni interioare, intervin în procente variate materialele loessoide. Asemenea materiale mixte sunt carbonatice.

Grosimea materialului parental în arealele separate pe hartă ca litosoli, este variată; în general însă nu depășește 50 — 60 cm. Aceasta înseamnă că, aceste areale reprezintă de fapt, cum vom vedea mai departe, asociații de rocă la zi (stîncărie), litosoluri propriu-zise și tranziții spre solurile zonale. Vegetația acestor areale este fie ierboasă, asociațiile mai importante fiind cele de: *Festuca callieri*, *F. valesiaca*, *Apera spica venti*, *Scleranthus perennis*, *Bromus japonicus*, *Agropyron repens*, *Hierochloa odorata*, *Thymus zygoides*, *Euphorbia gerardiana*, *Artemisia austriaca* etc., fie de păduri de *Quercus pubescens*, *Q. pedunculiflora*, *Carpinus orientalis*, *Fraxinus ornus*, *Acer campestre*, *Crataegus monogyna*, în pajiștile sau la marginea cărora în vegetația ierboasă apar: *Filago arvensis*, *Spergularia rubra*, *Ventenata dubia*, *Vulpia myuros*, *Cerastium caespitosum* etc.

Atât sub pajiști cât și sub pădure, au fost separate două serii de litosoli<sup>5</sup>, care atrag oricărui cercetător atenția prin culoarea lor diferită: unele asemănătoare cernoziomurilor, nu numai în ceea ce privește culoarea, ci în general aspectul morfologic al profilului (cu excepția grosimii) și altele de culoare mai roșcată. Primele au fost denumite litosoluri cernoziomice, celealte litosoluri castanii.

#### **Litosoluri cernoziomice. Au următoarele caractere generale :**

Orizontul A, de 5 — 25 cm, lut ușor pînă la lut greu de culoare frecvent brun-cenușiu foarte închis (10 YR 3/2 în general cu valori 2 — 3,5 și crome 1 — 3) în stare umedă și cenușiu (10 YR 5/1 în general cu valori 4 — 5 și crome 1 — 2,5) în stare uscată; structura este de cele mai multe ori bine dezvoltată, grăunțoasă medie și mică, zoogenă; porii, canalele de rădăcini și rădăcinile sunt foarte frecvente; nu face efervescență cu HCl diluat decât dacă materialul parental conține și loess; fragmentele de șisturi verzi sunt în general mici și rare; trecerea spre orizontul AD este treptată.

Orizontul AD, de 5 — 20 cm, lut mediu pînă la lut greu, frecvent cu aceeași culoare ca în A, are o structură grăunțoasă sau alunară, moderat dezvoltată (uneori lipsește); fragmentele de șisturi verzi sunt foarte frecvente, îndeosebi spre bază; trecerea spre orizontul D este netă.

Orizontul D este constituit din șisturi verzi slab alterate.

<sup>5</sup> Includem în textul care urmează sub denumirea de litosoluri și tranzițiile spre solurile zonale.



**Litosoluri castanii.** Prezintă următorul profil :

Orizontul A, de 5 — 20 cm, lut ușor pînă la lut mediu de culoare brun închis (7,5 YR 3/2, în general cu valori 3 — 4 și crome 2 — 3) în stare umedă și brun (7,5 YR 5/4, în general cu valori 5 și crome 3 — 5) în stare uscată ; structura este moderat sau slab dezvoltată, grăunțoasă mică și medie, zoogenă ; porii, canalele de rădăcini și rădăcinile sunt foarte frecvente ; nu face efervescență cu HCl diluat ; fragmentele de șisturi verzi sunt mici și rare ; trecerea spre orizontul AD este treptată.

Orizontul AD de 5 — 15 cm prezintă în general aceeași textură și aceleași culori ca orizontul A ; structura este slab dezvoltată sau, de cele mai multe ori, lipsește ; fragmentele de șisturi verzi sunt foarte frecvente îndeosebi spre baza profilului ; trecerea spre orizontul D este netă.

Orizontul D este constituit din șisturi verzi slab alterate.

Prezentăm descrierile însoțite de date analitice, ale unui profil de litosol cernoziomic și ale unui litosol castaniu.

**Litosol cernoziomic.** Profil nr. 02/183 L 35-118 C, nord-vest Sarighiol ; teren plan ; drenaj excesiv ; islaz cu *Festuca callieri*, *Thymus zygoides*, *Hernaria glabra*, *Artemisia austriaca*, *Alissum desertorum*, *Arenaria serpilifolia*, *Euphorbia gerardiana*.

Descrierea profilului :

A 0—18 cm ; lut mediu de culoare brun foarte închis (10YR 2/2) umed și cenușiu închis (10YR 4/1) uscat ; structură moderat dezvoltată, grăunțoasă mică, predominant zoogenă ; foarte friabil în stare umedă și dur la uscare ; pori fini frecvenți ; rare fragmente mici de șisturi verzi ; rădăcini fine ierboase foarte frecvente ; nu face efervescență cu HCl diluat ; trecere treptată.

AD 18—42 cm ; lut mediu de culoare brun foarte închis (10YR 2/2) umed și cenușiu închis (10YR 4/1) uscat ; structură slab dezvoltată, grăunțoasă mică, predominant zoogenă ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; pori fini frecvenți ; fragmente frecvente de șisturi verzi ; rădăcini fine ierboase rare ; trecere netă.

D 42 cm ; șisturi verzi cu incluziuni de cuarțit.

Datele analitice în tabelele 1 și 2.

**Litosol castaniu.** Profil nr. 8 L 35—130, sud Mihai Viteazu, cca 4 km ; culme de deal, teren plan ; drenaj excesiv ; islaz cu *Festuca callieri*, *Artemisia austriaca*, *Thymus zygoides*, *Scleranthus annuus*, *Euphorbia gerardiana*.

Descrierea profilului :

A' 0—6 cm ; lut de culoare brun închis (7,5 YR 3/2) în stare umedă și brun (7,5 YR 5/3) la uscare ; structură slab dezvoltată, grăunțoasă mică ; foarte friabil în stare umedă și ușor dur la uscare ; pori fini frecvenți ; rădăcini ierboase fine foarte frecvente ; fragmente mici, rare de șisturi verzi ; trecere treptată.

A'' 6—16 cm ; lut de culoare brun închis (7,5 YR 3/2) în stare umedă și brun (7,5 YR 5/3) la uscare ; structură moderat dezvoltată, grăunțoasă mică și medie, parțial zoogenă reunită pe alocuri în agregate mai mari ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; pori fini rari, rădăcini ierboase fine foarte frecvente ; fragmente mici, ceva mai frecvente de șisturi verzi, trecere treptată.

AD 16—30 cm ; lut de culoare brun închis (7,5 YR 3/2) în stare umedă brun (7,5 YR 5/3) la uscare ; structură slab dezvoltată, grăunțoasă, mică parțial zoogenă ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; pori fini rari ; rădăcini ierboase fine rare ; trecere netă.



TABELUL 1<sup>6</sup>

Ori- zont	Adinc. in cm	Fracțiuni granulometrice în % (recalculate fără humus și săruri)						Schelet (> 2 mm) %	C × 1,72 %	N %	C : N	$P_2O_5$ %
		2–0,2 mm	0,2–0,1 mm	0,1–0,05 mm	0,05–0,02 mm	0,02–0,002 mm	< 0,002 mm					
A'	0–18	24,6	7,4	5,7	16,3	20,9	25,1	37,9	20,8	0,0	3,9	0,17
A''	18–30	30,6	6,9	5,7	13,8	19,2	23,8	36,1	19,3	17,5	2,5	0,12
AD	30–42	30,4	7,1	8,1	12,8	17,9	23,7	35,3	19,0	32,0	2,1	0,099

TABELUL 2

Adinc. in cm	m.e./100 g sol						Cationi de schimb				V %	pH
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	
0–18	16,68	3,16	3,36	0,40	3,93	24,53	68,0	12,9	1,5	1,6	16,0	84,0
18–30	15,66	3,11	0,21	0,37	4,18	23,53	66,8	13,3	0,9	1,2	17,9	82,1
30–42	13,82	3,54	0,21	0,40	3,13	21,10	65,5	16,8	1,0	1,9	14,8	85,2

<sup>6</sup> Analizele granulometrice au fost efectuate de P. Vasilescu; humus — Margareta Dobrescu; pH — Hareta Mac; azot — Gh. Enache; cationi de schimb și  $P_2O_5$  — Carmen Popescu.

TABELUL 3

Ori- zont	Adinc. in cm	Fracțiuni granulometrice în % (recalculate fără humus și săruri)						Schelet (> 2mm)	C : N %	CaCO <sub>3</sub> %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	
		2–0,2 mm	0,2– 0,1 mm	0,1–0,05 mm	0,05– 0,02 mm	0,02– 0,002 mm	< 0,002 mm					
A'	0–6	25,6	11,3	7,2	17,7	21,0	17,4	29,0	13,9	0,0	2,8	0,15
A''	6–16	20,6	11,9	7,8	18,5	22,7	19,3	32,4	15,7	12,5	2,6	0,14
AD	16–30	26,5	11,2	7,2	13,4	22,6	18,7	32,1	15,0	20,0	2,0	0,12
												11,8
												0,1
												0,097

TABELUL 4?

Adinc. în cm	Cationi de schimb						V %	pH
	m.e./100 g sol	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	Procente din T	
0–6	9,23	1,97	0,45	0,48	5,07	17,20	53,17	11,4
6–16	10,98	2,18	0,18	0,48	4,73	18,55	59,1	1,0
16–30	11,12	2,46	0,15	0,46	4,44	18,68	59,7	13,2

? Analist Gh. Nedelcu



D 34 cm sisturi verzi salb alterate.

Datele analitice în tabelele 3 și 4.

Comparînd descrierile de mai sus rezultă că litosolurile castanii, se deosebesc de cele cernoziomice nu numai prin culoare ci și printr-un grad de dezvoltare a structurii mai slab. Din datele analitice (tab. 5, 6) reies și alte deosebiri.

TABELUL 5

Orizont	Fracțiuni granulometrice în %, fără humus și săruri										Schelet (> 2 mm) medie	
	< 0,002 mm		0,002-0,02 mm		0,02—0,2 mm		0,2—2 mm		< 0,01 mm			
	medie	limite var.	medie	limite var.	medie	limite var.	medie	limite var.	medie	limite var.		
<i>Litosoluri cernoziomice</i> <sup>8</sup>												
A	20,8	16,0— 27,1	30,8	15,2— 56,6	29,1	18,0— 40,6	19,2	4,5— 30,6	40,1	26,0— 53,9	5,8	
AD	20,4	14,9— 26,4	38,9	15,8— 59,1	25,5	15,6— 34,3	20,8	6,5— 36,0	41,8	31,4— 53,5	23,6	
<i>Litosoluri castanii</i> <sup>9</sup>												
A	19,3	11,8— 24,3	23,8	18,7— 36,3	32,6	25,3— 37,3	24,5	15,5— 37,8	32,8	20,3— 39,3	9,8	
AD	18,9	13,3— 24,4	21,0	13,0— 40,0	29,6	27,3— 32,4	30,4	12,6— 41,4	31,4	25,8— 43,5	24,7	

TABELUL 6

Orizont	C × 1,72	N %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	pH	V %
<i>Litosoluri cernoziomice</i>					
A	3,4	0,184	0,100	6,7	84,9
AD	2,2	0,125	0,086	6,8	85,8
<i>Litosoluri castanii</i>					
A	3,0	0,146	0,108	6,7	79,5
AD	1,9	0,109	0,108	6,7	80,5

<sup>8</sup> Profile analizate: 10.

<sup>9</sup> Profile analizate: 10. Probele au fost colectate atât pentru litosolurile cernoziomice, cât și castanii, din profile sub vegetație ierboasă.



Astfel se constată că litosolurile castanii sunt, în general, mai sărace în humus (pe teren am observat că pajiștile de pe litosolurile cernoziomice sunt mai încheiate decât cele de pe litosolurile castanii), sunt mai sărace în azot, au un pH asemănător și un grad de saturatie în baze, mai coborît.

În ceea ce privește compoziția granulometrică, se constată că litosolurile castanii nu sunt formate pe materiale cu textură mai fină decât lut mediu și au un conținut mult mai scăzut în fracțiuni de 0,002 – 0,02 mm decât litosolurile cernoziomice.

Urmărind repartiția pe hartă a acestor două serii de litosoluri se constată că apariția uneia sau a alteia nu este legată de vreuna din zonele de sol amintite. Pe anumite areale, apar chiar asociații de litosoluri cernoziomice și castanii. În general, considerăm că nu avem argumente, cel puțin pînă în prezent, care să justifice explicarea formării lor prin cauze actuale de ordin bioclimatic. Compoziția rocii sau eroziunea (sau poate amîndouă împreună) ar putea fi mai degrabă cauzele existenței seriilor amintite. În ceea ce privește compoziția, datele analitice (tab. 7) arată că în profilul

TABELUL 7

Orizontul și adîncimea	$R_2O_3$	Oxizi liberi % $Fe_2O_3$	$Al_2O_3$	MnO	$Fe_2O_3$ total
<i>P 02. Litosol cernoziomic</i>					
A 0–18	1,62	1,12	0,50	0,024	5,21
AD 18–30	1,61	1,40	0,21	0,013	5,22
<i>P 248. Litosol castaniu</i>					
A 4–14	2,16	1,80	0,36	0,049	5,47
AD 14–20	1,89	1,63	0,26	0,017	5,63

unui litosol castaniu există o cantitate mai mare de fier liber decât într-un litosol cernoziomic<sup>10</sup>.

Studiul mineralologic al unor secțiuni subțiri (analist V e r o n a G h i ț ă), făcut în șisturi verzi din profile de litosoluri cernoziomice și litosoluri castanii, arată o structură mai grosieră a rocii (cum arată de altfel și analiza granulometrică o textură mai grosieră a materialului de sol), ca și prezența în cantitate mai mare a oxizilor de fier, sub formă de pelicule sau umplînd fisuri, la șisturile pe care s-au format litosoluri castanii. Compoziția mineralologică nu diferă la cele două serii, mineralele predominante fiind cloritul, cuarțul, sericitul și biotitul.

<sup>10</sup> În ceea ce privește fierul total, aceste diferențe sunt foarte mici.



Rolul eroziunii în apariția litosolurilor castanii și a litosolurilor cernoziomice trebuie interpretate în sensul propus de Florește<sup>11</sup>. El consideră litosolurile castanii ca resturi ale unor vechi soluri cu orizont B de culoare roșcată, a căror parte superioară a fost îndepărtată prin eroziune iar litosolurile cernoziomice, ca soluri formate în condițiile actuale după îndepărarea totală prin eroziune a solului vechi.

Ceea ce trebuie subliniat este faptul că atât litosolurile castanii<sup>12</sup> cât și cele cernoziomice au aceleași caractere indiferent de grosimea profilului. În arealele cu litosoluri castanii, chiar dacă profilul are numai cîțiva cm grosime sau depășește 30 – 40 cm, culoarea se încadrează pe aceeași tabelă 7, 5 YR, iar în cele cu litosoluri cernoziomice pe tabela 10 YR. Se întâlnesc și tranziții între cele două serii de litosoluri, care au culori între cele două nuanțe (adică 8,75 YR), ceea ce ne face să presupunem că unele litosoluri cernoziomice pot proveni din litosoluri castanii, mai îmbogățite în humus.

Dacă denumirea de litosoluri cernoziomice este justificată atât prin caracterele morfologice, cât și prin proprietățile fizico-chimice ale profilelor acestor soluri, cea de litosoluri castanii poate fi contestată. Folosind-o, pe cea din urmă, am apropiat totuși aceste soluri, de cele castanii de păduri xerofile, care apar în Dobrogea, chiar și în partea nordică a Dobrogei centrale și cu care se asemănă într-o oarecare măsură la culoare. Cum nu dispunem încă de date analitice asupra solurilor castanii de păduri xerofile din regiune și nu putem face deci comparație, considerăm denumirea provizorie.

În afara acestor două serii de litosoluri, au mai fost separate litosoluri cernoziomice podzolite și litosoluri castanii podzolite. Ele se deosebesc de cele descrise mai înainte prin aceea că au o pudrare slabă cu silice, un conținut mai ridicat în humus și azot și o reacție ceva mai acidă. Un profil de litosol cernoziomic podzolit prezintă următoarele caractere și proprietăți fizico-chimice (tab. 8, 9).

Profil nr. 378/481 L 35–117 D, est Pădurea „La Fineață”; pantă cu expoziție est-sudestică; drenaj excesiv; pădure de *Quercus pedunculiflora* cu *Tilia cordata*.

Ao 0,5–0 cm; litieră, frunze parțial descompuse.

A' 0–7 cm; lut de culoare brun foarte închis-brun cenușiu foarte închis (10YR 2,5/2) umed și brun închis (7,5YR 3,5/2) uscat; structură grăunoasă, mică și medie, reunită în agregate mai mari, moderat dezvoltată; friabil în stare umedă și dur la uscare; slab adeziv, slab plastic; pori rari; fragmente de șisturi verzi rare; pudrat cu silice; rădăcini ierboase subțiri, foarte frecvente; nu face efervescentă; trece treptată.

<sup>11</sup> N. Florește. Unele observații pedologice în nordul Dobrogei. Raport preliminar. 1965. Arh. Inst. Geol. București.



TABELUL 8

Ori- zon	Adinc. în cm	Fractiuni granulometrice în %, recalculate fără humus și săruri										Schellet (> 2 mm) %	C × 1,72 %	N %	C. N	$P_2O_5$ %
		2–0,2 mm	0,2–0,1 mm	0,1–0,05 mm	0,05–0,02 mm	0,02–0,002 mm	< 0,002 mm	< 0,01 mm	< 0,001 mm	< 0,001 mm	< 0,001 mm					
A'	0–7	11,9	2,3	5,2	20,1	36,7	23,8	44,7	20,4	2,5	9,0	0,48	12,8	0,17		
A''	7–17	13,3	3,0	4,1	19,6	36,4	23,6	43,8	20,6	6,2	5,2	0,29	12,3	0,14		
AD	22–34	13,0	3,1	4,0	21,5	34,0	24,4	45,2	22,1	33,3	4,1	0,23	12,3	0,14		

TABELUL 9

Adinc. în cm	Cationi de schimb										V %	pH	
	m.e./100 g sol					Procente din T							
Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>			
0–7	29,73	4,90	0,82	0,28	6,99	42,72	69,6	11,5	1,9	0,6	16,4	83,6	6,1
7–17	17,59	3,50	0,40	0,27	6,59	29,45	60,1	11,9	1,3	0,9	25,8	74,2	5,8
22–34	17,77	3,70	0,34	0,40	7,73	28,94	61,4	12,8	1,8	1,4	23,3	76,7	6,0



A'' 7–18 cm ; lut de culoare brun foarte închis-brun cenușiu foarte închis (10 YR 2,5/2) umed și brun închis (7,5 YR 3,5/2) uscat ; structură grăunțoasă mică și medie moderat dezvoltată ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; slab adeziv, slab plastic ; pori rari ; fragmente de șisturi verzi rare, medii și mici ; pudrat slab cu silice ; rădăcini ierboase și lemnăsoase ; nu face efervescență ; trecere netă.

A/D 18–34 cm ; textura și culoarea ca în orizontul imediat superior ; structură grăunțoasă mică și medie, moderat dezvoltată ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; slab adeziv, slab plastic ; pori rari ; fragmente de șisturi verzi, medii și mici frecvente ; nu face efervescență ; trecere netă.

D 34 cm șisturi verzi slab alterate.

Local, s-au întîlnit litosoluri caracterizate prin prezența unui orizont A, de cîțiva cm (pînă la 5 – 10 cm), format dintr-o pîslă de rădăcini, mai mult sau mai puțin descompuse și puțin material mineral. De la acest orizont se trece net în rocă. Ele au fost indicate pe hartă prin semne, încrucișându-lor fiind foarte mic nu a putut fi delimitat pe hărțile la scară mijlocoasă.

Dacă litosolurile cernoziomice și castanii apar în oricare din arealele solurilor zonale, cele podzolite și cele intens humifere apar numai sub pădure (ultimele sub pajiști cu o vegetație ierboasă bogată, situate în interiorul pădurilor).

Pe unele versanți, solurile formate pe șisturi verzi se asociază cu regosoluri formate pe loess. În aceste cazuri, litosolurile propriu-zise ocupă o suprafață foarte restrînsă. Frecvent blocuri de șisturi verzi aflorează în versanții acoperiți cu loess. S-au mai separat asociații de litosoluri cu cernoziomuri (ultimele formate atât pe eluvio-deluvii din șisturi verzi, cât și pe depozite mixte), pe unele creste mai puțin erodate. În acest caz, roca la zi ocupă o suprafață neînsemnată.

Într-o cartare la scară mare, pot fi separate unități în care predomină roca la zi, altele cu litosoluri și altele în care predomină solurile cu profil mai gros și care prezintă caracterele solurilor zonale și pot fi considerate variante litice ale acestora. Remarcăm și faptul că atât litosolurile cât și solurile de tranziție (îndeosebi cele cernoziomice) au frecvent o structură zoogenă.

Litosolurile cernoziomice și castanii nu se formează numai pe șisturi verzi. Ele apar și pe șisturi cristaline și au fost separate și de I. M u n t e a n u în Dobrogea de nord, pe roci variate. Ele sunt caracteristice, aşadar, regiunii cu climatul cel mai uscat din țara noastră.

Unitățile separate pe hartă reprezentă areale ce nu pot fi folosite pentru culturi. În prezent cea mai mare parte sunt acoperite cu pășuni și numai o mică suprafață cu păduri. În primul caz, varietatea solurilor este mult mai mare, ca, de altfel, și varietatea microreliefului. Pe suprafete mici alter-

nează roca la zi cu litosoluri, în general, cu grosime mică a profilului. Eroziunea se manifestă intens, aspectul reliefului este ruiniform. Sub păduri, șisturile verzi la zi ocupă suprafete restrânse. Chiar sub pajiștile din interiorul pădurilor solul este mai bine păstrat. O dată cu tăierea pădurii, începe degradarea terenului. Pentru aceste unități ca și pentru cele de mult despădurite și degradate, sunt necesare măsuri de oprire a eroziunii și crearea de condiții pentru refacerea solului.

## BIBLIOGRAFIE

- Chiriac M., Lăcătușu A. (1965) Contribution à la connaissance de Schistes verts dans la partie sud de la Dobrogea Centrale. *Rev. Roum. de Géol. Géophys. Géogr. serie de Géologie*, 9, 2, București.
- Cosma St., Teodoru I., Brestoiu Camelia (1962) Cercetări geologice în Dobrogea Centrală (șisturi verzi). *D.S. Com. Geol. XLVI*. București.
- Mirăuță O. (1964) Șisturile verzi din regiunea Dorobanțu-Măgurele (Dobrogea centrală). *D. S. Com. Geol. L*. București.
- (1965) Stratigrafia și tectonica șisturilor verzi din regiunea Istria-Băltăgești (Dobrogea centrală). *D. S. Com. Geol. LI/1*. București.
- Mutihac V. (1964) Géologie de la zone de Tulcea et sa position dans la structure de Dobrogea. *Ann. Com. Géol. XXXIV*. București.

## SOLS DÉVELOPPÉS SUR DES SCHISTES VERTS EN DOBROGEA CENTRALE

(Résumé)

Les auteurs présentent les sols formés sur des Schistes verts en Dobrogea Centrale, en séparant deux séries distinctes : lithosols chernozémiques et lithosols châtaignes, qui diffèrent tant par l'aspect morphologique du profil, que par leurs propriétés physico-chimiques.

Les lithosols châtaignes et les lithosols chernozémiques se développent sur des matériaux originels non-calcaires provenus de la désagrégation des Schistes verts et en moindre mesure (transition vers les sols zonaux voisins ou dans certaines dépressions) sur des matériaux mixtes qui contiennent en différentes proportions aussi des matériaux loessiques. L'épaisseur du profil varie de quelques centimètres à 40—50 cm. Les lithosols chernozémiques sont de couleur 10YR et les lithosols châtaignes



sont de couleur 7,5 YR. Les données des analyses nous renseignent que les lithosols châtais sont moins riches en humus et azote et plus riches en fer libre et sont moins saturés en bases que les lithosols chernozémiques. La texture des lithosols châtais est généralement limoneuses (limon moyen et argileux) et celle des lithosols chernozémique un peu plus grossière (limon léger, limon argilo-sableux).

Les deux séries de lithosols ne peuvent pas être mises sur le compte de causes actuelles d'ordre bioclimatique. Elles se rattacherait plutôt à la composition chimique et minéralogique de la roche ou, mieux encore, au processus d'érosion manifesté de manière différente. Sur un relief accidenté, où l'érosion est plus intense, le sol préexistant a été complètement érodé, et dans les conditions actuelles se sont développés des lithosols chernozémiques. Sur un relief moins accidenté, l'érosion n'a enlevé que la partie supérieure du profil de sol mettant à jour un horizon B. C'est dans ces endroits que l'on trouve les lithosols châtais comme des sols de forêt à profil tronqué.

Outre ces deux séries de lithosols on a encore séparé les lithosols chernozémiques délavés et les lithosols châtais délavés (à plages de grains minéraux délavés) dans l'horizon supérieur, ayant une teneur élevée en humus et azote et une réaction un peu plus acide.

Localement, on a rencontré des lithosols caractérisés par la présence d'un certain horizon supérieur épais de quelques centimètres formé d'un feutrage de racines, plus ou moins altéré et d'un peu de grains minéraux, qui passe nettement en roche.

Les unités à lithosols séparées sur la carte représentent les surfaces improches aux cultures. À présent la plupart sont couvertes de pâturages et une surface restreinte de forêts. L'érosion travaille intensément, le relief y étant en général ruiniforme. Il est nécessaire de prendre des mesures pour arrêter l'érosion des surfaces déboisées depuis longtemps et dégradées, et l'on doit créer des conditions afin de refaire le sol.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

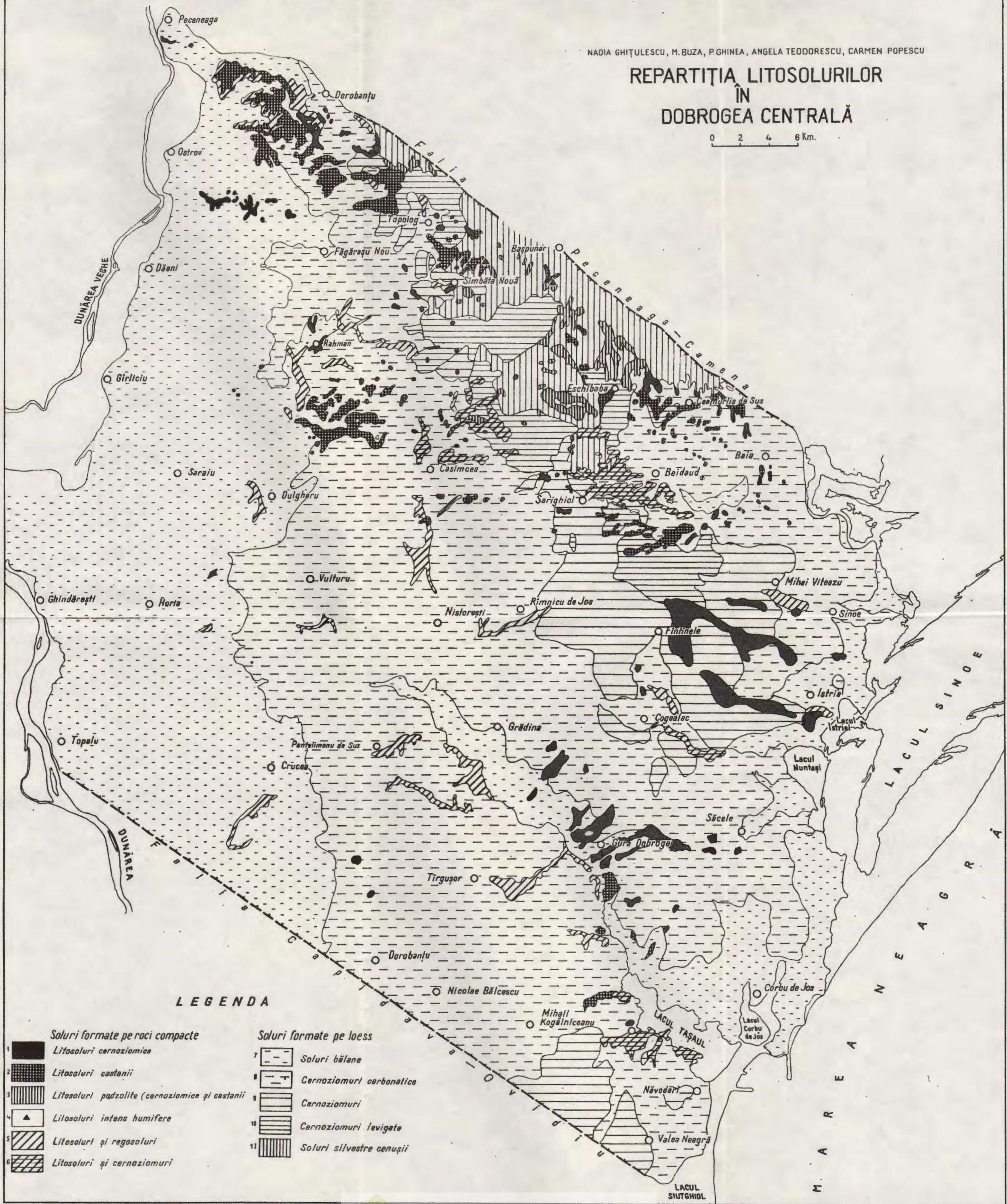
Distribution des lithosols dans la Dobrogea Centrale.

Sols développés sur des roches compactes : 1, lithosols chernozémiques ; 2, lithosols châtais ; 3, lithosols délavés (chernozémiques et châtais) ; 4, lithosols très humifères ; 5, lithosols et régosols ; 6, lithosols et chernozems. Sols délavés sur loess 7, sols : châtais de steppe ; 8, chernozems calcaires ; 9, chernozems ; 10, chernozems lèvigués ; 11, sols gris de forêt.



## REPARTIȚIA LITOSOLURILOR ÎN DOBROGEA CENTRALĂ

0 2 4 6 Km.



PREZENTAREA HĂRTII DE VEGETAȚIE A MASIVULUI  
BUCEGI<sup>1</sup>  
DE  
ION ȘERBĂNESCU<sup>2</sup>

**Abstract**

Map of Vegetation of the Bucegi Massif. On the vegetation map of the Bucegi Massif there are presented the following formations: in the alpine level, on the background of the most widespread *Festuca supina* association and that of *Carex curvula* over restricted areas, associations of *Silene acaulis* with *Minuartia sedoides*, of *Salix herbacea*, of *Festuca glacialis*, of *Loiseleuria procumbens*, of *Elyna myosuroides*, of *Polytrichum sexangulare*, etc. are superposed. In the subalpine level the *Nardus stricta* association predominates having evolved from the *Festuca rubra* association, subsequently to the clearing of the forest of *Picea excelsa*. On the area occupied by the *Nardus stricta* association a peaty vegetation with *Sphagnum* is encountered within which *Carex dacica*, *Valeriana simplicifolia*, etc. are developed. The *Nardus stricta* association may also occur in the alpine level on sheltered and more humid areas, whereas the *Festuca supina* association is to be found in the subalpine level on unsheltered, windy areas.

Una dintre cele mai complete lucrări de geobotanică de la noi din țară este „Păsunile alpine din munții Bucegi” (Pușcariu et al., 1956), premiată de Academia R.S.R. La aceasta au participat geobotaniști, pedologii, păsuniști, forestieri, zootehnicieni etc. S-au făcut cercetări de aprofundare a vegetației și a condițiilor de mediu, experimentări pentru ameliorarea păsunilor și s-a stabilit consumabilitatea pe asociații, la animale. De la Comitetul de Stat al Geologiei au colaborat un pedolog și un geobotanist.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 3 martie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecțiiuni. Str. Caransebeș nr. 1. București.



După apariția lucrării, ca o continuare a cercetărilor geobotanice, în anii 1953—1954, am efectuat cartarea vegetației de pe suprafața cer-cetată care are cca 50 km<sup>2</sup> (etajul alpin și subalpin).

Conduși de ecologia speciilor dominante ale asociațiilor și de cea a celorlalte specii componente, am putut figura pe hartă cele mai importante asociații.

Scopul acestei prezentări este ca, pe lîngă completarea necesității de lucrarea deja publicată (Pușcaru et al., 1956), să scoată în evidență legătura dintre grupările vegetale și mediul respectiv, în asa fel, încît condițiile edafico-climatice să le corespundă grupări vegetale delimitate fitocenologic, pe care noi le-am prezentat aici prin dominante și codominante; compoziția lor floristică se află în tabelele din lucrarea publicată care sunt întovărășite de comentarii ample.

Repartiția altitudinală a vegetației este marcată de două asociații, cu răspândire foarte mare, una, cea de *Festuca supina*, cantonată mai ales în nord, unde altitudinile sunt mai mari și alta, cea de *Nardus stricta*, cantonată mai mult în sud. Prima coboară spre sud, pe relief pozitiv, expoziții sudice și estice, iar cea de a doua înaintează spre nord, pe văi, versanți adăpostiți și pe relief negativ, nesuportind uscăciunea și nici vînturile puternice, ambele, în înaintarea lor, descrescind, treptat, că suprafață.

Sub aceste climete altitudinale, alpin și subalpin, pe fondul celor două asociații de mai sus, se repartizează celelalte asociații ale masivului care se întind pe suprafețe mai mici sau mai mari.

În etajul alpin superior și inferior există o serie de grupări, de la asociațiile pioniere și pînă la cele foarte stabile, direcțiile de evoluție fiind mai mult sau mai puțin precise.

Vom prezenta, pe rînd, asociațiile figurate pe hartă, fie prin culori, fie prin semne sau litere, legîndu-le, pe scurt, cu condițiile mediului.

### Asociațiile din etajul alpin

Pe abrupturile, mai ales calcaroase sau din conglomerate, ale etajului alpin inferior, este cantonată asoc. de *Pinus montana* (*Pinetum mughi*) nr. 11. La umbra acesteia și prin luminișuri se dezvoltă un strat de mușchi gros, cu numeroase specii ale sub-etajului respectiv. Pe locuri mai puțin inclinate sau mai mult sau mai puțin plane, această vegetație dă naștere, cu timpul, la un sol turbos, uneori gros de peste 0,5 m. Toate abrupturile din acest sub-etaj au fost acoperite de către asociația de mai sus. Prin defrișare masivă, pentru extinderea suprafețelor de pășunat, supra-



față ocupată odinioară de către aceasta, s-a restrâns la suprafețe, din ce în ce, mai mici. Suprafețele rezultate din defrișări au fost ocupate de alte asociații, turba de sub jnepenișuri evoluind, normal, spre solul zonal, în general brun subalpin. Apele și vînturile au spălat și au ros acest sol, scoțind la zi materialul detritic, încit, după stadiul în care a ajuns solul în prezent, s-au repartizat și diferențele grupări pe care noi le prezentăm în hartă.

Grohotișurile mobile, de pe versanții nordici, acoperite timp îndelungat cu zăpadă, au fost populate de o vegetație rară sau foarte rară, din asoc. de *Oxyria digyna* cu *Sieversia reptans* (nr. 7 b), cu rădăcini profunde, adaptate la acoperiri continue cu grohotiș, prin creșterea rapidă a stolonilor care se strecoară cu ușurință spre lumină. Asociația este foarte săracă în specii și indivizi. Unde grohotișul începe să se fixeze apar petece de vegetație cu : *Saxifraga androsacea*, *Ranunculus alpestris*, *Hutchinsia brevicaulis* etc.

Pe grohotișurile și bolovănișurile umbroase, din hornuri și vîlcele, sub versanți abrupti, se instalează, întotdeauna, asociația de *Doronicum carpaticum*, adaptat, în același timp și la umbra cea mai accentuată ; spre lumină, specia dominantă se întovărășește cu *Poa minor*.

Pe grohotișurile și bolovănișurile calcareoase de pe înălțimile cele mai mari (virful Omul etc.), uscate și vîntuite, se instalează asociația de *Papaver pyrenaicum*, foarte rareori și cu *Linaria alpina* (o mare raritate din Bucegi). Printre acestea apare și *Rumex scutatus*.

La baza pereților abrupti (nr. 7 a), pe brîne, pe versanți umbriți și reci, între 2200—2300 m alt., pe sol scheletic bogat în humus, unde sezonul de vegetație este mai scurt iar zăpada durează mai multă vreme, se instalează asoc. de *Carex sempervirens* (S) care, după compozitia solului, poate vira către asoc. de *Rhododendron kotschii* sau spre cea de *Carex reticulata*.

Pe brînele calcareoase (nr. 7 a), pe praguri, abrupturi cu expoziție sudică și estică, între 1800 și 2400 m alt., pe un sol negru, dintr-un grohotiș mai mult sau mai puțin fin, cu  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , cu humus 7—8% și cu pH 6,2—8, cu reacție acidă la suprafață, se instalează asoc. de *Sesleria haynaldiana* (Sh), în stațiuni mai mult sau mai puțin xerofile, totuși cu suficientă apă în timpul primăverii, deoarece zăpada durează pînă mai tîrziu.

Pe terenurile mai mult sau mai puțin plane, adăpostite, acoperite multă vreme cu zăpadă, pe soluri scheleto-turboase, grohotișuri, bolovănișuri de conglomerate și chiar nisip fin, toate calcareoase, cu pH 6,7—7,1, se dezvoltă petece în asoc. de *Salix reticulata* care formează un fel de aglomerări pioniere, pe soluri foarte tinere și de loc stabile.

Pe podișuri, șei, spinări, coaste cu expoziție N(NE—NW), pe soluri erodate și rupturi de țelină, se dezvoltă cele mai caracteristice plante alpine, în perinițe, printre ramurile cărora se depune, în permanență, nisip fin; este vorba de asoc. de *Silene acaulis* și *Minuartia sedoides* (nr. 10), adaptate la stațiuni puternic și permanent bătute de vînt, cu rădăcini pivotante care adesea depășesc 1 m în lungime. Durata vegetației este de 2–3 luni. Solul este superficial (10–30 cm adâncime), scheleto-pietros. Asociația este pionieră, climatică, adesea de lungă durată care evoluează, în anumite situații, în asoc. de *Festuca supina* sau de *Carex curvula*.

În etajul alpin superior, în condiții apropiate de cele din stațiunile cu asociația de mai sus, dar mai uscate, pe platouri, coaste, șei, vîntuite în permanență, precum și pe rupturi de țelini, din cuprinsul altor asociații alpine, se instalează asoc. de *Festuca glacialis* (F.g.), o asociație pionieră, în petece. Ea se dezvoltă pe sol superficial schelet ± uscat, pietros, uneori și nisipos, cu pH 5–5,5. Este o asociație climatică, în unele stațiuni, ca de ex. sub vîrful Omu, de foarte lungă durată. În părțile mai joase, de ex. pe platoul Babelor, asociația evoluează către cea de *Festuca supina*, de *Loiseleuria procumbens*, iar mai sus către cea de *Carex curvula*.

Pe pietrișurile și nisipurile din văile glaciare umede, adăpostite, cu expoziție nordică, între 2100–2300 m alt., se instalează, în petece mai mici sau mai mari, asoc. de *Polytrichum sexangulare* (Ps), cu o durată anuală de vegetație de 2–3 luni, deoarece zăpada durează pînă la 10 luni. Compoziția floristică este foarte săracă în specii; ea se reduce, mai ales, la mușchi și licheni. Este o asociație pionieră, totuși, uneori, durează foarte multă vreme.

În stațiuni unde zăpada stagnează cea mai mare parte din an, pe podișuri, șei largi, depresiuni din etajul alpin, se întâlnește asoc. de *Salix herbacea* (Sa). Ea se dezvoltă în petece, pe soluri schelete cu profil scurt, tasate, ± umede, fără CO<sub>3</sub>Ca, uneori masivă, adesea în cuprinsul asoc. de *Carex curvula* către care evoluează.

Pe coastele abrupte, în general cu expoziție sudică, puternic însorite, uscate, pe conglomerate și calcare, cel mai adesea se instalează asoc. de *Festuca versicolor* (Fv). Ea își formează un sol negru de tip rendzinic, bogat în humus, cu material detritic, pH între 7–7,9. Este o asociație foarte caracteristică.

Pe platourile pietroase, pe coaste domoale și pe creste, foarte puternic vîntuite, din care cauză cu greu se pot dezvolta asociațiile zonale, pe solurile de tip podzolic și pe solurile brune alpine de pe gresii, în evoluția spre podzol humico-feri-iluvial, cu un pH 4,1–4,4, se instalează asoc. de *Loiseleuria procumbens* (5); este una dintre cele mai rezistente

asociații din etajul alpin superior. Tulpinile lemnoase, tîrîtoare și frunzele mici, pielioase, cu margini îndoite, înfruntă vînturile și gerurile cele mai mari.

Pe solurile crude sau brune de înțelenire primară și pe soluri evolute de tip rendzină alpină, de pe crestele cu climat arctic, cu un pH între 5–7, se instalează asoc. de *Elyna myosuroides* (E). Deși lăstarii sănătății unii lîngă alții, mulți dintre ei, din cauza condițiilor vîtrege (vînt, uscăciune exagerată etc.), mor, totuși tufele, se regenerează, asociația, în cele mai multe cazuri durînd foarte mult.

În etajul alpin inferior și mai rar în cel superior, pe coaste, căldări, văiugi, și mai ales pe creste vîntuite, adesea erodate, nici o dată pe microrelief negativ, se instalează asoc. de *Agrostis rupestris* (nr. 8), de obicei în petece mai mici sau mai mari. Ea se dezvoltă pe soluri permeabile reavăne, de tipul solurilor brune-alpine înțelenite, cu ceva schelet, cu profil pînă la 70 cm, pH-ul fiind între 4,1–5.

În etajul alpin inferior, pe coaste pietroase, mai mult sau mai puțin abrupte, cu expoziție sudică și brîne, se mai instalează, cel mai adesea în covor, mai mult sau mai puțin masiv, asoc. de *Festuca saxatilis* (F sa), specia dominantă fiind endemism carpatic. Solul este de tip alpin coluvial, înțelenit superficial, Tânăr, mai umed, pe grohotiș și stîncării. PH-ul este între 6,1–8. Asociația este bine încheiată și bogată în specii; ea fixează foarte bine rocile și bolovănișurile. Peste această asociație fluctuează pădurea, spre culme cea de *Pinus montana* iar spre vale cea de *Picea excelsa*.

În general etajul alpin este împărțit între două asociații, altitudinal repartizate climatic: asoc. de *Carex curvula*, în partea superioară și cea de *Festuca supina* în cea inferioară.

Asoc. de *Festuca supina* (nr. 2) ocupă suprafețele cele mai mari; este compactă și uniformă în ce privește compoziția floristică. Pe acest fond fito-pedo-climatic sănătății sunt distribuite asociațiile de mai sus; cele mai multe, în condiții prielnice, evoluează către aceasta. Pe microrelief negativ, aproape întotdeauna se instalează asoc. de *Nardus stricta*. Climatul este aspru; zăpada se păstrează peste 200 zile. În timpul verii temperatura este între 0–10°. Vînturile bat aproape în permanență, adesea fiind foarte puternice. Solul este brun subalpin și podzolul humico-feri-iluvial, instalate pe piatră și pietrișuri mai mult sau mai puțin nisipoase; ele pot evolua din solul turbos de sub asoc. de *Pinus montana*. PH-ul este între 3,9–4,9.

Asoc. de *Carex curvula* (nr. 4) ocupă suprafețe mai puțin întinse, indivizii fiind în suferință, probabil din cauza schimbării condițiilor din

sol, sau poate a climatului. Clima este foarte vitregă : ger, vînt, zăpadă etc. Se dezvoltă, mai ales pe locuri plane sau slab inclinate. Solul este brun alpin-humico-silicatic-podzolic, cu textură nisipoasă. Înțelenirea este de tipul pajiștilor îmbătrânite, vegetația fiind primară. Solul este bogat în humus (30%) iar pH-ul este 4—4,5. Asociația care pare a se fi instalat în urma pajiștilor de *Festuca glacialis* sau de *Salix herbacea*, în prezent formează un mozaic împreună cu *Potentilla ternata*, cu *Salix herbacea* și cu *Primula minima*.

Pe coastele pietroase, sterpe, mai mult sau mai puțin adăpostite, din etajul alpin, mai ales cel inferior, se instalează asoc. de *Rhododendron kotschii* și *Vaccinium myrtillus* (nr. 6). Ea se dezvoltă pe soluri de tip humico-feri-iluvial sau brun-alpin-acid foarte bogat în humus, cu pH între 4,5—5,4. Această asociație este legată de protecția zăpezii din timpul iernii ; adesea *Rhododendron kotschii*, din cauza gerurilor de primăvară, suferă sau poate chiar pierde, în lipsa zăpezii. Asociația este endemică munților noștri. În ea participă, aproape permanent : *Vaccinium myrtillus*, *V. vitis idaea*, *V. uliginosum*, *Salix herbacea* (mai rar) etc. Pe acest fond fitopedo-climatic se mai întâlnesc pete din asoc. de *Juncus trifidus* (J), legată de condiții foarte grele ca și *Loiseleuria procumbens* ; asoc. de *Festuca amethystina*, de rupturi și abrupturi, trăind în condiții asemănătoare cu asoc. de *Festuca saxatilis* ; asoc. de *Primula minima*, în stațiuni însorite, pe locuri mai mult sau mai puțin plane, expuse vînturilor și înghețului etc. ; asoc. de *Festuca carpatica*, legată aproape exclusiv de brînile și treptele abrupturilor, pe material recent, mereu împrospătat.

### Asociațiile din etajul subalpin

Peste etajul subalpin se suprapune, în cea mai mare parte, zona molidului (*Picea excelsa*) (nr. 12). În general, prin intervenția continuă a omului, o mare parte a pădurilor ce-l constituiau, au fost înlocuite de pajiști, cele mai bune din Carpați în economia pastorală ; solurile, treptat, au evoluat spre cele actuale.

Climatic, asociația cea mai întinsă este cea de *Nardus stricta*, evoluată, după defrișarea pădurii, din asoc. de *Festuca rubra* și ea destul de răspîndită ; în aceste două asociații se reflectă climatul general al etajului subalpin. În acest etaj coastele fiind mai domoale și solurile mai profunde, mai bine înțelenite, asociațiile sunt mai puține la număr, unele cu mult mai bogate în specii decât cele din etajul alpin.

Pe coaste domoale, văi, locuri plane, între 1200—1900 m alt., ajungând pînă la etajul alpin inferior, pe marginea pădurilor de molid, se ins-



talează, întotdeauna, la început, asoc. de *Festuca rubra* var. *fallax* (nr. 3). Solul, în general este de tip brun subalpin și sol podzolic brun înțelenit, solul primar fiind evoluat de sub pădure. El este profund, permeabil, pH-ul fiind între 4,7–5,3. Compoziția floristică este foarte bogată. Între această asociație și cea de *Nardus stricta* există o tranziție în care apar variante ca de ex. cea de *Agrostis tenuis* cu *Alchemilla pastoralis* și cu *Nardus stricta*, în locuri mai uscate, mai permeabile.

Asoc. de *Nardus stricta* (nr. 1 a) ocupă cele mai întinse suprafețe, pe terenuri plane, coaste domoale, adăpostite etc. Aceste suprafețe sunt acoperite de zăpadă, de obicei 6–7 luni pe an. Solutile dezvoltate pe gresii, șisturi cristaline și conglomerate, sunt profunde. Ele sunt: podzolul alpin, evoluat de sub vegetația lemnoasă și solurile brune podzolite de înțelire primară. PH-ul este între 3,9–4,9.

În evoluție, tendința continuă a asociației, pe cele mai multe suprafețe, este spre pădurea de molid.

În cuprinsul asoc. de *Nardus stricta* se întâlnesc numeroase și întinse suprafețe cu mușuroaie de mușchi, mai mult sau mai puțin înierbate (1 b); acestea au luat naștere, pe de o parte din mușchiul umed de sub fosta pădure, care, în plin soare a constituit substratul pentru mușchiul *Polytrichum commune* și alte specii care participă la alcătuirea mușuroaielelor. Oile au delimitat prin cărări dese, suprafețele, mai mult sau mai puțin poligonale, concentrice sau ovale, precum și fișii lungi de mai multe zeci de metri, pe care mușchiul a crescut, alcătuind mușuroaiele, uneori înalte pînă la 75 cm.

Pe de altă parte aceste mușuroaie au luat naștere și prin alunecarea solului (solifluxiune), cu covorul vegetal de deasupra, prin intervenția ulterioară a oilor.

Către culmile cele mai înalte, asoc. de *Nardus stricta* înaintează, pe locuri adăpostite, mai ales pe microrelief negativ.

Pe șisturile cloritoase, de la vest de valea Ialomiței, această asociație care se dezvoltă masiv acolo, a fost invadată de către *Juniperus sibirica* (nr. 13), prin această vegetație lemnoasă intermediajă tinzind, către pădurea de molid. În asoc. de *Juniperus* se mai dezvoltă și: *Vaccinium myrtillus*, *V. vitis idaea* etc.

În cuprinsul pădurilor de molid, al asoc. de *Nardus stricta* și de *Festuca rubra*, pe văi mlăștinoase, se întâlnesc suprafețe puțin întinse, cu o vegetație de mlaștini oligotrofe în care domină *Sphagnum*. În acesta se instalează multe specii caracteristice mlaștinilor de turbă, ca de ex. *Carex dacica* (Cd) în petece de asociație, *Valeriana simplicifolia* etc.

Acolo unde mlaștina a fost drenată, (mai mult sau mai puțin), se instalează asoc. de *Agrostis canina*. În pajiști bine drenate se instalează asoc. de *Festuca rubra* cu *Alchemilla pastoralis*, iar mai sus asoc. de *Nardus stricta*, în cuprinsul căreia pe alocuri, unde au poposit oile, se instalează, temporar, asoc. de *Poa media* care se menține pînă la epuizarea subsstanțelor organice de origine animală.

Prin această repartizare altitudinală, în mare, a vegetației și prin amplasarea asociațiilor pe substraturi diferite și în condiții climatice și geomorfologice, de rocă diferite etc., am arătat cît de deosebită este vegetația de la un mediu la altul, între care, bineînțeles, există stadii de tranziție. În această variabilitate a asociațiilor și mai ales în ecologia speciilor componente, se reflectă profund condițiile mediului.

Prin analiza floristică-ecologică a fiecărei grupări, se va putea scoate în evidență, cu sgiurantă, multe cauze ale variabilității, în ce privește influența diferenților factori din sol și climă la care se adaugă și influența omului.

## BIBLIOGRAFIE

- Cernescu N. (1933) Zone de soluri în Bucegi. *Bul. Soc. Nat. Rom.* 4. București.  
 — (1935) Facteurs de Climat et zones de sol en Roumanie. Inst. Geol. Rom. *St. tehn. econ.* C. 2. București.  
 Enculescu P. (1924) Zonele de vegetație lemnoasă din România. *Mem. Inst. Geol. Rom.* I. București.  
 Pax F. (1908) Grundzüge der Pflanzenverbreitung in den Karpathen. Leipzig I—II.  
 Pușcaru D., Pușcaru E. v., Paucă Ana, Șerbănescu I., Beldie Al., Ștefureac Tr., Cernescu N., Saghin F., Crețu V., Lupan L., Tascenco V. (1956) Pășunile alpine din munții Bucegi. Acad. R.P.R. Inst. Cerc. Agron. *Tratate și monografii.* 4. București.

## PRÉSENTATION DE LA CARTE DE LA VÉGÉTATION DU MASSIF DE BUCEGI

(Résumé)

On y présente la carte de la végétation échelle 1/200 000<sup>e</sup> du massif de Bucegi comme une continuation de l'ouvrage de D. Pușcaru et al. (1965) „Alpages des monts Bucegi” afin de mettre en évidence la liaison entre les facteurs du milieu et les groupements végétaux. Ces groupe-



ments dépendent des variations du sol, du climat, de la géomorphologie, des influences anthropogènes etc.

Nous avons fait une division de la végétation en tenant compte de l'altitude : l'étage alpin où prédomine l'association de *Festuca supina* et en moindre mesure l'association de *Carex curvula*, et l'étage sous-alpin où prédomine l'association de *Nardus stricta* et en moindre mesure celle de *Festuca rubra* var. *fallax*.

Sur le fond de ces associations, délimité du point de vue phytogéo-climatique, nous avons réparti d'autres groupements, suivant les catégories des facteurs du milieu, qui déterminent la liaison entre les plantes et le milieu ; la diversité des associations indique les modifications du milieu. Les recherches géobotaniques effectuées à l'aide des analyses floristiques et écologiques dénotent que les plantes trahissent des distinctions très subtiles entre les sols, fait qui contribue largement à faciliter les recherches pédologiques.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte de la végétation de l'alpage des monts Bucegi :

1 a, association de *Nardus stricta* ; b, buttes gazonnées ; 2, association de *Festuca supina* ; 3, association de *Festuca rubra* var. *fallax* ; 4, association de *Carex curvula* ; 5, association de *Loiseleuria procumbens* ; 6, association de *Rhododendron kotschii* avec ou sans *Vaccinium myrtillus* ; 7 a, végétation des escarpements calcaires avec association de *Sesleria haynaldiana*, *Festuca versicolor* etc. ; b, éboulements de calcaires avec association de *Sieversia reptans*, *Oxyria digyna* etc. ; 8, association d'*Agrostis rupestris* ; 9, association des marécages plus ou moins tourbeux à *Sphagnum* sp., où se développent des associations de *Eriophorum vaginatum*, de *Carex dacica*, de *Carex canescens* etc. ; 10, végétation installée sur les crêtes et les pentes pierreuses avec des lambeaux de : *Dryas octopetala*, de *Silene acaulis* et *Minuartia sedoides*, d'*Astragalus alpinus* etc. ; 11, forêts de *Pinus montana*, à mousse en couches épaisses, partiellement tourbifées où se développent des lambeaux de *Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium vitis idaea*, à *Homogyne alpina*, *Soldanella montana* etc. ; 12, forêts de *Picea excelsa*, vers les vallées à *Fagus silvatica* ; 13, buissons de *Juniperus sibirica*, formées principalement sur des chloritoschistes ; Cd, *Carex dacica* ; Cs, *Carex sempervirens* ; E, *Elyna myosuroides* ; Fa, *Festuca amethystina* ; Fg, *Festuca glacialis* ; Fsa, *Festuca saxatilis* ; Fv, *Festuca versicolor* ; J, *Juncus trifidus* ; S, *Sesleria coeruleans* ; Sa, *Salix herbacea* ; Sh, *Sesleria haynaldiana* ; Vs, *Valeriana simplicifolia* ; *Picea excelsa* — individus isolés ou groupés.



Institutul Geologic al României



I. SERBĂNESCU

# HARTA VEGETAȚIEI DIN GOLUL ALPIN AL MUNTILOR BUCEGI

0 1 2 km

## LEGENDA

- 1 a. Asociație de *Nardus stricta*; b. Mușuroale de mușchi
- 2 Asociație de *Festuca supina*
- 3 Asociație de *Festuca rubra* var. *fallax*
- 4 Asociație de *Carex curvula*
- 5 Asociație de *Loiseleuria procumbens*
- 6 Asociație de *Rhododendron kotschii* cu sau fără *vaccinium myrtillus*
- 7 a. Vegetația abrupturilor calcaroase, pe brine cu asoc. de *Sesleria haynaldiana*, pe pereti cu asoc. de *Festuca versicolor* etc. b. - grohotișuri calcare cu asoc. de *Sierpelia reptans*, *Oxyria digyna* etc.
- 8 Asociație de *Agrostis rupestris*
- 9 Vegetația milăstiniilor și turboase cu *Sphagnum* sp., în care se dezvoltă asoc. de *Eriophorum vaginatum*, de *Carex dacica*, de *Carex canescens* etc.
- 10 Vegetație de creste și coaste pietroase cu pete de: *Dryas octopetala*, de *Silene acaulis* și *Minuartia sedoides*, de *Astragalus alpinus* etc.
- 11 Păduri de *Pinus montana*, sub ele cu strat gros de mușchi, în parte turbificat, în care se dezvoltă pete de *Vaccinium myrtillus*, *V. vitis-idaea*, cu *Homogyne alpina*, *Soldanella montana* etc.
- 12 Păduri de *Picea excelsa*, spre văi cu *Fagus silvatica*
- 13 Tufărișuri de *Juniperus sibirica*, mai ales pe șisturi cloritoase

Cd	<i>Carex dacica</i>	Fv	<i>Festuca versicolor</i>
Cs	<i>Carex semperflorens</i>	J	<i>Juncus trifidus</i>
E	<i>Elyna myosuroides</i>	S	<i>Sesleria coerulans</i>
Fa	<i>Festuca amethystina</i>	Sa	<i>Salix herbacea</i>
Fg	<i>Festuca glacialis</i>	Sh	<i>Sesleria haynaldiana</i>
Fsa	<i>Festuca saxatilis</i>	Vs	<i>Valeriana simplicifolia</i>

▲ *Picea excelsa* – indivizi izolați sau în pâlcuri

## C U P R I N S

### MINERALOGIE-PETROGRAFIE

	<u>Pag.</u>
1. Berbeleac I. Aspecte petrografice și metalogenetice ale insulei cristaline Rapolt (Munții Metaliferi) . . . . .	5
2. Brana V., Nedelcu Fl., Neacșu Gh. Vermiculitul de la Răzoare	23
3. Ciornei P. Privire generală asupra mineralizațiilor din bazinul văii Vaserului (Maramureș) . . . . .	33
4. Cosma St. Asupra unor mineralizații de sulfuri polimetelice din regiunea Coverca-Drăgoiasa (cristalinul Bistriței) . . . . .	51
5. Kalmár I. Asupra prezenței unor ferolite în cuprinsul seriei calcaroase din partea sudică a masivului Preluca (Maramureș) . . . . .	65
6. Maier O., Solomon I., Zimmermann P., Zimmermann Voichita. Stratigrafia și structura zonei mezometamorfice a masivului Poiana Rusăcă . . . . .	(77)
7. Mușat I. Al. Asupra prezenței unor minereuri de sulfuri în zona Obcinei Mestecăniș-Carpații Orientali . . . . .	95

### ZĂCĂMINTE

8. Iliescu Silvia. Date noi asupra mineralizațiilor de pe valea Arpașul din munții Făgăraș . . . . .	115
--	-----

### STRATIGRAFIE

9. Diaconu M., Ionescu St. Contribuții la cunoașterea Triasicului și Jurasicului inferior din sectorul Valea Neagră de Criș (Pădurea Craiului) .	123
10. Drăgănescu A. Contribuții la biostratigrafia depozitelor pannoniene de pe rama estică a bazinului Lugoj (regiunea Cireșu-Crivina-Jurești) .	(129)
11. Georgescu D., Georgescu Floriana, Georgescu Lenuta, Gheorghian Mihaela, Gheorghian M., Mihăilescu C., Mihăiescu Liliana. Contribuții la stratigrafia Miocenului de pe valea Arieșului (Transilvania de vest) . . . . .	151
12. Istoceanu D. Stratigrafia și fauna depozitelor cretace din zona Vîrciorog-Copăcel (nord-vestul Pădurii Craiului, Munții Apuseni) . . . . .	161
13. Visarion Adina. Asupra prezenței unei asociații palinologice carbonifere din partea sudică a munților Bihor (regiunea Arieșenii) . . . . .	165



**PALEONTOLOGIE**

14. Georgescu Simona. Asupra prezenței speciei *Leymeriella tardefurcata* Leym. în flișul intern din bazinul văii Teliu . . . . . 171

**GEOFIZICĂ**

15. Plăvan I. Prospecțiuni gravimetrice în Moldova de N între valea Suha Mare și valea Sucevei, pe aria formațiunilor miocene și de fliș . . . . . 175  
 16. Popescu M., Surdulescu Maria, Surdulescu S., Pătruț St. Prospecțiuni seismice în Tara Birsei . . . . . 187  
 17. Stanchievici B., Gutu V. Prospecțiuni seismometrice prin metoda undelor refractate în regiunea Oradea-Satu Mare . . . . . 195  
 18. Stoica I., Stoica Maria. Prospecțiuni electrometrice pentru grafit în bazinile Oltețului și Galbenului . . . . . 201

**PEDOLOGIE**

19. Ghițulescu Nadia, Buza M., Ghinea P., Teodorescu Angela, Popescu Carmen. Soluri formate pe șisturi verzi în Dobrogea . . . . . 215  
 20. Serbanescu I. Prezentarea hărții de vegetație a masivului Bucegi . . . . . 229



## C O N T E N U

(Résumé)

### MINÉRALOGIE-PÉTROGRAPHIE

	<u>Page</u>
1. Berbeleac I. Aspects pétrographiques et métallogéniques de l'île cristalline de Rapolt (Monts Métallifères) . . . . .	20
2. Brana V., Nedelcu Fl., Neacsu Gh. Vermiculite de Răzoare . . . . .	30
3. Ciornei P. Aperçu général sur les minéralisations du bassin de la vallée du Vaser (Maramureş) . . . . .	48
4. Cosma St. Sur les minéralisations de sulfures polymétalliques de la région de Coverca-Drăgoiasa (cristalline de Bistriţa) . . . . .	63
5. Kalmár I. Sur la présence de certaines ferrolites au sein des calcaires situés à la partie méridionale du massif de Preluca (Maramureş) . . . . .	75
6. Maier O., Solomon I., Zimmermann P., Zimmermann Voicuhiţa. Stratigraphie et structure du cristallin mésométamorphique du massif de Poiana Rusăcă . . . . .	90
7. Muşat I. Al. Sur la présence de certains minéraux de sulfures dans la zone de Obcina Mestecăniş (Carpates Orientales) . . . . .	110

### GISEMENT

8. Iliescu Silvia. Nouvelles données sur les minéralisations cantonnées dans la vallée d'Arpaşu (Monts Făgăraş) . . . . .	121
---	-----

### STRATIGRAPHIE

9. Diaconu M., Ionescu St. Contributions pour la connaissance du Trias et du Jurassique inférieur du secteur de Valea Neagră de Criş (Pădurea Craiului) . . . . .	127
10. Drăgănescu A. Contributions à la biostratigraphie des dépôts pannoniens situés sur le bord oriental du bassin de Lugoj (région de Cireşu-Crivina-Jureşti) . . . . .	147
11. Georgescu D., Georgescu Floriana, Georgescu Lenuta, Gheorghian Mihaela, Gheorghian M., Mihăilescu C., Mihăilescu Liliana. Contributions à la stratigraphie du Miocène de la vallée de l'Arieş (Transylvanie occidentale) . . . . .	158
12. Istocescu D. Stratigraphie et faune des dépôts crétacés de la zone Virciorog-Copăcel (NW des monts Pădurea Craiului, dans les Monts Apuseni)	164



13. Visarion Adina. Sur la présence d'une association palynologique carbonifère dans la partie méridionale des Monts Bihor (région d'Arieșeni) .	169
--	-----

## PALEONTOLOGIE

14. George Simona. Sur la présence de l'espèce Leymeriella tardefurcata Leym. cantonnée dans le flysch interne de la vallée de Teliu . . . . .	173
--	-----

## GÉOPHYSIQUE

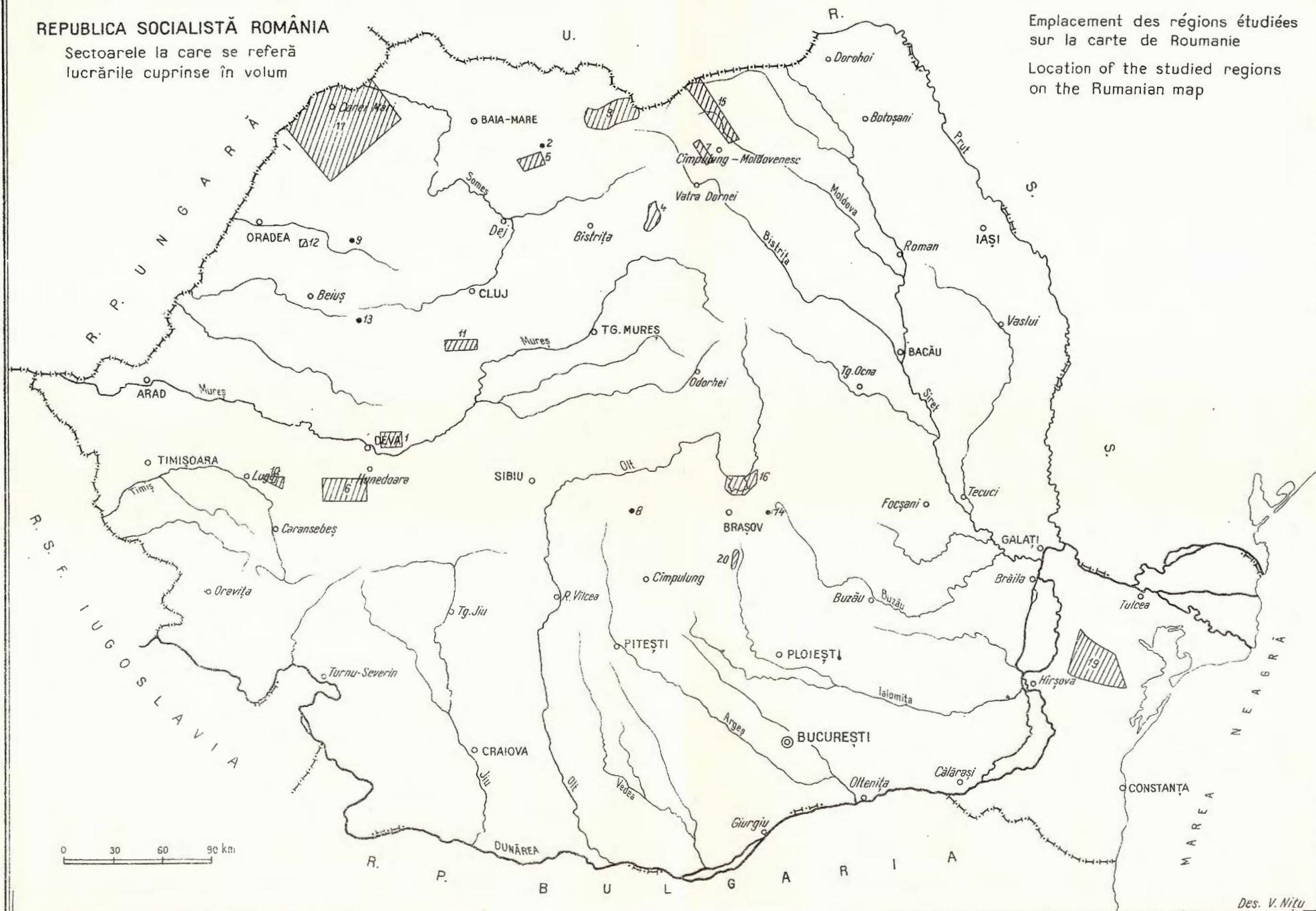
15. Plăvan I. Prospections gravimétriques dans le N de la Moldavie, entre les vallées de la Suha Mare-Suceava, sur l'aire des formations miocènes et de Flysch . . . . .	185
16. Popescu M., Surdulescu Maria, Surdulescu S., Pătruț Șt. Prospections séismiques de réfraction effectuées dans la région de Țara Bârsei . . . . .	193
17. Stanchievici B., Guțu V. Prospections séismométriques par la méthode des ondes réfractées dans la région d'Oradea—Satu Mare. . . . .	199
18. Stoica I., Stoica Maria. Prospections électrométriques concernant le graphite des bassins d'Oltețul et de Galbenul . . . . .	212

## PÉDOLOGIE

19. Ghițulescu Nadia, Buza M., Ghinea P., Teodorescu Angela, Popescu Carmen. Sols développés sur des schistes verts en Debrogea Centrale . . . . .	227
20. Serbanescu I. Présentation de la carte de la végétation du massif de Bucegi . . . . .	236

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă  
lucrările cuprinse în volum



Redactori: MARGARETA PELTZ, LIGIA FOTE  
Corector: ELENA BANDRABUR  
Traduceri: MARIANA SAULEA, MARGARETA HÂRJEU  
Ilustrația: V. NITU

---

*Dat la cules: iulie 1969. Bun de tipar: martie 1970. Tiraj: 1 100 ex. Hirtie  
scris I. A. Format 70×100/56. Coli de tipar: 15 $\frac{1}{4}$ . Cda. 271. Pentru bibliio-  
teci indicele de clasificare 55 (058).*

---

Întreprinderea poligrafică „Informația”, str. Brezoianu nr. 23 – 25, București.  
România.



Institutul Geologic al României

8379



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

COMITÉ D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE  
INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME I/M/4  
1966-1967



Institutul Geologic al României