

B. I. G.

88799

INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ  
ALE  
SEDIMENTELOR

VOL. LVI

1968-1969

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE

88799



Institutul Geologic al României

BUCUREȘTI

1970







INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

A. E.  
ȘEDINȚELOR

VOL. LVI  
(1968—1969)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE



BUCUREȘTI  
1970



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

ANALIZĂ DE PÂNĂ

DE LA

LAZĂREȘTI  
(București)

REZULTATELE ANALIZELOR ÎN LABORATORIILE DE PÂNĂ ALE INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

1964



## SUMARUL ȘEDINȚELOR

### Ședința din 24 ianuarie 1969

Prezidează: Prof. dr. docent D. Bădulescu.

— Papiu C. V., Minzatu Silvia, Iosof V. — Asupra caracterelor petrologice ale bauxitelor din munții Bihorului (regianca văii Galbina (p. 209).

— Kräutner H. G., Andâr P., Andâr Anca — Geochimia elementelor majore din zăcămintul de sulfuri polimetalice de la Fundul Moldovei (D.S. LVI/2).

— Antonescu E. — Cîteva date preliminare asupra conținutului palinologic al Triasicului inferior-Seisianului de la Bucca, munții Pădurea Craiului (D.S. LVI/3).

### Ședința din 31 ianuarie 1969

Prezidează: M. Bleahu.

— Năstăseanu S., Bițoiianu Cornelia — Devonianul de la Drencova (Banat) (D. S. LVI/4).

— Mureșan M. — Asupra prezenței Paleozoicului superior nemetamorfozat sub facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali (D. S. LVI/4).

— Bulgăreanu V., Ionescu Olga — Unele considerații asupra deflației în nisipurile eoliene cu soluri îngropate din regiunea Valca lui Mihai (Cîmpia pannonică) (D. S. LVI/5).

### Ședința din 7 februarie 1969

Prezidează: M. Bleahu.

— Papiu C. V. — Litologia calcarelor mezozoice asociate bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (Munții Apuseni) (p. 187).



— Semak A I. — Flora rhaeto-liasică de la Mchadia (D. S. LVI/3).

— Mărgărit Gh., Mărgărit Maria — Observații asupra Tortonianului de pe valea Bancului (S de Baia-Mare) (D.S. LVI/4).

#### Ședința din 14 februarie 1969

Prezidează: M. Săndulescu.

— Mureșan M. — Asupra prezenței depozitelor mezozoice continentale pre-uraconoceno-manieni (albiene?) în cuprinsul unității epimetamorfice a masivului Poiana Ruscă (D. S. LVI/4).

— Antonescu E. — Studiul microflorei anisiene din valea Cristian (Brașov) (Mem. XIII).

— Dumitrescu C., Dumitrescu Florica — Considerații asupra substanței organice din unele roci bituminoase din țară (D. S. LVI/2).

#### Ședința din 21 februarie 1969

Prezidează: Prof. dr. docent D. Rădulescu.

— Zlatarova-Top Lozana, Mureșan M. — Ivirile de minereuri manganifere metamorfozate din bazinul văii Borea (munții Bistriței) (D.S. LVI/2).

— Mușat Al. I., Vasilescu Olimpia — Asupra prezenței unor elemente de roci bazice în breciile tectonice de la Arșița-Iacobenii (Carpații Orientali) (p. 83).

#### Ședința din 28 februarie 1969

Prezidează: M. Săndulescu.

— Stanescu Josefina, Popescu A. — Studii biostratigrafice și mineralogice asupra formațiunii tortoniene de pe versantul nord-vestic al masivului Poiana Ruscă (Carpații Meridionali) (D.S. LVI/4).

— Bucur I. — Unele observații privind flișul cretacic și paleogen dintre valea Uzului și Plăieși (Cason) (D.S. LVI/5).

#### Ședința din 7 martie 1969

Prezidează: M. Săndulescu.

— Stanescu Josefina — Otolitele sarmațiene de la Soceni (Banat — România) (D. S. LVI/3).





— Balintoni I. — Asupra caracterului blastie al microclimului din migmatitele oculare de lângă Plaiu Foi (Bîrsa Groșetului) (p. 21).

#### Ședința din 28 martie 1969

Prezidează: Prof. dr. docent D. Rădulescu.

— Peltz S., Peltz Margareta — Contribuții petrografice și paleovulcanologice la cunoașterea părții de sud-vest a munților Gurghiu (p. 89).

— Gurău A., Roșu N., Bălașa E., Bordea R. — Considerații privind structura și geneza zăcămintului Borzaș (Baia-Mare) (D. S. LVI/2).

#### Ședința din 4 aprilie 1969

Prezidează: M. Bleahu.

— Savu H. — Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali) (D. S. LVI/5).

— Istocescu D. — Stratigrafia depozitelor pliocene din extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb (D.S. LVI/4).

— Tocorjescu Maria, Olteanu R., Orășanu Th. — Prezența unor depozite cenomaniene în regiunea Fanc-Săliște-Lăpugiu de Sus (culoarul Mureșului) (D.S. LVI/4).

— Olteanu R., Onicescu C. — Asociații de ostracode sarmatiene și pliocene din extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb (D.S. LVI/3).

#### Ședința din 11 aprilie 1969

Prezidează: M. Săndulescu.

— Givulescu R., Vasilescu Al. — Date noi asupra florei pleistocene de la Doboșeni (bazinul Baraolt) (D.S. LVI/3).

— Kusko M., Savu M., Popescu B., Moraru D. — Prezența Vraconianului superior peste gresiile și conglomeratele de Postăvaru (D.S. LVI/4).

— Balintoni I. — Relația dintre vulcano-carst și epigeneză în zăcămintul de sulf din munții Călimani (D.S. LVI/2).



### Ședința din 18 aprilie 1969

Prezidează : Prof. dr. docent D. Rădulescu.

— Stan N. — Migmatitele de pe valea Șușița Verde și valea Porcului (munții Vilean) (p. 169).

— Nicolaescu V., Ionescu S. — Observații asupra flișului cretacic din partea de sud a munților Ciucului (D.S. LVI/5).

— Ticleanu N. — Contribuții la cunoașterea florei sarmațiene de la Tănășești-Rîmești (Vileca) (D.S. LVI/3).

### Ședința din 23 aprilie 1969

Prezidează : I. Huber-Panu.

— Huber-Panu I., Pandelescu C., Ene I., Borcea Maria — Cercetări privind posibilitățile de valorificare a gnaiselor oculare de pe valea Vilsanului (munții Făgăraș)<sup>1</sup>.

— Georgescu B., Mușețeanu Cr., Borcea Maria — Cercetări privind prepararea minereului complex de la Lunșoara-Bihor<sup>2</sup>.

— Georgescu B., Mușețeanu Cr., Borcea Maria — Cercetări privind prepararea minereului auro-argenticifer de la Văling-Bozovici<sup>3</sup>.

— Pandelescu C., Poliei Georgeta, Borcea Maria — Cercetări privind prepararea minereului de fier de la Băișoara<sup>4</sup>.

— Georgescu B., Dumitrescu Maria — Cercetări privind valorificarea minereului piritos complex de la Vișeu-Pîrîul Caprei<sup>5</sup>.

### Ședința din 25 aprilie 1969

Prezidează : M. Bleahu.

— Kräutner Florentina — Relațiile stratigrafice și tectonice din anticlinalul Bretila pe baza datelor furnizate de forajul din valea Rusaia (Carpații Orientali) (D.S. LVI/5).

— Liteanu E., Feru M., Andreescu I., Randrabur T. — Cercetări geologice în regiunea Buzău de la contactul morfologic al colinelor cu câmpia<sup>6</sup>.

— Baltreș A. — Microfaciesul calcarelor Cretacicului inferior alohton din partea meridională a munților Hăghimaș (D.S. LVI/3).

<sup>1, 2, 3, 4, 5</sup> Se publică în *St. tehn. econ.* B 46, București.

<sup>6</sup> Se publică în *St. tehn. econ.* E 9, București.



— Bal tres ̂ A. — Notă asupra unui nou „chaetetid” *Adaequopa rietes schnorfae* gen. nov. spec. nov. (D. S. LVI/3).

#### Sedința din 29 aprilie 1969

Prezidează: M. Săndulescu.

— Bleahu M., Patruș D., Tomescu Camelia, Bordea Josefina, Panin Ștefana, Rădan S. — Date noi asupra stratigrafiei depozitelor triasice din Munții Apuseni (D.S. LVI/4).

— Ștefănescu M., Ștefănescu Marina — Calpionelile din stratele de Sinaia de pe valea Izvorului (sud de orașul Sinaia) (D.S. LVI/4).

— Gurău A. — Structura în budine eșalonate a zăcămintului Altin-Tepe — Movila Goală (Dobrogea centrală) (D.S. LVI/5).

— Antonovici Suzana, Borcea Maria — Contribuții la studiul semseyitului de la Baia-Mare (p. 11).

— Borcea Maria, Antonovici Suzana — Contribuții la studiul fülöppitului de la Baia-Mare (p. 51).

#### Sedința din 5 mai 1969

Prezidează: N. Florea.

— Florea N. — Hărțile de sol ale României la scara 1 : 1.000.000 și 1 : 500.000 ?.

#### Sedința din 6 mai 1969

Prezidează: Prof. dr. docent D. Rădulescu.

— Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța — Geochimia și petrologia ofiolitelor din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial alpin din masivul Drocei (Munții Apuseni) (p. 219).

— Iliescu Violeta, Mureșan M. — Contribuții de ordin palinologic la cunoașterea stratigrafiei și vârstei seriilor metamorfice din partea sudică a compartimentului Tisa-Ciuc (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali) (D.S. LVI/3).

— Vasilescu Al., Baudrabur T. — Ivirea de cristalini de la Racu-Ciuc și importanța ei paleogeografică (D.S. LVI/5).

— Diaconu M., Dragăstan O. — Date noi asupra depozitelor triasice din Pădurea Craiului (Munții Apuseni) (D.S. LVI/4).

<sup>7</sup> Se publică în *St. tehn. econ. C. 19*, București.





CONTRIBUȚII LA STUDIUL SEMSEYITULUI DE LA BAIA-MARE

DE

SUZANA ANTONOVICI, MARIA BORCEA<sup>2</sup>

---

**Abstract**

Contributions to the Study of the Semseyite from the Baia-Mare Region. This paper deals with a study carried out on some semseyite samples to be found in the collection of the Geological Institute of Romania. The mineral described proceeds from the Baia-Mare area (Baia Sprie and Herja mines). This study presents the results of the macro- and microscopical research concerning this mineral, indicating at the same time its paragenesis. The above study is likewise completed by drawings of crystallographic forms, a spectrum analysis and a comparative table showing the chemical analyses carried out on the semseyite crystal samples studied, as well as other analyses of various ore deposits both in Romania and abroad. The genetical considerations include the succession of the deposition of the minerals encountered within the semseyite paragenesis.

---

Din seria mineralelor descrise pentru prima dată din țara noastră, face parte și semseyitul. În nota de față vom reda unele caractere ale acestui mineral existent în mai multe eșantioane din colecția Institutului Geologic, înregistrate cu nr. L-19716, 19717, 19718, 19719.

**Istorie.** Mineralul de care ne ocupăm este cunoscut în numeroase zăcăminte atât din țara noastră cât și din alte țări. Pentru prima dată, semseyitul a fost descris de K r e n n e r în 1930, care l-a identificat într-un material colectat de la mina Baia Sprie, Baia-Mare. În același an S e m s e y i-a dat denumirea actuală. În manuscrisul rămas de la K r e n n e r s-au găsit desenele formelor cristalografice ale mineralului. Acestea sînt prezentate de Z i m á n y în 1930.

---

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 29 aprilie 1969.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



În țara noastră semseyitul a fost găsit apoi în următoarele zăcă-  
minte :

La Săcărimb (H e l k e , 1934), în parageneză cu baritină, cuarț, nagyagit, silvanit, krennerit, hessit, petzit, stüztit, altait, pirită, pirotină, marcasită, blendă, galenă, tetraedrit, calcopirită, bournonit, semseyit, jordanit, stibină, alabandină, arsen, realgar, auripigment, cinabru, minereu argenticifer.

La Herja (P e t r u l i a n , 1934) semseyitul se găsește sporadic, în parageneză cu fizelyitul, jamesonitul, tetraedritul, freieslebenitul. Toate aceste minerale au fost identificate numai microscopic, sînt asociate cu cristale mici de cuarț și sînt fixate pe blendă, galenă, pirotină, pirită.

La Baia Borșa (S z ö k e , S t e c l a c i , 1962) semseyitul (observat microscopic) apare asociat cu calcopirită și se prezintă în agregate sub formă de benzi alcătuite din lame subparalele. Semseyitul mulează crista-  
lele de calcopirită, formînd pe ele o crustă.

În „Mineralogia topografică a României”, R ă d u l e s c u , D i m i -  
t r e s c u (1966), pe baza unui bogat material bibliografic, consemnează numeroase informații privind caracterele fizice și chimice ale semseyitului și punctele de apariție în România ale acestui mineral.

Dintre lucrările cele mai recente asupra zăcămintelor în care apare și semseyitul amintim: lucrarea lui W a l e n t a (1957) asupra zăcămintului de la Schwarzwald și lucrarea lui J a m b o r (1967) asupra sulfo-sărurilor de la Madoe.

**Localizarea și studiul mineralului.** Exemplarele de semseyit studiate de noi provin din zona minieră Baia-Mare; majoritatea de la mina Baia Sprie (20) și numai 5 de la mina Herja.

Semseyitul aparține grupei sulfo-sărurilor de plumb și anume sub-  
grupei sulfo-antimoniților și se formează în zăcăminte hidrotermale.

*Forma de prezentare.* În eșantioanele de la Baia Sprie studiate de noi semseyitul apare sub formă de aglomerări alcătuite din cristale tabulare și mai rar cristale izolate, de obicei fixate pe blendă, în mici druze exis-  
tente în masa mineralizației. Blenda este mineralul predominant din aceste eșantioane. În proporții reduse se mai observă galenă, pirită, marcasită, jamesonit. Agregatele de semseyit și o parte din celelalte minerale sînt uneori acoperite cu o pulbere galben-brună limonitică.

Eșantioanele de la Herja conțin aglomerări mai rare de cristale de semseyit în parageneză cu blendă, galenă, pirotină, sferosiderit, pirită.



Cristalele de semseyit au habitusul tabular idiomorf sau hipidiomorf și se dispun în grupuri ce formează coloane scurte ușor curbate sau aglomerări neregulate; unele agregate au o dispoziție radiară. Dimensiunile cristalelor sînt cuprinse între 1—6 mmØ. Semseyitul cristalizează în sistemul monoclinic, clasa prismatică. Cele mai frecvente forme cristalografice întîlnite în materialul studiat de noi sînt : a(100) ; c(001) ; p(111) și s(113) și mai rar q(221) (fig. 1, 2, 3, 4). Are o duritate redusă (2,5),

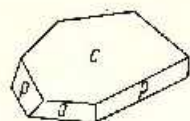


Fig. 1. — Forma cristalelor de semseyit: c (001); a (100); p (111).

Forme des cristaux de semseyite: c (001); a (100); p (111).

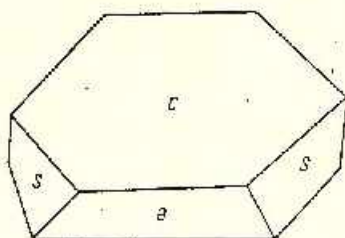


Fig. 2. — Forma cristalelor de semseyit: a (100); c (001); s (113).

Forme des cristaux de semseyite: a (100); c (001); s (113).

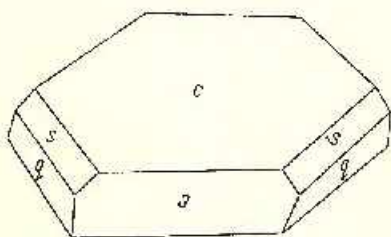


Fig. 3. — Forma cristalelor de semseyit: a (100); c (001); s (113); q (221).

Forme des cristaux de semseyite: a (100); c (001); s (113); q (221).

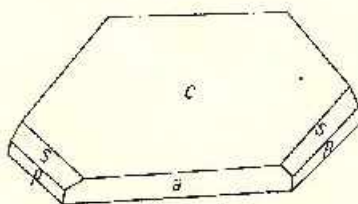


Fig. 4. — Forma cristalelor de semseyit: a (100); c (001); s (113); p (111).

Forme des cristaux de semseyite: a (100); c (001); s (113); p (111).

este casant, în special cristalele izolate se sfărâmă ușor; culoarea semseyitului este cenușie închisă și în spărtură cenușiu-argintie, cu un pronunțat luciu metalic, urina neagră și spărtură concoidală.

*Compoziția chimică.* Studiul chimic al semseyitului a fost făcut pentru prima dată de Sipőcz în anul 1886, care a stabilit și formula mineralului. După această dată posedăm mai multe studii chimice, ale căror rezultate le dăm mai jos într-un tabel comparativ.

Din materialul studiat de noi și anume din eșantionul L-19722/c am ales cristale curate de semseyit care au fost studiate chimic. Analiza chimică făcută de Iosof<sup>3</sup> indică valori ale elementelor majore apropiate de conținuturile teoretice. În tabelul comparativ includem și rezultatele acestei microanalize chimice.

TABELUL 1

Zăcămintul	Pb %	Sb %	Fe %	Ag %	SiO <sub>2</sub> %	SO <sub>2</sub> %	S %
Teoretic	53,29	27,45	—	—	—	—	19,26
I Baia Sprie	53,16	26,90	0,10	—	—	—	19,42
II Baia Sprie	55,00	28,00	—	—	—	—	17,00
III Herja	52,49	28,34	—	0,13	—	—	18,93
IV Gavnic	47,72	26,55	2,80	—	2,90	—	19,99
V Dealul Crucii	52,02	27,39	0,62	—	—	0,66	19,23
VI Wolfsberg (Hartz)	51,84	28,62	—	—	—	—	19,42
VII Oruro (Bolivia)	52,90	24,80	—	1,60	—	—	18,70

I, Sipőcz (Krenner, 1930); II, Iosof (Antonovici, Borcea, 1969); III, Loezka (1925); IV, Koch (1957); V, Koch, Zsivny (1943); VI, Prior (Spencer, 1898); VII, Prior (Spencer, 1907).

Variațiile cantitative ale elementelor majore componente (Pb, Sb, S), ce se observă în tabelul de mai sus, se datorează caracteristicilor sulfo-sărurilor de a se hidroliza cu ușurință. În urma acestui fenomen sulful precipită și se depune sau este antrenat de apă sub formă de sulf coloidal sau se degajă ca SO<sub>2</sub>, ceea ce determină o îmbogățire în Pb și Sb (ex. II Baia Sprie). De asemenea fenomenul de hidroliză într-un mediu slab acid face posibilă depunerea bioxidului de siliciu sub formă coloidală în semseyitul din zăcămintul de la Gavnic (ex. IV). Prezența fierului se explică prin spălarea de către apele acide (carbonatate) a celorlalte elemente din mineral (Pb, Sb) și înlocuirea lor cu fierul, depus în aceleași condiții.

Pentru cunoașterea elementelor minore ce intră în constituția semseyitului s-a făcut o analiză spectrală (4) pe cristale curate de semseyit alese din același eșantion ca și analiza chimică. Sunt primele date ce se

<sup>3</sup> Aducem mulțumiri pentru efectuarea analizei chimice.





obțin în legătură cu elementele minore ale semseyitului. Rezultatele cantitative arată prezența următoarelor elemente: Pb > 0,3%; Sb > 0,3%; Ag > 0,3%; Mn > 0,3%; Zn > 0,1%; Hg = 0,1%; Cu = 0,005%; B = 0,001%; Sn = 0,001%.

*Aspectul microscopic.* Microscopic semseyitul apare în cristale tabulare, larg dezvoltate sau granule neregulate, cu dimensiuni mai mici, care ajung pînă la 0,3 mm (pl. I, fig. 1). Are o culoare albă, foarte asemănătoare cu a galenei, cu o ușoară nuanță gălbui-verzuie și pleocroism observabil în imersie; efectele de anizotropie puternice scot foarte bine în evidență forma tabulară a cristalelor și sînt reprezentate prin culori de la cenușiu—verziu-olive la brun-roșcat—violacee (pl. I, fig. 2). Nu se observă reflexe interne iar puterea de reflexie este asemănătoare cu a galenei. Are clivaj pronunțat după o singură direcție (001). Este asociat cu blenda în care pătrunde uneori sub formă de golfuri cu contururi neregulate; (pl. I, fig. 3) împreună cu galena se întîlnește mai rar. De asemenea cu pirită și marcasită.

Deseori apare împreună cu jamesonitul care are aceeași culoare albă și pleocroism slab. Jamesonitul apare de regulă în cristale lungi, prismatice pînă la aciculare, aglomerate sub formă de rozete sau dispersate. Cînd semseyitul formează agregate compacte cu jamesonitul, aceste două minerale se deosebesc mai greu ele avînd și un relief foarte apropiat (pl. II, fig. 1). În aceste cazuri efectele de anizotropie și mai precis atacul cu reactivi le poate diferenția (pl. II, fig. 2).

Cristalele de jamesonit au o anizotropie accentuată, cu culori de la crem-gălbui deschis la cenușiu-albăstrui închis și prezintă deseori un sistem de macle polisintetice pe una sau două direcții (pl. II, fig. 3).

Atacul cu HCl face ca semseyitul să devină imediat brun, în timp ce jamesonitul rămîne neatacat; vaporii de HCl într-un timp mai îndelungat formează pe suprafața cristalelor de jamesonit un precipitat slab care se îndepărtează ușor.  $\text{NO}_3\text{H}$  atacă puternic ambele minerale înnegriindu-le.

Dimensiunile cristalelor de jamesonit sînt cuprinse între 0,5-1 mm lungime și 0,08-0,15 mm grosime. Jamesonitul apare în cantitate mai redusă decît semseyitul.

Mineralul de gangă identificat cu eșantioanele studiate este reprezentat prin cuarț care apare fie sub formă de cristale bipiramidate de la 1-5 mm lungime depuse pe pereții geodelor din masa mineralizației, fie

<sup>4</sup> Aducem mulțumiri pentru efectuarea analizei spectrale (I. Accintovici) de la Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni.



sub forma cristalelor mărunte și neregulate și a silicei criptocristaline ce impregnează și roca gazdă.

În oșantioanele de la Herja, silica se asociază cu sideritul care are aspect concreționar și cu foarte puțin calcit.

*Considerații genetice.* După ultimele considerații genetice asupra zăcămintului de la Baia Sprie, (M a n i l i c i et al., 1965) se știe că există aici trei tipuri de mineralizație hipogenă: pirită-cuprifera, polimetalică și auro-argentiferă. Mineralele ce intră în parageneza amintită de noi fac parte din mineralizația polimetalică. Ele au fost precipitate într-un interval larg de temperatură ținând seama că fiecare are temperatură de depunere mult diferită față de celelalte. Se pot stabili mai multe generații de depunere:

O generație mai veche în care s-au depus: cuarț, pirită, marcasită, blendă, galenă (depunere ce este favorizată de conținutul bogat în fier, sulf, cupru, zinc, plumb al soluțiilor);

O generație mai nouă în care s-au depus minerale cu un conținut ridicat de stibiu.

Pentru ultima fază de mineralizație este caracteristică creșterea conținutului în plumb care înlocuiește parțial stibiul (în această fază s-au depus jamesonitul și semseyitul) și la sfârșitul acestei faze se ajunge să rămână numai mineralele bogate în plumb. Am putut stabili următoarea ordine de depunere a mineralelor: cuarț, pirită, marcasită, blendă, galenă, jamesonit, semseyit.

Pentru zăcămintul Herja se consideră perioada de mineralizație hipogenă caracterizată prin prezența pirotinei, care se știe că se formează la temperaturi foarte ridicate. Această perioadă începe cu pirită singură, apoi însoțită de blendă, pirotină, galenă și se încheie cu depuneri de sulfo-săruri (semseyit, jamesonit). Deci se pot distinge trei faze de depuneri: faza sulfurilor de fier și a sulfurilor de zinc; faza sulfurilor de cupru și a celor de plumb; faza sulfo-sărilor.

S-a putut stabili următoarea ordine de depunere a mineralelor: pirită, blendă, pirotină, marcasită, galenă, sferosiderit, jamesonit, semseyit.

## BIBLIOGRAFIE

- Dana E. S. (1950) Minerals and how to study them. New York-London.  
 Dana J. D., Dana E. S., Palache Ch., Berman H., Frondell Cl. (1946)  
 The system of Mineralogy. Ed. a 7-a, London.



- Doelter G., Leitmeier H. (1926) Handbuch der Mineralchemie. Leipzig.
- Hawley J. E. (1952) Spectrographic studies of pyrite in gold mines. *Econ. Geol.* 47, New Haven.
- Heike A. (1934) Die Goldtellur Erzlagerstätten von Săcărlimb (Nagyag) in Rumänien. *N. Jb. Min. Bd.* 68, Abt. A. Stuttgart.
- (1938) Die jungvulkanischen Gold und Silber Erzlagerstätten des Karpathenbogens. *Arch. Lagerstättenforsch.* 66, Berlin. *Arch.*
- Hintze C. (1955) Handbuch der Mineralogie. Berlin.
- Jambor I. J. (1967) New Lead sulfantimonides from Madoc, Ontario. *Part. II. Descriptions The Canadian Mineralogist*, 9, Ontario.
- Klockmann F. (1907) Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart.
- Koch S. (1957) Data on some rare sulphosalts. *Acta Szeged*, 10, Szeged.
- Krenner J. (1930) Mineralogische Mitteilungen (Semseyit von Felsőbánya). *Cbl. Min. Abt. A.* Stuttgart.
- Manilić V., Giușcă D., Stîpoci Victoria (1965) Studiul zăcămintului de la Baia Sprie. *Mem. Com. Geol.* VII. București.
- Petrulian N. (1934) Étude chalcographique du gisement de plomb et de zinc de Herja. *An. Com. Geol.* XVI, București.
- Ramdohr P. (1960) Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin.
- Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Ed. Acad. R.S. România, București.
- Sipőcz L. (1886) Über die chemische Zusammensetzung einiger seltener Minerale aus Ungarn. *T.M.P.M.* 7, Z.K. 11, Budapest.
- Strunz H. (1957) Mineralogische Tabellen. Ed. a 3-a, Leipzig.
- Szöke Amalia, Steclaci Livia (1952) Reclunea Toroiaga-Baia Borșa. Ed. Acad. R.P.R. București.
- Walenta K. (1967) Die Antimonführenden Gänge des Schwarzwaldes. *Jahrb. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 2, Berlin.
- Zepharowich V. (1859, 1873, 1893) Mineralogische Lexicon des Kaiserthums Österreich. Wien.

## CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DE LA SEMSEYTE DE BAIA-MARE

(Résumé)

La semseyite appartient à la série des minéraux décrits pour la première fois dans notre pays par Krenner qui l'a identifiée en 1930 dans un matériel de Baia Sprie (Baia-Mare). Plus tard, ce minéral a été décrit dans notre pays par Heike (1934) à Săcărlimb; Petruțian (1934) à Herja; Szöke, Steclaci (1952) à Baia Borșa. Elle a été aussi mentionnée par Rădulescu, Dimitrescu (1966). Dans d'autres pays, elle est citée par Walenta (1957) dans le minerai de Schwarzwald et Jambor (1967) dans les sulfosels de Madoc.

Les échantillons qui font l'objet de notre étude, ont été prélevés de Baia-Mare (mines Baia Sprie et Herja) et ils appartiennent à la collection de l'Institut Géologique.

La semseyite fait partie du groupe des sulfosels de plomb, notamment du sous-groupe des sulfoantimonites. Elle prend naissance dans des gisements hydrothermaux.

Dans les échantillons étudiés, la semseyite apparaît sous forme d'agglomérations, formées de cristaux tabulaires et plus rarement de cristaux isolés, fixés d'habitude sur la blende.

Les cristaux de semseyite ont un habitus tabulaire idiomorphe ou hippidiomorphe. Ils se disposent en groupes qui forment des colonnes courtes ou des agglomérations irrégulières. Les dimensions des cristaux varient entre 1 mm et 6 mm Ø. La semseyite cristallise dans le système monoclinique, classe prismatique. Les plus fréquentes formes cristallographiques, rencontrées dans le minéral que nous avons étudié sont les suivantes : a (100) ; c (001) ; p (111) ; s(113). Le minéral est gris foncé à éclat métallique et il a la dureté 2,5. Une analyse spectrale y indique la présence du Pb > 0,3 % ; Sb > 0,3 % ; Ag > 0,3 % ; Mn > 0,3 % ; Zn > 0,1 % ; Hg = 0,01 ; Cu = 0,05 % ; B = 0,001 % ; Sn = 0,001 %.

En faisant la micro-analyse chimique des cristaux purs de semseyite, on a trouvé les teneurs suivantes : Pb = 55 % ; Sb = 28 % ; S = 17 %.

Au microscope, la semseyite présente des cristaux tabulaires ou des granules irréguliers à dimensions jusqu'à 0,3 mm. Elle est blanc—jaunâtre-verdâtre et présente un faible pléochroïsme. En nicols croisés (N+), la semseyite est grisâtre—verdâtre-olive jusqu'à brun-rougeâtre—violacé. Elle a un clivage prononcé à partir de 001.

Elle forme des associations avec la jamesonite, la blende, plus souvent la galène, le quartz et parfois avec la sidérite concrétionnaire (à Herja). Elle diffère de la jamesonite par les effets d'anisotropie et l'attaque aux réactifs.

Quant à la période de constitution de la semseyite, on peut dire qu'elle s'est déposée en même temps que les autres sulfosels dans une phase plus récente, caractérisée par le remplacement partiel de l'antimoine par le plomb. On a établi que la constitution des minéraux a eu lieu selon l'ordre suivant :

Baia Sprie : quartz, pyrite, marcassite, blende, galène, jamesonite, semseyite ;

Herja : pyrrhotine, pyrite, marcassite, blende, galène, sphérosidérite, jamesonite, semseyite.

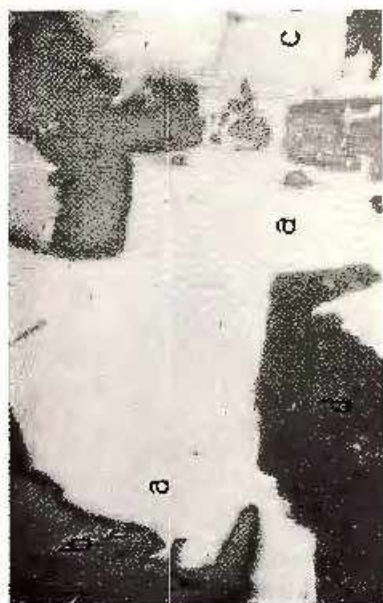


PLAȘA I



## PLANȘA I

- Fig. 1. — Cristale tabulare de semseyit divers orientate (a); blendă (b); galenă (c); gangă (d).  
N II; x 70.  
Cristaux tabulaires de semseyite diversement orientés (a); Blende (b); galène (c);  
gangue (d). N II; x 70.
- Fig. 2. — Cristale de semseyit (a); gangă (b). N +; x 70.  
Cristaux de semseyite (a); gangue (b). N +; x 70.
- Fig. 3. — Asociația semseyit-blendă-jamesonit. N II; x 140.  
Association semseyite-blende-jamesonite. N II; x 140.



1



2



3

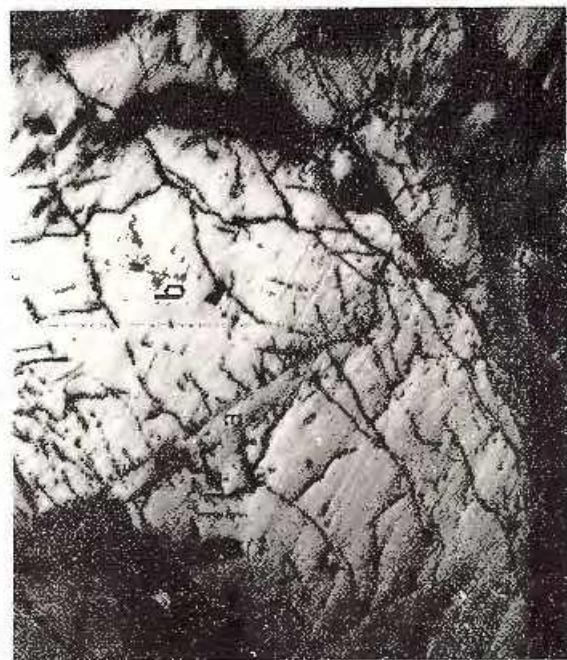
Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVII/1.

## PLANȘA II

- Fig. 1. — Jamesonit (a); semseyit (b). N II; x 140.  
Jamesonite (a); semseyite (b). N II; x 140.
- Fig. 2. — Jamesonit (a); semseyit (b). N +; x 100.  
Jamesonite (a); semseyite (b). N +; x 100.
- Fig. 3. — Jamesonit (a). Macle polisintetice pe una sau două direcții. N +; x 100.  
Jamesonite (a). Macles polysynthétiques suivant une ou deux directions. N +; x 100.







1



2



3

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVIII.

ASUPRA CARACTERULUI BLASTIC AL MICROCLINULUI DIN  
MIGMATITELE OCULARE DE LÎNGĂ PLAIU FOII (BÎRSA GROȘETULUI)<sup>1</sup>

DE

ION BALINTONI<sup>2</sup>

**Abstract**

On the Blastive Character of the Microcline within the Augen Migmatite near the Plaiu Foin (Birsă Groșetului) Area. The analysis of the relationship between the microcline and the other minerals included in the rock leads to the conclusion that its crystallization as megablasts took place lately, being synchronous with the retromorphism of the series which comprises it. Its blastivity occurred under hydrothermal conditions, the zone with migmatite corresponding to the deep discontinuity planes through which rich watery, compact, supercritical fluids rich in dissolved feldspathic material, have percolated.

Gnaisurile oculare interstratificate în paragneisurile biotitice cu clorit de pe Birsă Groșetului, lângă cabana Plaiu Foin, constituie trei intercalații: prima, lată de 80 m este deschisă în versantul drept al Bîrsei Tămașului la oca 200 m amonte de confluența cu Birsă Groșetului, o a doua de grosime apropiată se găsește deasupra cabanei Plaiu Foin, formînd stîncăria abruptă din versantul stîng al Bîrsei Groșetului, iar o a treia, mai îngustă, aflurează în versantul drept al acesteia, amonte de precedentă. Limitele între gnaisurile oculare și paragneisurile sînt tranșante, microclinul fiind absent în ultimele chiar la 50 cm de contact. Ochii de microclin, lenticulari, ating 10 cm în diametru, obișnuit 1-3 cm, în unele porțiuni ale benzilor rîrindu-se pînă la dispariție, spre a se trece la gnais microclinic cu textură rubanată (lit-par-lit), clasificat de Mehnert (1962) la migmatitele cu textură stromatitică (stratificată).

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 7 martie 1969.

<sup>2</sup> Universitatea București. B-dul N. Bălcescu nr. 1, București.

### Istorie

Geneza gnaiselor oculare din Făgăraș, ca parte a complexului gnaisic purtător de feldspat potasic pe baza cărui a fost separată seria de Cumpăna, a preocupat majoritatea geologilor ce au lucrat în regiune. Datele aduse în favoarea diverselor păreri fiind puține și echivoce, s-au emis toate ipotezele genetice posibile, fără să se impună vreuna hotărâtor. *Mrazec* (1930) reluând părerile sale mai vechi (1897) susține ipoteza magmatică pentru gnaisele de Cozia și Cumpăna, pe care le clasificase la grupul I cristalin, ipoteză adoptată de *M. Reinhard* (1906), *Murgoci* (1923), *Schmidt* (1930), *Strockoisen* (1931), principalul lor argument fiind compoziția chimică și mineralogică a gnaiselor de Cumpăna și Cozia identică granitelor. *Ghika-Budești* consideră aportul cristalizat dintr-un fluid hidato-pneumatogon porimagmatic (1938) sau mediu dispers neprecizat (1942). Ideile sale au ca substrat noile orientări teoretice pe plan internațional, precum și necesitatea explicării unor caractere textural-structurale în genere nediscutate anterior. *Mănilici* (1955) se raliază primei păreri a lui *Ghika-Budești* cu privire la starea fizică a mediului de aport, dar originea lui ar fi legată de mișcări orogenetice, adică de diferențierea metamorfică, cum se precizează în 1966 (*Gherasi et al.*). *Dessila-Codarcea* susține pentru prima oară originea sedimentară a seriei gnaisice cu feldspat potasic din nord-vestul munților Sebeș (1962), extinsă și pentru Făgăraș (1966) și acceptată de *Gherasi et al.* (1966) pentru gnaisele oculare, oculare și rubanate de la exteriorul zonei de Păpușa-Voinești sens restrâns. Pentru gnaisele microclinice din zona de Cumpăna-Holbav *Dimițescu* (1964) reia ipoteza metasomatică a lui *Ghika-Budești*, considerându-le puse în loc prin înaintarea unui front metasomatic (*E. Wegmann*), ce a schimbat chimismul rocilor în sensul lui *Lapadu-Hargues*. Totuși, nici ipoteza injecției de topituri silicatate magmatice sau anatectice nu este complet abandonată, fiind discutată de *Dimofte* (1967) și într-o serie de rapoarte ale prospectorilor, spre exemplu *Pitulea*, *Arion*<sup>4</sup> și *Arion et al.*<sup>5</sup>. Ca vîrstă, toți autorii admit complexul gnaisic sincron cu metamorfitele care îl conțin, seria de Cumpăna (in-

<sup>4</sup> G. Pitulea, M. Arion. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru nichel în regiunea Vl. Ghițu-V. Chicii (bazinul Vilsanului). 1966. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>5</sup> M. Arion, Gh. Popa, N. Ceaușu, A. Andrei, V. Teodorcanu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în regiunea bazinului Topologutui-V. Capra (munții Făgăraș). 1968. Arh. Com. Stat. Geol. București.



clusiv gnaisele de Cozia) fiind în general crezută ca cea mai veche din Făgăraș, constituind axa geologică a masivului și fundamentul celorlalte serii (Dimitrescu, 1963).

### Considerații de petrografie și petrogenză

Gnaisele oculare de la Plaiu Foi au textură pronunțat șistoasă, cauzată de micile segregate în fișii paralele ce mulează ochii de microclin, ușor lenticulari, cu diametrul mare în planul de șistozitate. În raport cu microclinul textura s-a numit oculară, deși ochii de microclin fiind obișnuit monominerali, este vorba de o structură. Parageneza dată în ordinea aproximativă a frecvenței include: microclin, cuarț, oligoclaz, muscovit, biotit, albit, clorit, almandin, clinzoizit, titanit, apatit, zircon, ortit, oxizi de Fe. Gnaisele oculare găsindu-se interstratificate în paragnaiselle biotitice cu clorit și avind prin urmare istoriile întrepătrunse, am urmărit asemănările și deosebirile dintre ele. Calitativ, parageneza gnaiselor oculare are în plus microclin și ortit; cantitativ, considerind celelalte minerale, cloritul este sporadic în raport cu biotitul. Relațiile reciproce dintre mineralele paragenezei fără microclin și ortit, nu se deosebesc esențial de cele din paragnaiselle; de aceea raționamentele aplicate la explicarea genezei paragnaiselor pot fi extrapolate într-o primă aproximație și în cazul gnaiselor oculare și anume: parageneza este în stare de dezechilibru fizico-chimic, deoarece oligoclazul cu aproximativ 20% An coexistă cu albit și clorit; cloritul, păstrind relicte de biotit incomplet distruse, evident s-a format din acesta; întrucât plagioclazul cu mai mult de 15% An este diagnostic de facies pentru faciesul amfibolitelor cu almandin, conchidem că roca a fost metamorfozată inițial la nivelul superior al acestui facies, suferind într-o etapă ulterioară un retromorfism manifestat în apariția cloritului pe seama biotitului și a albitului prin transformarea parțială a oligoclazului; în primul stadiu K a fost îndepărtat din rocă, aceasta funcționind ca sistem deschis din punct de vedere termodinamic; retromorfismul pare să fi fost sincron cu metamorfismul progresiv al seriei de Leaota, paragnaiselle biotitice cu clorit de pe Birsa Groșetului stind la baza ei; seria de Leaota fiind metamorfozată în faciesul șisturilor verzi, subfaciesurile B1.1 și B1.2, retromorfismul paragnaiselor s-a realizat cel mult la nivelul subfaciesului B1.3; în toate transformările mineralogice apa a jucat un rol important, ea fiind necesară pentru generarea mineralelor mai hidratate decât cele precedente (cloritul în raport cu biotitul) și pentru întreținerea ritmului reacțiilor dintre minerale care în absența ei se pot încetini până la oprire; deoarece metamorfitele, spre deosebire

de sedimente conțin puțină apă, trebuie să admitem că în decursul retromorfismului, în paragnaise au pătruns cantități mari de apă. Chestiunea majoră care se ridică în continuare este aceea a microclinului. Microscopul evidențiază că mineralele mezostazei sînt incluse în megablastele de microclin; includerea se face atît individual, observîndu-se cristale izolate de biotit, muscovit, clorit, cuarț, oligoclaz, apatit, clinozoizit, granat, cît și în roiuri, numărîndu-se zeci sau sute de granule într-un singur roi; oligoclazul și cuarțul din roiuri sînt de regulă cataclazate, dimensiunile lor medii fiind de 0,02-0,03 mm rareori atingînd 0,07 mm, comparativ cu granulele de cuarț și oligoclaz din mezostază care au în medie 0,30-0,45 mm; această observație relevă cristalizarea microclinului sin- și/sau postcataclazare; deseori în mezostază se văd plaje de granule de oligoclaz și cuarț de formă alungită, dispuse cu axul lung în planul de șistozitate, dînd o aparență de structură asemănătoare aceleia a granulelor; cataclazarea poate fi urmărită și la cristale de granat și apatit; împreună cu dispunerea dimensională preferențială a unor minerale altfel izometrice în metamorfite, indică mișcări diferențiale puternice, paralele cu planele de șistozitate în zona gnaiselor oculare. Mai departe, existența biotitului cloritizat inclus în microclin trebuie interpretată ca blastează postcloritizare, fiind greu a se admite cloritizarea biotitului după includerea sa în microclin, deoarece ca să se întîmple aceasta, ar fi trebuit să fi fost penetrată rețeaua cristalină a microclinului de către un fluid care să fi distrus biotitul și să fi transportat potasiul, fără ca în același timp edificiul cristalin al microclinului să sufere în vreun fel; un atare fenomen ni se pare improbabil. Recapitulînd, raporturile microclin-restul mineralelor relevă următoarele: blastează postcristalizarea mineralelor mezostazei (le include), sin- și/sau postcataclazare (include roiuri de minerale cataclazate din mezostază), postcloritizarea biotitului (include biotit cloritizat). Cu aceasta afirmăm că, blasteza microclinului este posterioară începerii retromorfismului paragnaiselor. Indicații mai exacte asupra momentului blastezei se deduc din prezența mirmechitelor, care se interpretează sinerone cu blasteza microclinului, sau cel mult ulterioare. Plagioclazul mirmechitelor cu An cca 15% (relief slab negativ, semn optic  $\pm$ ) indică cristalizare în condiții de temperatură de la începutul faciesului amfibolitelor cu almandin (cca 550°C, Winkler, 1967). Întrucît nu avem informații despre un metamorfism progresiv postretromorfism, deducem că cristalizarea mirmechitelor s-a produs în faza de temperatură maximă a retromorfismului, în zona gnaiselor oculare stabilindu-se o culminație termică (Winkler, 1967). În microclin se observă de asemenea concreșteri de plagioclaz cu aspect de rețea



neregulată, dificil de interpretat cu exoluții; faptul că aceste concreșteri uneori se anastomozează în roiurile de incluziuni, iar altele păstrează pe traiect cristale individuale de oligoclaz, credem că arată modul de formare cel puțin a unei părți din ele și anume înlocuirea metasomatică a masei fundamentale și recristalizarea oligoclazului pe rețeaua microclinului. Există cazuri când într-un grup de incluziuni de oligoclaz se vede o tendință de uniformizare a extincțiilor și ștergere a contururilor dintre granule, deci de creare a unei rețele unice pentru un mare număr de indivizi. Acest proces pare să fi fost ușurat de cataclazarea avansată a mezostazei. Precizând locul blastezei în raport cu retromorfismul, urmează să ne întrebăm dacă feldspatul potasic a existat în rocă de la început, blasteza sa fiind o simplă recristalizare, sau dacă el a pătruns în formațiune în momentul blastezei. Preferăm a doua ipoteză, din cauza coexistenței microclinului cu granatul. Granatul și microclinul sînt minerale incompatibile și ele nu pot lua naștere concomitent în metamorfismul progresiv (Turner, Verhooogen, 1960; Winkler, 1967). Or, granatul fiind inclus în microclin și prezent în întreaga zonă a paragneiselor biotitice cu clorit de pe Birsa Groșetului, rezultă că face parte dintre componenții inițiali ai rocii, fiind cristalizat într-o ambianță nepotasică. Comparativ cu paragneisele de pe Birsa Groșetului, în masa fundamentală a gnaiselor oculare există mult mai puțin clorit în raport cu biotitul. De asemenea, biotitul este mai larg cristalizat, cu dimensiuni frecvent mai mari de 1 mm, în paragnaise fiind sub 1 mm. În gnaisele oculare, micelile sînt segregate în fișii și îngrămădiri, sînt indoite și rupte. Îndoirile se fac în jurul ochilor de microclin în același sens, cu concavitatea spre ochi, fapt ce indică neîndoiește o relație între îndoiri și istoria ochilor de microclin. Spre a se produce îndoirile în modul specific în care apar, două ipoteze sînt posibile: fie că cristalele de microclin în creștere au dislocat masa din jur, împingînd mineralele mezostazei prin forța de cristalizare; fie că în timpul creșterii megablastelor și probabil și ulterior, s-au produs alunecări laminare pe planele de șistozitate, combinate cu compresiune. Prima ipoteză credem că este improbabilă, deoarece admitînd-o ar trebui să concepem forțe de cristalizare enorme, neînregistrate pînă în prezent; în consecință rămîne a doua ipoteză, a cărei corolare necesită însă o tratare specială de mare anvergură. De-a lungul planelor de șistozitate, pe traiectul micelilor, dar și pe interstițiile dintre mineralele celelalte, sau traversînd ochii de microclin pe unele fisuri, se infiltrează un pigment de culoare roșu-brună pînă la roșu-gălbui, criptocristalin, un hidroxid de fier. Proveniența lui este aproape sigură pe scama biotitului, fiind un



produs de oxihidratare ce indică un stadiu de hidrotermalism final în evoluția fenomenelor magmatice. Un caz identic a fost descris de **L a ț i u** (1938), în granitele de la Șoimoș-Radna. Tot în stadiul final al succesiunii fenomenelor descrise în lucrarea de față trebuie să se fi produs și blasteza albitului, sursa lui fiind oligoclazul care arată transformări incipiente, mai ales marginal, inclusiv mirmechitele.

Sintetizând, istoria gnaiselor oculare de la Plaiu Foi ar fi următoarea : metamorfism progresiv al paragnaiselor de pe Birsa Groșetului la nivelul subfaciesului B2.1 ca parte constitutivă a serici de Cumpăna ; rol de infrastructură ca fundament al geosinclinalului în care s-au sedimentat rocile seriei de Leaota ; retrormorfism conjugat cu metamorfismul progresiv al serici de Leaota ; în timpul retrormorfismului, pe întreaga zonă a paragnaiselor biotitice cu clorit de pe Birsa Groșetului a pătruns o undă de apă supracritică în stare de fluid dens ; temperatura a fost în jur de 500°C și compoziția simplă ; în acest stadiu a avut loc cloritizarea biotitului și scoaterea potasiului din sistem ; într-un stadiu ulterior, corespunzător fazei de apogeu a metamorfismului progresiv al serici de Leaota, mișcările orogenetice au creat spații de minimă rezistență cu corespondență profundă, puse în evidență în paragnaise prin cataclazarea avansată a constituenților ; prin aceste spații au pătruns fluide apoase dense supracritice, de data aceasta saturate cu feldspat potasic dizolvat, temperatura crescînd pînă la cca 550°C ; simultan a început blasteza microclinului și recristalizarea parțială a plagioclazului (mirmechite, concreșteri) și a cloritului format în prima fază în biotit de neoformație ; creșterea relativ rapidă a cristalelor de microclin în raport cu recristalizarea cloritului în biotit, a cuprins cristale de biotit cloritizat, secheștrîndu-le în starea în care se aflau în timpul includerii ; blasteza microclinului a fost însoțită de un proces metasomatic de înlăturare a unei părți din materialul aflat în actualul spațiu închis în megablaste ; pe fondul general de retrormorfism al paragnaiselor, la nivelul superior al subfaciesului B1.3, zonele cu gnaise oculare au constituit locuri de culminație termică, direcții privilegiate de circulație a unor fluide dense supracritice saturate în feldspat potasic dizolvat ; în etapa finală, temperatura fluidelor ca și a întregului complex a început să scadă și acestei faze îi corespunde blasteza albitului, transformarea în continuare a oligoclazului, inclusiv a mirmechitelor și depunerea pigmentilor feruginoși extrași din biotit ; mișcările diferențiale pe planele de șistozitate începute o dată cu retrormorfismul au continuat, ducînd la fisurarea parțială a ochilor de microclin, cu depunerea pigmentului feruginos pe fisuri, precum și la curbarea mai accentuată a miclor ;

tot acum s-a produs și o recristalizare parțială a cuarțului din masa fundamentală, rezultând plaje cu structură pavimentoasă și mărimea granulelor pînă la 1 mm; apoi aportul de fluide a încetat, sistemul a redevenit închis termodinamic și transformările au rămas incomplete. Asupra temperaturii mai înalte existente în zona gnaiselor oculare în raport cu paragneisele învecinate, ne informează și prezența în apropierea contactelor a unor intercalații cu aspect textural de șisturi pătate, cloritul fiind acumulat în planele de șistozitate în îngrămădiri circulare cu diametrul în jur de 1 cm sau mai mult. Cauzele care au determinat creșterea megablastelor de microclin sînt de natură termodinamică și numai experimentarea ar putea da răspunsuri clare. Nouă ni se par importanți următorii factori: formarea anevoioasă de nuclee stabili pozitiv, care la rîndul ei poate avea cauze multiple; mobilitatea mare a mediului furnizor de particule necesare cristalizării, asemănătoare cazului cristalizării pegmatitelor; accesul îngreniat transversal pe planele de șistozitate, fapt bine vizibil în cazul pigmentilor feruginoși, cu consecințe în posibilitățile de nucleiere și de aprovizionare a nucleilor formați eventual în interiorul interplanelor; gradul mic de suprasaturație a mediului furnizor de particule necesare cristalizării, cu menținerea constantă îndelungată a temperaturii în jurul unui anumit punct de saturație; instabilitatea granulelor mici, datorită condițiilor tectonice (laminări, cataclazare etc.). Microclinul din gnaisele oculare de la Plaiu Foi fiind un microclin cu trielinicitate maximă (maclat în grilă în totalitate), iar indicațiile de hidrotermalism în perioada retromorfismului paragneiselor biotitice cu clorit multiple, rezultă că teoria cristalizării microclinului maxim sub regim hidrotermal în aproape toate formațiunile granitice sin- și tardeorogene susținută de M a r m o (1967) s-ar confirma în cazul de față.

### Concluzii

Gnaisete oculare de la Plaiu Foi se încadrează textural și genetic la migmatitele oftalmitice (M e h n e r t, 1962). Megablastele de microclin au cristalizat dintr-o fază dispersă ce poate fi descrisă ca un fluid apos dens supracritic, saturat în feldspat potasic dizolvat.

Blastele microclinului a fost sincronă cu retromorfismul zonei retro-morfe a seriei de Cumpăna.

Accesul fluidelor s-a făcut pe planele de mișcări diferențiale intense cu corespondență profundă.

Originea fluidelor probabil trebuie căutată într-un magmatism granitic rămas invizibil în spațiul la care ne referim.





Creдем că această geneză trebuie considerată și pentru gnaisele oculare din partea externă a zonei de Păpușa-Voinesti sens restrins, care constituie continuarea vestică a formațiunilor descrise de noi.

Pentru migmatitele oculare în discuție este adecvat termenul exterioare, nu superioare.

## BIBLIOGRAFIE

- Codârcea-Dessila Marcela (1962) Încercare de reconstituire paleogeografică și orogenetică a Carpaților Meridionali Centrali. *Stud. cerc. geol.* VII/3-4, Ed. Acad. R.P.R. București.
- (1966) Căi noi în descifrarea evoluției geologice a terenurilor cristalofiliene. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 11, 2, București.
- Dimitrescu R. (1963) Structura părții centrale a munților Făgărașului. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, 1961, II, București.
- (1964) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *An. Com. Geol. Rom.* XXXIII, București.
- Dimotie G. (1967) Seriiile și zonele formațiunilor cristaline din extremitatea vestică a munților Făgăraș. *Anul. Univ. Buc. seria št. nat. geol. geogr.* XVI, 1, București.
- Gherasi N., Manilici V., Dimitrescu R. (1966) Studiul geologic și petrografic al masivului Ezer-Păpușa. *An. Com. Geol. Rom.* XXXV, București.
- Ghika-Budești Șt. (1938) Considérations géologiques et pétrographiques sur la mine d'or de Valea lui Stan. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXII, București.
- (1942) Métamorphites et migmatites dans les Carpates Méridionales. *Bull. Soc. Roum. Géol.* V, București.
- Giușcă D., Bîlciu M., Rădulescu D., Stîopol Victoria, Dimitrescu R. (1956) Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de sud-vest. *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- Lațiu V. (1938) Contribuțiuni la studiul microfiziografic al granititelor de la Șolmoș-Radna (jud. Arad). *Bull. Sci. L'école Polytechn.* VIII/3-4, Timișoara.
- Manilici V. (1955) Cercetări petrografice și geologice în regiunea Rîul Doamnei-rîul Cernat. *D.S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- Marmo V. (1967) On the granite problem. *Earth-Science Rev.* 3, 1, Elsevier Pub. Comp. Amsterdam.
- Mehnert K. R. (1962) Zur Systematik der Migmatite. *Krystalinikum.* 1, Prag.
- Mrazec L. (1937) Despre clasificarea cristalinelor din Carpații Meridionali. *Bul. Soc. Șt.* VI, București.
- (1930) Observațiuni la comunicarea lui O. Schmidt: Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVII, București.
- Murgoci G. M. (1923) Sinteza geologică a Carpaților de sud. *D.S. Inst. Geol. Rom.* I, București.
- Schmidt O. (1930) Cercetări geologice în ramificațiile nord-estice ale munților Făgărașului. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XV, București.



- (1930) Scurtă expunere a rezultatelor cercetărilor geologice făcute în sistemele cristaline ale Carpaților Meridionali. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVII, București.
- Streckeisen A. (1931) Sur la tectonique des Carpates Méridionales, *An. Inst. Géol. Roum.* XVI, București.
- Turner J. F., Verhoogen J. (1960) *Igneous and metamorphic petrology*. McGraw-Hill, Inc. New York, Toronto, London.
- Winkler H. G. F. (1967) *Die Genese der metamorphen Gesteine*. Zweite Auflage, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

---

## CONCERNANT LE CARACTÈRE BLASTIQUE DE LA MICROCLINE DES MIGMATITES OEILLÉES DES ENVIRONS DE PLAIU FOII (BÎRSA GROȘETULUI)

### (Résumé)

---

La microcline, à ce qu'il paraît, a cristallisé plus tard que les autres minéraux de la paragenèse. Les relations structurales et l'histoire d'ensemble de la région indiquent que sa blastèse est synchronisée au rétro-morphisme de la série qui la renferme. Les mégablastes se sont développés des fluides aqueux denses supracritiques, saturés en matériel feldspathique (sous régime hydrothermal), pénétrés à travers les plans de discontinuité profonde qui ont fonctionné dans les zones à migmatites oeillées pendant le métamorphisme progressif de la série de Leaota qui correspond à celui régressif de la partie supérieure de la série de Cumpăna.



## PLANȘA I

- Fig. 1. — Microclin cu incluziuni de biotit cloritizat, cuarț, muscovit. N + ; x 35.  
Microcline à inclusions de biotite chloritisée, quartz, muscovite. N + ; x 35.
- Fig. 2. — Granat, cuarț, muscovit, incluse în microclin. N + ; x 90.  
Grenat, quartz, muscovite, inclus dans une microcline. N + ; x 90.
- Fig. 3. — Roi de incluziuni din masa fundamentală în microclin (biotit cloritizat, cuarț, oligoclaz, muscovit). N + ; x 35.  
Essaim d'inclusions de la masse fondamentale dans la microcline (biotite chloritisée, quartz, oligoclase, muscovite). N + ; x 35.
- Fig. 4. — Roi de granule cataclazate din masa fundamentală la marginea unui ochi de microclin. N + ; x 35.  
Essaim de granules cataclasés de la masse fondamentale à la limite d'un oeil de microcline. N + ; x 35.

J. BALINTONI. Caracterul elastic al microclinului din migmatitele oculare-  
Plaiu Foi. Pl. I.



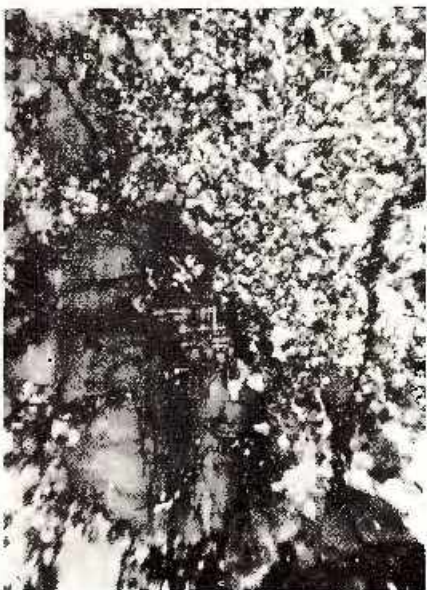
1



2



3



4

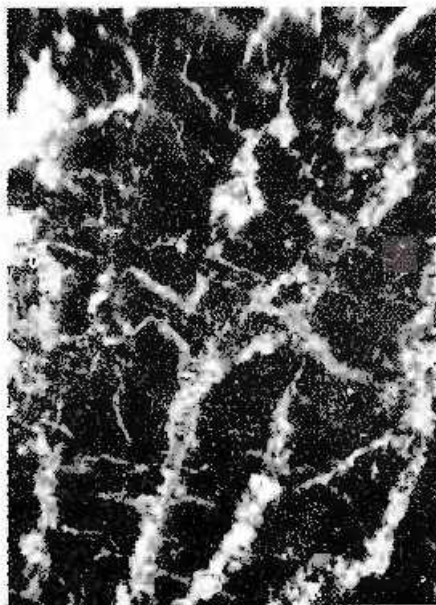
Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVI/1.



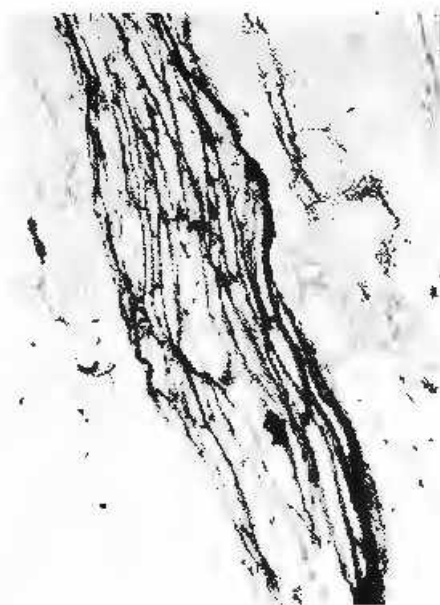
## PLANȘA II

- Fig. 1. - Tip de conecșteri de plagioclaz în microclin. N 11;  $\times 35$ .  
Type de développement enchevêtré du plagioclase dans le microcline. N 11;  $\times 35$ .
- Fig. 2. - Dure de pigmenți feruginoși de-a lungul unei grupări de muscovit. Se observă curbarea muscovitului. N 11;  $\times 90$ .  
Traces de pigments ferrugineux le long d'un groupement de muscovite. On observe la courbure de la muscovite. N 11;  $\times 90$ .
- Fig. 3. - Biotit cu auréole pleocroică provocată de ortit melanici. N 11;  $\times 90$ .  
Biotite à auréoles pleochroïques provoquées par l'orthite mélanique. N 11;  $\times 90$ .
- Fig. 4. a - Cristal de albite așturi de cristale de oligoclaz transformate marginal. N 11;  $\times 90$ .  
Cristal d'albite à côté de cristaux d'oligoclase, marginalement transformés. N 11;  $\times 90$ .

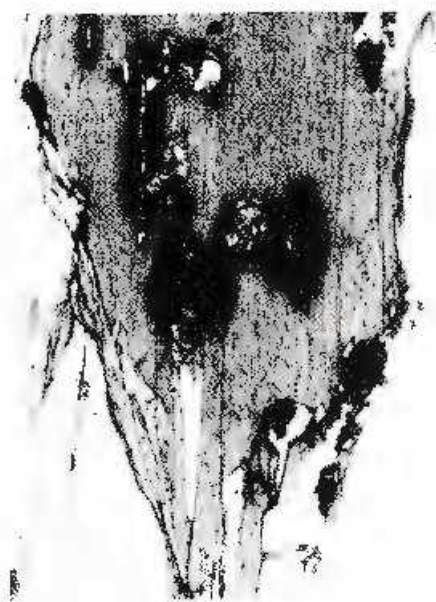
I. BALINTONI. Caracterul blastic al microelinului din migmatitele oculare-  
Plaiu Foi. Pl.II.



1



2



3



4

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVI/1.



ALUNIȚII DE LA VOIA (MUNȚII METALIFERI) <sup>1</sup>

DE

ION BERBELEAC <sup>2</sup>

**Abstract**

Alunites from the Voia Valley Basin (Metalliferous Mountains). This paper comprises data resulted from the optical, chemical, thermic differential and X-ray study of alunites from the Voia valley basin. These alunites are present in quartz-alunite rocks and display two varieties: the first — sodic, and the second — potassic, both genetically linked to the hydrothermal solutions of the late subsequent magmatic phase.

În cadrul aureolelor hidrotermale ce însoțesc filoanele metalifere asociate aparatelor vulcanice din Munții Metaliferi și Carpații Orientali, lucrările de specialitate au consemnat marea variație a paragenezelor mineralelor de neoformăție, variație explicată prin caracterele fizico-chimice (temperatură, presiune, chimism specific pH și eH) diferite ale soluțiilor hidrotermale.

Cu toate că în ultimul deceniu, în țara noastră cercetările geologice au furnizat un număr mare de date privind fenomenele de alterații hidrotermale, se constată în general nemenționarea aluniților în rindul mineralelor hipogene cu excepția regiunii Negoiful Românesc din munții Călimani (Teodoru, Teodoru, 1965) și Talaci din munții Zărandului <sup>3</sup>. Acest fapt se explică prin condițiile cu totul specifice pe care trebuie să le întrunească soluțiile hidrotermale pentru precipitarea aluniților.

Cercetările anterioare, întreprinse în Munții Metaliferi, menționează prezența aluniților de origine supergenă în rocile eruptive terțiare de la

<sup>1</sup> Comunicare în sesiunea științifică a Întreprinderii Geologice de Prospeccțiuni din 19 martie 1969.

<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospeccțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.

<sup>3</sup> I. Teodoru, Camelia Teodoru. Raport asupra prospeccțiunilor geologice executate în regiunea Tisa-vîrfurile Talaci-Aciuța. 1964. Arh. Com. Stat Geol. București.



Hondol (vîrful Lelii și dealul Coasta Mare) și Roșia Montană (Inkey, 1885; Poșepny, 1868; Pálffy, 1916; Rădulescu, Dimitrescu, 1966).

În lucrare, aluniiții de la Voia sînt considerați de origine hipogenă și sînt legați genetic de faza hidrotermală tardivă a activității magmatice terțiare.

### Caracterizarea geologică a regiunii Voia

Regiunea Voia (județul Hunedoara) se află situată în partea centrală a Munților Metaliferi și este alcătuită din depozite sedimentar-tortoniene (pictrișuri, nisipuri, argile grezoase, calcare etc.) și sarmațiene (complex vulcano-sedimentar, conglomerate, gresii) și roci eruptive mezozoice și terțiare.

Rocile eruptive mezozoice reprezintă diferențiatele magmatismului inițial ofiolitic (bazalte, dolerite și piroclastite bazaltice) din cadrul geosinclinalului munților Mureșului. Acestea apar pe valea Voia la est de pîrful Certejului și sînt acoperite de depozite sedimentare de vîrstă tortonian-inferioară (Ghițulescu, Socolescu, 1941).

Diferențiatele magmatismului subsevent tardiv ocupă cea mai mare parte din regiune și cuprinde în ordinea succesiunii următoarele tipuri de roci: andezite cu hornblendă și cuarț ± biotit, dacite de Cînel, andezite cuarțifere cu hornblendă, andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (Săcărîmb) andezite cu hornblendă și cuarț și dacite de Cetraș.

În regiune, vulcanismul terțiar a început din Tortonian și s-a continuat pînă în Pannonian inclusiv. Activitatea vulcanică, efuziv-explozivă este de tip central. Aparatele vulcanice andezitice (dealul Măcriș), sau dacitice (dealurile Buha, Cetraș, Momeasa, Geamăna) au forme eliptice sau circulare și sînt situate la intersecția liniilor de falii mezozoice cu cele neogene (Berbeleac, 1969).

În bazinul superior al văii Voia ca și în alte regiuni din Munții Metaliferi, rocile andezitice (andezite cu hornblendă și cuarț ± biotit, andezite cuarțifere de tip Barza și Săcărîmb), dacitice (dacite de tip Cînel și Cetraș) și sedimentare au fost supuse unor intense procese de metasomatoză care se caracterizează pe de o parte prin acțiunea de levigare a unor elemente mobile din mineralele rocilor inițiale aduse în condiții de instabilitate chimică, iar pe de altă parte prin depunerea altor elemente, mai puțin mobile, în asociații stabile. În felul acesta în regiunea Voia rocile supuse metamorfismului hidrotermal au fost repartizate în funcție de paragenezele mineralelor noi formate la trei faciesuri: propilitic, sericito-





argilitic și cuarț-alunitic. Ultimul facies nu s-a întâlnit la andezitele cuarțifere de tip Săcărimb și Barza. În condițiile formării alunțiilor, mineralele rocilor eruptive cu excepția cuarțului au fost substituite total. Asemenea roci, constituite din cuarț și alunțiți sînt cunoscute în literatură sub numele de cuarț-alunite (Willard, Proctor, 1946; Steven, Rattie, 1960; Radonova, 1966).

### Caracterizarea mineralogică a alunțiilor

În bazinul superior al văii Voia, alunțiile alcătuiesc mai multe iviri, dintre care menționăm pe cele situate în șaua dintre dealurile Măcriș-Coasta Mare și Geamăna, pîriul Paua și Coasta Cetrașului.

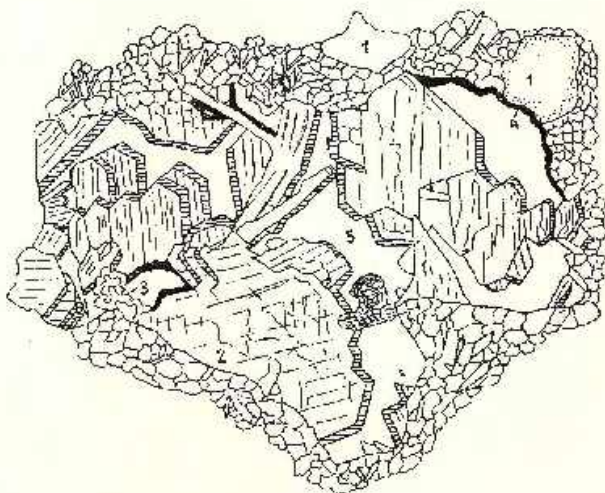
Procesul de alunitezare din regiunea Voia cuprindînd rocile sedimentare și vulcano-sedimentare sarmațiene, tulurile și andezitele cu hornblendă și cuarț ± biotit și dacitele de Coasta Mare. Rocile alunitezate au o culoare alb-argintie sau rozie, luciu sedefos-mătășos și aspect poros. Porozitatea este dată de existența mai multor porțiuni incomplet umplute cu alunțiți care alcătuiesc mici geode. În aceste geode (fig. 1, 3) și pe fisuri (fig. 2) în dealul Geamăna și Coasta Cetrașului, alunțiiți alcătuiesc agregate

Fig. 1. — Geodă cu depuneri de alunțiți în rocă cuarț-alunitică (Dealul Geamăna, × 8,5).

1, cuarț primar corodată cu inclușii de minerale argiloase; 2, cristale de alunțiți elvate și fisurate; 3, alunțiți reînform (?); 4, hidroxiți de fier; 5, creturi în geodă.

Géode tapissée d'alunites en roche quartzique-alunitique (Colline Geamăna, × 8,5).

1, quartz primaire corrodé à inclusions de minéraux argileux; 2, cristaux d'alunites élévés et fissurés; 3, alunites réinform (?); 4, hydroxydes de fer; 5, creux en géode.



foioase, lamelare, mai puțin concreționare și granulare ce cuprind cristale larg dezvoltate (0,1-3 mm).

Cristalele de alunțiți au forme prismatice, dezvoltate după axa *c* (fig. 1, 3), contururi xenomorfe (fig. 2) și mai rar idiomorfe (fig. 4). Re-

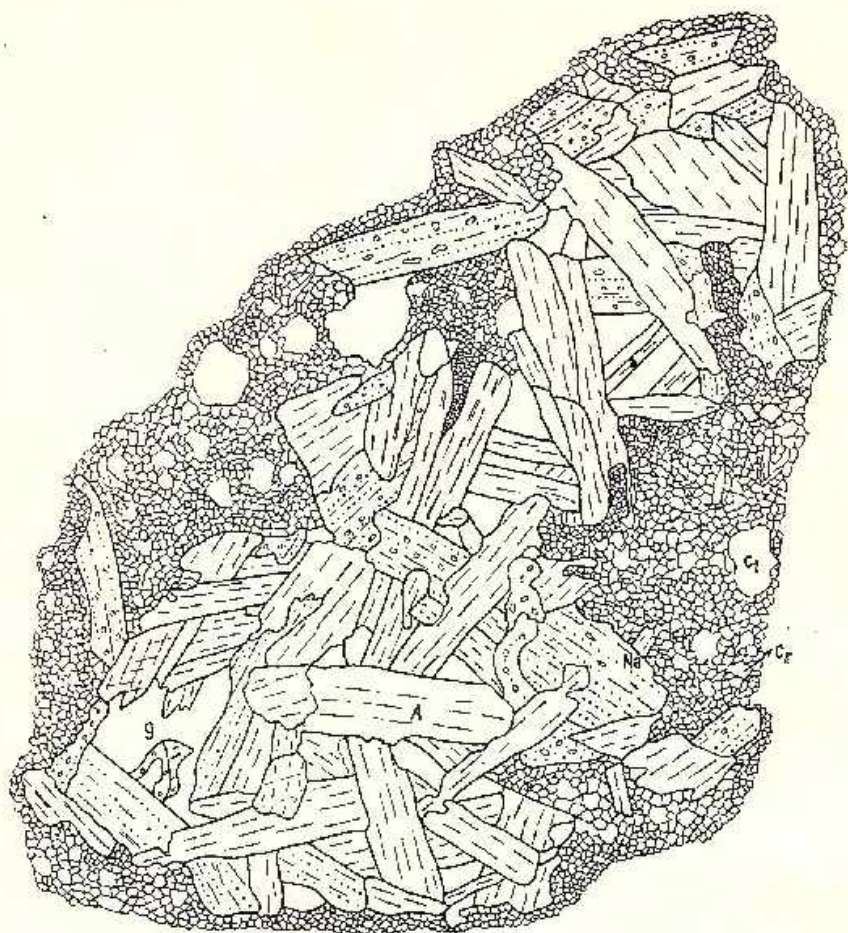


Fig. 2. - Fisură cu depuneri de alunți (Coasta Cetrașului,  $\times 8,5$ ).

$c_1$ , cuarț primar corodat;  $c_2$ , cuarț secundar; A, alunți; Na, nastroalunți, g spațiu liber.

Misure tapissée d'alunites (Coasta Cetrașului,  $\times 8,5$ ).

$c_1$ , quartz primaire corodé,  $c_2$ , quartz secondaire; A, alunites; Na, nastroalunite; g, espace libre.

marcăm asociații de mai mulți indivizi sub forma unor lamele suprapuse, concrescute sau întretăiate (fig. 1, 2) maclate polisintetic (fig. 5 a) sau în cruce (fig. 5 b).

Rocile cuarț-alunite au rezultat în urma substituției totale a mineralelor (femice și leucocratice din gresii, tufuri, andezite și dacite) cu cuarț, pirită și alunți. Masa de bază a acestor roci are o structură mozaicată și este alcătuită în predominantă din cuarț microgranular (90-95%) la care se mai adaugă cuarțul primar corodat (1-7%), cu contururi

neregulate, impurificat marginal de minerale argiloase, aluniți, gips, bohemit, diaspor și zircon.

În matricea unora dintre rocile cuarț-alunitice, aluniții sînt practic absenți. Prezența sau absența aluniților este în funcție de structura masei de bază a rocii inițiale. În cazul andezitelor amfibolice cu cuarț ± biotit,

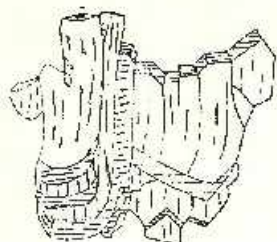


Fig. 3. — Cristale de aluniți  
(Dealul Geamăna,  $\times 8,5$ ).

Cristaux d'alunites (Colline  
Geamăna,  $\times 8,5$ ).

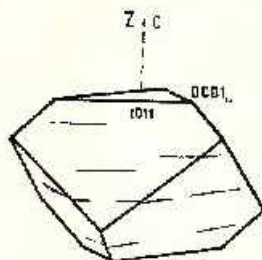


Fig. 4. — Cristal de alunit  
(după Trögger, 1959).

Cristal d'alunite (d'après  
Trögger, 1959).

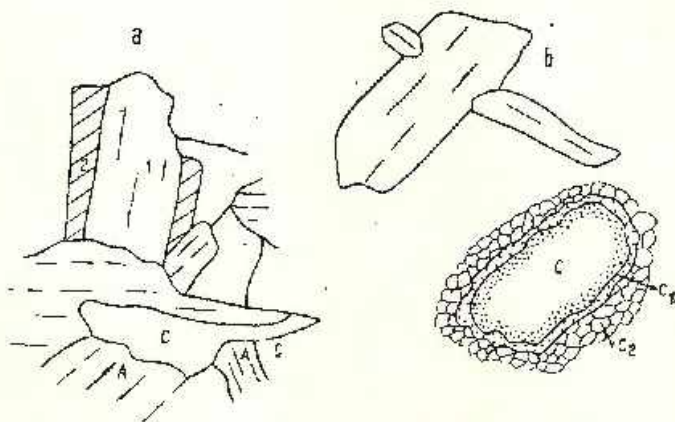


Fig. 5. - a, Alunite maclat polisintetic în rocă cuarț-alunitică (Dealul Geamăna).

1 și 2, indivizi orientați diferit ( $\times 40$ ); c, cuarț; A, alunit; b, maclă în cruce la alunit; c, cuarț primar corodat și impurificat cu minerale argiloase (c); c<sub>1</sub>, depuneri de cuarț secundar pe cuarțul primar; c<sub>2</sub>, granule de cuarț secundar în masa rocii.

a, Alunite maclée polysynthétique en roche quartzique-alunitique (Colline Geamăna).

1 et 2, individus différemment orientés ( $\times 40$ ); c, quartz; A, alunite; b, maclé en croix de l'alunite; c, quartz primaire corrodé et impurifié avec des minéraux argileux (c); c<sub>1</sub>, dépôts de quartz secondaire sur le quartz primaire; c<sub>2</sub>, granules de quartz secondaire dans la masse de la roche.

care de regulă au structură porfirică și masă vitrofirică, cristalele de aluniiți se aglomerează în locul vechilor fenocristale în proporții de 90-95% și numai de 2-3% în masa rocii.

Cristalele agregatelor de aluniiți sînt subțiri, lamelare și foioase. Clivajul perfect se observă după fața (0001).

Dezvoltarea preferențială a aluniiților după forme prismatice cu contururi pseudohexagonale (fig. 1) și mai puțin după cele romboedrale (fig. 3) se explică prin faptul că structura internă a seriei izomorfe aluniiț-jarosit arată ca o unitate celulară hexagonală. În această celulă după cum a arătat Hendrick (Brophy, Scott, Snellgrove, 1962) potasiul cu numărul de coordinație 12 este situat între șase O și șase OH, iar aluminiul cu numărul de coordinație șase se află între patru OH și doi O (fig. 6).

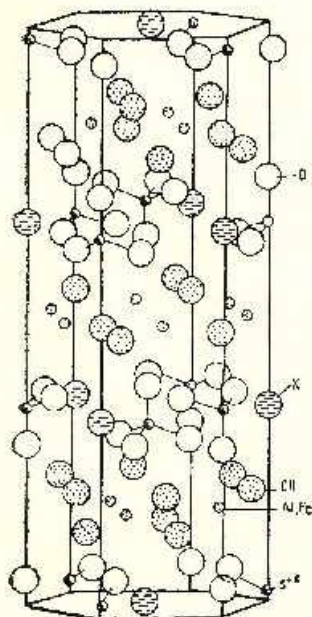


Fig. 6. — Unitatea celulară hexagonală la aluniiț-jarosit (după Hendrick, din Brophy, Scott, Snellgrove, 1962).

Unité cellulaire hexagonale de l'alunite-jarosite (d'après Hendrick, de Brophy, Scott, Snellgrove, 1962).

În urma cercetării caracterelor optice ale aluniiților de la Voia au fost determinate două varietăți, ale căror constante sînt prezentate comparativ în tabelul de mai jos.

La Voia, în rocile cuarț-alunitice cele două varietăți de aluniiți sînt răspîndite neuniform. Astfel în dealul Geamăna, pîrîul Paua și Coasta Cetrașului în unele porțiuni predomină alunitul potasic asupra celui sodic



TABELUL 1

Varietatea	Berberleac	Trögger	Wincell	Radonova	Leinz
Alunit	ng = 1,59 mp = 1,57 ng - mp = 0,020 $c \wedge ng = 0$ l = -	ng = 1,592 mp = 1,572 ng - mp = 0,020 $c \wedge ng = 0$ l = -	ng = 1,592 mp = 1,580 ng - mp = 0,020 $c \wedge ng = 0$ l = -	ng = 1,598 mp = 1,578 ng - mp = 0,020 $c \wedge ng = 0$ l = -	
Natroalunit	ng = nedeterminat mp = 1,56 ng - mp = -0,010		ng = 1,58 ng - mp = 0,10		ng = 1,587 mp = 1,577 ng - mp = -0,010

și invers. În general, se poate spune totuși că în această regiune varietatea potasică este predominantă.

Alunitul sodic este depus ulterior celui potasic, deoarece îl include și corodează pe acesta (fig. 2). În afara constantelor optice diferite la varietatea sodică de alunit față de cea potasică se observă numeroase incluziuni de minerale argiloase, cuarț și baritină (?).

Procesele de alterație supergenă exercitate asupra rocilor cuarț-alunitice de la Voia au condus la trecerea piritei în oxizi de fier hidratați (limonit, goethit) și a aluniților în bohemit și diaspor. În general procesul de transformare a aluniților în oxizi de aluminiu este foarte slab.

Analizele microscopice ale rocilor cuarț-alunitice de la Voia au indicat următoarea succesiune a mineralelor de neoformație: cuarț, pirită, alunit, natroalunit, opal, minerale argiloase, limonit, goethit, rutil, bohemit și diaspor.

### Caracterele chimice ale aluniților

Analizele chimice executate pe rocile cuarț-alunitice recoltate din regiunea Voia (tab. 2) au fost prelucrate și comparate cu ivirile similare din Bulgaria (Radonova, 1966), Spania, Utah, Colorado, Porto Rico (Steven, Rattie, 1960; Brophy, Scott, Snellgrove, 1962).

Datele prelucrate sînt proiectate în diagramele procentajelor atomice relative  $K^+$  și  $Na^+$  realizate de Raymond (1962), (fig. 7) și Brophy, Scott, Snellgrove (1962) (fig. 8), pentru aluniții sintetici realizați la 75°C/1 atm., 100°C/1 atm., 105°C/1 atm. și 150°C/6 atm., în condiții de pH acid (0,5-16).



TABELUL 2

Analizate chimice, procedurile atomice relative K<sup>a</sup>, Na<sup>a</sup> și dimensiunile celulei esapentare la unit atunghi din Utah, Colorado, Porto Rico, Spania, Bulgaria și România

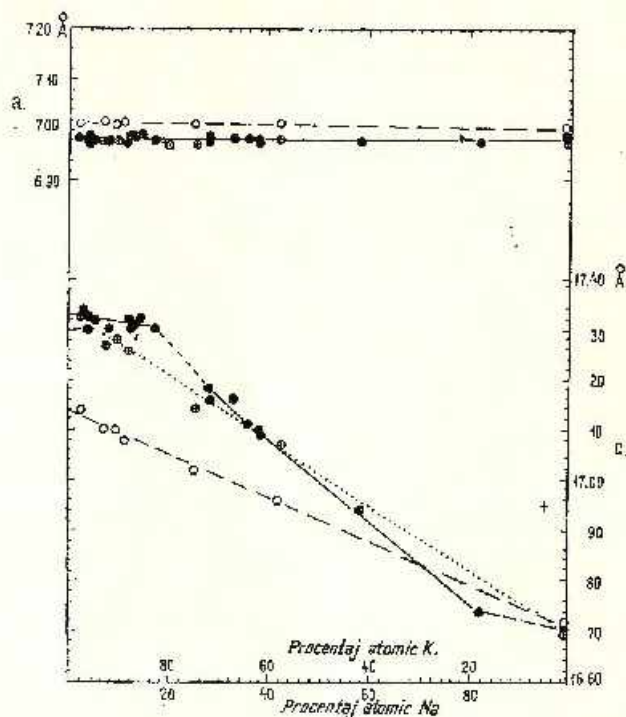
Oxizal	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	31,72	30,04	2,30	34,80	47,80	13,40	43,78	39,00	65,53	—	73,87	4,4	40,00	37,67	53,86	36,60	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,14	23,98	39,45	24,40	20,33	31,55	24,80	23,21	13,93	36,8	8,59	36,28	20,45	24,71	18,26	28,22	37,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	4,32	—	0,24	0,97	0,56	0,81	0,16	0,9	0,4	0,13	—	—	0,99	0,79	0,61	urme
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	1,93	—	0,70	—	—	—	—	0,13	—
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11	—	—	—	—	—	—	0,98	—
MgO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,70	—
K <sub>2</sub> O	7,15	6,90	7,67	6,49	4,59	8,64	1,04	6,4	1,80	0,1	0,87	6,4	3,4	2,60	1,05	2,71	10,46
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,25	0,68	0,67	0,10	0,79	3,11	1,19	0,58	7,6	1,10	2,4	1,4	2,47	2,60	1,88	0,33
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—	0,04	—	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,78	—	0,35	0,62	0,77	0,62	0,05	0,18	—	0,61	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18	—	0,12	—	—	—	—	—	0,58
SO <sub>2</sub>	24,62	23,67	36,10	23,41	19,0	33,80	16,86	23,36	8,34	38,3	9,04	36	19,2	2,23	13,30	17,75	38,34
H <sub>2</sub> O +	9,81	9,11	13,33	8,28	6,82	10,54	8,61	7,92	4,76	14,9	4,44	—	—	—	—	7,40	12,90
H <sub>2</sub> O -	0,06	0,22	0,15	0,16	0,10	0,08	0,34	—	0,12	0,1	0,15	12,1	6,8	6,46	6,15	0,09	0,09
BaO	—	—	—	—	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	—	—	—	—	—	—	—
PbO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	1,78	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12	—	—	—	—	—	—	0,06	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total %	100,07	98,27	98,58	88,80	101,01	100,13	99,97	99,49	99,93	99,7	99,99	97,05	100,02	97,03	98,01	99,50	100,10
K <sup>a</sup>	97	95	88	86	96	88	18	72	55	1	K <sup>a</sup> 33, 64	62	58	21	57	96	—
Na <sup>a</sup>	8	5	12	14	4	12	82	28	43	99	Na <sup>a</sup> 67, 36	38	43	79	43	4	—
ab	6,91	6,977	6,974	6,982	—	6,076	6,976	6,976	—	6	ab, 98	6,981	6,973	6,973	—	—	6,972
cd	17,34	17,32	17,32	17,32	—	16,74	17,16	17,16	—	16,699	cd	17,11	17,09	16,866	—	—	16,944

1,2 probe din zăcămintul Yellow-Jackel, Marysvale, Utah; 3, probă din zăcămintul Sunline, Marysvale, Utah; 4, probă din zăcămintul White Horse, Marysvale, Utah; 5, latit aluminizat, Marysvale, Utah; 6, floc cu alunit, Marysvale, Utah; 7, probă din zăcămintul Big Star, Marysvale, Utah; 8, probă din zăcămintul Summitville, Colorado; 9, cuarț-alunit, Summitville, Colorado; 10, probă din zăcămintul Sierra Almagera, Spania (colecția Breithaupt); 11, cuarț-alunit Papinți, Bulgaria; 12, probă din zăcămintul Cerro la Tiza, Comello, Porto Rico; 13, probă din zăcămintul Cerro la Tiza, Comello, Porto Rico; 14, cuarț-alunit, Coasta Cetrășului, Voia, România, analist E. Roman; 15, cuarț-alunit, dealul Geamăna, Voia, România, analist E. Roman; 16, cuarț-alunit dealul Geamăna, Voia, România, analist E. Roman, analist M. Nedelcu; 17, alunit, Mineral Products Mine, Utah; K<sup>a</sup>, procentajul atomic relativ pentru K; Na<sup>a</sup>, procentajul atomic relativ pentru Na; ab, cd, dimensiunile celulei elementare în Å.

În figura 7 se prezintă variația valorilor celulei elementare  $a$  și  $c$  și a procentajelor atomice relative pentru K și Na ( $K^a$ ,  $Na^a$ ) în aluniții sintetici și naturali. După cum se vede aluniții sintetici realizați la 100° C/1 atm. (linie întreruptă) și încălziți la 300° C/1 atm. (linie punctată) au

Fig. 7. — Variația dimensiunilor  $a$  și  $c$  și a procentajelor atomice respective K și Na în aluniții sintetici și naturali (după Raymond, 1962); aluniții naturali din Utah, Colorado, Porto Rico și Spania (cercuri pline); aluniți sintetici (cercuri goale); aluniți sintetici încălziți o oră la 300° C (cercuri cu cruce); aluniții Voia (cruce).

Variation des dimensions  $a$  et  $c$  et des pourcentages atomiques respectifs (K et Na) dans les alunites synthétiques et naturelles (l'après Raymond, 1962); alunites naturelles de Utah, Colorado, Porto Rico et Espagne (cercles pleins); alunites synthétiques (cercles vides); alunites synthétiques réchauffées pour une heure à 300° C (cercles à croix); alunites — Voia (cruce).



cimpuri proprii și valori mai mici pentru  $c$ , față de aluniții naturali (linie plină). În această diagramă valorile  $c$ ,  $a$  și  $K^a$ ,  $Na^a$  la aluniții sodice sînt mai mici decît la cei potasici. La varietățile sodice,  $c$  are valori sub 17,00 Å°, iar la cele potasice peste 17,00 Å°. Aceste valori calculate pentru alunitul din dealul Coasta Cetrașului și proiectate în diagramă indică prezența unei varietăți potasice depusă în intervalul de temperatură cuprins între 150-200°C.

Proiectarea lui  $a$  și  $c$  în funcție de raportul  $\frac{Al/Al \times 100}{Al + Fe}$  (fig. 8)

indică lipsa aproape totală a fierului în proba cu alunitul de la Voia. În această diagramă, parametrul  $c$  este situat mult sub limita admisibilă a liniei caracteristice aluniților naturali proiectați și proveniți din Italia, Nevada, Cehoslovacia, Colorado și Utah. Acest fapt se explică probabil prin prezența în cantitate mare a cuarțului în proba de la Voia.



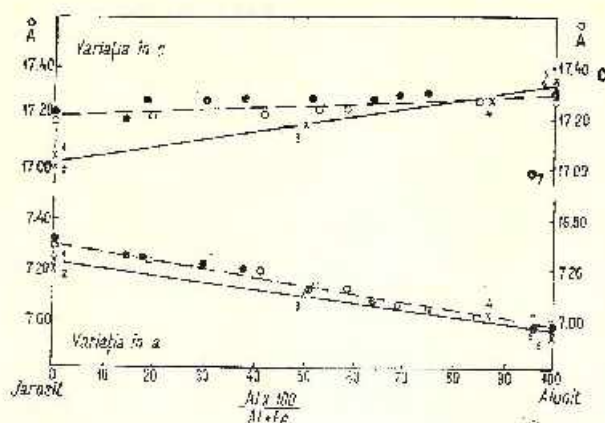


Fig. 8. — Variația în  $a$  și  $c$  la produsele soluțiilor artificiale (cercuri pline și goale) sînt indicate de liniile punctate. Aceleași variații pentru soluțiile naturale alunite-jarosit ( $\times$ ) sînt date de linia continuă (după Brophy, Scott, Snellgrove, 1962).

1, jarosit-Ploche, Nevada; 2, jarosit-Tolfa, Italia; 3, alunite-jarosit-Kopee, Cehoslovacia; 4, alunite-Copper Cap Prospect, Marysvale, Utah; 5, alunite-Rosita Hills, Colorado; 6, alunite-Mineral Products Mine, Marysvale, Utah; 7, alunite-Voia, România.

Les variations en  $a$  et  $c$  des produits des solutions artificielles

(cercles pleins et vides) sont indiquées par les pointillés. Les mêmes variations pour les solutions naturelles alunite-jarosite ( $\times$ ) sont indiquées par la ligne continue (d'après Brophy, Scott, Snellgrove, 1962).

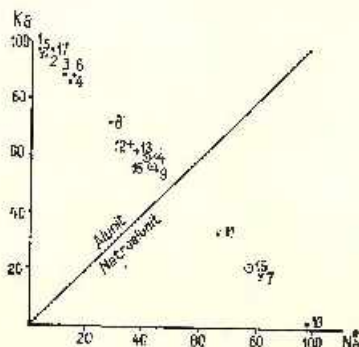
1, jarosite-Ploche, Nevada; 2, jarosite-Tolfa, Italie; 3, alunite-jarosite-Kopee, Tchécoslovaquie; 4, alunite-Copper Cap Prospect, Marysvale, Utah; 5, alunite-Rosita Hills Colorado; 6, alunite-Mineral Products Mine, Marysvale, Utah; 7, alunite-Voia, Roumanie.

Diagrama raportului procentajelor atomice relative  $K^a$  și  $Na^a$  (fig. 9) realizate pentru unii aluniți sau roci cuarț-alunite din Bulgaria, Colorado, Spania, Porto Rico, Utah și România indică plasarea aluniților de la Voia cu excepția probei nr. 15, în aria ocupată de varietățile potasice alături de ivirile din Colorado, Porto Rico și Utah. De menționat însă că toate cele trei probe provenite de la Voia se plasează în jurul limitei dintre aluniții sodici și potasici. Acest fapt se explică prin existența în aceste probe a celor două varietăți de aluniți în proporții aproximativ egale.

În baza prelucrării datelor provenite din realizarea aluniților artificiali, Brophy, Scott, Snellgrove (1962) trag concluzia că

Fig. 9. — Diagrama  $K^a$ ,  $Na^a$ , pentru unele alunite din Bulgaria ( $\times$ ), Colorado (puncte fine), România (cercu cu punct), Spania (punct gros), Porto Rico (cruce), Utah (y). Numele corespund probelor din tabelul 2.

Diagramme  $K^a$ ,  $Na^a$ , pour certaines alunites de la Bulgarie ( $\times$ ), Colorado (points fins), Roumanie (cercle à point), Espagne (point gros), Porto Rico (croix), Utah (y). Les noms correspondent aux échantillons du tableau 2.

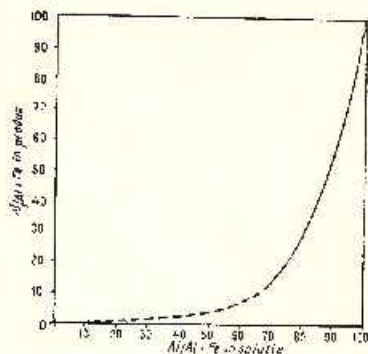




raportul Al/Al + Fe în soluții este mult mai mare ca în produsul final realizat (fig. 10). Deci, pentru realizarea aluniților este necesar în primul rând ca Al în soluții să fie ridicat.

Fig. 10. — Curba raportului dintre Al/Al + Fe în produsele realizate și soluții, la aluniții sintetici realizați la 105°C și 1 atm. (după Brophy, Scott, Snellgrove, 1962).

Courbe du rapport Al/Al + Fe dans les produits réalisés et dans les solutions, pour les alunites synthétiques réalisées à 105°C et 1 atm. (d'après Brophy, Scott, Snellgrove, 1962).

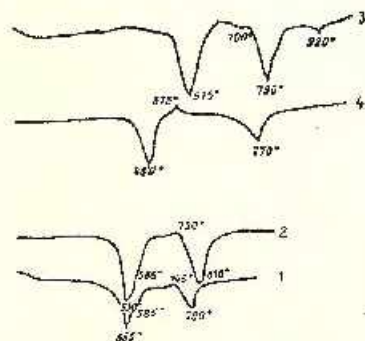


*Analiza termică diferențială.* Analizele termice diferențiale<sup>4</sup> (fig. 11a, 1, 2) ale aluniților din dealul Geamăna și Coasta Cetrașului se caracterizează prin curbe asemănătoare celor cunoscute în literatură (fig. 11b, 3).

Curba termică a alunitei de la Popinți (Bulgaria, Radonova, 1966), are efectele endotermice la 575°, 700°, 790° și 920°. Spre deosebire de această curbă, curbele aluniților de la Voia cuprind următoarele efecte endotermice: 550°, 585°, 810° pentru aluniții din dealul Geamăna și 555°, 585°, 745°, 790° pentru cei din Coasta Cetrașului.

Popa, Todor (1968) cercetind derivatogramele aluniților de la Voia ajunge la următoarele concluzii:

Aluniții arată o pierdere în greutate în domeniul de temperatură cuprins între 500-640°C corespunzătoare eliminării a 6 molecule de apă, din care rezultă sulfatul dublu bazic deshidratat;



b

Fig. 11. — Curbele termice diferențiale ale aluniților de la Voia (1, 2, România) și Popinți (3, 4, Bulgaria: Radonova, 1966).

1, cuarț-alunite; 2, cuarț-natroalunite; 3, cuarț-alunite; 4, jarosit.

a

Courbes thermiques différentielles des alunites de Voia (1, 2, Roumanie) et Popinți (3, 4, Bulgarie; Radonova, 1966).

1, quartz-alunite; 2, quartz-natroalunite; 3, quartz-alunite; 4, jarosite.

<sup>4</sup> Mulțumiri aduse lui D. Todor care a executat analizele.



Efectul exotermic al alunțiilor se înregistrează între 720-750°C și este cauzat de ruperea legăturilor din sulfatul dublu bazic deshidratat, rezultând o nouă formă cristalină și punând în libertate oxid de aluminiu. Concomitent are loc și desulfurarea sulfatului dublu care probabil se accentuează după 1200°C. În figura 11b,4 se prezintă spre comparație curba termică a jarositolului de la Popinți (Bulgaria) ale cărei efecte endo- și exotermice se încadrează în limite de temperatură sensibil mai mici decât la alunții.

*Analiza cu raze X.* Datele roentgenografice<sup>5</sup> au fost obținute cu difractometrul FKX, cu diametrul 57,55 mm. Condiții de lucru: 31 KV și 16m.A., 180 V, timp 21 ore. Materialul analizat de la Voia reprezintă o rocă cuarț-alunitică recoltată din dealul Coasta Cetrașului. Rezultatele analizei roentgenografice sînt prezentate comparativ cu datele obținute de Raymond (1962) pentru alunții proveniți din Yellow-Jacket, Marysvale, Utah (tab. 3, pr. 1) și Mineral Products Mine, (tab. 1, pr. 2)

TABELUL 3

Prezentarea comparativă a datelor roentgenografice ale alunțiilor de la Voia și Marysvale (Utah)

Voia-Coasta Cetrașului alunii				Yellow-Jacket, Marysvale alunii						Big Star-Marysvale alunii					
I	dA°	I	dA°	hkl	I	dA°	hkl	I	dA°	hkl	I	dA°	hkl	I	dA°
1	5,7	7	2,236	0003	28	5,77	2028	2	1,762	0003	12	5,58	2028		
1-2	5,4	3	2,119	1011	15	5,72	2240	16	1,746	1011	12	5,69	2240	21	1,744
0,5	5,0	12	2,099	0112	53	4,98	1129	2	1,884	0112	76	4,90	1129	5	1,643
4	4,89	2	2,002	1014			2243			1014			2243		
1	4,64	2	1,980	1120	21	3,49	1341	2	1,667	1120	24	3,49	1341		
1	4,33	0,5	1,915	0115			3036			0115	17	2,93	3036		
5	4,20	6	1,898	1123	100	2,99	3142	2	1,648	1123	100	2,96	3142		
1	3,720	6	1,818	0221			1238	2	1,572	0221	70	2,97	1238		
6	3,673	5	1,743	0006	106	2,89	1344			0006	17	2,79	1344		
1	3,452	1	1,699	0221	6	2,477	3145	4	1,509	0224			3145	5	1,501
1	3,381	2	1,676	1017	81	2,293	02210	36	1,503	1017	48	2,221	02210	12	1,163
10	3,323	0,5	1,659	2025			2246	9	1,491	2025			2246		
3	3,267	0,5	1,647	1232	6	2,211				1232	12	2,202			
8	2,952	6	1,543	0118	2	2,038				0118					
1	2,824	1	1,521	2134	2	2,022				2134					
1	2,708	5	1,481	3030						3030					
5	2,452	1	1,454	0009	70	1,926				009	10	1,857			
4	2,273	1	1,418	0227						0227	2	1,874			
		5	1,384	3033	29	1,903				3033	29	1,894			

<sup>5</sup> Analiza a fost executată de G. h. Neacșu cărui îl aducem mulțumiri și cu această ocazie.



din Utah. Analizând comparativ aceste date se desprind următoarele concluzii :

Valoarea  $dA^0$  pentru reflexele feței 0003 a alunitului de la Voia (5,7  $A^0$ ) corespunde cu cea a alunitului de la Yellow-Jacket care reprezintă o rocă cuarț-alunitică bogată în varietatea potasică (fig. 12) ;

Valorile  $dA^0$  pentru natroalunitul de la Big Star se deosebesc radical de cele ale aluniților de la Voia și Yellow-Jacket deoarece reprezintă valori mult mai mari ;

Intensitățile înregistrate la analiza probei provenită de la Voia au valori mici față de cele din Utah. Acest fapt se explică probabil prin cantitatea mare de cuarț existentă în proba de la Voia ;

Valorile celulei elementare la alunii de la Voia prezentați în tabelul 2 au fost calculate după cum urmează : pentru  $a$ , fața 2240 ( $4 \times 1,743 = 6,972 A^0$ ) și pentru  $c$ , fața 0006 ( $6 \times 2,824 = 16,944 A^0$ ).

După cum se vede din tabelul 2, valorile celulelor elementare la alunii prezentați diferă între ele, diferența se justifică prin compoziția chimică deosebită.

### Geneza aluniților

În literatura de specialitate sînt admise două concepții privind geneza aluniților : una se referă la originea supergenă a acestora admisă pentru zăcămintele White Horse din Marysvale, Utah (William R. Proctor, 1946) și din alte regiuni ale lumii, precum și pentru unele iviri din România cum sînt cele de la Hondol (Coasta Mare, vîrfurile Lelii) și Roșia Montană etc. (Rădulescu, Dimitrescu, 1966), iar cealaltă admisă de Creasy (1959), Nakovnik (1954), Steven, Ratte (1960), Naboco (1961, 1963), Millot (1964), Radonova (1966) și alții care consideră alunii ca rezultați din alterația hidrotermală de tip „solfatarie”, în sensul folosit de Burbank (Steven, Ratte, 1960).

După cum s-a menționat în această lucrare, în bazinul superior al văii Voia, rocile transformate hidrotermal au fost incluse la trei faciesuri : propilitic, sericito-argilitic și cuarț-alunitic. Stabilirea acestei zonalități s-a făcut pe baza observațiilor din teren și laborator. Această zonalitate s-a observat în linii generale la toate tipurile de roci ale căror erupții au fost însoțite în final de soluții hidrotermale.

Faciesurile separate s-au realizat în condiții de temperatură și presiune proprii avînd parageneze caracteristice.



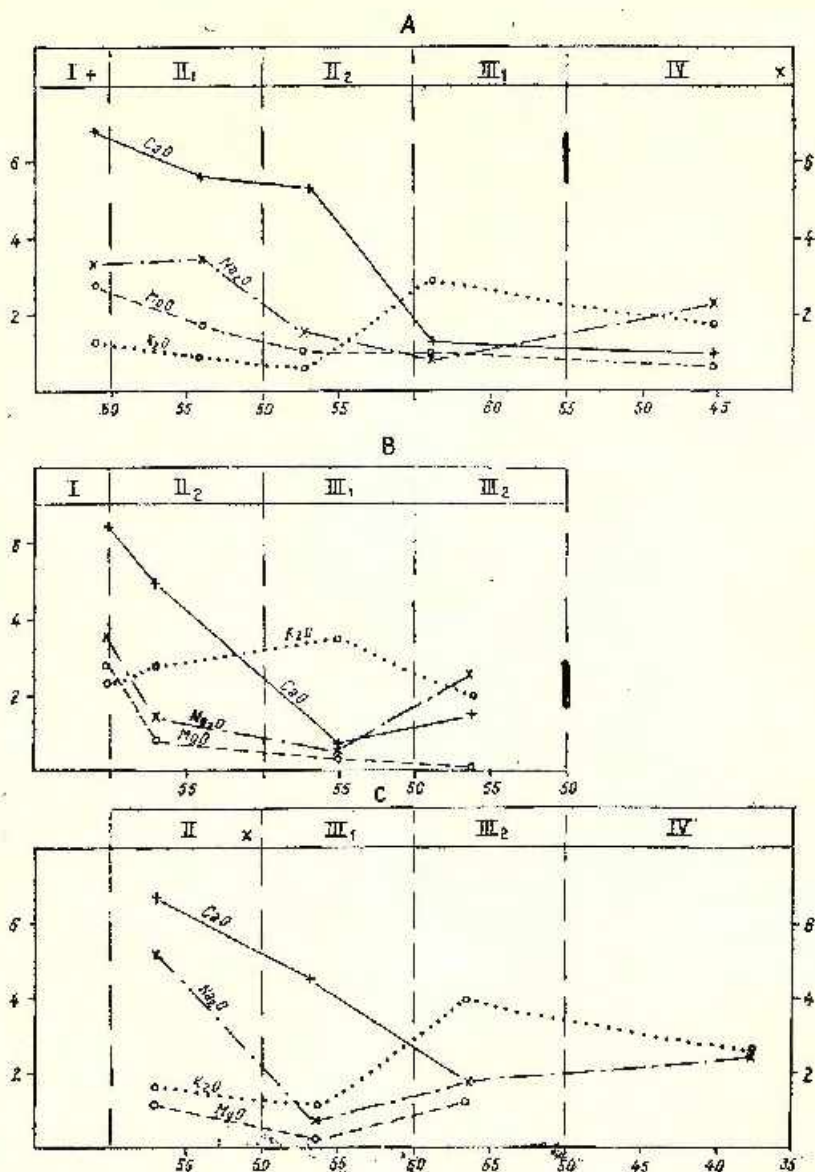


Fig. 12. - Variația oxizilor,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , în faciesul propilitic (II), sericitic-argilitic (III) și cuarț-alunitic (IV) la vulcanitele terțiare de la Voia. A, dacite; B, andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit; C, andezite cu hornblendă și cuarț + biotit; I, roci proaspete; II, asociația epidot-albit; II<sub>2</sub>, asociația carbonat-clorit-sericit; III<sub>1</sub>, asociația sericit-carbonat-minerale argiloase; III<sub>2</sub>, asociația sericit-minerale argiloare-zeorți; IV, asociația cuarț-alunit. Pentru stadiile I-III<sub>2</sub> valorile reprezintă media a cinci analize, iar pentru IV, media a două analize.

Variation des oxydes  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , dans les faciès propylitique (II), sericitique-argilitique (III) et quartzique-alunitique (IV) des volcanites tertiaires de Voia.

A, dacites; B, andésites quartzifères à hornblende et biotite; C, andésites à hornblende et quartz + biotite; I, roches fraîches; II, association épidoire-albite; II<sub>2</sub>, association carbonate-chlorite-sericite; III<sub>1</sub>, association sericite-carbonate-minéraux argileux; III<sub>2</sub>, association sericite-minéraux argileux-zéolites; IV, association quartz-alunite. Pour les stades I à III<sub>2</sub> les valeurs représentent le moyennes de cinq analyses, et pour IV, la moyenne de deux analyses.



TABELUL 4

Principalele minerale primare și hipogene întâlnite în rocile andezitice și dacitice din regiunea Voia

I	II <sub>1</sub>	II <sub>2</sub>	III <sub>1</sub>	III <sub>2</sub>	IV
Feldspat plagioclaz	+	+	—	—	—
Cuarț	+	—	+	+	—
Biotit	—	—	—	—	—
Hornblendă	+	—	—	—	—
Ilmenit	+	—	—	—	—
Magnetit	—	—	—	—	—
Zircon	+	—	+	+	—
Apatit	+	+	+	—	—
	Epidot	+	—	—	—
	Albit	+	—	—	—
	Carbonat	+	+	+	—
	Clorit	+	—	—	—
	Pirită	—	+	+	—
	Sericit	—	+	+	—
	Adular	—	+	+	—
	Minerale argiloase	—	+	+	—
	Cuarț secundar	—	+	+	—
			Rutil	+	—
				Anhidrit	—
				Gips	—
				Jarosit	—
				Zeoliți	—
					Alunit
					Natroalunit
					Diaspor

I, rocă proaspătă; II<sub>1</sub>, facies propilitic, asociația epidot-albit; II<sub>2</sub>, facies propilitic, asociația carbonat-clorit-sericit; III<sub>1</sub>, facies sericito-argilitic, asociația sericit-carbonat-minerale argiloase; III<sub>2</sub>, facies sericito-argilitic, asociația sericit-minerale argiloase-zeoliți; IV, facies cuarț-alunitic, asociația cuarț-alunit.

Semnul + indică prezența mineralului, semnul - absența, iar - - prezența în cantitate redusă a mineralului.

În tabelul 4 prezentăm principalele minerale primare și secundare întâlnite în rocile proaspete și transformate din regiunea Voia.

La mineralele menționate în tabel, în zonele de alterare superficială se mai adaugă prezența oxidilor de fier (goethit, limonit), mangan (wad), magneziu (brucit) și aluminiu (bohemit, diaspor).

Considerațiile de ordin mineralogic referitoare la evidențierea unei zonalități a proceselor hidrotermale din regiunea Voia sînt argumentate și chimic. În figura 12 se prezintă variația SiO<sub>2</sub>, CaO, MgO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, la cele trei tipuri de roci afectate hidrotermal: andezite cu hornblendă și cuarț ± biotit (C), andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit de tip

TABELUL 5  
 Analizele chimice ale dacitului proaspăt și transformat de la  
 Coasta Mare

Oxizi	I %	II %
SiO <sub>2</sub>	60,99	36,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,79	28,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,86	0,64
FeO	1,34	0,13
MgO	2,66	0,70
CaO	6,40	0,98
Na <sub>2</sub> O	3,36	1,88
K <sub>2</sub> O	1,29	2,71
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,40
MnO	0,15	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,16
S	0,04	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,88	0,09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,39	7,40
CO <sub>2</sub>	0,16	1,78
SO <sub>2</sub>	—	17,75
Total	100,78	99,50

I, dacit proaspăt (media a  
 trei analize); II, rocă cuarț-  
 albitică.

Celula standard (N, N<sub>0</sub>) și bilanțul ionic (N-N<sub>0</sub>)

	K	Na	Ga	Mg	Fe <sup>+2</sup>	Fe <sup>+3</sup>	Al	Si	Ti	Mn	P	C	O	OH	SO <sub>2</sub>
I N	0,18	0,70	6,18	3,58	2,60	0,97	18,86	55,03	0,20	0,05	0,04	0,15	151,66	8,34	—
II N <sub>0</sub>	0,35	0,36	0,78	0,83	0,40	0,04	27,14	29,89	0,20	0,005	0,004	1,22	119,72	40,28	16,19
N-N <sub>0</sub>	+0,17	-0,34	-5,40	-2,75	-2,20	-0,93	+ 8,28	-25,14	0	-0,045	-0,046	+1,07	-34,94	-31,94	+16,1

Săcărîmb (B) și dacite de Cetraș (A). Datele prezentate în această diagramă ne permite să tragem următoarele concluzii :

În general în faciesul de propilitizare, conținuturile în  $\text{Na}_2\text{O}$  cresc, ceilalți oxizi scad în proporții variabile;

În condițiile faciesului sericito-argilitic se observă o scădere accentuată a  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  și foarte accentuată a  $\text{Na}_2\text{O}$ . Soluțiile sînt de această dată îmbogățite în  $\text{K}_2\text{O}$ , acesta fiind de fapt oxidul ce participă la formarea principalelor minerale din acest facies. În cazurile unor silicifieri în faciesul sericito-argilitic se observă o îmbogățire în  $\text{SiO}_2$ , așa cum se poate vedea la dacite;

În cazul faciesului cuarț-alunitic soluțiile au caracter rezidual și cuprind concentrații importante în  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ .

Pentru a avea o imagine de ansamblu asupra caracterului rezidual al soluțiilor hidrotermale ce au generat rocile din faciesul cuarț-alunitic, s-a calculat bilanțul ionic ( $\text{N}-\text{N}_0$ ) luîndu-se drept reper analiza unui dacit proaspăt (media a trei analize) și unul transformat în rocă cuarț-alunitică (tab. 5).

Compoziția rocii cuarț-alunitice, față de dacitul proaspăt, prezintă un excedent în  $\text{K}$  (+ 0,17),  $\text{Al}$  (+ 8,28),  $\text{C}$  (+ 1,07),  $\text{OH}$  (+ 31,94),  $\text{SO}_3$  (+ 16,19).  $\text{TiO}_2$  este unicul oxid care rămîne constant față de situația inițială.

Zonalitatea fenomenelor de alterație hidrotermală semnalată în regiunea Voia se deosebește de datele prezentate de Giușcă et al. (1965), Borcoș, Stanciu (1963), Stanciu (1961), Stanciu et al. (1967), Măldărescu, Măldărescu (1965), pentru regiunile cercetate din munții Gutii și Munții Metaliferi. Deosebirea principală constă în abundența în regiunea Voia a aluniților și a gipsului și prezența în cantități cu totul reduse a adularului.

### Concluzii

Din cele prezentate referitoare la alunii de la Voia se poate spune că aceștia sînt de origine hidrotermală și s-au depus în condițiile faciesului cuarț-alunitic.

Soluțiile hidrotermale din care au rezultat alunii au avut un  $\text{pH}$  acid (0,5-1,6).

Studiile experimentale referitoare la realizarea alunilor pe cale artificială au confirmat faptul că aceștia se formează în condiții de temperatură și presiune scăzută (100-150°C, 1-6 atm.), dar existența acestor minerale în zăcăminte polimetalice mezotermale din regiunea Beregovsk



(U.R.S.S.; Sahin, 1965), Summitville (Colorado, Steven, Ralte, 1960) etc. ne determină să credem că este posibilă formarea lor și la temperaturi mai ridicate (150-250°C).

Semnalaarea alunțiilor în regiunea Voia, confirmă existența în Munții Metaliferi a unui tip de alterație hidrotermală necunoscut pînă în prezent. Această alterație este legată genetic de soluțiile hidrotermale corespunzătoare momentului de erupție a dacitelor de Cetraș.

### BIBLIOGRAFIE

- Berbeleac I. (1970) Considerațiuni tectonice, magmatice și metalogenelice în partea centrală și sudică a Munților Metaliferi. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 15, 2, București.
- Borcoș M., Stanciu Constantina (1963) Alterația hidrotermală a andezitului cuarțifer din zăcămintele Haneș (Munții Metaliferi). *Congr. VI. Carp.-Balc. Varșovia*
- Brophy P. G., Scott S. E., Snellgrove A. R. (1962) Sulfate studies II. Solid solution Between Annite and Jarosite. *Am. Min.* 47, Menasha.
- Cioflică G., Istrate Gh., Popescu Gh., Udubașa G. (1966) Contribuția la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărtăgani Trestia (Munții Metaliferi). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 11, 1, București.
- Creasy S. C. (1959) Some phase relations in the hydrothermally altered rocks of porphyry. *Ec. geol.* 51, 3, Lancaster.
- Ghițulescu T. P., Soculescu M. (1941) Étude géologique et minière de Monts Métallifères. *An. Inst. Géol. Roum.* XXI, București
- Giușcă D. (1960) Adularizarea vulcanicelor din regiunea Baia Mare. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* V, 3, București.
- Stanciu Constantina, Dimitriu A. I., Medeșan Alexandra, Udrescu Constanța (1955) Contributions à la géochimie des processus de séricitisation des andesites. *Assoc. Géol. Carp.-Balc. Congr. VII*, III, Sofia.
- Inkey B. (1885) Nagy und seine Erzlagerstätten, Budapest.
- Măldărescu I., Măldărescu Maria (1965) Asupra unor probleme privind alterațiile hidrotermale din regiunea Baia Mare. *Anal. Univ. Buc. seria št. nat. geol. geogr.* 1, București.
- Millot G (1964) Géologie des argiles. Paris.
- Naboko S. I. (1961) Sovremenie gidrotermalnie protesi i metamorfizm vulkaniceskih porod. *Tr. Labor. vulcanologii*, 19, Moscova.
- (1963) Gidrotermalni metamorfizm porod v vulkaniceskih oblastiah. *Izđ. Acad. Nauk S.S.S.R.* Moscova.
- Nakovnik N. J. (1964) Vtoricnie svartiti, „Izmenenie ozolorudnie porod i ih poisoboe znacenie”. *Tr. V.S.E.G.R.I. Gasg.* Moscova.
- Pálffy M. (1916) Az erupcios zöldkővesedés. *Újvil. Közl.* 46, Budapest.
- Popa Gr., Todor N. (1970) Cercetarea derivatografică a alunitelor. *J. Therin. Ana.* 2, 1, Budapest.





- Poschopny K. (1868) Zur geologie des siebenburgischen Erzgebirges. *Jb. R. A.* 13, Wien.
- Radonova G. T. (1966) Zonalnoct na hidrotermalnite metamorfili vliah pri ș Popinaț, Panafinrsko. *Ac. Nauk. Bulg. Geol.* 1, Sofia.
- Raymond L. P. (1962) Isomorphous substitution in natural and synthetic alunite. *Amer. Min.* 47, Menasha.
- Rădulescu D. (1953) Contribuții la cunoașterea fenomenelor de propilitizare a rocilor vulcanice. *Rev. Univ. C. I. Parhon, seria șt. nat.* 3, București.
- Dimitrescu Il. (1966) Mineralogia topografică a României, București.
- Sabin G. G. (1955) Tectoniceskie zakonomenosti razmeșenia neoghenovo polimetallicescovo orudenia severnoi Vengnii, Avestkogo zaccarpalia i severnoi Rumunii. *Geol. sbornic Livooskogo ob.* 9, Ljovov.
- Stancia Constantina (1961) Contribuții la cunoașterea transformărilor hidrotermale ale rocilor andezitice. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 6, 4, București.
- Dimitriu Al., Udrescu Constanța (1967) Studiul geochemic al procesului de sericitizare a andezitului cuarțifer din Munții Metaliferi (zăc. Bucium și Concordia). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12, 1, București.
- Steven A., Raitte C. J. (1960) Geology and ore deposits, of the Summitville district, San Juan Mountains, Colorado. *Geol. Surv. Profess. Paper*, 343, Nevada.
- Teodoru I., Teodoru Camelia (1965) Faciesuri de metamorfism hidrotermal in caldera munților Călimani. *D. S. Com. Geol.* LII/1, București.
- Tröger E. W. (1939) Optische Bestimmung der gesteine bildenden Minerale, Teil 1, Stuttgart.
- Willard E. M., Proctor D. P. (1946) Deposit of alunite „White Horse” Marysvale Utah. *Ec. geol. and the bul. economic geologists.* XLI.
- Winchell N. Al., Winchell H. (1956) Elements of optical Mineralogy. New York.

## ALUNITES DE VOIA (MONTES MÉTALLIFÈRES)

### (Résumé)

Dans le bassin supérieur de la vallée Voia, les dépôts sédimentaires lortonniens et sarmatiens (grès, lutiles etc.) et les roches éruptives tertiaires (andésites à hornblende et quartz  $\pm$  biotite, andésites quartzifères et dacites) ont été soumis à une intense mélasomatose hydrothermale. Il en a résulté de nouvelles associations de minéraux, attribuées aux faciès : propylitique, séricito-argileux et quartzo-alunitique. Les minéraux du dernier faciès se sont formés dans des conditions spéciales, les solutions hydrothermales ayant un chimisme spécifique (excès de  $Al_2O_3$ ,  $SO_4$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ ).

À la suite de l'étude minéralogique, chimique, thermique différentiel et radiogénographique des alunites de Voia et après avoir comparé les résultats obtenus avec les données similaires de la littérature de spécialité, on a séparé, dans cette région, deux variétés d'alunites : une variété potassique et une autre sodique (natro-alunite), la première étant prédominante.

Pour tirer au clair la genèse de ces minéraux, on prend en considération l'ensemble des altérations hydrothermales de la région et on arrive à mettre en évidence une zonalité

dans la disposition des minéraux hypogènes. Du point de vue de la sédimentation, les alunites se situent parmi les derniers minéraux formés (avant le gypse).

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique du bassin supérieur de la vallée Voia (Monts Métafitiques).

Dépôts sédimentaires : 1, Quaternaire : cône de déjection ; 2, Sarmalien (?) : complexe volcano-sédimentaire : a, grès, schistes argileux, conglomérats ; b, conglomérats andésitiques ; 3, Tortonien inférieur (?) : a, grès, sables, schistes argileux violâtres ; b, calcaires ; c, conglomérats, graviers quartzeux. Magmatisme subséquent tardif : 4, dacites (Coasta Mare, Cetras) ; a, neck ; b, laves ; c, agglomérats ; 5, andésites à hornblende et quartz ; 6, andésites quartzifères à hornblende et biotite (Săcărâmb) ; 7, andésites quartzifères à hornblende et biotite (Barza) ; 8, dacites (Cînel) ; 9, andésites à hornblende et quartz  $\perp$  biotite ; a, laves ; b, lufs ; c, agglomérats ; d, brèches. Magmatisme initial ophiolitique : 10, laves, agglomérats et brèches basaltiques. Faciès hydrothermaux : 11, quartzique-alunitique ; 12, séricitique-argillitique ; 13, propylitique. Minéralisations : 14, pyrite et marcasite. Éléments tectoniques : 15, faille ; 16, brèche ; Travaux exécutés : 17, galerie.





**CONTRIBUȚII LA STUDIUL FÛLÖPPITULUI DE LA BAIJA-MARE<sup>1</sup>**

DE

MARIA BORGĂA, SUZANA ANTONOVICI<sup>2</sup>

**Abstract**

Contributions to the Study of Fülöppite from the Baia-Mare Region. This paper presents a study of the fülöppite to be found in the collection of the Geological Institute of Romania. The mineral dealt with proceeds from the Baia-Mare region, Dealul Crucii mine. The data obtained both as a result of the macro- and microscopical study, carried out on the above mineral sample and on the paragenesis minerals, are given. The study is also completed by drawings of crystallographic forms, by a microchemical analysis and a spectral one. In conclusion, some genetical considerations are expounded.

În colecția de minerale a Institutului Geologic, se găsește o serie de eșantioane care conțin printre altele specii minerale și fülöppit. Am considerat că fiind util studiul acestui mineral, care este foarte puțin cunoscut atât la noi în țară cât și în alte țări. De asemenea faptul că mineralul amintit a fost descris pentru prima oară în lume din țara noastră, ne-a făcut să acordăm acestui studiu și mai multă atenție.

**Istoric.** Fülöppitul a fost identificat de Finály, Koch în anul 1929. Materialul examinat fusese colectat de la mina Dealul Crucii, Baia-Mare de Fülöpp, după care a primit de altfel și numele.

Autorii care l-au studiat au crezut la început că este vorba de plagiomit, cristalele având o mare asemănare cu cele de plagiomit de la Wolfsberg în munții Harz. Cercetări amănunțite au arătat că este vorba de cu totul alt mineral la care s-au putut face măsurători goniometrice.

În asociație cu fülöppitul a fost descris un mineral ce formează grupuri radiare de acc fine, de culoare cenușie de oțel până la neagră, cu

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 29 aprilie 1969.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



luciu metalic slab și urmă albastră. Autorii presupun că este vorba de keelyit, un mineral descris de G. S. Gordon de la Oruro (Bolivia), în 1922. Alături de aceste minerale mai sînt menționate ace de plumozit, blendă, cuarț, cristale mici de sulf.

Rădulescu, Dimitrescu (1966) în „Mineralogia topografică a României” consemnează pe baza unui material bibliografic bogat, numeroase date privind caracterele fizice și chimice ale fülöppitului. De asemenea autorii indică localitățile în care este cunoscut acest mineral la noi în țară.

**Localizarea și studiul mineralului.** Exemplarele studiate de noi sînt în număr de 17, înregistrate la colecția Institutului Geologic cu nr. L-19736. Materialul provine de la Baia-Mare, probabil ea și tot restul materialului din mina Dealul Crucii.

Fülöppitul aparține grupei plagionit-heteromorfite-semseyit și se formează în zăcămintele hidrotermale.

*Forma de prezentare.* Fülöppitul se prezintă sub formă de cristale individuale depuse pe pereții geodelor de cuarț sau pe rocă intens silicificată sau cristale crescute neregulat unele peste altele. În materialul cercetat de noi nu am găsit cristale maclate, nici concreșteri paralele. Cristalele sînt friabile, cu spărtură neregulată, în general cu habitus scurt prismatic și nu prezintă clivaj. Formele alungite sînt foarte rare. Cele mai frecvente forme întîlnite în exemplarele studiate de noi sînt:  $a(100)$ ;  $o(111)$ ;  $c(001)$  și mai rar  $s(221)$ ;  $d(101)$ ;  $t(223)$  (fig. 1, 2). Mineralul se prezintă sub două aspecte: cristale de culoare cenușiu-plumburie cu luciu metalic strălucitor și striații slabe neregulate și cu aspect zgrunțuros; cristale de culoare cenușie de oțel, un luciu slab și striații puternice și desc.

Rar mineralul arată o patină albastră de oțel. Majoritatea cristalelor sînt mici, nedepășind 2 mm. Dintre cele două forme de prezentare a fülöppitului, forma în care cristalele au luciu metalic strălucitor conține cristale cu dimensiuni mai mari dar care nu depășesc 3 mm.

*Compoziția chimică.* Primul studiu chimic al fülöppitului a fost făcut în 1929. Rezultatele sînt date în lucrarea lui F i n á l y, K o e h (1929). În afară de acest studiu care redă conținuturile elementelor majore și stabilește formula mineralului nu posedăm alte date chimice.



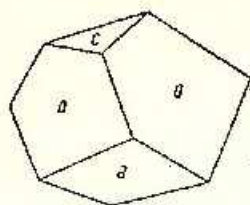


Fig. 1. — Forma cristalelor de fülöppit: a(100); c(001); o(111).

Forme des cristaux de fülöppite: a(100); c(001); o(111).

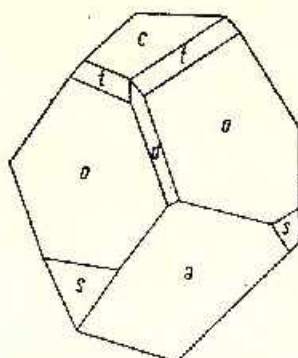


Fig. 2. — Forma cristalelor de fülöppit: a(100); c(001); d(101); e(111); t(223); s(221).

Forme des cristaux de fülöppite: a(100); c(001); d(101); e(111); t(223); s(221).

Din materialul studiat de noi și anume din eșantionul L-19736/a am ales cristale curate de fülöppit, care au fost analizate de Iosof<sup>2</sup>. Dăm mai jos un tabel comparativ, cu rezultatele celor două analize pe care le posedăm.

TABELUL I

	Mina Dealul Crucii, Baia-Mare			
	Pb	Sb	S	SiO <sub>2</sub>
I	28,29	47,50	24,10	0,19
II	29,00	44,10	24,00	-

I. Finály, Koch (1929);

II. Iosof, (Antonovici, Borcea, 1969).

Comparând rezultatele analizei executate pe proba noastră cu cea dată de Finály, Koch constatăm că diferențele între conținuturile elementelor analizate nu sînt mari: Pb găsindu-se în cantitate mai mare la exemplarele studiate de noi, iar Sb mai puțin. Cît privește conținutul în S se constată că diferența între cele două analize este foarte mică.

<sup>2</sup> Aducem mulțumiri pentru efectuarea analizei chimice.



Variațiile cantitative mici ale elementelor majore componente (Pb, Sb, S) ce se observă din tabel se datorează fenomenului de hidroliză, fenomen ce este destul de des întâlnit în clasa sulfo-sărurilor. Acest fenomen face posibilă într-un mediu slab acid depunerea bioxidului de siliciu sub formă coloidală (ex.1).

Pentru cunoașterea elementelor minore ce intră în constituția fülöppitului s-a făcut o analiză spectrală<sup>4</sup> pe cristale curate de fülöppit alese din eșantionul L-19736/a. Conținuturile elementelor în p.p.m. sînt următoarele: Cu = 20; Pb > 1%; Zn > 1%; Ag > 1%; Co = 10; As = 400; Sb > 1%; Ni, Cr, V sînt sub limita admisibilă.

*Aspectul microscopic.* Microscopic, fülöppitul apare în cristale izolate idiomorfe sau hipidiomorfe cu unele suprafețe curbate care dau aproximativ forme lenticulare și cu dimensiuni de la 0,2-2 mm (pl. I, fig. 1, 2). De asemenea mai apare ca agregate cu un aspect foarte neregulat, uneori dendriforme, constituite dintr-o aglomerare de cristale mărunte xenomorfe cu dimensiuni de 0,3-0,5 mm.

Culoarea este albă, ușor cenușie, foarte asemănătoare cu a galenei. Mineralul prezintă reflexe interne roșu închis-ruginii și nu are pleocroism iar puterea de reflexie este apropiată de a galenei. Anizotropia este clară, prezentînd culori de la cenușiu închis-albăstrui la brun-cărămiziu și galben-cenușiu, care pun în evidență structura internă a agregatelor granulare, respectiv concreșterile existente în cadrul aglomerărilor de cristale mărunte.

Atașat cu HCl concentrat fülöppitul devine brun, formîndu-se pe suprafața lustruită un precipitat care se înlătură prin frecare. Cu HNO<sub>3</sub> se înneștește imediat.

Atît microscopic cît și microscopic s-a observat asocierea fülöppitului în special cu jamesonitul, care formează agregate de cristale aciculare fibroase dispuse radial, avînd o culoare albastru-cenușie și lăciu metalic, cu un aspect mătăsos (pl. I, fig. 3).

Sub microscop aceste două minerale, fülöppitul și jamesonitul, prezintă aceeași culoare albă; se deosebesc însă prin forma cristalelor, prin efectele de anizotropie și prin atacul cu reactivi.

Presupunem că mineralul descris de F i n á l y, K o c h sub numele de keelyit, ce apare asociat cu fülöppitul este jamesonit determinat de noi atît microscopic cît și microscopic.

<sup>4</sup> Aducem mulțumiri pentru efectuarea analizelor spectrale.



Rareori fülöppitul este asociat cu blenda în cristale mici neregulate și cu marcasita filiformă insinuată pe fisuri foarte fine în gangă.

Ca minerale de gangă s-a determinat cuarțul în cristale mărunte sau mase compacte, subordonat calcit cripto cristalin sau în cuiburi cu cristale mai dezvoltate pînă la 2-3 mm.

Uneori fülöppitul este depus în golurile din roca gazdă care apare intens silicifiată și mai slab carbonată.

*Considerații genetice.* Mineralizația în componența căreia am găsit și fülöppitul constă din mai multe generații: o generație mai veche în care s-au depus sulfurile de fier și zinc; de cupru și plumb și care se caracterizează prin temperaturi ridicate; o generație mai nouă de temperaturi scăzute în care s-au depus sulfo-sărurile cu un conținut ridicat de stibiu. La sfîrșitul acestei faze plumbul începe să înlocuiască treptat stibiul.

În urma studiului microscopic am stabilit următoarea ordine de depunere a mineralelor: cuarț, blendă, marcasită, fülöppit, jamesonit.

## BIBLIOGRAFIE

- Dana E. S. (1950) Minerals and how to study them. New York-London.  
 Doelter C., Leitmeier H. (1926) Handbuch der Mineralchemie. Leipzig.  
 Fabregat I. F. (1964) Revision critica de los minerales Mexicanos. 2. Plumosita. *Univ. Mexico. Inst. Geol. Mexico.*  
 Finály I., Koch S. (1929) Fülöppite a new Mineral of the plagiomite-senscyeite group. *Min. Mag.* 22, London.  
 Helke A. (1938) Die jungvulkanischen Gold und Silber Erzlagerstätten des Karpathenbogens. *Arch. Lagerstättenforsch.* 66, Berlin.  
 Hintze C. (1930) Handbuch der Mineralogie. Berlin.  
 Koch S. (1957) Data on some rare sulphosalts. *Acta Szeged*, 10, Szeged.  
 Petruțian N. (1934) Étude chalcographique du gisement de plomb et de zinc de Herja. *An. Com. Géol.*, XVI, București.  
 Ramdöhr P. (1960) Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin.  
 Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Ed. Acad. R. S. România, București.

## CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DU FÛLÖPPITE DE BAIA-MARE

### (Résumé)

Dans la collection de l'Institut Géologique, on trouve des échantillons qui contiennent, parmi d'autres minéraux, du fülöppite. Le matériel provient de Baia-Mare et il y a tout lieu de croire qu'il a été prélevé de la mine Dealul Crucii.





On y présente l'étude de ce minéral et sa paragenèse.

Le fülöppite a été identifié en 1929 par Finály et Köch dans un matériel prélevé par Fülöpp de la mine Dealul Crucii (Baia-Mare). Plus tard, il fut mentionné par Rădulescu, Dimitrescu (1966) dans „Mineralogia Iopografică a României”.

Le fülöppite appartient au groupe plagiönite-héleromorphite-semseyite et il prend naissance dans des gisements hydrothermaux. Il se présente sous forme de cristaux isolés ou développés irrégulièrement les uns au-dessus les autres, déposés sur les parois des gèodes de quartz ou bien sur les roches intensément silicifiées. Ses cristaux sont friables, pourvus d'un court habitus et ils ne présentent pas de clivage. Le minéral se présente sous deux aspects différents : des cristaux grisâtre-plombé à éclat métallique et à faibles stries irrégulières ; des cristaux gris acier à faible éclat métallique et à stries profondes et fréquentes.

La plupart des cristaux sont petits (2 mm) ; ils arrivent parfois à 3 mm.

L'analyse spectrale du fülöppite indique les éléments suivants (en ppm) : Co = 10 ; Cu = 20 ; As = 400 ; Pb > 1 % ; Zn > 1 % ; Ag > 1 % ; Sb > 1 %.

Son analyse microchimique indique les teneurs suivantes : Pb = 29 % ; Sb = 44,1 % ; S = 24 %.

Au microscope, le fülöppite présente des cristaux isolés, idiomorphes ou hippidiomorphes, à certaines surfaces courbées qui donnent naissance à des formes lenticulaires de 0,2 mm à 2 mm. De même, il peut présenter des agrégats dendroïformes. Le minéral a une couleur blanc-grisâtre et il présente des reflexes internes rouge foncé-rouille. En nicols croisés (N+), les couleurs qui apparaissent sont gris foncé-bleuâtre jusqu'au brun-rouge brique et jaune-grisâtre. Il apparaît en association avec le jamesonite dont il est différent par les effets d'anisotropie et par l'attaque aux réactifs. On le trouve en association avec blende, galène, marcassite filiforme, quartz et calcite.

Quant à la période de minéralisation, le fülöppite s'est formé en même temps que les autres sulfosels, dans une phase plus tardive, à température basse, qui a succédé à la phase des sulfures. On a établi le suivant ordre de constitution des minéraux : quartz, blende, marcassite, fülöppite, jamesonite.



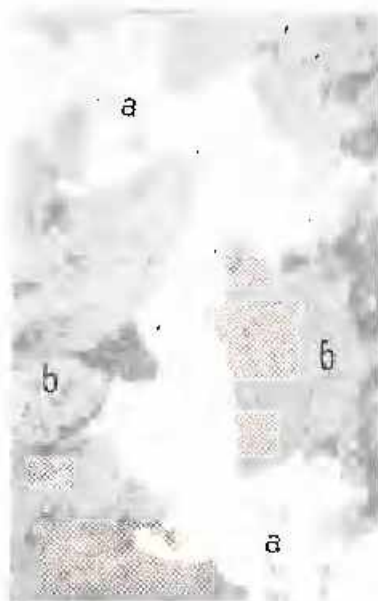
## PLANȘA I



## PLANȘA I

- Fig. 1. — Cristale înlanțuite de fîlôppit (a); gangă (b). NII;  $\times 100$ .  
Cristaux de fîlôppite en chaînettes (a); gangue (b). N II;  $\times 100$ .
- Fig. 2. — Cristale izolate de fîlôppit (a); gangă (b).  $\times 140$ .  
Cristaux isolés de fîlôppite (a); gangue (b).  $\times 140$ .
- Fig. 3. — Cristale aciculare de jamesonit (a); gangă (b).  $\times 140$ .  
Cristaux aciculaires de jamesonite (a); gangue (b).  $\times 140$ .
- Fig. 4. — Cristal de fîlôppit.  $\times 100$ .  
Cristal de fîlôppite.  $\times 100$ .

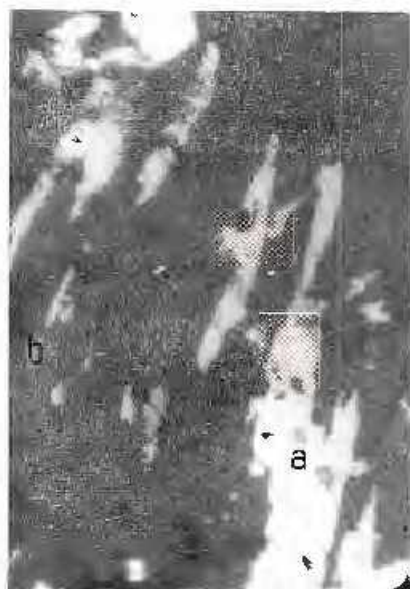




1



2



3



4

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

**CONSIDERAȚII ASUPRA VULCANISMULUI TORTONIAN DIN  
PARTEA DE NW A MASIVULUI PRELUCA (JUDEȚUL MARAMUREȘ)<sup>1</sup>**

DE

IOAN KALMÁR, DOINA IONESCU<sup>2</sup>

**Abstract**

Considerations on the Tortonian Volcanism in the North-western Part of the Preluca Massif (Maramureș). The products of the explosive volcanism in the northwestern part of the Preluca massif were geologically, petrographically and chemically studied, three phases accompanied by hydrothermal manifestations being distinguished. The age of the volcanic activity is determined on the basis of its relationship with the adjacent fossiliferous sedimentary rocks.

Partea de NW a masivului Preluca -- între localitățile Copalnic și Valea Chioarului -- este bordată de depozite tortoniene, care formează o bandă cu lățime variabilă între 0,5-1,8 km. În cuprinsul acestor depozite, cercetările noastre<sup>3</sup> au pus în evidență prezența unor centre de activitate vulcanică de tip exploziv, care au dat naștere la un volum important de produse piroclastice.

Prima mențiune asupra depozitelor tortoniene aparține lui P o ș e p n y (1852). H o f m a n n (1886, 1888) delimitează Tortonianul (Mediterranean mediu) și tufurile „predominant riolitice”.

<sup>1</sup> Comunicare în sesiunea științifică a Întreprinderii Geologice de Prospecțiuni din 20 martie 1969.

<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.

<sup>3</sup> I. K a l m á r. Prospecțiuni geologice pentru minerale nemetalifere -- mică -- în Preluca-Lăpuș. 1966. Arh. Com. Stat. Geol. București.

I. K a l m á r. Prospecțiuni geologice pentru muscovit, cuarț și feldspat în munții Preluca, Maramureș. 1967. Arh. Com. Stat. Geol. București.

I. K á l m a r. Prospecțiuni geologice pentru minerale nemetalifere și roci utile în munții Preluca-Lăpuș (Jud. Maramureș). 1968. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Dintre cercetătorii mai noi *Marinescu*, *Marinescu*, în rapoartele întocmite <sup>4</sup> și într-o comunicare (1962) precizează poziția stratigrafică a complexului de gresii și tufuri tortonice separând și zonele silicificate de la Coaș.

Depozitele tortonice au fost cercetate și de *Paucă* et al. <sup>5</sup> precizând pentru tufuri vârsta tortonian-inferioară.

Cele mai recente cercetări privind depozitele tortonice aparțin lui *Bulgăreanu* et al. <sup>6</sup> precum și lui *Lăcătușu* <sup>7</sup>.

### 1. Date asupra geologiei regiunii

Partea de NW a munților Preluca este constituită din depozite cretacice, paleogene și neogene depuse pe un soclu cristalin mezometamorfic. Cretacianul, în facies de Gosau apare la zila Buteasa și la Valca Chioarului. Paleogenul este reprezentat prin depozite continentale și marin-epicontinentale (argile vârgate inferioare, seria marină inferioară, stratele de Turbuța-Stejărea, seria calcareoasă, stratele de Cirtuiuș-Ciocmani, stratele de Bizușa-Ileanda, stratele de Buzăș), iar Neogenul, prin Tortonian, Sarmatian și Pannonian (fig. 3; pl. III, fig. 3).

În acest cadru geologic, depozitele tortonice marchează ultimul episod marin, transgresiv peste formațiunile vechi și adesea acoperit transgresiv de depozitele sarmatiene.

Cercetările noastre au pus în evidență prezența a două orizonturi distincte: 1, un orizont inferior, de vîrstă tortonian-medie și inferioară, 2, un orizont superior.

<sup>4</sup> *Josefina Marinescu*, Fl. *Marinescu*. Raport geologic asupra bazinului mijlociu al R. Căvnic. 1954. Arh. Com. Geol. București.

*Josefina Marinescu*, Fl. *Marinescu*. Raport geologic din regiunea R. Lăpuș-VI. Șatra-Groși-Baia Mare. 1955. Arh. Com. Geol. București.

<sup>5</sup> *M. Paucă*, *Elena Mateescu*, *A. Naghel*, *Antoaneta Perianu*, *D. Istocescu*, *M. Gheorghian*, *Mihaela Gheorghian*, *Magdalena Radu*, *Aura Naghel*, *Elena Căruțașu*. Prospecțiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Baia Mare și împrejurimi. 1961. Arh. Com. Geol. București.

<sup>6</sup> *Gh. Bulgăreanu*, *M. Gheorghian*, *Mihaela Gheorghian*, *Magdalena Radu*. Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi în N bazinului Transilvaniei și zona V. Lăpușului (Coaș)-V. Tîrlîșua; completarea prospecțiunii în jurul cristalinului munților Făget (Bic). 1963. Arh. Com. Geol. București.

<sup>7</sup> *A. Lăcătușu*. Prospecțiuni geologice pentru minerale utile nemetalifere, nisipuri cuarțoase, în zona Șomcuta-Coaș-Trestia (Reg. Maramureș). 1966. Arh. Com. Stal. Geol. București.



1. *Orizontul inferior*. Cuprinde formațiuni heteropice, continentale fluviatile sau litorale, de grosime și răspândire redusă (fig. 1).

Astfel, la baza lufurilor din valea Muncel-Copalnic apare un nivel discontinuu de 0,5-1 m de breccii marnoase constituite din clemente de marnă oligocen-superioară, pe seama cărora s-au format. În aceste breccii, asociate cu mici lentile de nisipuri și microconglomerate la obârșia Văii Slabe s-au observat numeroase urme vegetale încarbonizate.

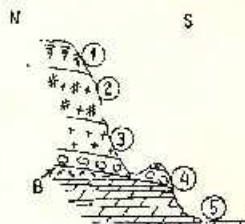
Pe drumul de care, între Valea Slabă și valea Grozii se observă numeroase atlorimente de marnă roșu-cărnuzii, cu textură breccioasă, într-o matrice nisipoasă roșie și cenușie. Abundă

Fig. 1. — Breccii roșii tortonian-medii (B) la obârșia Văii Slabe (Între Riuri).

1, sol vegetal; 2, tufuri ușor argilizate; 3, tufuri erozate; 4, conglomerate; 5, Oligocen superior-Burdigalian.

Brèches rouges tortoniennes moyennes (B) au commencement de Valea Slabă (Între Riuri).

1, sol végétal; 2, tufs faiblement argilés; 3, tufs érosés; 4, agglomérés; 5, Oligocène supérieur-Burdigalien.



fragmentele de gresii fine, gălbui-roșcate. În accepția noastră reprezintă depozitele continentale formate înainte a transgresiunii tortonian-superioare.

Aceste roci reapar în șaua dintre dealurile Măgura și Grunțeanu, asociate cu plăci de gresii limonizate. În valea Grozii peste acestea apar nisipuri albicioase cu stratificație încrucișată (cca 2,5 m) cu lentile de pietriș bine rulat de cuarț și cuarțite micacee (fig. 1).

Pietrișurile de mai sus au o dezvoltare maximă la obârșia văii Podului și sub virful Coaș; aici ating grosimi de 8 m și conțin intercalații de nisipuri groșiere argiloase roșcate.

Sub faleza de calcare tortoniene de la moara lui Macsin (pe versantul drept al râului Lăpuș, sub satul Remicioara) apare 50-60 cm nisip cuarțos cu sporadice elemente de pietriș, având o stratificație încrucișată, direct peste calcare groșiere eocene.

Pietrișurile și nisipurile cu stratificație încrucișată reapar pe dealul Frasinilor, deasupra satului Valea Chioarului. Aici elementele de cuarț și șisturi cuarțitice ating diametrul de 5 cm și adesea prezintă muchii și colțuri.

Și mai la W, pe valea Bancului, afluent al văii Birsăului sub un pachet de marnă cu microfaună tortonian-superioară, Mărgărit<sup>8</sup> descriu un complex argilo-nisipos cu elemente de cristalini și de calcare eocene de 10-15 cm.

De altminteri, în regiunea din colțul Someșului Dumitriu, Dumitriu<sup>9</sup> raportează Tortonianului inferior conglomerate și gresii moi argiloase de la Cucen și de la sud de Poptelec paralelizabile cu partea superioară a stratele de Hida.

În rezumat, formațiunile continentale (brecciile roșii) fluviatile sau litorale (pietrișuri, nisipuri) de la baza depozitelor fosilifere tortonian-

<sup>8</sup> Gh. Mărgărit, Maria Mărgărit. Observații asupra Tortonianului de pe valea Bancului (Valea Chioarului). 1970. *D. S. Inst. Geol.* LVI/4 (sub lipar). București.

<sup>9</sup> M. Dumitriu, Cristina Dumitriu. Raport geologic asupra regiunii Minău-Beneșat-Virsa (reg. Baia Mare). 1961. *Arh. Com. Geol.* București.

superioare trebuie raportate, pe considerente de superpoziție, vârstei cuprinse între Burdigalianul superior și Tortonianul mediu (inclusiv).

2. *Orizontul superior.* Argumentarea paleontologică a apartenenței depozitelor grezo-calcaroase Tortonianului superior a fost făcută de Saulea, Bărbulescu (1957), Marinescu, Marinescu (1962), Radu<sup>10</sup>, Lăcătușu<sup>11</sup>. Variațiile importante de facies adesea pe distanțe mici fac ca în cuprinsul teritoriului cercetat să apară o mare diversitate de roci.

Marnele nisipoase apar în partea inferioară a pachetului în împrejurimile satului Copalnic; ele se continuă spre NE și tind să înlocuiască treptat calcarele și tufurile.

Sînt roci plastice, moi, slab stratificate cu rare pelicule de nisip micaceu. Intercalațiile de gresii fine și slătite feruginoase sînt frecvente; adesea ele prezintă defaceri caracteristice, cu aspect concoidal „în scrumieră”.

La microscop apar granule fine (0,01-0,1 mm) subangulare sau subrotunde de cuarț metamorfogen, cu extincție ondulatorie, paicte de muscovit, fragmente de 0,05-0,2 mm de feldspat (uneori plagioclaz mai bazic, zonat, intens argilizat), foițe de biotit clorilizat, într-o masă fundamentală fină argilo-limonitică. Feldspatul plagioclaz și biotitul au origine magmatogenă, fiind remaniate din piroclastite.

Calcarele de Leitha au o mare răspîndire în regiune, începînd de la dealul Muncel și pînă la dealul Frasinilor. Prezintă o asociație strînsă cu tufurile; spre sud-vest tinde să le înlocuiască iar spre nord-est se cîmbează foarte mult, fiind reprezentat doar prin cîteva pene de 2-4 m grosime,

În funcție de conținutul de granule detritice se pot deosebi gresi, calcaroase, gresii foarte calcaroase, calcare foarte grezoase, calcare grezoase calcare slab grezoase și calcare pure (frecvența cea mai mare are primul, respectiv ultimul termen). Ele formează bancuri decimetrice cu fețe neregulate, și au culoare albă sau alb-gălbuie, cenușie în spărtură proaspătă.

La microscop (pl. I, fig. 1), într-o masă fundamentală fin granulară calcitică plutesc resturi de *Lithothamnium*, foraminifere (miliolide, textularide, globigerinide, subordonat fragmente de 0,1-0,4 mm de spat de echinoderm de moluște și de brizoare). Tuburile de viermi și de scatoapode (pl. III, fig. 2) apar în special la Berebezoaia. Particulele detritogene sînt reprezentate prin cuarț, cuarțite slab micacee, granule rare de microclin, paicte de muscovit; dimensiunea lor variază între 0,3-3 μm iar frecvența, între 0-8% în cazul calcarelor și 25% în cazul gresilor calcaroase. Forma granulelor este subrotundă sau subangulară.

Analiza chimică a unor astfel de calcare este redată în tabelul 1. Se observă cantitățile relativ ridicate de silice date de granulele detritogene

<sup>10</sup> Magdalena Radu. Prospectulni geologice pentru bentonite în zona Cetățele-Cărpiniș-Copalnic (reg. Maramureș). 1963. Arh. Com. Geol. București.

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





TABELUL 1

Analiza chimică a unor calcare de Leitha

Nr. probei	5082	11587	11613
Localizare	Dealul Muncel, Copaiaie	Rtul Lăpuș, Remecișoara	Rtul Lăpuș, Remecișoara
Componenți	%	%	%
SiO <sub>2</sub>	9,35	11,05	3,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	2,00	0,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   FeO	2,53	1,00	1,40
MgO	0,83	0,15	0,30
CaO	49,00	46,90	51,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	urme	0,01
S	—	urme	0,28
P.C.	38,50	38,53	42,17

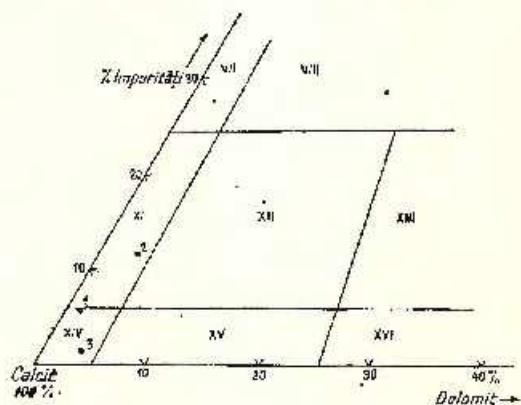
de cuarț. Alumina este legată de mineralele argiloase din masa de bază și de rarele paicete de muscovit. Fierul se datorește în bună parte impurificării mecanice (limonit pelicular). Roca este foarte săracă în magneziu; sulful și urmele de fosfor sînt probabil de natură biogenă. În diagrama Vișneakov, aceste calcare se proiectează în colțul stîng, cîmpurile XI și XV (fig. 2) în cadrul calcarelor grezoase și al calcarelor pure.

Fig. 2. — Colțul stîng al diagramei ternare Vișneakov.

1,2,3, probe de calcare cu *Lithothamnium*; VII-XVI numerotarea sectoarelor după L. B. R u h l u (1966).

Coîn gauche du diagramme ternaire Vișneakov.

1,2,3, échantillons de calcars à *Lithothamnium*; VII-XVI numérotage des secteurs selon L. B. R u h l u (1966).



Peste depozitele tortoniene urmează cele sarmațiene, reprezentate prin marne cenușii fotoase, gresii marnoase, tufile dacice și calcare dolomitice. Atît gresiiile cît și calcarele dolomitice (slab grezoase) remaniază elemente magmatogene, plagioclazi, sticlă, silixite, provenind din Tortonian. Pannonianul acoperă Sarmatianul în lungul unei ușoare discordanțe. Este reprezentat prin marne nisipoase, nisipuri fine prăfoase, cu pelicle argiloase și sfărîmături de cochilii de moluște, siltite marnoase și marne fine plastice (fig. 3).

Vîrsta acestor depozite a fost stabilită pe bază microfauistică, avîndu-se drept termen de comparație determinările făcute de Iorgulescu (1955).



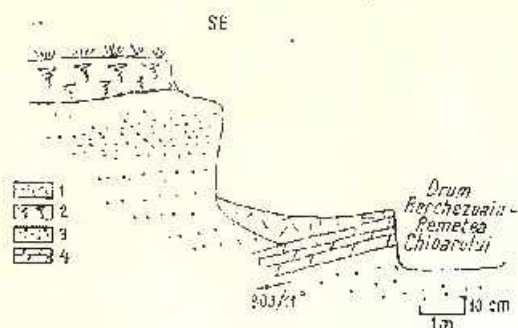


Fig. 3. — Afloriment la baza Pannonia-  
nului,

1, depozite deluviale recente; 2, sol verzetai; 3, nisipuri; 4, marne nisipoase.

Affleurement à la base du Pannonien.

1, dépôts déluviaux récents; 2, sol verzetai; 3, sables; 4, marnes sabilleuses.

## II. Produsele vulcanismului exploziv

În regiunea studiată apar mase importante de roci a căror formare este legată de existența unei activități vulcanice. Roci de origine magmatică, consolidate în parte subcrustal, în parte subaerian, amestecate cu material epiclastic sau organogen formează o gamă variată de depozite piroclastice.

Poziția stratigrafică a acestor roci este clară grație îndințării lor cu depozite fosilifere de vîrstă tortonian-superioară (fig. 4). Spre interiorul bazinului Baia-Mare<sup>12,13</sup> ele devin din ce în ce mai fine și trec la marne tufitice sau marne cu o bogată microfaună de globigeriide tortonian-superioare. Spre NE grosimea lor scade; predomină tufurile fine care trec la tufite marnoase sau tufuri bentonitice (la Cetățele).

În regiunea studiată întîlnim o gamă variată de roci piroclastice; breccii piroclastice, roci piroclastice consolidate subaerian și roci piroclastice consolidate în apă.

1. *Breccii piroclastice.* Atribuim acestei categorii rocile grosiere, nesortate, nestratificate, cu elemente colțuroase, de sticlă vacuolară, de dacite, andezite și de roci sedimentare cornificate, într-o pulbere fină vitroasă incluzînd și cristale sfîrșimate de cuarț și de plagioclaz. Astfel de roci apar în versantul sud-estic al dealului Măgura, în fundul unei rișe (afluent al Văii Slabe) și la baza abruptului sudic al dealului Grunjeanu

<sup>12</sup> V. Agheorghiesei. Raport geologic asupra regiunii Coș-Baia Mare, 1952. Arh. I.P.G.C. București.

<sup>13</sup> Elena Popescu. Raport geologic asupra lucrărilor de cercetare cu forajul 4758 Baia Mare, 1964. Arh. Com. Geol. București.

Elena Popescu. Raport geologic asupra lucrărilor de cercetare cu forajul de referință 4764 Baia Mare, Arh. Com. Geol. București.

Elena Ionăscu. Raport geologic asupra rezultatelor obținute cu sonda 4757 Săsar, 1966. Arh. Com. Stat. Geol. București.

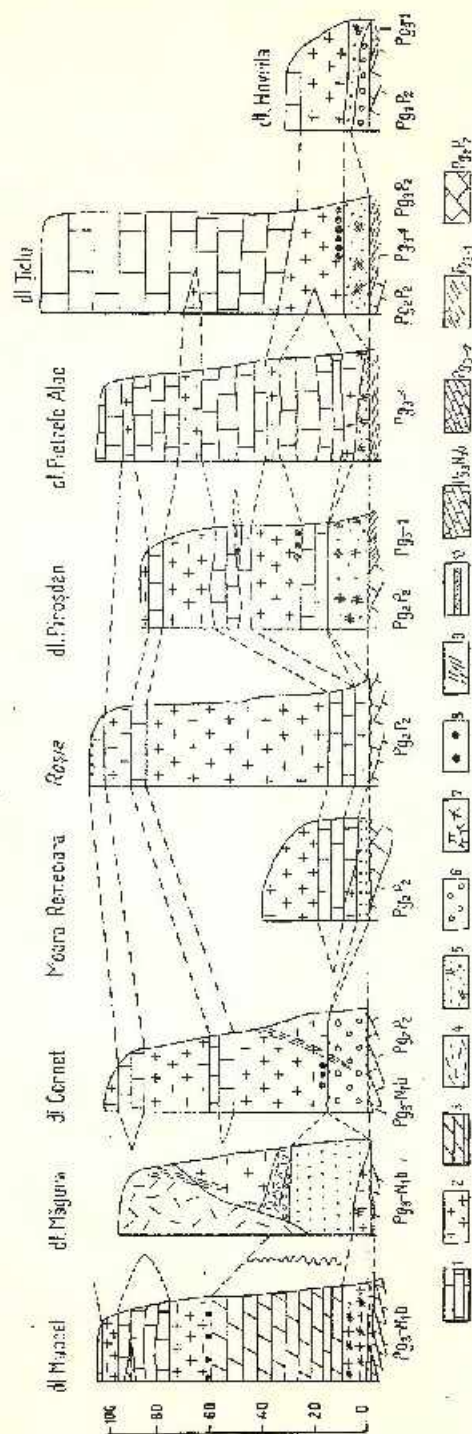


Fig. 4. — Paralelizarea depozitelor lortoniene din partea de NW a masivului Preluca.

1, calcare de Lețba; 2, piroclastice; 3, marne; 4, brăzi piroclastice; 5, nisipuri caolinice; 6, nisipuri; 7, toțișcași; 8, orizont cu selenite; 9, pietrișuri hidrotermal; 10, argile ercabeșe roșii; Pg<sub>1</sub>-Pg<sub>10</sub>, stratele de Buzas; Pg<sub>11</sub>-Pg<sub>14</sub>, stratele de Buzas + Ilasoaia; Pg<sub>15</sub>-Pg<sub>16</sub>, stratele de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>17</sub>, Pg<sub>18</sub>, Pg<sub>19</sub>, Pg<sub>20</sub>, Pg<sub>21</sub>, Pg<sub>22</sub>, Pg<sub>23</sub>, Pg<sub>24</sub>, Pg<sub>25</sub>, Pg<sub>26</sub>, Pg<sub>27</sub>, Pg<sub>28</sub>, Pg<sub>29</sub>, Pg<sub>30</sub>, Pg<sub>31</sub>, Pg<sub>32</sub>, Pg<sub>33</sub>, Pg<sub>34</sub>, Pg<sub>35</sub>, Pg<sub>36</sub>, Pg<sub>37</sub>, Pg<sub>38</sub>, Pg<sub>39</sub>, Pg<sub>40</sub>, Pg<sub>41</sub>, Pg<sub>42</sub>, Pg<sub>43</sub>, Pg<sub>44</sub>, Pg<sub>45</sub>, Pg<sub>46</sub>, Pg<sub>47</sub>, Pg<sub>48</sub>, Pg<sub>49</sub>, Pg<sub>50</sub>, Pg<sub>51</sub>, Pg<sub>52</sub>, Pg<sub>53</sub>, Pg<sub>54</sub>, Pg<sub>55</sub>, Pg<sub>56</sub>, Pg<sub>57</sub>, Pg<sub>58</sub>, Pg<sub>59</sub>, Pg<sub>60</sub>, Pg<sub>61</sub>, Pg<sub>62</sub>, Pg<sub>63</sub>, Pg<sub>64</sub>, Pg<sub>65</sub>, Pg<sub>66</sub>, Pg<sub>67</sub>, Pg<sub>68</sub>, Pg<sub>69</sub>, Pg<sub>70</sub>, Pg<sub>71</sub>, Pg<sub>72</sub>, Pg<sub>73</sub>, Pg<sub>74</sub>, Pg<sub>75</sub>, Pg<sub>76</sub>, Pg<sub>77</sub>, Pg<sub>78</sub>, Pg<sub>79</sub>, Pg<sub>80</sub>, Pg<sub>81</sub>, Pg<sub>82</sub>, Pg<sub>83</sub>, Pg<sub>84</sub>, Pg<sub>85</sub>, Pg<sub>86</sub>, Pg<sub>87</sub>, Pg<sub>88</sub>, Pg<sub>89</sub>, Pg<sub>90</sub>, Pg<sub>91</sub>, Pg<sub>92</sub>, Pg<sub>93</sub>, Pg<sub>94</sub>, Pg<sub>95</sub>, Pg<sub>96</sub>, Pg<sub>97</sub>, Pg<sub>98</sub>, Pg<sub>99</sub>, Pg<sub>100</sub>.

Mise en parallèle des dépôts lortoniens du NW du massif Preluca.

1, calcare de Lețba; 2, piroclastice; 3, marne; 4, brăzi piroclastice; 5, sables kaoliniques; 6, graviers; 7, tufs acrés; 8, horizon à selenites; 9, piétreux hydrothermal; 10, argiles ércabéshes rouges; Pg<sub>1</sub>-Pg<sub>10</sub>, couches de Buzas; Pg<sub>11</sub>-Pg<sub>14</sub>, couches de Buzas + Ilasoaia; Pg<sub>15</sub>-Pg<sub>16</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>17</sub>-Pg<sub>18</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>19</sub>-Pg<sub>20</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>21</sub>-Pg<sub>22</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>23</sub>-Pg<sub>24</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>25</sub>-Pg<sub>26</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>27</sub>-Pg<sub>28</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>29</sub>-Pg<sub>30</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>31</sub>-Pg<sub>32</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>33</sub>-Pg<sub>34</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>35</sub>-Pg<sub>36</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>37</sub>-Pg<sub>38</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>39</sub>-Pg<sub>40</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>41</sub>-Pg<sub>42</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>43</sub>-Pg<sub>44</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>45</sub>-Pg<sub>46</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>47</sub>-Pg<sub>48</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>49</sub>-Pg<sub>50</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>51</sub>-Pg<sub>52</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>53</sub>-Pg<sub>54</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>55</sub>-Pg<sub>56</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>57</sub>-Pg<sub>58</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>59</sub>-Pg<sub>60</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>61</sub>-Pg<sub>62</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>63</sub>-Pg<sub>64</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>65</sub>-Pg<sub>66</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>67</sub>-Pg<sub>68</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>69</sub>-Pg<sub>70</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>71</sub>-Pg<sub>72</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>73</sub>-Pg<sub>74</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>75</sub>-Pg<sub>76</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>77</sub>-Pg<sub>78</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>79</sub>-Pg<sub>80</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>81</sub>-Pg<sub>82</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>83</sub>-Pg<sub>84</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>85</sub>-Pg<sub>86</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>87</sub>-Pg<sub>88</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>89</sub>-Pg<sub>90</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>91</sub>-Pg<sub>92</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>93</sub>-Pg<sub>94</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>95</sub>-Pg<sub>96</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>97</sub>-Pg<sub>98</sub>, couches de Curtiras-Cioabani; Pg<sub>99</sub>-Pg<sub>100</sub>, couches de Curtiras-Cioabani.

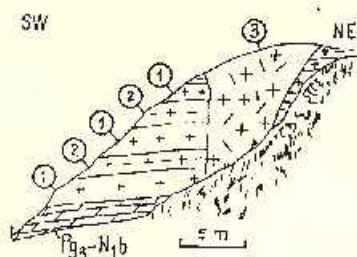


Fig. 5. — Ripa din dreapta Văii Slabe, între Rîuri.

Pg<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>b, stratele de Buzăş; 1, tufuri fine; 2, tufiţa; 3, breccii piroclastice.

Ravin du côté droit de Valea Slabă, între Rîuri.

Pg<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>b, couches de Buzăş; 1, tufs fins; 2, tuffites; 3, brèches pyroclastiques.

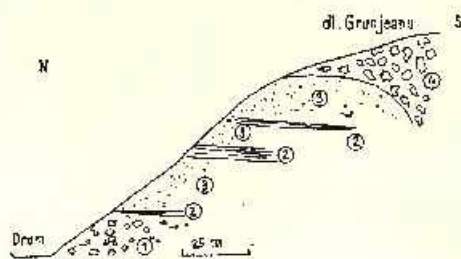


Fig. 6. Dealul Grunjeanu.

1, aglomerate; 2, tufiţa pelitomorfe; 3, tufuri; 4, breccii piroclastice.

Colline Grunjeanu.

1, agglomérats; 2, tuffites pétilomorphes; 3, tufs; 4, brèches pyroclastiques.

(fig. 5, 6). Aceste roci sînt adesea transformate sub acţiunea soluţiilor hidrotermale.

2. *Tufuri sudate*. La baza abruptului nordic al dealului Măgura şi la obîrşia Buciumilor (afluent stîng al văii Grozii), foarte aproape de limita cu depozitele burdigaliene subjacene, am identificat un nivel de roci poroase, cu aspect de zgură sau smalt pe care localnicii l-au întrebuinţat pentru pietre de moară.

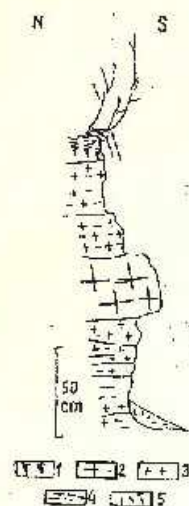
La microscop, roca este constituită din fragmente de sticlă, indoite, alipite, cu o evidentă textură fluidală, incluzînd fragmente de plagioclaz zonat şi de cuarţ. Alteori, într-o masă sticloasă se observă numeroase sferule de sticlă de culoare mai deschisă sau incoloră, învelind cristale de cuarţ sau de feldspat. Astfel de roci au fost întîlnite şi ca elemente în aglomerate şi tufuri grosiere, sub dealul Grunjeanu, Coaş şi Piroşdan (pl. II, fig. 1, 2).

Aceste roci s-au format din cenuşa incandescentă, prin retopirea parţială şi sudarea particulelor de sticlă, în condiţii subaerene.

3. *Roci piroclastice consolidate sub apă*. Această categorie cuprinde o mare varietate de roci dintre care cităm: aglomeratele, lapillitele, tufurile grosiere, tufurile fine pelitomorfe şi tufitele.

Aglomeratele şi lapillitele sînt roci grosiere, în general slab sortate, dispuse în bancuri de 20—80 cm. În afloriment ele ies în relief (fig. 7) alterînd cu tufuri, tufite sau mai rar calcare de Leitha. În cadrul unui pachet adesea se observă o tendinţă spre granoclasare (fig. 8): în partea bazală predomină fragmentele grosiere pe cînd în partea superioară a bancului predomină materialul cineritic.

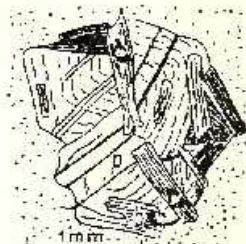
Aglomeratele şi lapillitele formează aproape 40% din totalul rocilor piroclastice la Coaş (dealul Grunjeanu, dealul La Vii, dealul Măgura);



← Fig. 7. — Valca Grozii, sub dealul La Vii-Coaș.  
 1. sol vegetal; 2. aglomerate; 3. tufuri grusiere; 4. tufuri fine; 5. depozite deluviale recente.  
 Vallée Grozii, au pied de la colline La Vii-Coaș.  
 1. sol végétal; 2. agglomérats; 3. tufs grossiers; 4. tufs fins; 5. dépôts déluviaux récents.

→ Fig. 8. — Biotitul (b) concrescut cu feldspatul plagioclaz (p). Valea Grozii, Coaș. × 15.

Biotite (b) développée d'une manière enchevêtrée dans le feldspath plagioclase (p). Vallée Grozii, Coaș. × 15.



cca 15% la Berchezoaia (valea Citeronii, valea Berchez, dealul Piroșdan); spre Ciolt participarea lor devine neînsemnată ca să apară din nou pe dealul Frasinilor-Valea Chioarului.

Aglomeratele și lapillitele sînt constituite din elemente de 2-250 mm prinse într-o masă de bază de natură cineritică. Printre elemente întîlnim: granule de cuarț și feldspat ușor argilitizat, foițe de biotit, fragmente de cuarțite și sisturi cuarțitice, de corneene și gresii silicifiate, de microdiorit-porfirit, andezite, dacite și piatră ponce. La microscop (pl. I, fig. 1, 2), cristalele de feldspat (pînă la 4 mm) apar intens maclate și zonate (29-36% An). În corneene apar prisme foarte fine de albit, epidot, sericit și calcit. Fragmentele de dacit sînt formate dintr-o pastă microfelsitică vitroasă, cu prisme scurte de plagioclaz acid (9-20% An) fin maclat și granule de cuarț. Mai rar apar fragmente de microfelsite constituite din cuarț și cca 20%

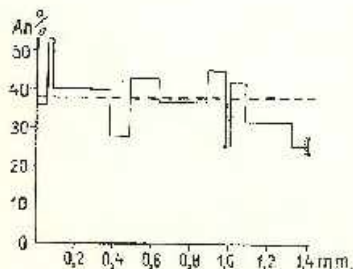


Fig. 9. — Variația conținutului în anortit al zonelor unui cristal plagioclaz din microdiorit-porfirit (elemente din aglomerate). Liniă întreruptă reprezintă conținutul în anortit al feldspatului din pastă.

Variation de la teneur en anorthite des zones d'un cristal plagioclase de microdiorit-porphyrtes (éléments d'agglomérats). La ligne pointillée représente la teneur en anorthite du feldspath de la pâte.

plagioclaz (albit-oligoclaz). Liniatul este cineric sau mai rar lapilitic constituit din sticlă de culoare deschisă și subordonat fragmente de cristale de cuarț și feldspat plagioclaz. Sticla apare în fragmente ascchionase, îndoite, ca picături alungite, fire, bulgări cu numeroase bule; la fragmentele mai mari se observă, la suprafață, un început de devitrificație și numeroase fisuri (fig. 9) denotînd o răcire bruscă (prin scufundare în apă). În tabelul 2 redăm

rezultatele determinărilor cantitative și dimensiunile minerelelor pentru un lapilit în partea inferioară a complexului.

TABELUL 2  
Lapilit (Valea Grozii-Coaș)

	%	mm
Sticlă	23,16	0,05-1,6
din care liantul cineritic	12,81	0,005-0,01
Cristale		
Plagioclazi	18,92	0,2-1,8
Ortoză		
Cuarț	26,56	0,3-2,5
Biotit	1,52	0,08-0,7
Particule litice	29,84	0,4-2,5

O atenție deosebită merită elementele de roci din aglomerate. Ele sînt abundente în partea inferioară a complexului la baza unui pachet de aglomerate grosiere, unde ajung la 25 cm diametru.

Astfel, în șanțul stîng al drumului Copalnic-Coaș, sub dealul Muncel, la cea 400 m N de ramificația spre Curtulușu Mic, apare un banc de aglomerate grosiere constituite aproape exclusiv din dacite ( $\varnothing$  5-30 cm). Sub podul de peste valea Grozii, în vatra satului Coaș re-apare același orizont (fig. 10) în care fragmentele de  $\varnothing$  3-25 cm de microdiorit-porfirit și de

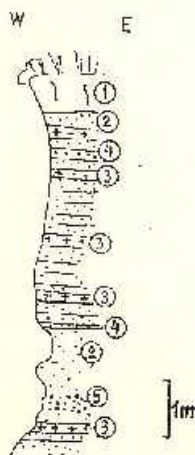


Fig. 10. — Valea Podului, Coaș, versantul stîng.

1. sol vegetal; 2. gresii tuffice fine; 3. tufuri; 4. tufuri fine; 5. gresii tuffice grosiere.

Vallée Podului, Coaș, versant gauche.

1. sol végétal; 2. grès tuffiques fins; 3. tufs; 4. tufs fins; 5. grès tuffiques grossiers.

andezit abundă. Sub dealul Piroșdan (Berchezoaia) pe versantul de sud-vest al acestuia apar frecvent blocuri de  $\varnothing$  8-15 cm de dacite și andezite. În sfîrșit, sub dealul Tichului, pe versantul stîng al văii Clotului am întîlnit un nivel de aglomerate cu elemente de 5-25 cm de andezite și dacite.



Aceste roci reapar în aceeași poziție stratigrafică și la W de vălca Birsăului la Curtuișu Mare și la Iadăra.

a) Microdiorit-porfiritele piroxenice sînt roci holocristaline cu structură porfirică uneori glomeroporfirică și textură masivă neorientată. În tabelul 3 redăm compoziția mineralogică procentuală a unor astfel de roci precum și dimensiunile mineralelor.

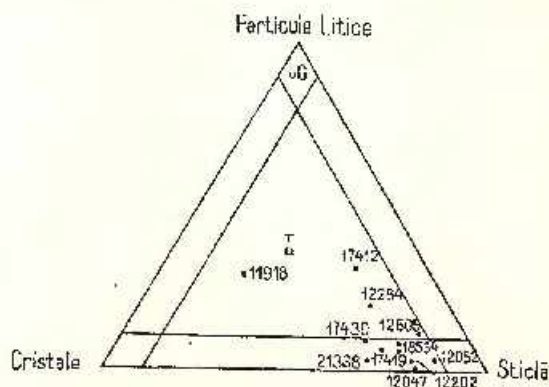
TABELUL 3  
Microdiorit-porfirite—elemente de aglomerat (Valea Grozii-Coaș)

Fenocristale :	%	mm
Plagioclaz	30,00	0,2-2
Ortopiroxen	19,38	0,2-0,4
Pastă	42,30	0,01-0,07
Xenolite	8,32	0,8-1,2
	100,00	

Roca este constituită din fenocristale de feldspat și piroxen într-o pastă microlitică în care întâlnim frecvent enclave (xenolite). Feldspatul plagioclaz apare ca fenocristale idiomorfe sau hipidiomorfe izolate sau aglomerate, maclate (albit, albit + periclin, albit -| Karlsbad) intens zonate, numărul zonelor ajungînd la 51. Pe suprafețele de creștere apar adesea incluziuni de minerale opace și de sticlă de culoare închisă. Sînt caracteristice concreșterile poichilitice cu biotit brun-roșcat (fig. 11). În centrul cristalului zonat conținutul de anortit

Fig. 11. — Diagrama ternară sticlă-cristale-particule litice pentru tufurile din regiunea Copalnic-Coaș-Ilovrila.

Diagramme ternaire verre-cristaux-particules lithiques pour les tufs de la région Copalnic-Coaș-Ilovrila.



ajunge la 53% pentru ca să scadă, cu numeroase recurențe, la 20-25% An în zonele periferice (fig. 12). Piroxenu, în întregime bastitizat și opacizat a fost recunoscut doar prin conturul cristalografic. Pasta holocristalină este constituită din baghete de plagioclaz cu 26-32% An și granule cu contur alotriomorf de piroxen în întregime bastitizat. Bastitul apare și pe fișuri asociat cu cuarțul, calcedonia și calcitul secundar,

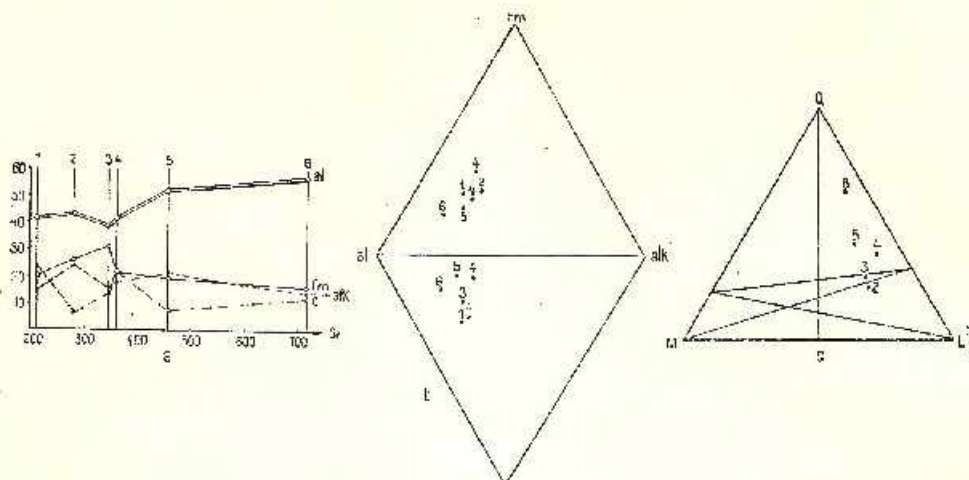


Fig. 12. — a, diagrama de variație a parametrilor  $at$ ,  $fm$ ,  $alk$ ,  $c$ .

1, andezit, dealul Tislatii; tufuri vitrocristalinelastice dacitice; 2, dealul Muncel, Copalnic; 3, dealul Grunjaanu, Coas; 4, oblesla Valt Slabe, Intra Riuri; 5, valea Berchezului, Berchez; 6, dealul La Poduri, Coas.

b, diagrama  $at$ - $fm$ - $alk$ - $c$ ; c, diagrama Q-L-M; aceleași roci ca la pct. a.

a, diagramme de variation des paramètres  $at$ ,  $fm$ ,  $alk$ ,  $c$ .

1, andezite, colline Tislatii; tufs vitrocristalinelastiques dacitiques; 2, colline Muncel, Copalnic; 3, colline Grun-Jeanu, Coas; 4, commencement de Valea Slabe, Intra Riuri; 5, vallée Berchezului, Berchez; 6, colline La Poduri, Coas.  
b, diagramme  $at$ - $fm$ - $alk$ - $c$ ; c, diagramme Q-L-M; les mêmes roches qu'au point a.

Xenofitele observate (pl. I, fig. 3) sînt fragmente de roci holocristaline porfirice, constituite din rare fenocristale de plagioclaz slab zonal (56-68% An) într-o pastă formată din cristale prismatice alungite de plagioclazi, (36-58% An), cu aspect de structură intersertală și piroxen bastilitizat, foarte abundent. Ele reprezintă probabil fragmente detașate din roci mai bazice (microgabroporfirile) consolidate la o adîncime mai mare.

b) Andezitele sînt roci hemicristaline, cu structura porfirică hialo-pilitică cu textura masivă sau fluidală. În tabelul 4 redăm compoziția mineralogică procentuală precum și dimensiunile mineralelor pentru cîteva secțiuni caracteristice.

Andezitele sînt constituite din fenocristale de feldspat, biotit, piroxen rombic, sporadic, cuarț, într-o pastă hemicristalină.

Feldspatul plagioclaz formează fenocristale idiomorfe sau lipidiorne, maclate după legea albit și albit -- Karlsbad, mai rar albit + periclin. Cristalele de feldspat sînt zonate (pl. I, fig. 1); numărul zonelor ajunge la 131. În timp ce la unele cristale mai mici simburile este bazic (70% An) și zonele exterioare mai acide (25% An) în fenocristalele mari simburile acid (5-15% An) cu contur corodat prezintă concreșteri micropertitice (pl. I, fig. 2) și este înconjurat de o aureolă de incluziuni de sticlă și minerale opace. Urmează o zonă bazică (60-62%) după care conținutul în anortit scade în salturi la 22-28%. Concreșterile poichilitice cu



TABELUL 4  
*Andezite piroxenice—elemente din aglomerat*

Nr. probei	11906 B	17522 B	18413 A	Dimensiuni
Localizare	Valca Crozii, Coș	Dealul Piroșdan, Berchezoaia	Dealul Țicului, Hoerila	
Fenocristale :	%	%	%	mm
Plagioclaz	35,00	34,82	28,99	0,2-2
Piroxen	7,76	4,32	5,85	0,08-1,5
Biotit	—	2,00	—	0,05-0,1
Cuarț	—	3,92	—	0,1-0,3
Pastă	57,24	54,94	59,82	0,0-0,08
Total	100,00	100,00	94,66	

biotit sînt de asemenea frecvente. În varietățile piroxenice biotitul lipsește. Mai rar apar incluziuni de cuarț corodat cu extincție ondulatorie.

Ortopiroxenii apar în cristale total sau parțial opacizate și bastitizate (pl. I, fig. 4) cu contur idiomorf. După unghiul dintre fețele de cristal și după caracterul optic se pare că avem de-a face cu un hipersten.

Cuarțul apare cu totul sporadic în varietățile biotitice ca granule corodate, cu inele de reacție constituite din prisme fine de feldspat plagioclaz acid.

Pasta este constituită din sticlă brună sau brun-gălbui în care plutesc microlitele de feldspat plagioclaz cu 39-43% An, piroxenii bastitizați și minerale secundare : calcedonie, scribit, calcit, limonit.

În tabelul 5 redăm rezultatele analizei chimice pentru un andezit piroxenit.

TABELUL 5  
*Andezit (Dealul Țicului, Hoerila)*

Date analitice %	Valori Niggli
SiO <sub>2</sub>	58,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,39
FeO	0,43
MnO	urme
MgO	0,65
CaO	5,99
Na <sub>2</sub> O	3,20
K <sub>2</sub> O	1,68
P.G.	3,85
	al = 41,5
	fm = 20,3
	alk = 15,0
	si = 212,0
	k = 0,25
	mg = 0,17
	c/fm = 1,15
	Tip de magmă : cuarț-dioritică plagioclaz-granitică

c) Dacitele sînt roci porfirice sau vitrofirice, cu textură masivă, fluidală sau sferulitică. Sînt constituite din plagioclaz, cuarț, biotit și

pastă. Sporadic apare hiperstenul. În tabelul 6 redăm compoziția mineralogică cantitativă și dimensiunile mineralelor.

TABELUL 6  
Dacit. Element din aglomerat. Dealul Piroșdan (Berchezoaia)

Fenocristale :	%	mm
Plagioclaz	13,79	0,1 - 0,6
Quart	12,59	0,1 - 0,4
Biotit	3,92	0,07 - 0,3
Pastă	69,70	0,005-0,04

Feldspatul formează fenocristale idiomorfe și hipidiomorfe, maclate și zonate; apare și aici simburile acid cu structură micropertitică și cu aureolă de incluziuni. Spre deosebire de andezitul zona cea mai bazică nu depășește 32% An iar cea acidă ajunge la 18% An.

Cuarțul formează granule alotriomorfe cu contur sinuos uneori cu o ușoară extincție ondulatorie.

Biotitul formează pachete de foițe cu contur dreptunghiular sau romboidal (în secțiune). Este puternic pleocroic și prezintă adesea inele kelfitice.

Hiperstenul apare sporadic ca mici cristale romboidale cu extincție dreaptă, inconjurate de inele de reacție cu structură fibroasă.

Pasta este sticloasă sau criptocristalină. Microlițele de feldspat plagioclaz conțin 19-28% An. Texturile sferulitice sînt deosebit de frecvente; în slicla pastei apar agregate fibro-radiare (albit + cuarț) avînd în centru cîte un microlit de piroxen sau de feldspat.

Ca minerale secundare apar sericitul, illitul, calcitul, calcedonia și limonitul fibros (goethit).



Fig. 13. — Aglomerate (3) și tufuri, argilizate (1) și silicificate (2) în partea de nord a dealului Coșu.

Agglomérats (3) et tufs, argilicés (1) et silicifiés (2) au Nord de la colline Coșu.

Tufurile sînt rocile cele mai răspîndite. Apar în bancuri de 5-70 cm, alternînd cu aglomerate, tufite, gresii tufitice și mai rar marne sau calcare de Leitha (fig. 13). Spre NE devin mai fine iar spre SW, mai grozave.

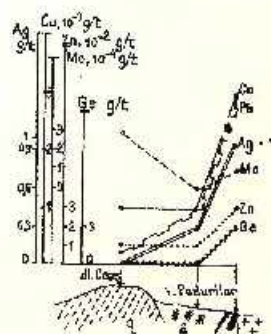
Principalul constituant al tufurilor este sticla, atit sub forma unor granule subrotunde, spongioase, fie ca aşchii, fragmente angulare, bastonaşe ascuţite la capete, uneori curbate. În cîteva aflorimente apar corpuseculi sferoidali, cu o vagă structură concentrică de 0,1-0,2 mm. Adesea sticla prezintă un început de devitrificare; fragmentele mai mari au fost învelite într-o crustă străbătută de fisuri subţiri (pl. II, fig. 3, 4). Alături de sticlă apar cristale întregi sau sfărîmate de cuarţ cu contur hipidiomorf sau alotriomorf, cristale întregi sau fragmente de feldspaţi zonaţi (17-23% An), rare fragmente de sanidin (sub 2%) folie de biotit şi fragmente litice: microcuarţile, corneene albit-epidotice, microfelsite, microdiorit-porfirite, sticlă andezitică, silite şi calcare recristalizate. În tabelul 7 redăm rezultatele determinărilor cantitative şi dimensiunile granulelor.

TABELUL 7  
Tufuri dacitice

Nr. probei	12052	12203	12284	12605	17419	17430	18435	21338	
Localizare	Dealul Grun-jeanu, Coaş	La Cornet, Coaş	La Cornet, Coaş	Valca Citernei, Roşia	Sat Berchezoaia	Dealul Piroşdan	Dealul Pietriche, Ciolt	Valca Berchez, Berchez	Dimensiuni mm
	%	%	%	%	%	%	%	%	
Sticlă	84,65	28,88	60,00	73,85	69,36	63,82	74,72	67,28	0,005-2
Cristale :									
Plagioclaz	7,45	14,73	5,26	9,12	8,46	16,72	9,58	8,82	0,05-2,2
Cuarţ	3,70	2,54	14,76	8,35	12,73	7,49	9,23	16,10	0,01-1,25
Biotit	1,20	1,02	—	1,88	1,61	1,86	0,74	4,07	0,02-0,4
Ortoză	—	2,15	—	—	2,02	2,13	—	1,20	0,1-0,3
Fragmente litice	3,00	1,12	19,98	7,00	6,82	7,98	5,73	2,73	0,2-0,9
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	

Fig. 14. — Distribuţia elementelor minore în zona silicificată (q) argilizată (a) şi limonitică (l) la sud de dealul Coaş.

Distribution des éléments mineurs dans la zone silicifiée (q) argilée (a) et limonitique (l) au Sud de la colline Coaş.



După cum se observă în diagrama ternară din figura 14 tipul predominant este tuful vitrocrystaloclastic; tipurile mixte sînt mai puțin frecvente. Pentru comparație am proiectat (G) o gresie calcareoasă tortonian-superioară și o gresie tufitică (T).

TABELUL 8

Tufuri dacitice vitrocrystaloclastice (date petrochimice)

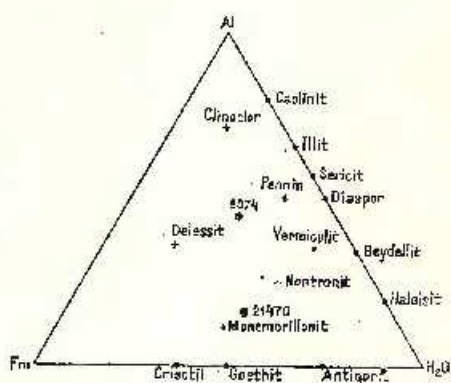
Nr. probei	5356	5449	12046c	12286	21338
Localizare	Dealul Muncel, Copalnic	Dealul Măgura, Coaş	Dealul Grunjeanu, Coaş	Dealul La Poduri, Coaş	Valea Berchez, Berchez
	%	%	%	%	%
SiO <sub>2</sub>	68,20	66,58	64,96	76,22	69,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,43	17,42	12,28	10,40	13,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,96	3,75	5,98	1,66	2,46
FeO	0,13	1,04	0,80	0,24	0,12
MgO	1,49	1,58	0,50	0,20	1,26
CaO	3,57	1,45	2,39	1,23	1,00
Na <sub>2</sub> O	1,61	5,02	1,38	0,58	1,77
K <sub>2</sub> O	2,84	1,28	2,49	1,46	2,28
P.C.	6,77	1,88	9,22	8,01	8,74
<i>Coefficienți Niyyti</i>					
al	41,7	43,4	39	57,6	51,3
fm	20,1	26	31,5	16	19,5
c	20,4	6,6	14	12,4	7,2
alk	17,8	24	15,5	14	21,0
si	361	281	349	717	459
k	0,54	0,17	0,55	0,64	0,45
mg	0,59	0,38	0,12	0,31	0,63
c/fm	1,02	0,25	0,44	0,78	0,37
Tip de magma	Yosemitică-normal-granitică	Normal-granitică	Yosemitică-Opdalitică	Yosemitică-Aplit-granitică	Aplit-granitică-Engadinitică
<i>Minerale normale</i>					
Or	300	140	270	280	240
Ah	260	305	220	100	290
An	320	130	215	155	80
En	52	—	—	—	—
Jfs	36	72	114	30	18
Jiy	4	20	—	—	—
Jiz	—	19	33	12	6
Cord	01	214	66	17	171
C	—	—	44	56	58
Q	607	360	623	973	605
Total	1640	1650	1322	1503	1440
Q	607	360	360	973	605
L	880	1075	750	415	610
M	153	325	257	155	225



Intrucit materialul detritogen apare in cantitati reduse, analiza chimica (tab. 8) a unor esantioane la care examenul microscopic indica absenta unor fenomene de alteratie avansata, ofera o idee asupra compozitiei chimice a magmelor din care au luat nastere. După clasificarea Grubenmann-Niggli, acestea se încadrează în grupul magmelor calco-alkaline, în tipurile normal-granitice, yosemitice și engadinit-granitice spre aplit-granitice. La toate rocile analizate se observă un deficit de *alk* și un exces de *al*, care, așa cum am spus mai sus, nu pot fi puse pe seama alterației hipergene deoarece am eliminat a priori probele alterate. Proiectând în diagrama *al-fca-alk-c* parametrii calculați, se observă încadrarea lor parțială în interiorul suprafeței rocilor eruptive. Calculând mineralele normative, observăm un exces mare de alumina (prezența cordieritului și a corindonului normativ). Curbele de variație ale parametrilor Niggli (fig. 15) au de asemenea un aspect neobișnuit - o dată cu creșterea parametrului și la valori mai mari parametrul *al* crește în loc să scadă iar *alk* scade în loc să crească.

Fig. 15. — Diagramele ternare de echilibru pentru tufurile hidrotermalizate, după datele lui Burnham (1962).

Diagrammes ternaires d'équilibre pour les tufs hydrothermalisés, d'après Burnham (1962).



Alit examenul microscopic cit și rezultatele analizelor chimice îndreptătește părerea că magma a suferit o contaminare pronunțată prin asimilarea unui material cu compoziție chimică diferită de cea a rocilor eruptive (șisturi cristaline, roci sedimentare argiloase etc.). În sprijinul acestei ipoteze pledează și structura zonală curioasă a plagioclazilor din dacitele descrise anterior: cristale „nedigerate” de plagioclaz acid (provenind din gnaise?) au servit drept nuclee pentru cristalizarea plagioclazului mai bazic din topitură. Concreșterile între plagioclaz și biotit pot fi explicate în mod analog. Așa cum presupune și Shand (1962), o bună parte din feno-cristalele „corodate” de cuarț din asemenea roci nu sînt altceva decît resturi de cuarț metamorfozen, care au atins temperatura necesară pentru omogenizare optică (dispariția extincției ondulatorii).

Tufurile fine apar sporadic, intercalate între bancurile de tufuri mai grosiere (10-30 cm). De regulă ele se asociază cu marne sau siltite argiloase; participarea materialului terigen este mai mare (pînă la 35%) și la anumite nivele apar leste de *Globigerina* sp. ușor opalizate.

### III. Roci mixte : gresii și nisipuri tufitice

Gresile tufitice formează intercalații de 0,1-1 m în tufurile psamitice în special în fundul văii Roșia, Berchez și sub dealul Pietrile Albe; alături de materialul magmatogen, apar granule de cuarț, cuarțite, cuarțitemiacee, microclin, albit-oligoclaz (metamorfogen), foițe de muscovit și ca resturi organice, sfărâmături de cochilii de moluște, spat de echinide și teste de foraminifere. Participarea materialului magmatogen scade până la 10% și astfel se trece la gresii obișnuite (Voiculescu, Ghinrea, 1969).

O mențiune specială merită nisipurile prăfoase calcareoase tufacee de la baza formațiunilor tortonian-superioare, care apar de la Berchezoaia spre SW, până la vârful dealului Frasinilor și în continuare, pe versantul stâng al Birsănlui, la Curtuișu Mare, Văleni etc.

Într-o masă pulverulentă, constituită din granule sub 0,2 mm de calcit și minerale argiloase (illit și caolin) apar fragmente de sticlă argilitizată, vacuolară, de dacite microfelsitice total sau parțial calcitizate și argilitizate, granule de cuarț și fragmente parțial argilitizate de feldspat plagioclaz.

### IV. Procese de metamorfism hidrotermal

Activitatea vulcanică a fost însoțită și urmată de fenomene de metamorfism hidrotermal. Ele afectează atât rocile mai vechi (gresile și calcarele eocene) cât și depozitele tortonian-superioare dar niciodată rocile mai noi; în Sarmatian și în Pannonian găsim adesea remaniate fragmente mici de roci transformate hidrotermal (silixite).

Roci transformate hidrotermal întâlnim în special în jurul dealurilor Măgura, Grunjeanu și Coaș.

Pe dealurile Măgura și Coaș fenomenele de metamorfism hidrotermal au o dezvoltare zonală. Astfel, în interiorul unor suprafețe eliptice neregulate orientate NW-SE, tufurile sînt intens silicificate; spre exterior silicifierca este din ce în ce mai slabă în schimb tufurile sînt argilizate. Uneori limita este destul de tranșată (fig. 16). Apoi urmează o zonă discontinuă

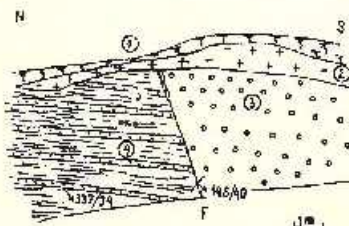


Fig. 16. — Falia F afectează stratele de Buzăș (4) și pietrișurile tortonian-medii (3) fără să deranjeze tufurile tortonian-superioare (2).

1, sol vegetal. Obișnita văli Podului, Coaș.

La faille F affecte les couches de Buzăș (4) et les graviers tortoniens moyens (3) sans déranger les tufs tortoniens supérieurs (2).

1, sol végétal. Commencement de la vallée Podului, Coaș.

de limonizare după care se trece la tufuri normale. Adesea în aria afectată de transformări hidrotermale apar filonase scurte (10-25 m) de 5-15 cm grosime constituite din calcodonie și mici cantități de limonit. În culeuș și acoperiș tufurile sînt argilizate pe distanța de 50-60 cm.

Argilizări de mai mică amploare se observă spre obârșia văii Muncel-Copalnic. La S de dealul Țicului silicifierea afectează în special cochiliile de ostrei, de poctinide și de alte resturi fosile în timp ce mezostaza calcarelor de Leitha a rămas neafectată. În forajele executate pe teritoriul comunei Coaș au fost de asemenea întâlnite tufuri transformate hidrotermal (silicifieri, argilizări).

1. *Roci silicifiate.* Silicifierea afectează atât rocile piroclastice (aglomerate, tufuri) cât și gresiile tufitice și calcarele eocene.

În cazul rocilor piroclastice întâi sînt silicifiate fragmentele de sticlă, urmate de fragmentele de feldspați și într-un stadiu avansat, se trece la înlocuirea totală a rocii cu silice. Astfel, iau naștere opalitele, silexitele și gresiile silixitice.

Opalitele sînt roci compacte, cu aspect cornos, cu spărtură concoidală; culoarea lor variază între brun-gălbui, galben, albicios sau albastru-azuriu. Uneori sînt străbătute de filonașe umplute cu calcedonic de culoare albă sau prezintă goluri tapisate cu calcedonic cenușiu-albăstrui. La microscop se observă înlocuirea particulelor de sticlă și de feldspați cu sau fără relicte nelocuite. Adesea structura inițială este complet ștearsă; rămîn doar fragmentele de cuarț. Pe fisuri, în apropierea golurilor și a cristalelor de cuarț se observă adesea formarea snopilor de calcedonic (calcedonită, subordonat cuarțină). În întreaga masă a rocii se întîlnesc paiete de caolin, sericit și pulbere limonitică fină.

Silexitele sînt roci de culoare albă porțelanoasă uneori gălbuie, cu spărtură concoidală sau ușchieasă. Ele sînt constituite din calcedonită (subordonat cuarțină) formînd fie pseudomorfoze după feldspați și sticlă, fie agregate sferoidale radiare avînd în centru cite un fragment de cuarț. Masa fundamentală este constituită din opal, cu paiete de sericit și pigment limonitic pulverulent. În tabelul 9 redăm compoziția mineralogică cantitativă și dimensiunile elementelor minerale constitutive.

Gresiile silixitice sînt roci formate pe seama unor gresii tufitice. În acest caz cimentul, elementele de feldspat și de sticlă sînt înlocuite în întregime prin calcedonic, opal și cuarț

TABELUL 9

*Roci silicifiate*

Nr. probei	11921	12159 A	12159 B	12161	12166	
Localizare	Valea Grozii, Coaș	Dealul Coaș, între Rțuri	Dealul Coaș, între Rțuri	Obârșia văii Podului, Remectoara	Obârșia văii Podului, Remectoara	Dimensiuni
	%	%	%	%	%	mm
Opal	68,22	85,12	32,80	84,52	70,21	Plajă continue
Cuarț	—	7,80	3,08	9,10	1,99	0,2-1,00
Calcedonic	29,68	4,08	68,12	3,38	22,80	0,02-1,20
Caolin   sericit	0,12	1,10	—	1,02	—	0,005-0,008
Limonit hipergen	1,98	1,90	1,00	2,98	2,00	sub 0,005



TABELUL 10  
Roci hidrotermalizate

Nr. probei	5074	21470
Localizare	Dealul Coaş	Dealul Coaş
	Tuf argilizat	Tuf silicificat
	%	%
SiO <sub>2</sub>	62,10	92,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,87	1,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,51	0,38
FeO	lipsă	0,16
MgO	2,69	0,26
CaO	5,60	0,19
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,10
K <sub>2</sub> O	0,20	0,12
P.C.	13,74	4,70
Total	100,03	100,02

Analist M. Malei

secundar iar fragmentele de cuarț (magmatogen și metamorfozen) inclusiv fragmentele de cuarțite sînt înconjurate de un inel de supracreștere. Opalul apare în spațiile intergranulare în cantitate mică. Rar apar cuiburi de caolin. Pe valea Grozii sub dealul Grunțeanu am întâlnit fragmente dintr-un trunchi de lemn silicificat. La microscop, într-o masă în celulară opalizată se observă (secționată oblic, pl. III, fig. 1), vasele de liber (mai mici) și vasele lemnoase (mai mari) umplute cu calcedonie și puțin limonit hipergen. Din punct de vedere chimic (tab. 10) se constată o îmbogățire apreciabilă în silice însoțită de eliminarea aluminei, alcaliilor, calciului, magneziului și a fierului.

Calcarele eocene suferă și ele o silicifiere mai puternică așa cum se observă la obârșia văii Chiții (Remicioara) și în afara perimetrului figurat pe hartă, la Curtuișu Mare și la Durușa. Aici, filonase de 1-2 ram de calcedonie străbat calcarul grosier. Calcedonia se insinuează în interiorul miliolidelor și între lamelele de calcit ale sfărîmăturilor de moluște pe care tinde să le înlocuiască. Conținutul de silice (calcedonie și subordonat opal) ajunge la 76% din masa rocii.

2. Roci argilizate. Argilizarea afectează atât tufurile cît și gresile feldspatice eocene de sub ele.

Rocile argilizate sînt friabile, cu aspect pămîntos, care saturate cu apă devin plastice; culoarea lor este albă, alb-cenușie sau alb-gălbui. În variațiile mai puțin dezagregate, examenul microscopic pune în evidență prezența fragmentelor de sticlă și de cristale de feldspat parțial sau total argilizate alături de granule de cuarț limpezi; elementele litice conținînd feldspaji (microfelsite, diorit-porfirit, dacite) sînt și ele intens argilizate și deferizate. Biotitul pierde fierul trecînd într-un clorit incolor sau slab verzui; în vacuole se observă agregate fibro-



radiare de zeoliți (stilbit). În gresii, granulele de feldspat sînt transformate integral în caolină; gresia devine friabilă și ia un aspect peștrit.

Identificarea mineralelor argiloase s-a făcut prin analize termice diferențiale<sup>14</sup> și prin analize roentgen, metoda Debye-Sherer<sup>15</sup>.

În timp ce pe valea Muncelului componentul argilos este reprezentat prin minerale din grupul montmorillonitului (Ca-montmorillonit, saponit) și prin haloizit (în cantități reduse), în jurul Muncelului și al dealului Coaș argilizarea conduce la formarea illitului, cu efecte termice și reflexii deosebit de clare.

Analiza chimică pune în evidență o relativă îmbogățire în alumina în detrimentul alcaliilor și a fierului care au fost îndepărtate (tab. 10).

3. *Roci limonizate.* Limonizări legate de procese hidrotermale apar sporadic și afectează într-o măsură mai mică tufurile; sînt bine dezvoltate la limita dintre tufuri și rocile din fundament și în acestea din urmă (în special în gresii și calcare eocene) unde formează umplutura unor filonașe de 2-5 cm grosime.

Limonizarea se traduce prin înlocuirea mineralelor (calcit, feldspați, biotit) sau a sticlei prin limonit fibros sau colomorf. În prima fază apar filonașe printre minerale și pe fisuri, constituite din limonit și o impregnare abundentă în liant sau în ciment. În cazul calcarelor eocene limonitul pătrunde în interiorul testelor de foraminifere. Rar apar foițe fine de clorit grupate ancori în rozete. În final se trece la o masă omogenă, cu aspect colomorf, în care se observă

TABELUL 11  
Analiza chimică a unor limonite

Nr. probei	5348 a	5356 c	11191	11313
Natura petrografică	Concrețiune limonit-sideritică	Limonit fin grezos	Limonit silicios	Limonit din gresii eocene
Localizare	Valca Slabă, între Rîuri	Obiștia Văii Slabe, între Rîuri	Dealul Măgura, între Rîuri	Sub dealul Coaș, Remedioara
	%	%	%	%
SiO <sub>2</sub>	11,36	27,33	30,95	41,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54,60	49,65	34,20	24,05
FeO	10,44	0,30	0,50	1,20
MnO	1,26	0,35	—	—
CaO	1,10	0,59	0,90	1,05
S	urme	urme	urme	urme
P.C.	15,00	11,56	12,10	12,05

Analist M. Matei

<sup>15</sup> Analizele și interpretarea rezultatelor au fost făcute de D. Todor.

<sup>14</sup> Analizele și interpretarea rezultatelor au fost făcute de G. Neacșu.



doar fragmentele de cuarț. La baza tufurilor din dealul Muncel, limonitul apare sub formă de concrețiuni și cruste, mai rar ca impregnații în breccii roșii argiloase. În centrul concrețiunilor întinșim adesea o masă fin granulară de sideroză. În secțiune lustruită pe lângă limonit întinșim mici plaje de psilomelan (în formă de flacăra) și cu totul sporadic, pseudomorfoze după pirită.

În tabelul II redăm compoziția chimică a unor probe de limonit. Observăm conținuturile mari de silice datorită amestecului mecanic cu cuarț detritogen, participarea redusă a fierului bivalent (cu excepția concrețiunilor) și urme de sulf.

4. *Elemente minore din rocile metamorfozate hidrotermal.* Prin analize spectrale<sup>16</sup> s-a pus în evidență prezența în rocile afectate de metamorfism hidrotermal a unor elemente proprii soluțiilor hidrotermale: argint, cupru, molibden, plumb, zinc și germaniu.

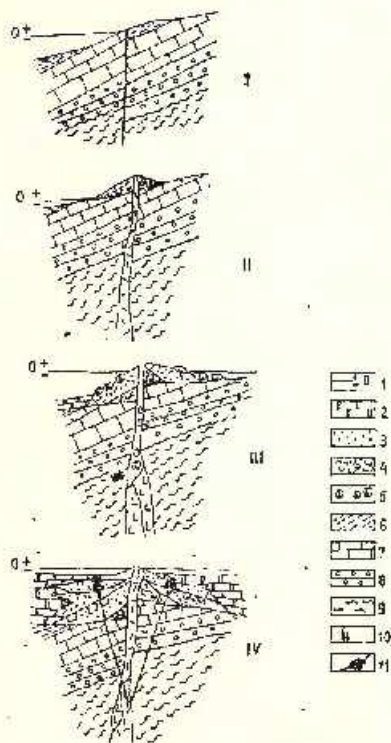


Fig. 17. — Evoluția vulcanismului exploziv în partea de NW a masivului Preluca. I, Tortonian mediu; II, formarea tufurilor sudate; III, Tortonian superior, consolidarea andezitelor și formarea tufurilor și aglomeratelor dacitice; IV, sfârșitul Tortonianului superior.

1, nivelul mării; 2, calcare de Leitha; 3, tufuri; 4, tufuri sudate; 5, aglomerate andezitice; 6, stratele de Bazas; 7, seria calcareasă; 8, stratele de Turbata; 9, sisteme cristaline; 10, andezite, dacite, microdiorit-porfirită (corpuri subterstale de mici dimensiuni); 11, metamorfism hidrotermal.

Évolution du volcanisme explosif du NW du massif Preluca. I, Tortonien moyen; II, formation des tufs soudés; III, Tortonien supérieur, consolidation des andésites et formation des tufs et d'agglomérats dacitiques; IV, fin du Tortonien supérieur.

1, niveau de la mer; 2, calcaires de Leitha; 3, tufs; 4, tufs soudés; 5, agglomérats andésitiques; 6, couches de Bazas; 7, série calcareuse; 8, couches de Turbata; 9, schistes cristallins; 10, andésites, dacites, microdiorite-porphyrites (corps subterstaux de petites dimensions); 11, métamorphisme hydrothermal.

Urmărind variația conținuturilor în aceste elemente (fig.17) transversal pe zonele de metamorfism, observăm o tendință de concentrare spre zona limonitică.

<sup>16</sup> Analizele au fost executate de A. Lahovari.

Din descrierea fenomenelor și în special din caracterul lor zonal, reiese că aceste procese nu pot fi explicate printr-o alterație hipergenă. Se respectă întocmai zonalitatea proceselor metasomatice — de la înlocuirea totală a rocii cu silice până la redepunerea fierului în zona exterioară (probabil sub formă bivalentă, oxidată ulterior).

Considerând rocile transformate hidrotermal drept niște metamorfite, după Burnham (1962) ele se pot grupa în zone a căror compoziție mineralogică este în funcție de temperatură și presiune. Proiectând analizele chimice în diagrame ternare ACF, AKF și diagrame ternare în care apa intră ca un component independent se pot prevedea asociațiile minerale care sînt în echilibru și prin compararea compoziției ipotetice cu cea constatată prin analize petrografice, se poate aprecia dacă echilibrul fizico-chimic a fost sau nu atins.

În cazul nostru hidrotermalitele apar în faciesul argilitic și anume în subzona caolinitică, subzona montmorillonitică și subzona propilitică (eloritică).

#### V. Interpretarea genetică a datelor

În partea de NW a masivului Preluca au avut loc erupții freatice, care au generat mase importante de roci piroclastice.

Existența unor centre de emisie de tip freatic în partea de NW a Ardealului, în afara lanțurilor de magmalite neogene, este cunoscută de multă vreme. Lăzărescu<sup>17</sup> descrie erupțiile de la Ciccul Spnzoi; Szádeczky identifică astfel de aparate freatice la Vișa, Gilău și la NW de Cluj; în bazinul Borodului (Givulescu, 1964) și la E de cristalinul Mezeșului, în împrejurimile Moigradului (Pancă, 1962; Ilicescu, 1965) se semnalează de asemenea centre de erupții iar Chiriac<sup>18</sup> descrie neckul dacitic de la Valea Chioarului unde fenomenele hidrotermale ating o mare amploare.

În cazul nostru nu avem elemente suficiente pentru localizarea exactă a centrelor de emisie, întrucît totul a fost acoperit de venirile ulterioare de tufuri. Se poate afirma totuși că masa principală a rocilor piroclastice a fost emisă dintr-un sector situat între dealul Măgureni, Grunjeanu și estul satului Coaș.

În zona amintită converg cele două sisteme de fracturi, unul mai vechi, ante-tortonian superior, altul mai nou, probabil rhodanic, fracturi în lungul cărora masivul Preluca plonjează în trepte spre interiorul bazinului Baia-Mare și spre culoarul Chioarului.

<sup>17</sup> V. Lăzărescu. Cercetări geologice între Someș și Lăpuș la NW de Dej. Lucrare de disertație (1965). Institutul de Petrol, Gaze și Geologie. București.

<sup>18</sup> M. Chiriac. Zăcămintul de bentonită de la Valea Chioarului, 1952. Arh. Com. Geol. București.

Legarea acestor piroclastite de erupțiile tortoniene din lanțul Gutin întâmpină o serie de dificultăți. Comparând datele analitice cu cele publicate de Rădulescu (1958) pentru rocile riolitice, deosebirea este izbitoare. De asemenea este greu de explicat vehicularea pe calea aerului a unor cantități de ordinul a  $10^9$  tone de material piroclastic grosier, cu diametrul particulelor de peste 5 cm (până la 25 cm). Examenul particulelor de sticlă indică faptul că cel puțin o parte din ele au căzut în apă în stare încă fierbinte, ceea ce a condus la modificări microstructurale deosebit de clare.

Activitatea magmatică s-a declanșat la finele Tortonianului mediu, după reactivarea fracturilor NW-SE, ca ecou al mișcărilor moldavice.

Magma în ascensiune a asimilat importante cantități de material sialic bogat în special în alumină silice și substanțe volatile. O parte mică din magmă s-a consolidat în coș formând andezite (și mai profund, microdiorit-porfirite) și dacite; cea mai importantă parte însă, ajungând aproape de suprafață în condiții de presiune scăzută, a fost pulverizată prin detenta substanțelor volatile, rezultând piroclastite. Astfel de explozii au dus ulterior la sfărâmarea tufurilor deja consolidate în urma cărora au rezultat brechiile piroclastice.

În evoluția proceselor magmatice din acest sector deosebim trei etape. La început au loc puternice explozii aducând la zi fragmente de sticlă incandescentă care se acumulează în mediu subaerian și din care rezultă tufurile sudate de sub dealul Muncel și Grunjeanu. Se pun în loc în profunzime corpuri subcrustale de mici dimensiuni; exploziile ulterioare aduc la suprafață fragmente din aceste roci pe care le întâlnim adesea la partea inferioară a complexului, ca elemente de aglomerat (andezitic și dacitic).

Apoi, în toată partea superioară a Tortonianului exploziile și degajarea materialului piroclastic se succed aproape continuu formându-se masa principală a piroclastitelor. În ansamblu produsele au caracter calcoalcalin acid, astfel încât denumirea de „tuf dacitic” este justificată. În perioadele de liniște dintre explozii în apa mării se dezvoltă o bogată floră și faună, grație îmbogățirii mediului cu elemente necesare vieții (K, P, S, Cu, Pb, Zn, Mo etc.) formate pe seama materialului magmatogen.

Activitatea vulcanică a fost însoțită de fenomene de transformare (metamorfism) hidrotermal, cu caracter zonal.

## BIBLIOGRAFIE

- Burnham-Wayne C. (1962) Faciesurile și tipurile de transformare hidrotermală. *Economic geology*, 57,5. New York. (trad. I.D.T. 1967), București.
- Givulescu R. (1964) Contribuții la cunoașterea activității vulcanice din bazinul Borodului. I. Posibilitatea existenței unor aparate vulcanice. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 9, 1, București.
- Hofmann K.v. (1887) Geologische Notizen über die kristallinische Schieferinsel von Prehuka und über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland. *Jahrsb. d.k. ung. geol. Anst. f. 1886*, Budapest.
- (1888) Bericht über die Sommer d.f. 1886 im nordwestlichen Theile des Szolnok Dobo. kzer Comitates ausgeführten geologischen Detailaufnahmen. *Jahrsb. d.k. ung. geol. Anst.* Budapest.
- Ilieșcu O. (1965) Date preliminare asupra vrstei erupțiilor de la est de Cristalinul Mezeșului (NW Transilvaniei). *D.S. Com. Geol.* L1/1, București.
- Iorgulescu Th. (1955) Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- Marinescu F., Marinescu Josefina (1962) Contribuții la cunoașterea Paleogenului și Neogenului din colțul de NW al masivului Preluca. *D. S. Com. Geol.* XLIII, București.
- Paucă M. (1962) Bazinul Silvanici. *An. Com. Geol.* XXXII, București.
- Pošepny Fr. (1862) Geologische Verhältnisse des mitteleren Lapos-gebirges. *Jahrsb. d.k. u.k. geol. R.A.* XII, Wien.
- Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Scinișba-Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol.* XXXI, București.
- Saulca Emilia, Bărbulescu Ana (1957) Contribuții la cunoașterea Miocenului din regiunea Țicău-Iadara (bazinul Baia Mare). *An. Univ. Parton.* 15, București.
- Shand I. (1962) Petrografia rocilor eruptive. New York. (Trad. I.D.T. 1965), București.
- Voiculescu L., Ghiurea V. (1969) Cercetări mineralogice asupra gresurilor și calcarelor tortonian-superioare din bazinul Baia Mare. *Studia Univ. Babeș-Bolyai, series geol. geogr.* XIV, 1, Cluj.

CONSIDÉRATIONS SUR LE VOLCANISME TORTONNIEN DU NW  
DU MASSIF PRELUCA (MARAMUREȘ)

## (Résumé)

En NW du massif Preluca, des dépôts tortontiens inférieurs et supérieurs se superposent aux formations crétacées supérieures et paléogènes. Ils sont recouverts par du Sarmatien et du Pannouien.

Le Tortonien inférieur moyen, mis en évidence par l'auteur, est constitué de dépôts continentaux et littoral-fluvialils (argiles rouges à blocs, graviers, sables) recouverts transgressivement de dépôts tortoniens supérieurs, constitués de calcaires de Leitha, grès calcaires, marbres et pyroclastites dacitiques.



Dans les pyroclastites, on rencontre de grands fragments de microdiorite porphyrites, andésites et dacites, roches consolidées à une profondeur plus ou moins réduite.

Les pyroclastites sont constituées de fragments de verre acide, cristaux de quartz, feldspath plagioclase et biotite. Les fragments de roches sont représentés par des quartzites, schistes quartzitiques, cornéennes, microfelsites, andésites, dacites, grès et calcaires cristallisés.

À la base des agglomérats (au pied des collines Măgura et Grunjeanu; le village Coaş) on a mis en évidence quelques affleurements de tufs soudés et deux cheminées.

L'activité volcanique a été accompagnée et suivie de phénomènes de transformation hydrothermale à caractère zoné. Il y a donc une zone centrale silicifiée qui est entourée par une zone argilisée (à illite) et une zone extérieurement limonitisée. La distribution des éléments mineurs suit la même zonalité.

L'étude géologique et pétrographique des pyroclastites permet la mise en place approximative du centre d'émission de celles-ci, aux environs du village Coaş. L'activité volcanique présente un caractère explosif (des „volcans phréatiques”) ressemblant à l'activité d'autres centres d'émission du NW de la Transylvanie. Le volcanisme a été déclenché pendant le Tortonien moyen, par la réactivation de certains systèmes de fractures à la suite des échos des mouvements moldaves.

L'étude minéralogique et chimique met en évidence le caractère contaminé du magma originaire. En sections minces, cela correspond à l'apparition des feldspaths à noyaux très acides, corrodés, du quartz métamorphogène et de la biotite englobée dans les cristaux de feldspath. Les analyses chimiques mettent en évidence un excès d'alumine, explicable par une assimilation massive de roches à haute teneur en aluminium (par exemple des schistes cristallins). En ensemble, les produits ont un caractère acide-chalcoalcalin (des tufs dacitiques).

Du point de vue chronologique, on distingue trois phases: la mise en place de certains tufs soudés dans des conditions subaériennes, la consolidation en profondeur de certaines roches acides et intermédiaires, et enfin la mise en place de la masse principale de tufs, déposés en eau.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

### Planche IV

Carte lithologique des dépôts tortonien de la bordure NW des monts Preluca (Maramures).

I. Unités lithologiques. 1, marnes; 2, calcaires de Leilha, calcaires gréseux et grès calcaires organogènes; 3, agglomérats, tufs et tuffites; 4, brèches de cheminée; 5, éléments d'agglomérat: andésites et dacites; 6, tufs soudés; 7, sables tuffitiques kaolinieux; 8, Tortonien inférieur et moyen: brèches, graviers et sables. II. Métamorphisme hydrothermal. 9, silicifications; 10, argilisations; 11, limonitisations; 12, limite supposée de la cheminée volcanique. III. Limites. 13, limites à formations plus nouvelles (Sarmatien, Pléistocène, Holocène); 14, limites entre diverses unités lithologiques du Tortonien; 15, limites avec les formations plus anciennes (Oligocène, Eocène); 16, failles post-tortonien; 17, failles anté-tortonien supérieures.



## PLAȘA 1



## PLANȘA I

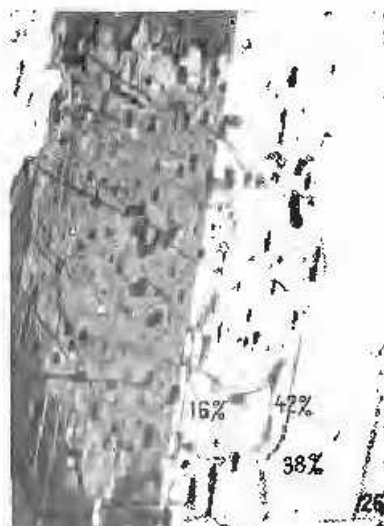
- Fig. 1. : Feldspat zonat din andezit, element din aglomerat. Valca Grozii, Coas. N-;  $\times 15$ .  
Feldspath zoné d'andésite, élément d'agglomérat. Vallée Grozii, Coas. N-;  $\times 15$ .
- Fig. 2. : Feldspat zonat, cu simbură acid, cu incluziuni de sticlă și structură micropertitică. Element de aglomerat andezitic, dealul Piroșdan, Berchezoia. N-;  $\times 27$ .  
Feldspath zoné, à noyau acide à inclusions de verre et structure micropertitique. Élément d'agglomérat andésitique, colline Piroșdan, Berchezoia, N-;  $\times 27$ .
- Fig. 3. — Xenolii (N) de microgabbroperfit din microdiorit-porfirit, element de aglomerat, Valca Grozii, Coas. N-;  $\times 27$ .  
Xénolite (N) de microgabbroperphyrite de microdiorite-porphyrite, élément d'agglomérat. Vallée Grozii, Coas. N-;  $\times 27$ .
- Fig. 4. : Piroxen (Px) opacitizat și feldspat (f) în andezit, element de aglomerat, Dealul Tichului, Hovrita. N II;  $\times 15$ .  
Pyroxène (Px) opacifié et feldspath (f) en andésite, élément d'agglomérat. Colline Tichului, Hovrita, N II;  $\times 15$ .







1



2



3

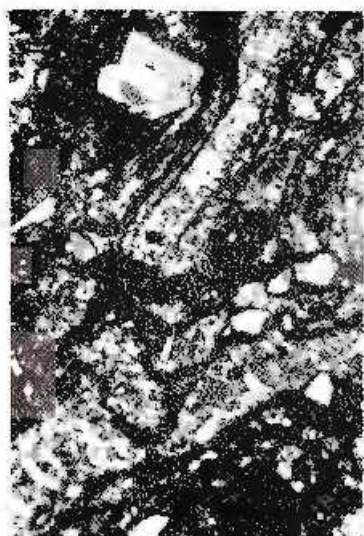


4

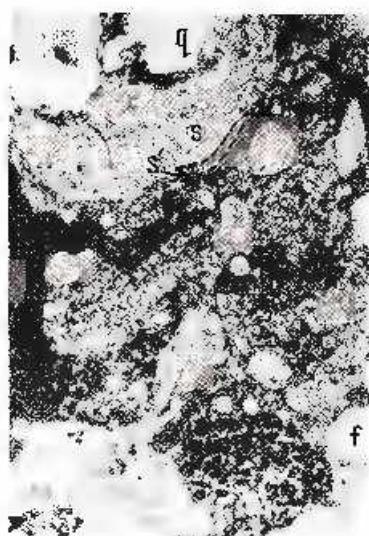
## PLANȘA II

- Fig. 1. — Tufuri sudate. Se observă particulele de sticlă în curs de devitrificare, îndoite și alpițe, Valea Buciumilor, Coș, N + ;  $\times 15$ .  
Tufs soudés. On observe les particules de verre en train de dévitrification, courbées et collées, Vallée Buciumilor, Coș, N + ;  $\times 15$ .
- Fig. 2. — Tufuri sudate. Picături de sticlă (s) incluzind cristale de cuarț (q) și de feldspat (f); zone de devitrificare marginală (s'). Valea Buciumilor, Coș, N II;  $\times 15$ .  
Tufs soudés. Gouttes de verre (s) à cristaux de quartz (q) et de feldspath (f); zone de dévitrification marginale (s'). Vallée Buciumilor, Coș, N II;  $\times 15$ .
- Fig. 3. — Tuf dacitic. f, feldspat; q, cuarț; s, picături de sticlă; l, silite marnos, Valea Puturilor, Remeteoara, N II;  $\times 27$ .  
Tuf dacitique. f, feldspath; q, quartz; s, gouttes de verre; l, silite marnose, Vallée Puturilor, Remeteoara, N II;  $\times 27$ .
- Fig. 4. — Lapilit. q, cuarț corodat; q', cuarț metamorfozic în extincție ondulatorie; f, feldspat; m, microdiorit-porfirit; l, silite, Valea Caselor, Între Bini, N + ;  $\times 10$ .  
Lapillite. q, quartz corodé; q', quartz métamorphogène à extinction ondulatoire; f, feldspath; m, microdiorite-porphyrtes; l, silite. Vallée Caselor, Între Bini, N + ;  $\times 10$ .

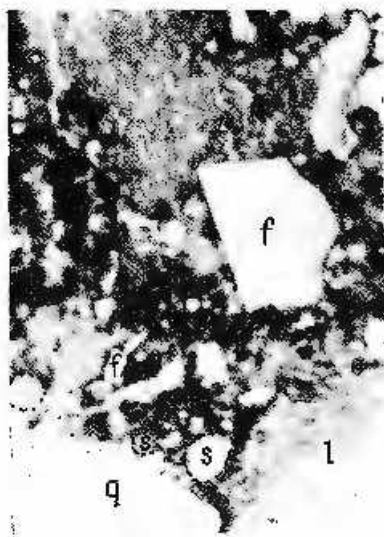




1



2



3



4

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/1.



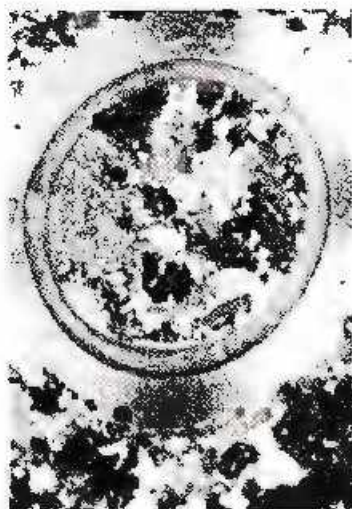
### PLANȘA III

- Fig. 1. — Trunchi silicificat de lemn, cu vase de liber (l) și lemnoase (L). Valea Grozii, Coaș. N II;  $\times 15$ .  
Tronc d'arbre silicifié à vaisseaux de libre (l) et ligneux (L). Vallée Grozii, Coaș. N II;  $\times 15$ .
- Fig. 2. — Scafopod sectionat, într-o gresie calcareasă. Dealul Țicău, Hovrila. N + ;  $\times 10$ .  
Scaphopode sectionné, dans un grès calcaire. Colline Țicău, Hovrila. N + ;  $\times 10$ .
- Fig. 3. — Dealul Colnielului, Berchez. Tortonian superior (N<sub>1</sub>t) stînd peste depozite paleogene (Pg). Se observă alternanța de calcare (c) și tufuri (+).  
Colline Colnielului, Berchez. Tortonien supérieur (N<sub>1</sub>t) reposant sur des dépôts paléogènes (Pg). On observe l'alternance de calcaires (c) et de tufs (+).

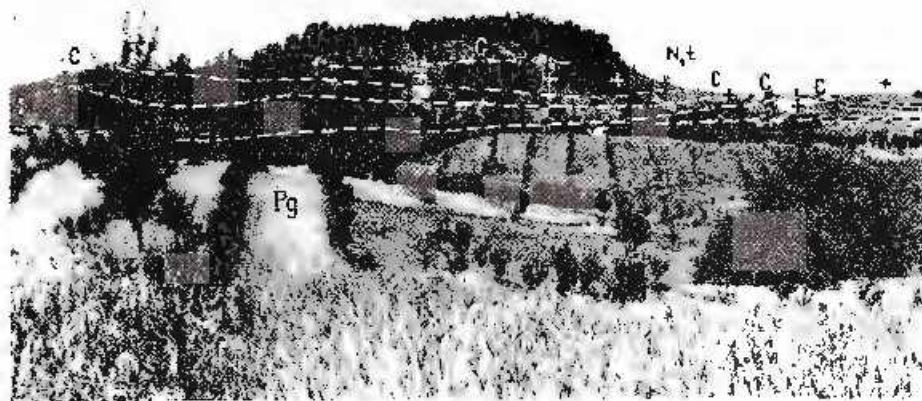




1



2

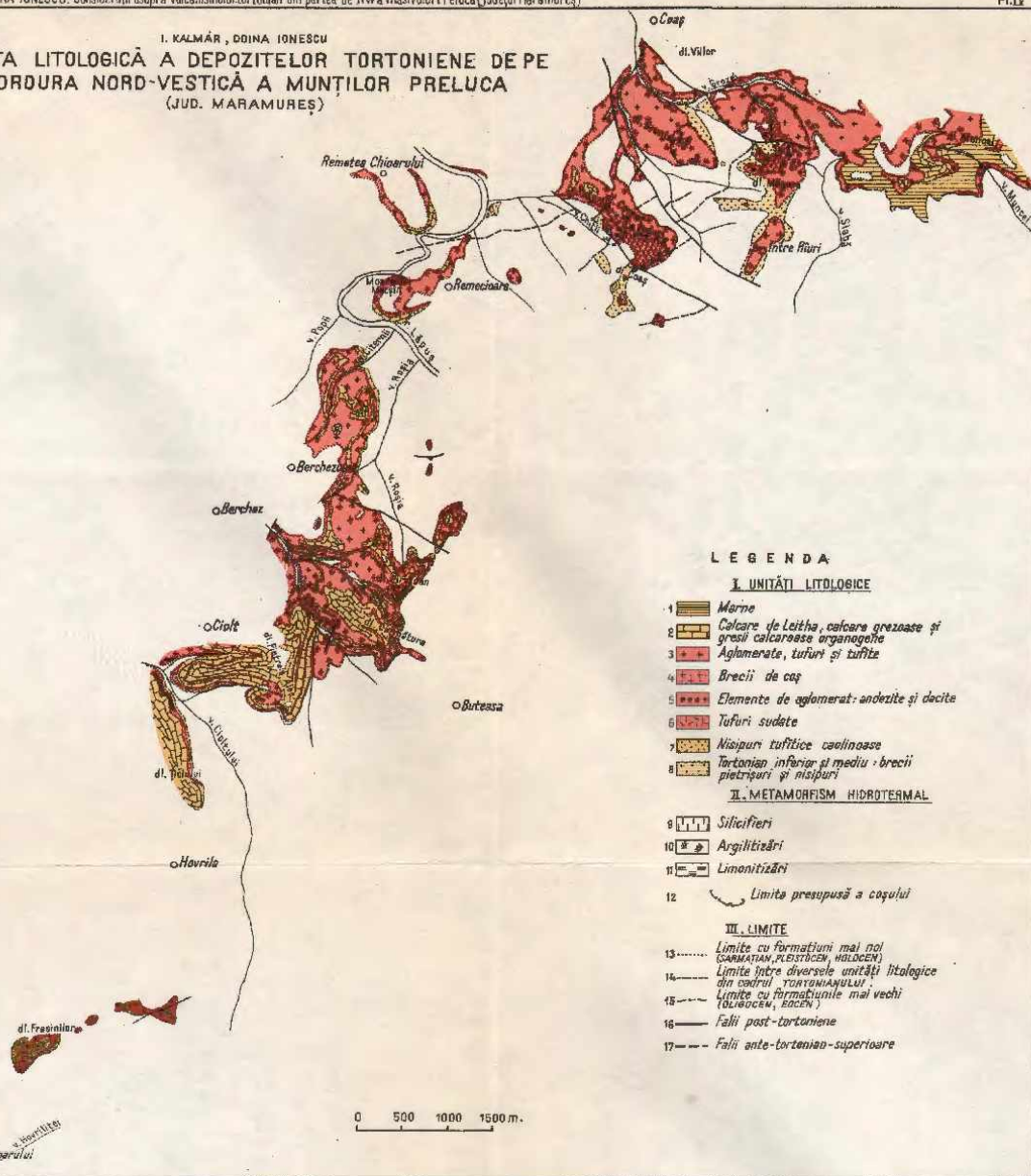


3

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședintelor, vol. LVI/1.



I. KALMĂR, DOINA IONESCU  
**HARTA LITOLOGICĂ A DEPOZITELOR TORTONIENE DE PE  
 BORDURA NORD-VESTICĂ A MUNTILOR PRELUCA**  
 (JUD. MARAMUREȘ)



**1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE**

**PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE**

**ASUPRA PREZENȚEI UNOR ELEMENTE DE ROCI BAZICE ÎN  
BRECIILE TECTONICE DE LA ARȘIȚA-IACOBENI (CARPAȚII  
ORIENTALI)<sup>1</sup>**

DE

ALCIBLADE ION MUȘAT, OLIMPIA VASILESCU<sup>2</sup>

**Abstract**

On the Presence of some Elements of Basic Rocks in the Tectonic Breccias of the Arșița-Iacobeni Area (East Carpathians). The presence of some pyroxenic elements, to be found in the tectonic breccias of Neogene age, and which are located on the Arșița Mount slopes (Iacobeni), is recorded. It is considered that the respective elements are part of the basic body located in the basement of the region. Due to tectonical movements and the circulation of some hydrothermal solutions, these elements were brought towards the surface by the end of the alpine magmatic phase in this zone of the East Carpathians.

Cu prilejul executării prospecțiunilor geologice din munții Bistriței—Carpații Orientali de N — (Mușat, 1965, 1966, 1967<sup>3</sup>; Vasilescu, 1966, 1967, 1968<sup>4</sup>) ne-am ocupat și de studiul petrografic al elementelor din brechiile tectonice localizate în zonele de falii.

<sup>1</sup> Comunicare la ședința din 21 februarie 1969.

<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Caf. Griviței nr. 64, București.

<sup>3</sup> Al. I. Mușat. Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni pentru minereuri neferoase în Carpații Orientali—Mestecăniș. 1965. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Al. I. Mușat. Raport asupra prospecțiunilor pentru minereuri auroargentifere în Carpații Orientali (Mestecăniș). 1966. Arh. Com. Stat. Geol. București.

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

<sup>4</sup> Olimpia Vasilescu. Raport privind documentarea mineralogico-petrografică a lucrărilor de explorare executate în șantierul IGEX—Mestecăniș, Carpații Orientali. 1966. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Olimpia Vasilescu. Raport informativ privind documentarea mineralogico-petrografică a șantierului IGEX—Mestecăniș, Carpații Orientali. 1967. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Olimpia Vasilescu. Raport informativ privind documentarea petrografică-mineralogică a șantierelelor IGEX—Mestecăniș și Gura Haitii (Sector Chirii), Munții Bistriței. 1968. Arh. Com. Stat. Geol. București.



În cele ce urmează ne vom referi la brecciile tectonice din masivul Arșița, situat în versantul stîng al văilor Nepomuceni și Fierului, care din punct de vedere administrativ se încadrează în raza comunei Iacoveni, județul Suceava.

Din punct de vedere geologic zona este constituită din șisturi cristaline epizonale (orizontul șisturilor grafitoase și al cuarțitelor negre manganimifere), ea constituind și cîmpurile miniere Nepomuceni și Arșița, unde Ministerul Minelor (Întreprinderea Minieră-Vatra Dornei) exploatează minereurile de mangan.

Observațiile asupra materialului colectat din brecciile tectonice cu textura compactă au pus în evidență aici, prezența unor elemente de roci bazice, alături de cele de roci cristaline, în care cimentul este constituit uneori din silice, sericit, biotit și cuiburi de sulfuri, alteori fiind carbonatic argilos cu sulfuri.

Întrucît tipul de rocă bazică din breccii se deosebește din punct de vedere mineralogic de toate celelalte roci bazice omogene în regiune și nu este prezent decît ca elemente în unele breccii, fiind deci anterioare acestora precum și celorlalte roci bazice ce străbat șisturile cristaline sau sedimentele mezozoice, considerăm oportună prezentarea acestei note.

Aceste elemente au dimensiuni centimetrice sau mai mici, culoare cenușiu-verzucă, formă rotunjită și sînt prinse într-un ciment fiesilicios, fie calcaros și întotdeauna însoțit de sulfuri mai mult sau mai puțin limonizate.

Sub microscop ele se prezintă ca o masă granulară continuă, constituită în principal din piroxeni monoclinici, apoi piroxeni rombici și titanomagnetit.

Piroxenul cel mai răspîndit este augitul, care apare în indivizi de dimensiuni foarte variate, cristalizați scurt prismatic, rar idiomorfi, mai frecvent hipidiomorfi, uneori melați după (100) și avînd culori vii de birefrință și pleocroism obișnuit. În ordinea cantitativă îi urmează augitul titanifer, în cristale prismatice mari, cu contururi hipidiomorfe, melați după (100), cu culori de birefrință foarte vii (verzui, albastru-indigo, brune). Uneori, de o parte și de alta a poziției de maximă extincție, apar culori de interferență albastrui-brune, ca fenomen datorat dispersiei bisectoarelor.

Acmitul, mai rar, apare mărunt cristalizat, cu aspect hipidiomorfi, cu culori de birefrință brun-verzui și extincție mică.





Augitul egrinic este cristalizat prismatic cu contururi hipidiomorfe, refringentă ridicată, pleocroism verde-gălbui și puternice separații după (100).

Clinoenstatitul se prezintă în indivizi mari, cu habitus prismatic și pleocroism slab.

Enstatitul și bronzitul sînt singurii piroxeni rombici pe care i-am întîlnit. Ei s-au dezvoltat în rare granule hipidiomorfe. Enstatitul este cristalizat prismatic, alungit după axa *c* și apare cel mai frecvent în agregate granulare, conerescent cu piroxeni monoclinici, are pleocroism slab și extincția dreaptă. Bronzitul apare mărunt cristalizat, cu contururi hipidiomorfe și foarte rar răspîndit în masa rocii.

Raporturile cantitative dintre piroxeni monoclinici și cei rombici — determinate planimetric — sînt de 4 : 1.

Printre piroxeni mai sus citați, în cadrul rocii, mai apare titanomagnetitul, care în marea majoritate a cazurilor se găsește în agregate granulare compacte, înșiruite în benzi paralele, uneori foarte apropiate unele de altele, alteleori în granule cu contururi idio-hipidiomorfe și rar diseminate în masa de piroxeni. Ca rezultat al dezamestecului titanomagnetitului, ilmenitul apare „în flăcări” sau ca o coroană de leucocen.

Deoarece toți piroxeni monoclinici au separații extrem de pronunțate după (100), presupunem că aceste roci bazice au făcut parte dintr-un diallagit. Mai rar apar elemente de piroxenite cu indivizii de titanaugit și clinoenstatit larg cristalizați și prinși într-o masă mărunt cristalizată de piroxeni monoclinici și titanomagnetit. Alteori ele sînt constituite dintr-o matrice de titanomagnetit, dispusă în benzi, vinișoare și cuiburi, printre ale cărei goluri s-au depus piroxeni monoclinici, mărunt cristalizați, dînd impresia că au făcut parte dintr-o zonă de șlire de titanomagnetit ce s-a separat în masa piroxenitului.

Cantitatea de titanomagnetit din aceste elemente — determinată planimetric — este de cca 50%, în timp ce fragmentele de roci bazice cu piroxeni larg cristalizați cuprind granule diseminate în masa rocii de titanomagnetit, cantitativ acesta nedepășind 16%. În comparație cu rocile gabbroice de pe valea Putnei (Pitulea, Mușat, 1965) sau din zona Fărăoane, care au indicat conținuturi între 9-17% titanomagnetit, obținute prin separări magnetice și determinări planimetrice, cantitatea de patru ori mai mare din unele elemente ale brechiei, indică existența unor separații sub formă de șlire în masa intrusivă.



Piroxenitele mărunț cristalizate și cu conținut ridicat de titanomagnetit au structura sideronitică și textura în șlire (vărgată), iar cele cu indivizii larg cristalizați au o structură panidiomorfă și textura masivă.

Fragmentele de roci bazice existente în breșile menționate au fost antrenate de mișcările tectonice și curgerea soluțiilor hidrotermale, care le-a și fixat o dată cu sulfurile și ganga, la sfârșitul fazei savice sau începutul celei stirice. Ele au fost rupte din corpurile sau apofizele intruziunilor preexistente unde la o adâncime nu prea mare, care au fost puse în loc în timpul orogenezei alpine din această parte a Carpaților Orientali.

Din lucrările noastre anterioare (Mușăț, 1965, 1966, 1967<sup>5</sup>; Vasiliescu, 1966, 1967, 1968<sup>6</sup>) și din cele ale altor cercetători (Băneilă, 1958; Dumitrescu et al., 1962; Onicescu, Răileanu, 1963) rezultă că faza savică reprezintă stadiul paroxizmal al orogenezei alpine din această parte a Carpaților Orientali.

Se știe că mișcările tectonice majore, care conduc la ridicarea sau la coborîrea diferitelor formațiuni (ca o consecință a restabilirii echilibrului izostatic) sînt însoțite de punerea în loc a unor mari mase magmatice, concretizate în marea lor majoritate prin curgeri de diabaze, lamprofire, etc. (Băneilă, 1958; Onicescu, Răileanu, 1963; Rittmann, 1967).

Rocile bazice existente din fundamentul regiunii cercetate și care uneori aflurează datorită eroziunii, au fost puse în loc ca o consecință firească a mișcărilor tectonice post-cretacice, care au condus la apariția bazinului Transilvaniei și depresiei Dornelor și la ridicarea zonelor vecine, așa după cum se știe.

În concluzie, din datele de care dispunem și pe care le-am expus mai sus rezultă următoarele :

Fragmentele de roci bazice din breșile tectonice fac parte din corpuri bazice situate în fundamentul regiunii, care au fost puse în loc anterior mineralizațiilor de sulfuri;

Mecanismul care a participat la ascensiunea acestor fragmente pe fracturile create, a fost mișcarea tectonică asociată cu circulația soluțiilor hidrotermale de la finele magmatismului alpin;

Aparițiile concentrațiilor în titanomagnetit reprezintă rezultatul unei segregării în masa corpului intrusiv bazic, localizat nu prea adînc;

Vîrsta punerii în loc a elementelor de roci bazice și a sulfurilor din breșile citate este neogenă.

<sup>5</sup> *Op. cit. pet. 3.*

<sup>6</sup> *Op. cit. pet. 4.*



## BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1928) Étude géologique dans les environs de Tulgheș (Neamț). *An. Inst. Géol. Roum.* XIII, București.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. științifică, București.
- Dimitrescu R. (1965) Notă asupra structurii cristalinelui din regiunea Iacobeni. *D. S. Com. Geol.* LI/1, București.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Géol.* XXII, București.
- Onicescu N., Răileanu Gr. (1963) Faze de orogeneză pe teritoriul R.P.R. *Ghid. Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V*, București.
- Pîlulea G., Mușat I. A. I. (1965) Notă asupra unei iviri de roci gabbroice în reg. Pojorita-Valca Putnei (Carpații Orientali). *D. S. Com. Geol.* LI/1, București.
- Rădulescu I., Rădulescu Lucmila, Tenca I. (1967) Structura geologică și stratigrafia sisturilor cristaline din regiunea Pojorita-Fundu Moldovei-Lucina (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, București.
- Rittmann A. (1967) Vulcanii și activitatea lor. (trad. lb. germană). Ed. a II-a, Ed. tehnică, București.

SUR LA PRÉSENCE DES ÉLÉMENTS DE ROCES BASIQUES  
DANS LES BRÈCHES TECTONQUES D'ARȘIȚA-IACOBENI

## (Résumé)

Lors de certaines recherches géologiques dans les monts Bistriței (Carpates Orientales), les auteurs attirèrent l'attention sur la présence des éléments de pyroxénites dans les brèches tectoniques de la zone du massif Arșița (Iacobeni).

Il est connu des recherches antérieures que dans cette région il y a des apophyses et des filons de roches basiques, mis à jour par l'érosion.

On considère que les éléments de pyroxénites font partie d'une intrusion majeure basique, sillonnée à une petite profondeur dans le soulèvement de la région.

Ils ont des dimensions qui varient entre moins d'un centimètre et plusieurs centimètres, une couleur gris-vertâtre, des formes arrondies et ils sont enrobés par un ciment siliceux ou calcaire, toujours imprégné avec des sulfures.

Au microscope ils apparaissent comme une masse granulaire continue, constituée principalement de pyroxènes monocliniques; il suit les pyroxènes rhomboïdaux et la titanomag-nétite.

Pour conclure, on démontre que la présence de ces éléments dans ces brèches tectoniques est due aux mouvements tectoniques paroxismaux et à la circulation des solutions hydrothermales (fin du magmatisme alpin) qui, dans cette région, ont eu lieu pendant et après la phase saignée.





PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE\*

**CONTRIBUȚII PETROGRAFICE ȘI PALEOVULCANOLOGICE LA CUNOAȘTEREA PĂRȚII DE SUD-VEST A MUNȚILOR GURGHIU<sup>1</sup>**

DE

SERGIU PELTZ, MARGARETA PELTZ<sup>2</sup>

**Abstract**

**Petrographical and Paleovolcanological Contributions to the Knowledge of the Southwestern Part of the Gurghiu Mountains.** This paper presents new data on the geological structure and the evolution of the Neozoic andesitic volcanism within the region studied. The volcanites extend over the greatest part of the territory. They are represented by volcano-clastic rocks and massive rocks. The pre-volcanic basement consists of Pannonian (A-D zones) and Tortonian sedimentary rocks. The volcanic edifice is built up of volcanogenous-sedimentary formations (volcanogenous-sedimentary compartment), and the extracratereal products of the volcanoes located in the central and southeastern part of the Gurghiu Mts (stratovolcanic compartment). The volcanogenous-sedimentary formation is made up of three series, each of them being characterized by a well determined association of volcanogenous and terrigenous rocks. The structural control of the eruptive activity is linked to the rooted formations represented by necks, domes, dykes, apophyses. They mark the volcano tectonic lines trending NW-SE. The volcanic activity has developed during two main stages in the course of the Pannonian and the Pleistocene when the two structural compartments of the Gurghiu eruptive massif were built up.

**1. Introducere**

Partea de sud-vest a munților Gurghiu cuprinde teritoriul vulcanic situat între clinele sudice ale aparatelor vulcanice Senca-Tătarea și Borzont la nord și depresiunea Transilvaniei la sud și vest. În această regiune produsele care stau la baza edificiului vulcanic prezintă o largă extindere (compartimentul vulcanic inferior); numai în partea

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 28 martie 1969.

<sup>2</sup> Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.



nordică se dezvoltă produsele aparatelor Seaca-Tătarca și Borzont (compartimentul suprastructurilor vulcanice).

Cu prilejul cercetărilor pe care le-am efectuat în anii 1967 și 1968 în regiunea vîrfurilor Borzont-Eremitu-Sovata-Corund, reprezentînd o extindere și aprofundare a celor începute în anul 1960, am obținut noi date privind structura geologică și evoluția vulcanismului. Acestea completează și îmbogățesc cunoașterea de ansamblu a structurii geologice a masivului eruptiv Gurghiu și a compartimentului său vulcanic inferior în special.

Contribuții la cunoașterea alcătuirii geologice a regiunii, în special a produselor vulcanice, au fost aduse de Bányasi (1933), Treiber (1955), Götztz (1956), Nagy (1952), Rădulescu, Vasilescu, Peltz, Peltz (1964). Cunoașterea litologiei, tectonicii, dar mai ales a vîrstei depozitelor sedimentare a înregistrat progrese importante datorită cercetărilor întreprinse de Bucur și Mîntz<sup>3</sup>, Zotta, Radu, Chirișescu, Cornea (1960)<sup>4</sup>, Popescu<sup>5</sup>, Roman<sup>6</sup>.

Acumulările de carbonați de la Corund au fost studiate în detaliu de Gheorghiu, Peltz, Peltz, Mareș (1965).

Cercetările cu foraje executate de I.G.F.X.<sup>7</sup> au adus date noi privind litologia formațiunii vulcanogen-sedimentare din regiunea Praid-Corund.

## 2. Date privind morfologia vulcanică și hidrografia

În regiunea cercetată, ca și în alte părți ale munților Gurghiu, structura vulcanică se evidențiază cu pregnanță în morfologie; altitudinile sînt cuprinse între 1496 m (vîrfurile Borzont) în extremitatea nord-estică și 400 m la Sărățeni în partea sud-vestică. În treimea nordică a regiunii

<sup>3</sup> I. Bucur, K. Mîntz. Cercetări geologice în regiunea Reghin-Sovata. 1957. Așh. Min. Ind. Petr. București.

<sup>4</sup> M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, Victoria Zotta, Otilia Radu, Maria Chirișescu, Tamara Odobescu, Cornelia Cornea. Prospekțiuni geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în Bazinul Transilvaniei, zona văii Mureșului, V. Tîrnava Mică. 1960. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>5</sup> A. Popescu. Studii sedimentologice asupra depozitelor panonice de pe versantul vestic al M. Gurghiu între V. Nirajului și V. Tîrnava Mică. 1968. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>6</sup> Ștefana Roman. Studii palinologice asupra complexului vulcanogen-sedimentar de la S de valea Gurghiu. 1968. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>7</sup> I.S.E.M. Raport privind lucrările de prospekțiuni geologice cu foraje la șantiernul Corund - 1968. Arh. Com. Stat. Geol. București.



altitudinile sînt de peste 1200 m. Aici clima sudică a vulcanilor Seaca-Tătarca și Borzont are valori cuprinse între 25°-40°.

Relieful accidentat al vulcanilor contrastează cu cel al formațiunii vulcanogen-sedimentare ce se prezintă azi ca un platou întins. În regiunea Vîrșag-Ocna-Praid, acesta ocupă suprafața de oca 140 km p, este aproape orizontal și se situează la altitudini cuprinse între 1000 m (Vîrșag-Corund) și 650 m (Praid).

Platoul vulcanic Vîrșag-Praid a rezultat din denudarea reliefului formațiunii vulcanogen-sedimentare în perioada de calm instaurată între cele două etape principale de manifestare a vulcanismului în munții Gurghiu. Rămînînd exondat din timpul Pannonianului, el a fost supus acțiunii agenților externi, luînd naștere pe un teritoriu destul de extins, suprafețe aproape plane. La aceasta a contribuit și slaba consistență a depozitelor vulcanogene pe care s-a greșat această acțiune modelatoare.

La nord de valea Iuhodului relieful este mult mai diferențiat, prezentînd creste largi mărginite de versanții abrupti ai văilor Iuhodul Rece, Iuhodul Dracului, Sik, Isop, Sebeș, Sovata. Piroclastitele grosiere, în special brecciile, prezintă bizare forme de eroziune (turnuri, ace, stîlpi, ciuperci) sau advărâte echi (Iuhodul Dracului).

Limita masivului eruptiv cu depresiunea Transilvaniei este marcată peste tot de abrupturi.

Rețeaua hidrografică este tributară în cea mai mare parte Tîrnavei Mici. Izvoarele acestei văi se află pe clima sudică a vulcanului Borzont (Creanga Mică) și pe cea sud-estică a vulcanului Seaca (Creanga Mare). Principalii afluenți sînt văile: Sovata-Săcădat, Iuhod, Valea Mare a Corundului.

### 3. Formațiuni sedimentare

Pe rama masivului eruptiv au putut fi examinate cu claritate în foarte multe situații relațiile directe ale depozitelor vulcanogene cu cele sedimentare pannoniene și tortoniene.

**3.1. Tortonian.** Este reprezentat prin „formațiunea cu sare” care cuprinde sarea propriu-zisă și breția sării. Depozitele sînt vizibile la Sovata în zona stațiunii, la Praid în zona salinei și sînt presupuse a se găsi foarte aproape de suprafață la Corund, în zona ivirilor cu acumulări de carbonați.

Din cauza diapirismului formațiunii cu sare, contactul Tortonianului cu Pannonianul și uneori cu depozitele vulcanogene este de natură

tectonică. Izvoarele sărate de la Corund, masivele de sare de la Praid și Sovata jalonează structura anticlinală Corund-Praid-Sovata.

**3.2. Pannonian.** La limita cu eruptivul depozitele sînt reprezentate prin orizontul marno-nisipos superior, care poate fi raportat zonelor C+D și probabil E ale Pannonianului (Zotta et al., 1960). După Dumitriu et al.<sup>6</sup> orizontul marno-nisipos superior este echivalent orizontului nisipos și marnos pliocen stabilit de Bucur și Muntz în regiunea Reghin-Sovata, de asemenea este echivalentul orizontului nisipurilor superioare pontiene după Vancea (1960).

Depozitele pannoniene constituie bordura sud-vestică a eruptivului între Jărenitu-Șilea Nirajului-Sărățeni-Șielod-Păuleni. De asemenea, sînt bine deschise de văile Săcădat, Tîrnava Mică și Corund unde apar ca digitații în interiorul eruptivului. Acestor suprafețe unitare li se adaugă numeroase iviri întîlnite de noi pe întreg teritoriul sudic, în interiorul masivului Gurghiu; multe dintre ele fiind de mici dimensiuni nu au putut fi reprezentate pe harta anexată. Aceasta dovedește prezența Pannonianului în fundamentul formațiunii vulcanogen-sedimentare mult mai la nord-est de ariile unitare de aflorare. Faptul, că depozitele pannoniene vin în contact cu diferite nivele ale formațiunii vulcanogen-sedimentare, se datorează reliefului neregulat peste care s-au depus vulcanitele, dar mai ales tectonicii sedimentarului și a eruptivului, în strînsă legătură cu structura diapiră Sovata-Corund.

**3.3 Cuaternar.** Este reprezentat prin terase, aluviuni, pornituri, mlaștini și depozite deluviale.

Aluviunile sînt extinse pe văile mari, în cursul inferior; cele ale pîrîului Praid conțin magnetit și ilmenit<sup>7</sup>.

Pe suprafața platoului Virșag-Praid pe lingă zonele relativ restrînse de mlaștini și înmlăștinări precum și a celor deluviale se întîlnesc în numeroase sectoare (dealul Semereș, Cîmpia Mare, Pîrîul lui Pavel, Fîntîna Brazilor, Colonda, dealul Dele) fragmente rotunjite și subrotunjite de cuarțite, micașisturi, gnaise; frecvent, dimensiunile lor sînt cuprinse între 0,5-2 cm.

<sup>6</sup> *Op. cit.* pct. 4.

<sup>7</sup> Margareta Peltz, S. Peltz. Raport privind prospecțiunile geologice executate în M. Gurghiuului de sud-vest. 1960. *Arch. Com. Stat. Geol. București*.





Foarte recent, Rădulescu, Peltz (1970) au examinat problema prezenței materialului cristalin la suprafața platourilor din regiune și a implicațiilor privind cunoașterea paleogeografiei teritoriului vulcanic în timpul Pliocenului și al Pleistocenului.

Pe harta anexată aceste depozite sînt figurate împreună cu cele deluviale și zonele de înmlăștinări holocene.

#### 4. Serii și tipuri de roci vulcanice

În partea de sud-vest a munților Gurghiu produsele activității eruptive sînt reprezentate prin roci vulcanice masive, roci vulcanoclastice și roci vulcanice epiclastice, toate de compoziție andezitică.

Rocile piroclastice alternează cu cele epiclastice iar ambele cu roci argilo-detritice pannoniene alcătuiind o formațiune vulcanogen-sedimentară.

Tipul de litogeneză vulcanogen-sedimentară, pentru întregul masiv eruptiv Gurghiu și pentru prima oară în lanțul eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita, a fost pus în evidență de Rădulescu et al. (1964).

Gradul de cunoaștere oferit de primele cercetări efectuate în munții Gurghiu a permis delimitarea cartografică și caracterizarea complexului vulcanogen-sedimentar, sistematizarea produselor ce-l alcătuiesc în trei nivele cu extindere regională. Ulterior, tipul de litogeneză vulcanogen-sedimentară a fost recunoscut și în alte regiuni ale lanțului eruptiv (Peltz, 1965) sau în alte unități cu vulcanism neogen (Cioflică et al., 1966; Borcoș, Mantea, 1968).

Gradul actual de cunoaștere a regiunii Eremitu-Praid-Corund ne permite să apreciem că în această parte a munților Gurghiu formațiunea vulcanogen-sedimentară prezintă o dezvoltare completă și deosebit de caracteristică. Sistematizarea datelor acumulate prin cercetările efectuate în anii 1960, 1967 și 1968, completarea lor cu cele oferite de forajele executate de I.G.E.X. în zona Praid-Corund<sup>10</sup> ne permite să considerăm că la alcătuirea formațiunii vulcanogen-sedimentare participă trei serii cu extindere regională.

Seriile sînt complexe litologice constituite din variate tipuri de roci piroclastice și epiclastice andezitice, precum și din roci argilo-detritice care formează nivele litostratigrafice.

<sup>10</sup> Op. cit. pct. 7.



Materialul vulcanogen constituie „fondul” formațiunii. Componentul terigen este subordonat în proporție importantă celui vulcanogen. Dacă apreciem grosimea formațiunii la cea 750 m din care numai cea 50 m revin argilelor marnoase, marnelor și nisipurilor, rezultă că participarea componentului terigen este de numai 6,5%. Analiza litologică a depozi-

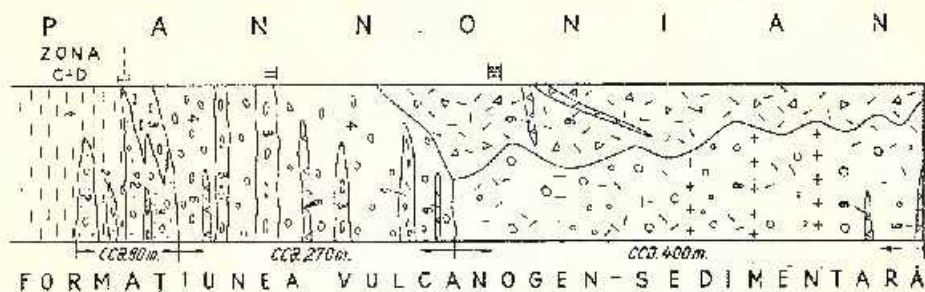


Fig. 1. -- Coloana litologică schematică a formațiunii vulcanogen-sedimentare.

1, marne și marne nisipoase; 2, aglomerata mixte; 3, epiclastite andezitice; 4, piroclastite andezitice, seria intermediară; 5, brânci piroclastice andezitice; 6, andezite; 7, brânci piroclastice andezitice, seria superioară; 8, piroclastite andezitice, seria superioară; 9, andezit piroxenitic bazaltoid.

Colonne lithologique schématique de la formation volcanogène sédimentaire.

1, marne et marne sableuses; 2, agglomérata mixtes; 3, époclastites andésitiques; 4, piroclastites andésitiques série intermédiaire; 5, brèches pyroclastiques andésitiques; 6, andésites; 7, brèches pyroclastiques andésitiques, série supérieure; 8, piroclastites andésitiques, série supérieure; 9, andésite pyroxénique basaltoidé.

telor arată că petrofondul componentului vulcanogen este exclusiv andezitic.

Seria inferioară (I) cuprinde produsele primelor manifestări vulcanice. Depozitele vulcanogene din bază alternează cu sedimentele pannoniene (zonele C+D mai ales zona E) sau le acoperă. Seria este alcătuită preponderent din aglomerate și microaglomerate mixte depuse subacvatic și subordonat din depozite epiclastice de natură andezitică. Aceste depozite se îndințează sau alternează între ele (fig. 1). În unele sectoare (Ocna de Jos, valea Sovata, Săcădat, Cîmpul Cetății) suitele epiclastice se situează la contactul cu marne nisipoase. Cel mai frecvent aglomeratele mixte stau la baza seriei.

În forajul din dealul Semereș (Praid) au fost identificate 4 nivele de aglomerate cu grosimi de 5, 8, 32,3 m care alternează cu nivele de marne și argile a căror grosime este cuprinsă între 3-15 m. Grosimea medie a seriei inferioare este de 80 m.

Seria intermediară (II) are o alcătuire mai complexă și o grosime medie de 270 m. Cuprinde variate tipuri de roci piroclastice și epiclastice

căroră li se asociază lave și corpuri andezitice. Se poate aprecia că seria intermediară înglobează un volum important din produsele primei etape a desfășurării vulcanismului în regiune. Constituția sa complexă arată că în această perioadă activitatea vulcanică a fost mixtă, preponderent explozivă. Alternanța depozitelor piroclastice cu cele epiclastice, mai ales în jumătatea inferioară a seriei, arată că perioadele de activitate au alternat cu cele de calm vulcanic. Piroclastitele părții bazale indică depunerea în mediu subaeratic, iar cele din jumătatea superioară o depunere predominant subaeriană.

Seria superioară (III) are o grosime de cea 400 m. Este alcătuită din breccii și microbreccii piroclastice, aglomerate, microaglomerate și tufuri. Piroclastitele indică o depunere exclusiv subaeriană și cuprind sporadice intercalații de epiclastite. Sînt prezente curgeri și corpuri andezitice. Este probabil, ca la partea terminală a seriei să se includă produse aparținînd primelor momente explozive ale etapei vulcanice următoare. Prezența bombelor de andezit cu hornblendă brună în cadrul aglomeratelor, la sud de virful Borzont, este o indicație.

Formațiunea vulcanogen-sedimentară ocupă 90% din suprafața cercetată. Ea cuprinde produsele activității eruptive desfășurate după Pannonianul s. str.; constituie ca și în celelalte părți ale masivului Gurghiu compartimentul vulcanic inferior.

Produsele activității vulcanice desfășurate ulterior — în Cuaternar — și care a generat suprastructura masivului (compartimentul vulcanic superior) sînt reprezentate în regiune prin andezite cu hornblendă brună, andezite cu hornblendă brună ± piroxeni, andezite cu piroxeni. Acestea acoperă cea 10% din teritoriu.

**4.1. Rocii vulcanice masive.** Andezitele formează curgeri și subordonat corpuri în general de dimensiuni reduse; sînt prezente mai ales ca elemente constitutive ale rocilor piroclastice și epiclastice. Curgerile se intercalează în piroclastitele seriilor II și III prezentînd grosimi vizibile, cuprinse între 5-30 m; de asemenea, acoperă piroclastitele seriei superioare. În forajul din dealul Semereș au fost interceptate 7 curgeri cu grosimi între 1,20-10 m, iar forajul din dealul Cîmpul Mic (Oena de Sus) a traversat andezitele pe 36,67 m. Corpurile afloréză pe distanțe cuprinse între 50-400 m; multe din ele constituie apofize ale unor corpuri subcrustale.

**4.1.1. Andezite cu hornblendă.** În raport cu celelalte tipuri de andezite, participarea andezitului cu hornblendă la alcătuirea depozitelor vulcanogene din regiune este mai puțin importantă.



Aceste andezite au fost înfîlnite ca bombe, lapilli sau litoclaste în piroclastite sau ca galeți în conglomerate și microconglomerate. În zona de izvor a Pîriului Negru am identificat andezitul cu hornblendă brună aparținînd lavei vulcanului Borzont. Acest tip nu a putut fi separat cartografic de andezitul cu hornblendă brună și piroxeni emis de același vulcan.

În urma studiului petrografic au fost identificate următoarele varietăți de andezite: cu hornblendă brună intens opacitizată (pl. II, fig. 1); cu hornblendă brună opacitizată marginal (pl. II, fig. 2); cu hornblendă verde.

Sînt roci compacte sau poroase, de culoare cenușie sau cărămidie. Structura porfirică este determinată de fenocristalele de plagioclaz și hornblendă. Microstructura masei fundamentale este pilotaxitică cu puțină sticlă, pilotaxitică, hialopilitică.

TABELUL 1

Compoziția modală\* și dimensiunile mineralilor

Mineral	Limite %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	23,80-24,17	1,8/1,12-0,76/0,18-0,09/0,04
Hornblendă	3,76-7,17	2,25/0,9-1,35/0,45-0,45/0,13
Magnetit	0,15-1,66	0,45/0,30-0,13/0,09
Masă fundamentală	66,99-71,99	—

\* Este prezentată participarea procentuală a fenocristalelor și cristalelor cu dimensiuni intermediare; microlitele au fost integrate la masa fundamentală.

Plagioclazul ( $An_{34-49}$ ) apare ca fenocristale și cristale cu dimensiuni intermediare maclate după legile albit și albit-Karlsbad; uneori fenocristalele sînt parțial argilizate. Microlitele sînt proaspete, uneori maclate. Hornblendă brună sau verde se prezintă în diferite stadii de opacizare, pînă la transformarea completă într-un agregat constituit din granule de opacit, atît la fenocristale cît și la microlite. Mai frecvente sînt hornblendele opacizate marginal. Magnetitul constituie granule izolate de mărimea cristalelor intermediare, microlite și agregate. Masa fundamentală este alcătuită din sticlă, microlite de plagioclaz, hornblendă, hipersten, augit, microlite și pulbere de magnetit.

4.1.2. *Andezite cu hornblendă și piroxeni.* Produsele erupțiilor de andezite cu hornblendă și piroxeni sînt răspîndite pe întregul teritoriu cercetat și aparțin celor două etape principale ale desfășurării vulcanismului. Lor li se raportează în primul rînd un volum important din masa piroclastitelor și epiclastitelor. Curgerile asociate formațiunii vulcanogen-

sedimentare sînt vizibile în următoarele puncte: terminația botului de deal cuprins între valea Iuhod și valea Tîrnava Mică la vest de dealul Gyertianoș; versantul șoselei Sovata-Praid în dreptul stației C.F.R. Praid; dealul Ciuta, dealul Beheci, aici constituind probabil unul din produsele centrului de erupție Beheci.

Lavele vulcanului Borzent se raportează etapei vulcanice următoare. Deschiderile foarte bune oferite de Pîriul Tare arată că în bază se află andezite cu hornblendă verde opacitizată (3,53%) și piroxeni (1,80%); urmează andezite cu hornblendă brună, opacitizată (3,50-12,19%) și piroxeni (1-2,50%) care constituie o curgere groasă de eca 300 m.

În unele sectoare a fost observată participarea în proporții egale a hornblendei și a piroxenilor sau chiar un procent mai mare de piroxeni (culmea dintre pîraiele Veröfeny, Ţerna, Pîriul Tare). În majoritatea situațiilor a fost identificat însă andezitul cu hornblendă și piroxeni. Pe harta anexată este figurat numai acest andezit care constituie produsul principal (ca volum și extindere) al vulcanului Borzent.

Macroscopic, andezitele cu hornblendă și piroxeni se prezintă masive, compacte sau ușor poroase, de culoare cenușie. Structura este porfîrică, textura masivă. Uneori, asocierea plagioclazului cu hornblendă sau a hornblendei cu piroxeni determină o structură glomeroporfîrică. Microstructura este variată: holocristalină microgranulară, microlitică, pitotaxitică, biolopilitică.

Studiul microscopic al produselor asociate formațiunii vulcanogen-sedimentare evidențiază următoarele variații de andezit: cu hornblendă opacitizată și piroxeni, cu hornblendă verde opacitizată și piroxeni, cu hornblendă verde și piroxeni.

TABELUL 2

*Compoziția modală și dimensiunile mineralelor*

Mineral	Limite %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	16,35-41,06	2,25/1,13-1,13/0,4-0,13/0,09
Hornblendă	2,50-12,58	4,5/2,25-1,35/0,81-0,19/0,04
Piroxeni	1,35- 5,55	1,8/0,88-0,9/0,6-0,18/0,04
Magnetit	1,22- 6,29	0,13/0,09
Masa fundamentală	44,18-65,83	—

Plagioclazul ( $Al_{2-4}$ ) apare ca fenocristale, cristale cu dimensiuni intermediare și micro-lite, în general proaspete. La fenocristale, se observă zonări și poltizări. Maciele simple sînt frecvente.

Hornblenda verde sau brună este frecvent opacitizată marginal sau total. Uneori este proaspătă și include microlite de piroxeni sau magnetit.

Piroxeni abundă ca microlite în masa fundamentală și sînt reprezentați prin augit și hipersten. La fenocristale sînt frecvente secțiunile prismatice cu incluziuni de magnetit. Lavele

vulcanului Borzont prezintă adeseori asociații de augit sau de hipersten, augit și magnetit. Masa fundamentală este constituită din sticlă, microлите de plagioclaz, piroxeni, hornblendă și magnetit. Uneori, sticla este acoperită cu plăci de limonit rezultate din alterarea unor cufuri de opacti.

4.1.3. *Andezite cu piroxeni și hornblendă.* Ca și tipurile descrise anterior, aceste andezite constituie în special diferitele roci piroclastice și opielastice din regiune precum și curgerile din piriul Iuhodul Dracului, corpurile de la Ilieși, Isop, Iuhodul Dracului, Creanga.

Roca este compactă, de culoare cenușiu-cărămizie, cu structura porfirică. Structura masei fundamentale este holocristalină microgranulară în cazul corpurilor, pilotaxitică sau hialopilitică în cazul curgerilor. Prin particularitățile microstructurale roca se constituie corpul din culmea Isop se apropie foarte mult de un *m i e r o d i o r i t*.

TABELUL 3

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Mineral	Limite %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	17-37,18	1,8/1,12-0,9/0,45-0,18/0,09
Piroxeni	13,11-15	1,8/1-0,5
Hornblendă	0,53- 9	70/20-3,6/2,25-0,9/0,6
Magnetit	1,83	0,45/0,4-0,2/0,18
Masă fundamentală	4,50-58	

Plagioclazul ( $An_{20-32}$ ) este în general proaspăt, maclat după legile albit, albit-Karlsbad. Se observă trei generații (tab. 3) cu forme predominant prismatice. Piroxenii sînt reprezentați în ordinea frecvenței prin augit, hipersten (pl. II, fig. 3) și pigeonit. Se remarcă secțiunile bazale maclate cu incluziuni de magnetit. Uneori, cristalele de augit formează aglomerări în masa fundamentală. Hornblendă verde sau brună este opacizată marginal. La corpul Ilieși se observă o dezvoltare excepțională a cristalelor care ating uneori lungimea de 70 mm (pl. I, fig. 2). În masa fundamentală se observă sticla în general proaspătă, microлите de plagioclaz și piroxeni, granule și pulbere de magnetit.

4.1.4. *Andezite cu piroxeni.* Erupțiile de andezite cu piroxeni prezintă o largă răspîndire în regiunea cercetată. Pe baza datelor ce le deținem pînă în prezent, putem aprecia că acestor andezite li se raportează o mare parte din masa vulcanitelor.

În rocile formațiunii vulcanogen-sedimentare andezitul cu piroxeni predomină cantitativ în raport cu celelalte tipuri. De asemenea, constituie curgeri și corpuri în ambele unități vulcanice.



Localizarea lavelor este următoarea : vârful Pietra Șielod, terminația botului de deal între valea Iuhod și vârful Silaș, culmea dintre valea Iuhod și valea Tirnava Mică la est de dealul Cetății; extremitatea nordică a regiunii în zona Vârful lui Ștefan-Bucin.

Corpurile a căror dimensiune și formă de zăcămint este variată: dom, stilp, dyke, apofiză, au fost identificate în următoarele puncte: dealul Beheci, valea Iuhod, dealul Cetății, valea Sik, pîrîul Közepső Mező, dealul Füge Varó, Valea lui Pavel, Pîrîul Tare, dealul Bogdan.

Exploatarea în carieră a corpului din dealul Füge Varó (Corund) oferă prilejul de a cunoaște structura părții sale superioare. Aceasta are forma unei ciuperci deoarece din corpul central pornește o curgere puțin extinsă. Această situație se poate interpreta prin prezența unui dom asociat cu o lavă.

În urma studiului microscopic au fost identificate următoarele varietăți: andezit cu augit și hipersten, andezit cu augit, andezit piroxenitic bazaltoid.

Andezitele cu piroxeni sînt roci de culoare cenușiu-negricioasă cu textură masivă și structură porfirică sau glomeroporfirică. Microstructura este holocristalină microgranulară, pliotaxitică, hialopilitică. Roca ce constituie corpul din pîrîul Sik se apropie de un microgabbro.

TABELUL 4

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Mineral	Limite %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	27,66-37,72	3,25/0,9-0,7/0,3-0,18/0,16
Augit	4,18-23,92	3/2,20-1,35/0,45-0,18/0,16
Hipersten	1,00- 6,36	2,30/0,6-0,5/0,3-0,3/0,15
Olivină sporadică	— 6,55	1,13/0,6-0,45/0,3
Minerale opace și secundare	0,80- 5,83	0,5/0,15-0,15/0,07
Masa fundamentală	24,85-56,38	—

Plagioclazul ( $An_{30-40}$ ) apare ca fenocristale, cristale cu dimensiuni intermediare și microlitice. Prezintă macle albit și albit-Karlsbad, este parțial argilizat (fenocristalele).

Augitul (pl. II, fig. 4) și titanaugitul apar adesea maelați și zonați, prezintă incluziuni de magnetit sau hipersten. Hiperstenul apare sub formă de cristale mai mici decît clinopiroxenii (pl. III, fig. 1).

Participarea olivinei este destul de importantă (pînă la 6,55% din compoziția modală), la andezitul piroxenitic bazaltoid. Acesta constituie curgerea din Pîrîul Tare și micile intruziuni din pîrîul Pîntîna Brazilor și de pe versantul sud-estic al dealului Rosdaj. Olivina constituie



fenocristale și cristale cu dimensiuni intermediare ce se asociază uneori; pe margini și pe fisuri se observă iddingsit. La curgerea din Pîrîul Tare olivina este complet serpentinitată.

Magnetitul apare ca granule izolate sau asociate, uneori parțial limonitizate, precum și ca incluziuni în piroxenii. Masa fundamentală este alcătuită din sticlă, microlite de plagioclaz, piroxenii, uneori olivină, microlite și pulbere de magnetit. La corpurile din dealul Rîge Vară și dealul Bechechi, pîrîul Sik, se observă în masa fundamentală separații microgabbroice cu dimensiuni milimetrice.

**4.2. Rocii vulcanoclastice.** În regiunea cercetată rocilor vulcanoclastice — în proporție covârșitoare piroclastitelor — li se raportează cea mai mare parte din masa vulcanitelor. În vederea sistematizării acestei însemnate cantități de material exploziv și a caracterizării cât mai corecte a tipurilor de roci, a stabilirii ordinului de importanță a participării lor la alcătuirea depozitelor, am utilizat experiența acumulată în ultimii ani pe linia aplicării metodelor statistice în studiul piroclastitelor (Peltz, Peltz, 1969).

Au fost efectuate 9.242 măsurători în 94 stații răspândite pe întregul teritoriu cercetat (pl. V). Dintre rezultatele obținute printr-o primă prelucrare a datelor ne limităm la prezentarea aceluia care au contribuit la caracterizarea tipurilor de piroclastite grosiere din punct de vedere textural și al compoziției.

Corelarea datelor acumulate prin studiul statistic cu observațiile geologice de teren a condus la realizarea imaginii actuale privind litologia formațiunii vulcanogen-sedimentare.

Breciile piroclastice cu elemente de andezite piroxenice ocupă suprafețe importante în cadrul seriei superioare din zona văii Iuhod și a văii Creanga. În seria intermediară am identificat brecii fără a le putea separa cartografic, în zona de izvor a pîrîului Chici Meli (Eremitu).

Pe baza prelucrării statistice preliminare a datelor obținute prin 4.100 măsurători efectuate în 37 stații au fost puse în evidență în ordinea frecvenței: brecii piroclastice cu liant lapillic dezvoltat, brecii piroclastice cu liant microbrecios și lapillic, brecii piroclastice cu liant microbrecios. Elementele constitutive aparțin intervalului de dimensiuni cuprins între 4-8 mm — 1024-2048 mm. Cele mai mari dimensiuni (2048 mm) au fost observate în sectorul dealul Cetății-Iuhod. Frecvențe sînt bombele cu diametrul maxim cuprins între 256-512 mm. În general, bombele reprezintă între 5,07-55,36 % iar lapilii între 7,55-75 % din totalul fragmentelor. Abundă fragmentele angulare (60-80 %). Urmează în ordine fragmentele subangulare (10-30 %) și cele subrotunjite (5-15 %). Andezitele piroxenice care constituie fragmentele sînt de tipul celor descrise anterior, predominînd andezitele cu augit și hipersten.

Liantul este compact și mai rar poros, de culoare cenușie sau cărămizie. În deschiderile de pe Valca lui Pavel este bogat în lapilii limonitizați și în cristale de piroxenii. În jurul intruziunilor breciile sînt fisurate, iar liantul este hematizat. Pe unele fisuri se observă hematit și opal. Din punct de vedere granulometric, liantul aparține cineritelor lapillice, cineritelor grosiere și microbreciilor. Este constituit din cenușă, cristale și fragmente de cristale de piroxenii, plagioclaz, magnetit, litoclaste de andezite cu piroxenii.





Microbrecciile piroclastice alternează cu brecciile pe Valca lui Pavel și pe valea Iuhod. De asemenea, constituie liantul breccilor. Fragmentele de andezite cu piroxeni aparțin claselor 8-16 mm și 16-30 mm. Ele sînt subangulare (84 %) și angulare (16 %). Liantul prezintă caractere texturale și petrografice asemănătoare brecciilor.

Brecciile și microbrecciile care aflorază pe botul de deal cuprins între Valea lui Pavel și valea Miclăuș sînt de un tip deosebit. Elementele constitutive sînt angulare, liantul este extrem de redus, hematizant, cu eflorescențe de sulf; pe fisuri se observă opal și calcit.

În acord cu clasificarea propusă de Fisher (1900) aceste roci se încadrează la grupa „brecciilor vulcanice autoclastice” putînd fi considerate breccii vulcanice intrusive.

În versantul drept al văii Iuhodului Nece la 880 m altitudine aflorază pe oca 20 m lungime și oca 1,30 m înălțime o lavă piroclastică. Blocurile angulare cu diametrul cuprins între 1,5-0,3 dm sînt de compoziția unui andezit cu piroxeni. Liantul este o rocă cu textura masivă și structura porfirică, avînd compoziția blocurilor.

Aglomerate și microaglomerate. Prelucrarea statistică a datelor obținute prin efectuarea unui număr de 4.424 măsurători în 43 stații, arată că aglomeratele din regiune sînt reprezentate prin: aglomerate cu liant lapillic dezvoltat și aglomerate cu liant microaglomeratic și lapillic; cu totul subordonată este participarea aglomeratelor cu liant microaglomeratic.

Elementele constitutive aparțin intervalului cuprins între clasele limită 4-8 mm—1024-2048 mm. Cele mai mari dimensiuni au fost înregistrate în stațiile de la Piatra Șiclod. Frecvențele sînt dimensiunile maxime aparținînd clasei 256-512 mm și care reprezintă 0,56-3,75 % din fragmente. În ansamblu, bombele reprezintă între 16,12-48,33 % din fragmente. Predomină formele subangulare (98,32-36 %); urmează în ordine cele subrotunjite și angulare. Din punct de vedere al compoziției petrografice predomină andezitele cu piroxeni (30-90 %). În ordine urmează andezitele cu piroxeni și hornblendă (10-75 %), andezitele cu hornblendă (3-30 %); sporadice sînt fragmentele de andezite bazaltice.

Masa de legătură este poroasă, de culoare cenușie sau cenușu-gălbui. Ea cuprinde lapilli și litoclaste de compoziția bombelor.

Se disting fragmente mici proaspete sau complet argilizate care sînt predominante în majoritatea cazurilor. Sub acest aspect se pot separa:

a) Aglomerate cu liant compact, puțin dezvoltat, constituit din lapilli și litoclaste proaspete. asemenea roci constituie zonele superioare ale seriei intermediare;

b) Aglomerate cu liant poros, dezvoltat, constituit preponderent din fragmente mici argilizate (andezit cu hornblendă) și subordonat din fragmente proaspete (andezit cu piroxeni, andezit cu piroxeni și hornblendă, andezit cu hornblendă).

Microaglomeratele alternează cu aglomeratele (fig. 2) sau cu alte tipuri de roci piroclastice și epiclastice, dar frecvent, constituie liantul aglomeratelor.

Tufurile apar în alternanță cu celelalte piroclastice. Grosimea lor este cuprinsă între 0,5 dm-0,5 m. De asemenea, ele constituie liantul piroclastitelor grosiere.

Orizonturi de tufuri lapillice și vitrocrystalolitoclastice se observă pe văile: Chici Meli, Săcădat, Sovata, Prăid, Ôlves, Egreș, Creanga Mică, Fintina Brazilor, la Piatra Șiclod și în versantul șoselei Corund-Odorhei între Dealul cu Gaură și Colonda (pl. I, fig. 1).

Sînt alcătuite din fragmente andezitice de tipul celor descrise anterior (la care se adaugă sporadice fragmente de microdiorite), sticlă, cristale și fragmente de cristale de plagioclaz, hornblendă, piroxeni (pl. III, fig. 2).



Aglomeratele și microaglomeratele mixte au fost observate la baza formațiunii vulcanogen-sedimentare (fig. 2). Ele prezintă caractere texturale asemănătoare aglomeratelor și microaglomeratelor, deosebindu-se de acestea prin compoziția petrografică. Astfel, la alcătuirea lor participă sub 50% argile, marne nisipoase, pietriș cuarțitic. Argilele și marnele apar ca enclave eliptice cu dimensiuni decimetrice sau centimetrice. Uneori, la contactul cu liantul tufacut acestea sînt cornificate.

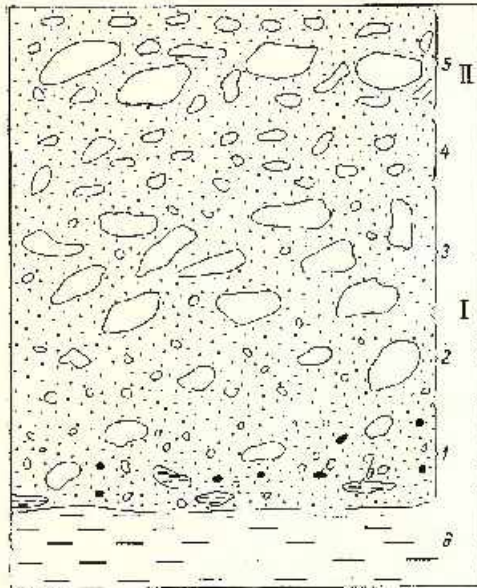


Fig. 2. — Representarea schematică a momentelor explozive vizibile în „Piatra lui Moritz” (Corund).

a, argile; 1, aglomerat mlrt; b, enclavă de argilă; c, pietriș; 2, aglomerat cu liant larg dezvoltat; 3, aglomerat; 4, microaglomerat; 5, brecele piroclastice.

Représentation schématique des moments explosifs visibles dans la „Pierre de Moritz” (Corund).

a, argile; 1, agglomérat mlrt; b, enclave d'argile; c, gravier; 2, agglomérat à liant largement développé; 3, agglomérat; 4, micro-agglomérat; 5, brèche pyroclastique.

**4.3. Rocii vulcanice epiclastice.** În regiunea cercetată dezvoltarea depozitelor epiclastice de natură vulcanică este deosebit de caracteristică. Suitele epiclastice alcătuite în special din conglomerate, microconglomerate și gresii andezitice se întîlnesc pe aproape fiecare vale, fiind situate la baza formațiunii vulcanogen-sedimentare, dar mai ales, alternînd cu piroclastitele.

În coloanele litologice din planșa anexată (pl. IV) se observă succesiunea tipurilor de roci epiclastice și relațiile lor cu tipurile de roci piroclastice. Grosimea suitelor epiclastice este cuprinsă între 2-15 m.

Conglomeratele și microconglomeratele prezintă dezvoltarea caracteristică pe piraiele Ölves și Ergeş (Oena de Jos), în versantul drept al văii Colonda (Corund), în versantul stîng al pîrîului Săcădat în amonte de confluența cu valea Niraş, pe pîrîul Chici Meli.

Sînt alcătuite din holovani și galeși bine rulați sau subrotunjiți. Din punct de vedere al compoziției petrografice sînt andezite piroxenice, andezite cu amfiboli și piroxeni și andezite cu amfiboli (pl. III, fig. 3, 4).

La alcătuirea conglomeratelor și microconglomeratelor din pirul Ôlveș ce stau la baza formațiunii vulcanogen-sedimentare, participă 70 % material eruptiv și 30 % bolovăniș constituit din cuarțite negre, cuarțite albe, gnaise, granite ș.a.

Materialul de natură vulcanică este reprezentat prin andezite cu hornblendă (60 %), andezite cu hornblendă și piroxeni (24 %), andezite cu piroxeni (16 %). Andezitele prezintă caractere petrografice și mineralogice asemănătoare celor observate la fragmentele constitutive ale piroclastitelor din seriile I și II. Cimentul conglomeratelor este poros, uneori friabil, de culoare cenușiu-gălbuie. Din punct de vedere al constituției poate fi microconglomeratic-grezos, grezos sau aleuritic, uneori cu impresiuni de plante. În unele situații cimentul este foarte redus sau dispare, astfel încât galeții vin în atingere. Uneori aceștia sînt înveliți cu o peliculă subțire de limonit.

Gresiiile formează niveluri independente și apar în alternanță cu nisipuri, aleurolite sau microconglomerate, situație observabilă în toate sectoarele. De asemenea, constituie cimentul conglomeratelor și al microconglomeratelor.

Sînt roci de culoare cenușiu-gălbuie, alcătuite din fragmente andezitice, cristale și fragmente de cristale de plagioclaz, hornblendă, piroxeni, magnetit, sporadic biotit, cimentate cu un material nisipos sau aleuritic.

Fragmentele andezitice sînt subcolțuroase sau subrotunjite și aparțin lipurilor petrografice descrise în regiune; predomină andezitul cu hornblendă. Diametrul este variabil, în unele cazuri fiind în jur de 5,3/1,35 mm. Frecvent el se situează în jurul valorilor de 2,25/1,25 mm.

Au fost observate impresiuni de frunze și tulpini, în general prost conservate.

Gresiiile din pirul Boișaz prezintă sideritizări iar cele din versantul drept al pîrului Colonda sînt limonitizate (pl. I, fig. 3).

În stratele de gresii se disting zone milimetrice și mai rar centimetrice, de multe ori discontinue, alcătuite dintr-un concentrat de minerale melanocrate. În zona de izvor a pîrului Boișaz aceste concentrate cuprind între 74-80 % magnetit și între 2-5 % ilmenit. Analiza chimică parțială a unor probe informative a indicat între 0,97-1,6 %  $TiO_2^{11}$ .

Aleurolitele constituie orizonturi bine dezvoltate pe pîraiele Rosdaj, Chici Meli, Ôlveș, Colonda, Pîntina Brazilor care alternează cu gresii și nisipuri.

## 5. Tectonica regiunii și evoluția vulcanismului

Considerațiile asupra tectonicii regiunii se referă la fundamentul sedimentar și la depozitele vulcanogene.

Particularitățile tectonice ale fundamentului sedimentar sînt determinate de prezența structurii diapire Sovata-Praid-Corund, ce se prelungește spre nord-vest în direcția Bremitu-Orșova.

Linia Sovata-Corund are direcția NNW-SSE și traversează perimetrul cercetat pe cea 25 km. Ei i se asociază fracturi secundare avînd direcții diferite și care au funcționat în timpul sedimentării depozitelor vulcanogene sau după constituirea formațiunii vulcanogen-sedimentare. De aici rezultă conexiunea între tectonica depozitelor sedimentare tortoniene și

<sup>11</sup> *Op. cit.* pct. 9.

pannoniene și cea a depozitelor vulcanogene. Încă în anul 1960<sup>12</sup> am arătat că datorită mișcărilor ce urmăresc direcția NW-SE a diapirelor, fundamentul sedimentar și formațiunea vulcanogenă acoperitoare au fost fragmentate pe mai multe aliniamente, pe o zonă destul de largă.

Cu prilejul cercetărilor din anul 1967 am obținut noi elemente care vin să completeze imaginea tectonică a regiunii. Astfel, în diferite puncte

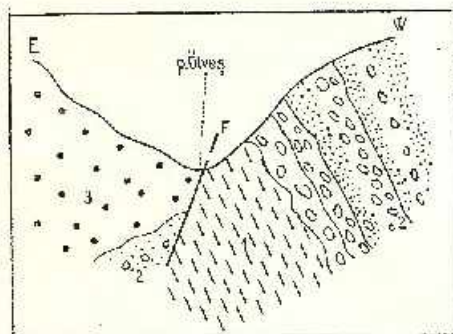


Fig. 3. — Relațiile dintre depozitele sedimentare și cele vulcanogene, vizibile în cursul mijlociu al pârului Olveș  
1, marne; 2, epiclastite andesitice; 3, piroclastite andesitice; F, falie.

Rapports des dépôts sédimentaires et volcanogènes, visibles dans le cours moyen du ruisseau Olveș.

1, marne; 2, épilastites andésitiques; 3, piroclastites andésitiques; F, faille.

care se situează în apropierea liniei diapirelor, la Cîmpul Cetății, Ocna de Sus, Păuloni, atât depozitele pannoniene cât și cele ale formațiunii vulcanogen-sedimentare sînt faliate.

Pe pârul Olveș marnele vin în contact cu epiclastite și aglomerate ale seriei inferioare (fig. 3) după o falie cu direcția NE-SW perpendiculară pe direcția liniei Sovata-Corund. Pe pârul Săcădat în amonte de confluența cu valea Niraj se observă o situație similară; aici falia prezintă direcție aproape paralelă cu cea a liniei Sovata-Orșova. În versantul drept al văii Colonda, în amonte de confluența cu pârul Voșco (Corund), se observă o falie orientată NNE-SSW care deplasează piroclastitele și epiclastitele seriei inferioare.

Se observă că filoanele cu acumulări de carbonași și izvoarele minero-rale de la Corund se situează pe direcția liniei diapirelor.

Pe de altă parte, pe o zonă destul de largă situată la cea 500 m vest și la cea 750 m est de linia Sovata-Corund, depozitele sedimentare pannoniene afloră în interiorul zonei vulcanice, venind în contact cu diferite nivele ale seriilor I și II.

<sup>12</sup> *Op. cit.* pct. 9.

Controlul structural al eruptivismului din regiune este legat de formațiunea înrădăcinată reprezentată prin stîlpul Beheci, domurile Ilieși și Corund, dyke-ul din Pîrîul Tare, zona de apofize Iuhod care indică prezența în adîncime a unei intruziuni importante, precum și alte apofize.

Centrele și corpurile eruptive precum și breccia intrusivă din Valea lui Pavel marchează următoarele linii: Beheci-Rosdaj-Iuhod cu direcție WNW-E; Sebeș-Sik-dealul Celății-Creanga, Valca lui Pavel-dealul Fîge Varó cu direcție NW-SE.

Pe baza tuturor acestor elemente de observație, în partea de sud-vest a munților Gurghiu se conturează o zonă tectonică importantă constituită din linia diapirilor cu numeroase fracturi asociate (avînd aceeași direcție sau direcții diferite) și liniile eruptive. Această marchează un alt aliniament paralel sistemului de dislocații pe care se plasează structurile vulcanice din partea centrală și estică a munților Gurghiu.

Activitatea vulcanică a început în partea terminală a Pannonianului *s. str.* și a manifestat un caracter exploziv. Argumente incontestabile au fost furnizate de sonda I.G.E.X. săpată în dealul Semereș (Praid), care în baza seriei inferioare a străbătut o alternanță de piroclastite și epiclastite cu marne nisipoase, cărbunoase. În acord cu rezultatele cercetărilor paleontologice (Zotta et al., 1960; Popescu, 1968<sup>13</sup>) și de minerale grele (Popescu)<sup>14</sup>, aceste depozite aparțin zonelor C+D și E.

În perioada de debut, depunerea materialului vulcanogen s-a produs exclusiv în mediul subacvatic, fazele de activitate alternînd cu cele de calm vulcanic (tab. 5.) În stadiul următor, vulcanismul se complică și îmbracă un caracter mixt. Produsele se depun în mediul subacvatic și subordonat în cel subacvatic. Perioadele de erupție mai extinse alternează cu cele de calm.

În ultimele momente de activitate, ce se raportează seriei superioare, vulcanismul a fost preponderent exploziv. Acestuia i se asociază o activitate intrusivă și efuzivă mai importantă.

În timpul acestei prime etape principale din desfășurarea vulcanismului, a luat naștere un edificiu vulcanic cu structură complexă. Succesiunea erupțiilor s-a produs de la andezite cu hornblendă la andezite piroxenice.

<sup>13</sup> *Op. cit. pct. 5.*

<sup>14</sup> *Op. cit. pct. 5.*

TABELUL 5

*Schema evoluției vulcanismului în partea de sud-vest a munților Gurghiu*

II	PLEISTOCEN	Compartiment strato-vulcanic	Vulcanism desfășurat în cadrul structurilor Seaca-Tătarca și Borzont	Activitate vulcanică mixtă, preponderent eluzivă, desfășurată pe teritoriul emerse
	I	PANNONIAN Pannonian s. str. terminal	Compartiment vulcano-gen-sedimentar	Vulcanism desfășurat în zona amplasamentului actualilor cratere din partea centrală și de est a munților Gurghiu; subordonat în regiunea Beheci-Iuhod-Corund
				Activitate vulcanică mixtă predominant explozivă, cu perioade de calm, desfășurată pe teritoriul submerse și emerse.

bazaltoide (tab. 6). Este o situație similară celei din sudul munților Călimani (Peltz, 1965, 1969) și altor regiuni ale lanțului vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita.

Materialul emis provine din centre de erupție care au funcționat în cadrul aliniamentelor Seaca-Tătarca-Șumuleu-Ciurani și Beheci-

TABELUL 6

*Comparație între succesiunea erupțiilor pannoniene în partea de sud a munților Călimani și în partea de sud-vest a munților Gurghiu*

Munții Călimani de S	Munții Gurghiu de SW
Andezit bazaltic, andezit piroxenit bazaltoid	Andezit piroxenit bazaltoid
Andezit cu piroxeni	Andezit cu piroxeni
Andezit cu piroxeni și hornblendă, andezit cu hornblendă și piroxeni	Andezit cu hornblendă și piroxeni, andezit cu piroxeni și hornblendă, andezit cu hornblendă și piroxeni
Andezit cu hornblendă	Andezit cu hornblendă



Iuhod-Corund. În partea centrală și de est a munților Gurghiu rădăcinile vulcanilor panonieni nu au fost dezvelite prin eroziune; ele se află — foarte probabil — în zona amplasamentului actualelor cratere, fiind acoperite de stiva vulcanitelor pleistocene. În ceea ce privește partea sud-vestică a munților Gurghiu este de așteptat ca prin cercetări paleovulcanologice și gravimetrice viitoare să poată fi conturate centrele de erupție pe care azi le presupunem.

După o perioadă de liniște în decursul căreia relieful formațiunii vulcanogen-sedimentare a fost intens modelat, rezultând platourile din zona Praid-Virșag, activitatea vulcanică a fost reluată în cadrul aparatului Borzont. Examinarea părții sale sudice (care intră în teritoriul cercetat) ne permite să apreciem că primul moment a fost exploziv și de mică amploare. Au urmat importante efuziuni a căror grosime este apreciată la 400 m și care au construit edificiul vulcanului. Compoziția produselor este aceea a unui andezit cu hornblendă ± piroxeni. Completând aceste observații cu altele mai vechi (Rădulescu et al., 1962) considerăm că vulcanul Borzont și-a încetat activitatea la nivelul erupției andezitului cu hornblendă brună opacizată și piroxeni.

## 6. Concluzii

Cercetările geologice efectuate în regiunea vârful Borzont-Eremitu-Praid-Corund contribuie cu date noi la cunoașterea structurii și a evoluției sale vulcanice.

Fundamentul vulcanitelor este constituit din depozite sedimentare tortoniene și panoniene (zonele A-D). Particularitățile sale tectonice sînt determinate de structura diapirică Sovata-Praid-Corund care traversează regiunea pe oca 25 km.

Vulcanitele ocupă cea mai mare parte din teritoriul cercetat. Ele sînt reprezentate prin roci vulcanoclastice, roci vulcanice epiclastice și roci vulcanice masive, toate de natură andezitică.

Cea mai mare răspîndire o au piroclastitele. Acestea alternează cu epiclastite, marne nisipoase, argile, nisipuri, constituind formațiunea vulcanogen-sedimentară. La construcția formațiunii participă trei serii, caracterizate fiecare printr-o anumită asociație de roci vulcanogene și terigene.

Piroclastitele depuse subaerian și subacvatic sînt reprezentate prin brecii și microbreccii piroclastice, aglomerate și microaglomerate, aglomerate și microaglomerate mixte, tufuri. Rocile vulcanice epiclastice sînt reprezentate prin conglomerate, microconglomerate, gresii, nisipuri, alonrolite.



Andezitele formează curgeri, corpuri de tipul dom, stîlp, dyke, apofiză, dar mai ales apar ca elemente constitutive ale rocilor piroclastice și epiclastice. Se disting următoarele tipuri: andezit cu hornblendă, andezit cu hornblendă și piroxeni, andezit cu piroxeni și hornblendă, andezit cu piroxeni și faciesul său bazaltoid. Prin studiul microscopic, în cadrul fiecărui tip au fost sesizate numeroase varietăți.

În regiune se conturează o zonă tectonică importantă constituită din linia diapirelor orientată NW-SE și numeroase fracturi asociate, avînd aceeași direcție sau direcții diferite. Această zonă marchează un alt aliniament paralel sistemului de dislocații din partea centrală și de sud-est a munților Gurghiu.

În cadrul acestei zone de minimă rezistență distingem liniile eruptive Beheci-Rosdaj-Iuhod; Sebeș-Sik-Creanga, Valea lui Pavel-dealul Fuge Varó, orientate NW-SE, pe care se inserează centre de erupție, intruziuni, breccii endogene.

Activitatea vulcanică s-a desfășurat în două etape principale. Primei etape care începe în Pannonianul s.str. terminal i se raportează formațiunea vulcanogen-sedimentară cu efuziunile și intruziunile andezitice asociate. Cea de-a doua etapă începe probabil la sfîrșitul Pannonianului — după o perioadă de calm vulcanic — pentru a se desfășura cu toată amploarea în Pleistocen. În teritoriul cercetat produsele activității din această etapă sînt reprezentate prin piroclastitele și curgerile de andezit cu hornblendă opacizată ± piroxeni ale vulcanului Borzont și prin curgeri de andezit cu augit și hipersten ale vulcanului Seaca-Tătarea.

## BIBLIOGRAFIE

- Bá u y a i J. (1933) Geologia bazinului superior al V. Timava Mică. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XIX, București.
- Borcoș M., Mantea G. (1968) Vîrsta formațiunilor și a activității vulcanice neogene din bazinul Roșia Montană. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 13, 2, București.
- Cioflică G., Istrate Gh., Popescu Gh., Udubasa G. G. (1968) Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Ilărlăgani-Trestia (M. Metaliferi). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 11, 1, București.
- Fisher H. V. (1960) Classification of Volcanic Breccias. *Bull. Geol. Soc. Am.* 71, Boulder, Colorado.
- Gheorghiu C., Peltz S., Peltz Margareta, Mares Ioana (1965) Acumulările de carbonați de la Corund. *Bul. soc. A. nat. geogr. seria geol.* III, București.
- Göt z A. (1956) Dare de seamă asupra regiunii Sovata-Fraida. *D.S. Com. Geol.* XI, București.





- Grigore I. (1957) Studiu geologic și petrografic asupra munților Gurghiuului, Ed. științifică, București.
- (1962) Contribuții la stabilirea vârstei geologice a erupțiilor din lanțul vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita. *Rev. Min.* XIII, 1, București.
- Nagy I. (1952) Cercetări geologice în regiunea de la nord de Sovata. *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- Peltz S. (1965) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Ilva-Silinceni-Călimănel (extremitatea sudică a munților Călimani). *D.S. Com. Geol.* LI/1, București.
- (1969) Studiul petrografic al părții de sud-est a munților Călimani. *St. tehn. ecoa.* I/4, București.
- Peltz Margareta (1969) Unele rezultate ale utilizării datelor cantitative în studiul piroclastitelor. *D.S. Com. Staf. Geol.* LIV/3, București.
- Rădulescu D., Vasilescu Al., Peltz S. (1962) Cercetări geologice în munții Gurghiu de SE. *D. S. Com. Geol.* XLV, București.
- Vasilescu Al., Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- Peltz S. (1970) Observații asupra paleogeografiei teritoriului lanțului eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita în cursul Pliocenului și Cuaternarului (II). *Stud. cerc. geol. geogr. geof. seria geol.* 15, 1, București.
- Treiber I. (1955) Vulcanologia și tectonica munților Gurghiuului de sud. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- Vancea A. (1960) Neogenul din bazinul Transilvaniei. Ed. Acad. R.S.R. București.
- \* \* \* (1963) Vulkanogenno-osadocinie i terrigenie formații. *Izd. Ak. Nauk. SSSR*, Moskva.
- \* \* \* (1966) Osadocinie i vulkanogenne formații. *Trud. VSEGEI*, 128, Leningrad.

## CONTRIBUTIONS PÉTROGRAPHIQUES ET PALÉOVULCANOLOGIQUES À LA CONNAISSANCE DE LA PARTIE SW DES MONTS GURGHIU

### (Résumé)

Les auteurs y présentent les résultats des recherches géologiques et paléovolcanologiques, effectuées au SW des monts Gurghiu; ces recherches apportent une nouvelle contribution à la connaissance de la structure géologique de la région et de l'évolution du volcanisme andésitique de la partie centrale de la chaîne éruptive de l'intérieur des Carpates Orientales.

Le soubassement des volcanites est constitué de dépôts sédimentaires tortonien et pannonien (les zones A à D). Ses particularités tectoniques sont déterminées par la structure diapire Sovata-Prad-Corund qui traverse la région sur une distance d'environ 25 km. Les volcanites occupent la plupart du territoire étudié. Elles sont représentées par des roches volcanoclastiques, roches volcaniques épiciastiques et roches volcaniques massives, toutes de nature andésitique. Les pyroclastites — qui sont les plus répandues — forment des alternances avec



des épiciastites, marnes, argiles, sables, en constituant la formation volcanogène-sédimentaire. Le matériel volcanogène constitue la plus grande partie de la formation; la participation du matériel terrigène n'est que de 6,5%.

Trois séries prennent part à la constitution de la formation, chacune étant caractérisée par une certaine association de roches volcanogènes et terrigènes. La série inférieure (épaisse d'environ 80 m) comprend les produits des premières manifestations volcaniques. Les dépôts volcanogènes de la base de cette série alternent avec les sédiments pannoniens ou les recouvrent (les zones C, D, E). Les pyroclastites s'indentent ou alternent avec des suites épiciastiques. La série intermédiaire (épaisse d'environ 270 m) a une constitution plus complexe, comprenant de divers types de roches pyroclastiques et épiciastiques, auxquelles se rattachent des laves et des corps andésitiques. Dans la série supérieure (épaisse d'environ 400 m) se sont les pyroclastites grossières qui prédominent; on y rencontre aussi des laves et des corps andésitiques.

Les pyroclastites sont représentées par des brèches et des microbrèches pyroclastiques, des agglomérats et des micro-agglomérats, des tufs. Dans la classification des pyroclastites grossières, on a tenu compte des résultats de l'analyse statistique des données concernant la dimension, la morphométrie et la composition pétrographique des éléments constitutifs.

Les roches volcaniques épiciastiques sont représentées par des conglomérats, micro-conglomérats, grès, sables, alcaulites.

Les andésites forment des coulées de laves, des intrusions de type culot, dôme, dyke, apophyse. Elles y participent surtout comme éléments constitutifs des roches pyroclastiques et épiciastiques. On distingue les pétrotypes suivants: andésite à hornblende, andésite à hornblende et pyroxènes, andésite à pyroxènes et son faciès basaltoid. Dans cette région, s'individualise une importante zone tectonique, constituée par la ligne des diapirs, orientée NW-SE et par de nombreuses fractures associées, ayant la même direction ou des directions différentes. Cette zone indique un autre alignement parallèle au système de dislocations de la partie centrale et de SE des monts Gurghiu.

L'activité volcanique s'est déroulée en deux étapes principales, le long desquelles les deux compartiments structuraux du massif éruptif — volcanogène-sédimentaire et strato-volcanic (tableau 5) — se sont édifiés. La première étape commence dans le Pannonien s. str. terminal; la formation volcanogène-sédimentaire, avec les effusions et les intrusions andésitiques associées, s'y rapporte. Au commencement de cette étape, la sédimentation du matériel volcanogène s'est produite exclusivement dans le milieu subaquatique, les phases d'activité alternant avec celles de calme volcanique. Puis, le volcanisme devient plus complexe et gagne un caractère mixte; les produits se déposent dans le milieu sous-aérien et subordonnément dans celui subaquatique; les périodes d'éruption plus amples alternent avec celles de calme. À la fin de son activité, le volcanisme a été prépondéramment explosif et à celui-ci se rattache une activité intrusive et effusive.

La deuxième période commence probablement à la fin du Pannonien, après une période de calme volcanique et se manifeste avec toute son ampleur pendant le Pléistocène. Dans le territoire étudié, les produits de l'activité de cette étape sont représentés par les pyroclastites et les laves d'andésite à hornblende opacifiée + pyroxènes du volcan Borzont et par des coulées d'andésite à augite et hypersthène du volcan Seaca-Târca.

Ces deux appareils volcaniques se situent dans la partie centrale des monts Gurghiu à la proximité de la limite septentrionale de la région étudiée.



## EXPLICATION DES PLANCHES

## Planche IV

Colonnes lithologiques dans la formation volcanogène-sédimentaire du Sud-Ouest des monts Gurguiu.

1, conglomérat; 2, microconglomérat; 3, grès microconglomératique; 4, grès; 5, grès sableux; 6, sable; 7, gravier; 8, aleurolite; 9, agglomérat et micro-agglomérat; 10, agglomérat mixte; 11, marne; 12, a, limonitisations; b, limonite; 13, concentrations de minéraux mélanocrates; 14, flore.

## Planche V

Carte géologique de la région sommet Borzont-Fremilu-Praid-Corund. Coupe géologique entre la vallée Timava Mică et le sommet Borzont. Coupe géologique entre le sommet Becheci et la vallée Timava Mică.

Quaternaire. 1, a, dépôts fluviatiles et déluviaux, mares; b, alluvions; c, terrasses; d, glissements de terrain; 2, formations calcaires postvolcaniques; 3, andésite à pyroxènes (qp); 4, andésite à amphiboles et pyroxènes (qpp); 5, andésite pyroxénique basaltoïde (pn); 6, pyroclastites andésitiques: IIIa, brèche, endogène; b, brèche pyroclastique; c, agglomérat, micro-agglomérat, tuf; 7, andésite à pyroxènes (pn); 8, andésite à amphiboles et pyroxènes (pn); 9, pyroclastites andésitiques I et II; 10, andésite à pyroxènes et amphiboles (pn); 11, andésite à amphiboles et pyroxènes (pu); 12, épictastites andésitiques; 13, Pannoniens s. str.; 14, Tortonien: sel; 15, a, lave; b, pilier, dyke, dôme, apophyse; 16, direction d'écoulement de la lave; 17, faille; 18, source carbogazeuse; 19, source saline; 20, forage; 21, carrière; 22, point où l'on a exécuté les mesurages et la valeur du diamètre maximum; 23, direction de la coupe géologique.





PLANȘA I



## PLAȘA I

- Fig. 1. - Tuf aplice. Se observă fragmente de andezit complet argilizat (1). Păuleni.  
Tuf lapillique. On observe des fragments d'andésite complètement argilisé (1). Păuleni.
- Fig. 2. - Andezit cu piroxeni și hornblendă. Se observă un megacristal de hornblendă verde.  
Cariera Ilieși-Sovata.  
Andésite à pyroxènes et hornblende. On observe un mégacristal de hornblende verte.  
Carrière Ilieși-Sovata.
- Fig. 3. - Gresie andezitică limonizată; 1, Ilnicuit, Vălea Coliouda-Corund.  
Grés andésitique limonisé; 1, Ilnicuit, Vălea Coliouda-Corund.





## PLAȘA II

- Fig. 1. — Andezit cu hornblendă opacizată. Valea Iubod. NII;  $\times 14$ .  
Andesite à hornblende opacifiée. Vallée Iubod. N II;  $\times 14$ .
- Fig. 2. — Andezit cu hornblendă brună opacizată (1) și piroxenii. Valea Creanga Mică. N II;  $\times 14$ .  
Andésite à hornblende brune opacifiée (1) et pyroxènes. Vallée Creanga Mică. N II;  $\times 14$ .
- Fig. 3. — Andezit cu piroxenii (1) și hornblendă opacizată (2). Valea Iubod. N III;  $\times 14$ .  
Andésite à pyroxènes (1) et hornblende opacifiée (2). Vallée Iubod. N III;  $\times 14$ .
- Fig. 4. — Andezit cu piroxenii; 1, fenocristal de argilă. Pârâul Sik. N I;  $\times 11$ .  
Andésite à pyroxènes; phénocrystal d'argile. Puisseau Sik. N I;  $\times 11$ .



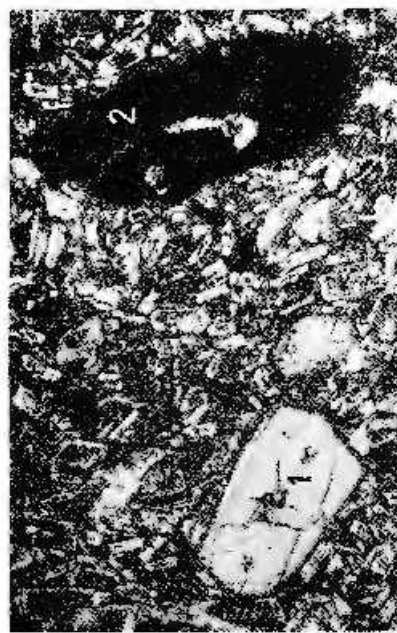




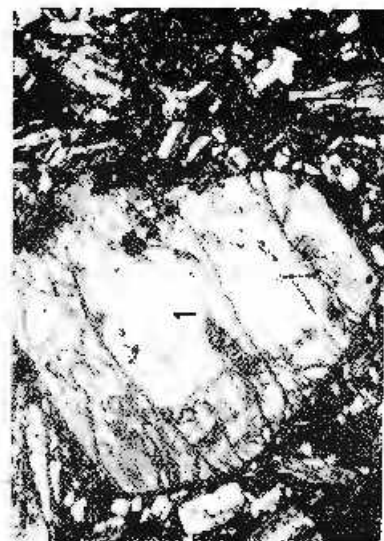
1



2



3



4

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVIII.

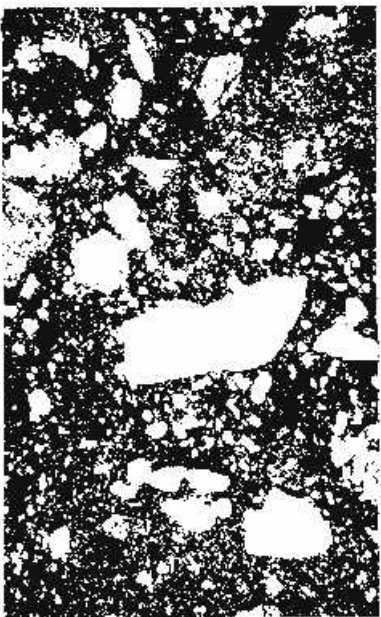
### PLANȘA III

- Fig. 1. — Andezit cu piroxeni; 2, fenocristal de hipersten, Piatra Șielod. N +;  $\times 14$ .  
Andésite à pyroxènes; 1, phénocristal d'hyperstène. Piatra Șielod. N +;  $\times 14$ .
- Fig. 2. — Tuf vitrocrystalolitoclastic, Valea Creanga Mică. N II;  $\times 14$ .  
Tuf vitrocrystalolitoclastique. Vallée Creanga Mică. N II;  $\times 14$ .
- Fig. 3. — Gresie andezitică, grosieră. Se observă fragmente de andezite cu hornblendă (1).  
Valea Creanga. N II;  $\times 14$ .  
Grès andésitique, grossier. On observe des fragments d'andésites à hornblende (1).  
Vallée Creanga. NII;  $\times 14$ .
- Fig. 4. — Gresie andezitică, fină. 1, cristal de hornblendă opacilizată; 2, cristal de plagioclaz.  
Valea Pruid. N II;  $\times 14$ .  
Grès andésitiques, fins. 1, cristal de hornblende opacifiée; 2, cristal de plagioclase.  
Vallée Pruid. N II;  $\times 14$ .

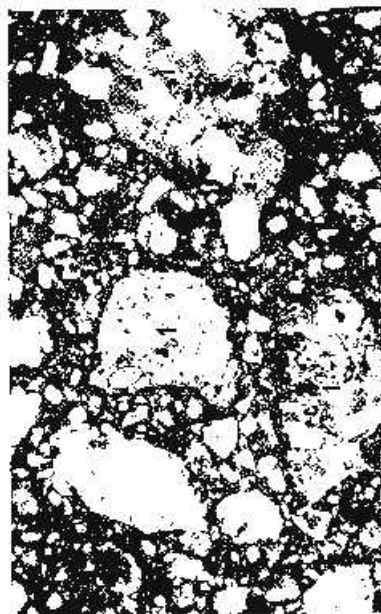




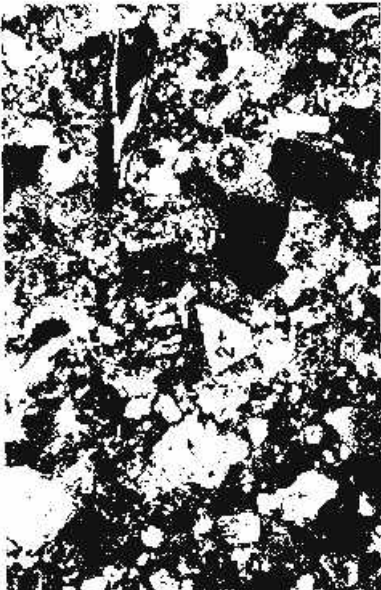
1



2



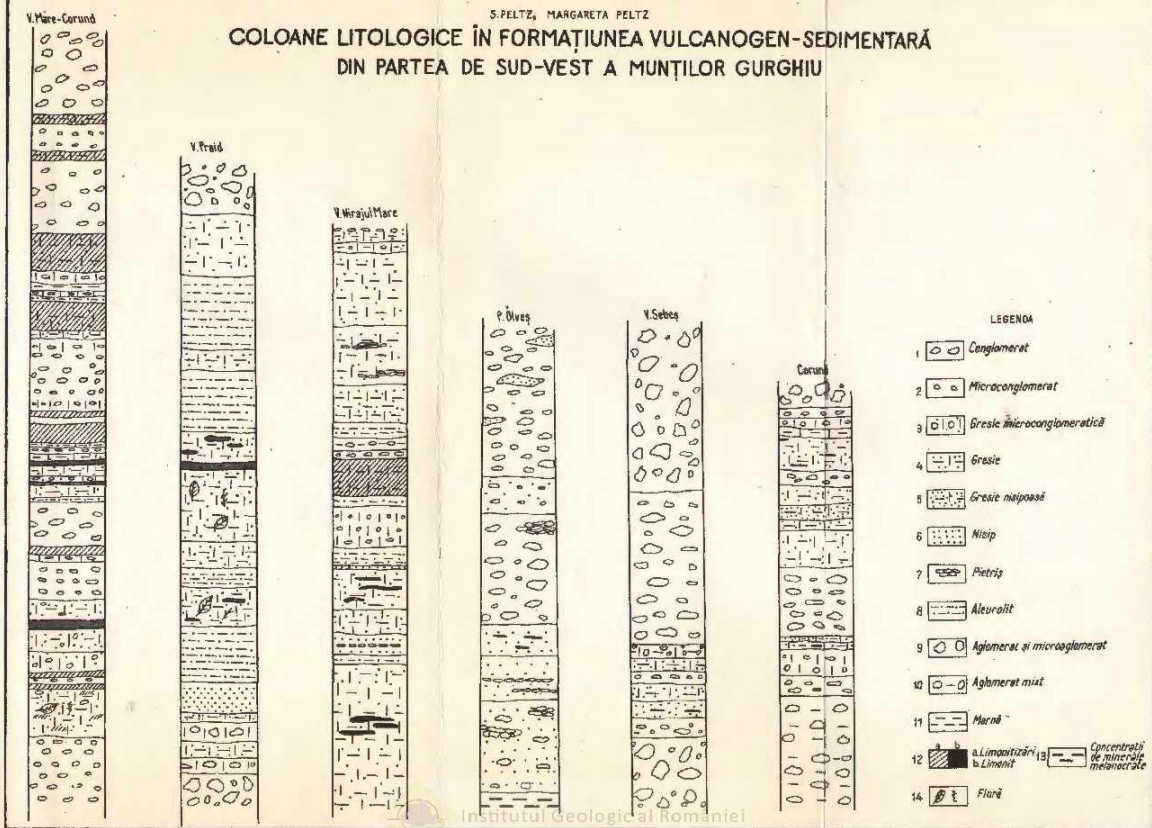
3

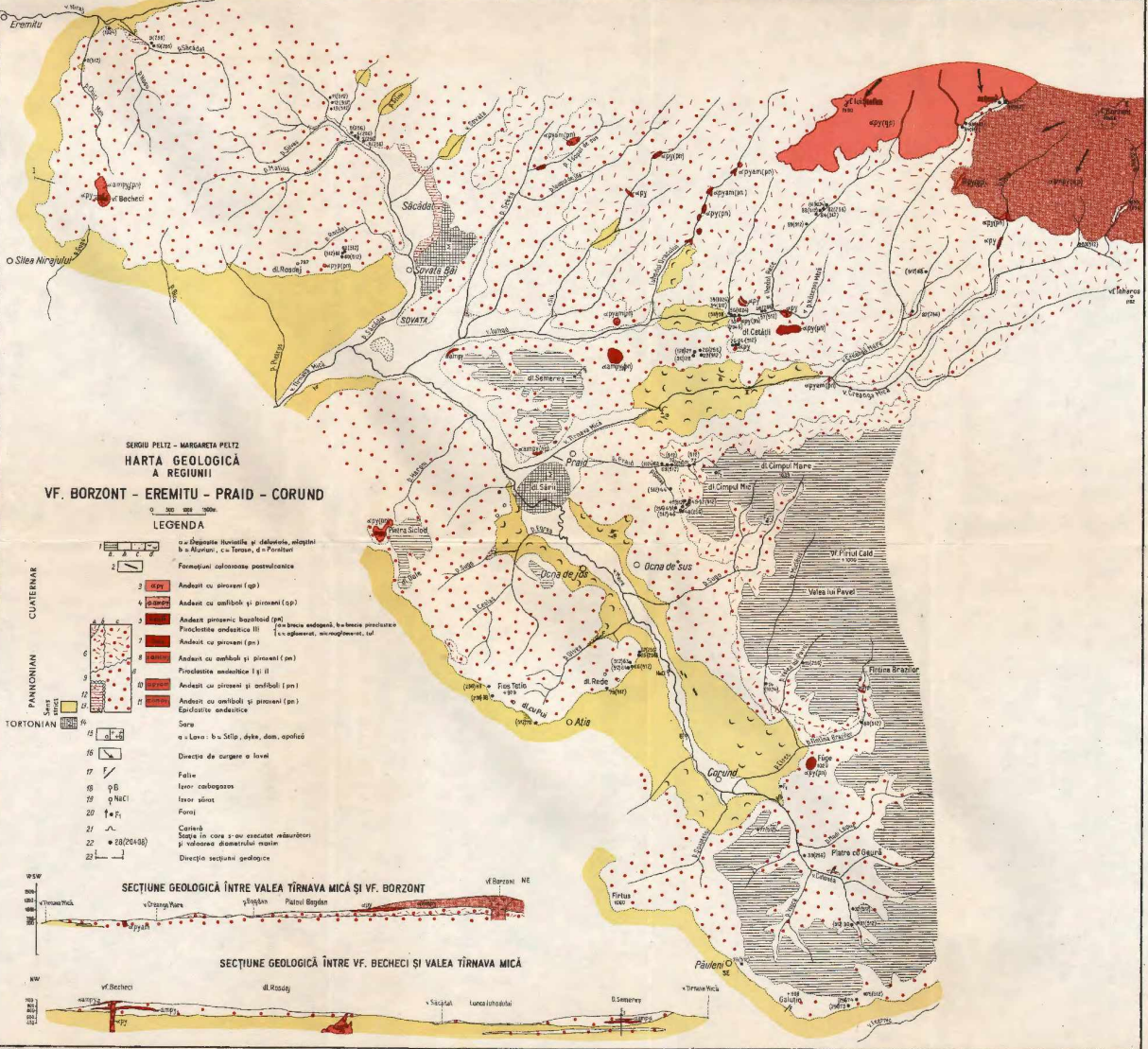


4

S. PELTZ, MARGARETA PELTZ

### COLOANE LITOLOGICE ÎN FORMAȚIUNEA VULCANOGEN-SEDIMENTARĂ DIN PARTEA DE SUD-VEST A MUNȚILOR GURGHIU





PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

CONSIDERAȚII PRIVIND INTRUZIUNILE GRANITO-DIORITICE  
DE LA CAZALGIC BAIR, MIHAIL KOGĂLNICEANU (JUDEȚUL  
TULCEA)<sup>1</sup>

DE

REMUS ȘTEFAN, ION POPOVICI<sup>2</sup>

**Abstract**

Considerations on the Granitic-Dioritic Intrusions of the Cazalgic Bair, Mihail Kogălniceanu Area (District of Tulcea). In this paper there are described the granitic-dioritic intrusive rocks evidenced by two short drillings, carried out in the Cazalgic Bair, Mihail Kogălniceanu area. The description of drillings is associated with a petrographical and petrochemical study of the granites and diorites encountered. Finally, some conclusions regarding the structural tectonic environment in which these rocks occurred, are reached.

Prezentăm în cele ce urmează, rezultatele urmăririi în teren și studiul de laborator al materialului petrografic oferit de două foraje efectuate în vecinătatea dealurilor Orta Bair și respectiv Cazalgic Bair, dealuri ce se încadrează interfluviului ce desparte valea Teliței de valea Cataloiului în dreptul comunelor Mihail Kogălniceanu și Agighiol.

Forajele, de mică adâncime, au investigat anomalii magnetice pozitive, în puncte de apex anomal cu valori de cea 350-450 gama. Suprafața anomală este înconjurată de punctele de afloriment ale calcarelor triasice dela Agighiol, care constituie o zonă clasică în descifrarea geologiei Dobrogei de nord.

Printre înaintașii care s-au preocupat de studiul depozitelor triasice, vom aminti pe Peters, K. Redlich, Anastasiu. În secolul

<sup>1</sup> Comunicare în sesiunea științifică a Întreprinderii Geologice de Prospekțiuni din 17 martie 1969.

<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Cal. Grivitei nr. 64, București.

nostru, geologi de talia lui Simionescu (1913), Kittl (1908) și ulterior G. Macovei și Atanasiu, se preocupă de stabilirea succesiunii depozitelor calcaroase de la Agighiol. În ultimul timp Mirăuță, Mirăuță<sup>3</sup> fac o cartare detaliată a depozitelor calcaroase din perimetrul Uzum Bair, Agighiol, Zebil și arată pentru prima dată, existența unor iviri de roci granitice în dealurile Cazalgie Bair și Taș Bair, asociindu-le cu granitele roșii, micropegmatitice ce aflurează la Uzum Bair. Referitor la vârsta acestor granite, pe baza remanierii lor în conglomeratele werfeniene de la capul Iancila (Mirăuță, Mirăuță, 1959), se consideră perioada ante-triasică.

Mutihaș, în lucrările sale din 1962 și 1963, completează stratigrafia Triasicului de la Agighiol și oferă o imagine de ansamblu a tectonicii zonei Tulcea, în care sînt cuprinse și principalele structuri ce se evidențiază la est de valea Teliței.

### Descrierea petrografică a forajelor

Forajul (F<sub>6</sub>) plasat la 750 m N de dealul Orta Bair, a străbătut o pătură de loess de aproximativ 30 m, după care prin intermediul unui depozit de gruss granitic a pătruns într-un diorit microgranular de culoare cenușiu-verzuie, al cărui grad de alterație scade cu adîncimea. La cea 42 m s-a interceptat un filon de 20-25 cm de granite albe, mediu-granulare, în contact direct cu rocile dioritice. Un al doilea episod granitic cu caracter filonian apare în talpa forajului, avînd de această dată un caracter pegmatoid în care cristalele de ortoză ajung pînă la 3 cm, nelipsind însă porțiuni în care apar fragmente de diorite cu caracter xenolitic ca și zone cu o remarcabilă dezvoltare gnaisică. Filoanele pegmatoidice oferă o textură rubanată în benzi ce mulează cristalele larg dezvoltate de cuarț și ortoză.

1. *Diorite.* Sînt roci de culoare cenușiu-verzuie, microgranulare, devenind cenușii atunci cînd sînt alterate. În secțiuni subțiri se observă o structură hipidiomorf-echigranulară, textura fiind masivă. Din punct de vedere mineralogic se deosebesc următoarele componente, în ordinea frecvenței: feldspat, plagioclaz, biotit, hornblendă, cuarț, magnetit, apatit, sfen.

<sup>3</sup> O. Mirăuță, Elena Mirăuță. Raport geologic asupra calcarelor și dolomitelor triasice din regiunea Zebil-Catalaj-Agighiol, Dobrogea de nord. 1958. Arh. Com. Stat Geol. București.

Feldspatul plagioclaz este un andezin cu 37% An maclat albit polisintetic și albit-Karlsbad. Cu măsura Feodorov s-au determinat și alte moduri de maclare. Este vorba de tipurile Esterelles — AlaB și periclin, care au însă o participare redusă. Foarte rar am surprins și prezența tipului Baveno. Fenomenul de zonaritate este frecvent remarcabil, un cristal, zonat prezentînd un miez bazic, de compoziție labrador-bytownit, o zonă mediană cu cca 35% An și un înveliș extern de tip oligoclaz bazic. Nu s-au separat fenomene de recurență în compoziție, fapt ce dă indicații asupra unei cristalizări normale într-un mediu magmatic relativ liniștit, din punct de vedere termodinamic.

Biotitul prezintă indivizi idiomorfi cu pleocroism accentuat, marginile cristalelor fiind ușor zdrențuite. În vecinătatea filoanelor de granite sau pegmatoide, mineralul este total cloritizat însă aspectul normal arată acest fenomen doar în stadiul de debut.

Amfibolul se prezintă ca hornblendă comună, pentru care s-a determinat un unghi  $c : ng = 18^\circ$ . Raportul de participare față de biotit este aproximativ 1 : 1, la contactul cu filoanele granitice hornblendă dispărînd aproape complet din parageneză, cedînd locul biotitului puternic cloritizat.

Cuarțul prezintă contururi xenomorfe, fiind prezent în două generații.

Cuarțul de generația a doua este microgranular și se plasează în general pe fisurile rocii sau mineralelor, trădînd uneori procese de coroziune magmatică. Pe această bază putem spune că aspectele de participare a cuarțului indică caracterul de aport al acestuia, caracter în directă relație cu prezența filoanelor de granite și pegmatoide ce străpung masa dioritică. În tabelul 1 am înscris rezultatele analizei planimetrice pentru un diorit.

TABELUL 1

Mineralul	% volum	Mineralul	% volum
Cuarț	5,80	Hornblendă	16,50
Plagioclaz	53,70	Magnetit	2,40
Biotit	18,45	Sfen	1,35
		Apatit	0,80
Total		100,00	

2. *Granite*. Rocile dioritice sînt străpunse de filoane granitice care pe carotă nu depășesc 25 cm. Sînt roci de culoare alb-rozic, mediu-granulare în care apar sporadic palete de biotit. Contactul cu dioritele



este net, zona de influență nedepășind cițiva centimetri. La microscop se observă predominanța feldspatului potasic, care este o ortoză micro-pertitică. Deformația mecanică produce neomogenitatea optică a ortozei, zone din cristal în care apare dezamestecul incipient al fazei sodice, prezentînd momente de extincție diferite.

Cuarțul prezintă contururi xenomorfe, fiind un termen final de cristalizare. Uneori el corodează magmatic cristalele de feldspat potasic.

Feldspatul plagioclaz pune în evidență macra polisintetică a albitului, nelipsînd însă nici asocierile după tipul periclin sau albit-Karlsbad. Compoziția este aceea a unui oligoclaz acid 15% An. În cazul cristalelor zonate, miezul mai bazic (20% An) este în general mai afectat de sericitizări. Concreșterile mirmechitice reprezintă un aspect comun la contactul dintre cristalele de feldspat potasic și plagioclaz. Biotitul apare sporadic și este deseori cloritizat. Fenomenul de albitizare nu se face observat, remarcabilă fiind de asemenea și lipsa microclinului sau a microclin-pertitului.

Structura rocii este hipidiomorf-granulară, textura, masivă. La contactul cu masa dioritică acest aspect se modifică, observîndu-se o mezostază microgranular-pavimentoasă compusă din cuarț și feldspat potasic în care se evidențiază cristale idiomorfe de plagioclaz.

Am interpretat acest aspect ca un rezultat direct al scăderii mai rapide a temperaturii magmei granitice în contact cu o magmă dioritică, deja consolidată sau într-o fază avansată de cristalizare.

Compoziția modală a rocii pune în evidență o remarcabilă participare a feldspatului potasic (tab. 2). Folosînd datele analizei planimetrice, am proiectat valorile de participare a cuarțului, feldspaților alcalini și plagioclazilor în triunghiul Q-A-P. Punctul reprezentativ astfel obținut se plasează în cîmpul  $3_A$ , al rocilor granitice, situat la limita cu cîmpul 2, al granitelor alcaline (fig. 1).

Prin recalcularea compozițiilor modale, ținînd seama de faptul că roca se prezintă cu un grad mic de alterație, am încercat un calcul aproximativ al compoziției chimice cu scopul de a obține în final valorile Niggli. Valorile obținute ne-au încurajat în a aplica metoda și pentru celelalte tipuri petrografice întîlnite. Pentru eșantionul 8, în cazul rocilor descrise mai sus valorile *si* arată o rocă bogată în silice în care raportul  $K_2O/Na_2O$  este de cca 11 : 1. Diferența *alk-al* pledează pentru un termen extrem de diferențiere a unei magme îmbogățite în silice, în care componenta potasică pare să fi avut o importantă participare. Compararea valorilor

Niggli calculate cu valori standard ne-a condus la a aprecia un tip de magmă aplit-granitică.

TABELUL 2

Oxizi	Parametrii Niggli	Compoziția modală % din volum
SiO <sub>2</sub> — 75,55	si — 486	Cuarț — 32,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 12,21	al — 46	Ortoză — 57,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — —	fm — 7	Plagioclaz — 7,90
FeO — 0,93	afk — 45	Biotit — 2,80
MgO — 0,25	c — 2	Apatit — 0,20
CaO — 0,26	k — 0,88	
Na <sub>2</sub> O — 0,84	mg — 0,33	
K <sub>2</sub> O — 9,77		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0,05	(eș. 8)	
H <sub>2</sub> O — 0,07	tip de magmă : aplit granitică	

3. *Pegmatoide*. Forajul (F<sub>6</sub>) a interceptat în partea sa finală un tip petrografic oarecum deosebit de cel descris mai sus care, se remarcă în primă aproximație, prin caracterul său extrem de heterogen. Macroscopic, se disting pe carotă porțiuni în care cristalele de cuarț și ortoză ating dimensiuni considerabile, alternând cu spații în care roca prezintă o structură microgranulară și texturi rubanate date de alternanța depunerilor de cuarț și feldspat potasic. La un moment dat, de la marginea dezvoltărilor masive ale cuarțului și ortozei ce trece, fără o limită tranșantă, la o rocă microgranulară de culoare alb-gălbuie cu tente verzui, care sub microscop prezintă o structură felsitică dată de cristalizarea orientată a feldspaților plagioclazi și ortozei. În această masă se individualizează cristale de cuarț xenomorfe, ușor porfirice ce prezintă uneori contururi franjurate. Este interesant de remarcat diferența de amplitudine a extincției rulante în cristalele mici de cuarț din masa felsitică și din cristalele mai larg dezvoltate, care au o amplitudine relativ mică a extincției.

Impresia generală este aceea a unui plagiaplit gnaisic leucocrat în care plagioclazul este un albit cu 4-5% An.

Feldspatul alcalin este o anortoză cu unghiul 2 V mic, cea 20-25°. În spațiile libere și pe fisurile rocii apar sporadic paiete de muscovit.

Revenind la tipul în care dezvoltarea cuarțului și ortozei amintește de structura pegmatitelor, tip pe care de altfel l-am denumit „pegmatoid”, trebuie să spunem că în anumite porțiuni, acolo unde roca a oferit

spații libere, frontul potasic al magmei reziduale a depus microclin. Cum asocierea ortozei și a microclinului în aceeași rocă este îndeobște puțin acceptată, am interpretat depunerea microclinului ca o fază mai târzie, cu caracter potasic final care la temperaturi sensibil mai scăzute, a putut să separe feldspatul potasic cu simetrie triclinică.

Având în vedere că relațiile geometrice între tipurile petrografice descrise mai sus sînt greu de surprins, sîntem în situația de a opta pentru una din cele două ipoteze pe care le expunem mai jos.

Astfel, faptul de a surprinde în relații de vecinătate un tip pegmatoid în care dezvoltarea cristalelor este evidentă, cu ceca ce am denumit tipul plagioplitic, în care plagioclazul nu depășește 5% An, ne-a condus la a crede că este vorba de o cristalizare sincronă de tip eutectic, săvîrșită în condiții de ascensiune a unei magme reziduale îmbogățită în silice și alcalii.

Caracterul de consolidare „în mișcare” ar fi bine evidențiat de aspectele de cristalizare a microlitelor de plagioclaz și ortoza, care se dispun orientat în jurul cristalelor de cuarț ceva mai clar dezvoltate. În acest fel ar fi vorba de o ultimă pulsație a camerei magmatice subiacente, pulsație care atingînd temperaturi la limita inferioară a domeniului lichid-magmatic, rezidual, a dat produse de cristalizare mai rapidă, ce se individualizează sub forma unor roci aplitice ce închid căile de acces.

Pe de altă parte, cum alura și modul de apariție a tipurilor pegmatoidice ne permit să bănuim în adîncime prezența unui pluton granitic mai vechi precum și faptul că în zona Măcinului tipul aplito-gnaisic, lipsit de componente melanocrate, este foarte răspîndit, am putea bănui că mesagerii acestei mase granitice au fost topituri reziduale, granitice, care au putut să poarte către suprafață xenolite ale rocilor din fundament.

Este de remarcat fenomenul de contaminare care a fost destul de frecvent întîlnit în coloana forajului mai ales în zonele cu anclave dioritice în granit, tipurile contaminate prezentînd un indice de colorație mediu între granitele descrise și diorite, asociațiile ortozei cu plagioclazul și cuarțul oferind aspecte procontuale foarte diferite de la o analiză la alta. În nici unul din tipuri nu am putut pune în evidență amfibolul, locul acestuia fiind luat de biotit, în general cloritizat. Un argument în plus ar fi acela că niciodată valorile Niggli calculate nu au găsit, pentru aceste cazuri, un corespondent în tabelele standard, care ne-ar fi putut oferi indicații asupra tipului de magmă.

Dealul Cazalgie Bair se situează la cca 3 km E de comuna Mihail Kogălniceanu, și reprezintă o proeminență marcantă în relieful șters al



regiunii. Contrastul de altitudine este remarcat mai ales în partea sa nordică unde panta este foarte accentuată terminându-se abrupt în valea Trei Nuci. În această vale la aproximativ 700 m W de punctul Trei Nuci, am pus în evidență un plan de fractură ce aduce în contact depozitele

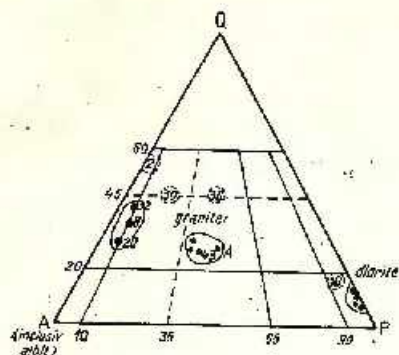


Fig. 1. — Proiecția punctelor reprezentative ale rocilor de la Cazalgic Bair în triunghiul Q-A-P.

Projection des points représentatifs des roches de Cazalgic Bair dans le triangle Q-A-P.

triasic-medii cu roci granitice, care aflorază pe clina nordică a dealului Cazalgic Bair. Orientarea liniei de fractură este aproximativ NW-SE cu înclinare către SW. În aflorimentul din dealul Cazalgic Bair am remarcat mai multe tipuri petrografice, care, se deosebesc atât prin structură cât și prin compoziție mineralogică. Cum rocile apar sporadic și pe suprafețe restrinse de sub depozitul de pantă, nu am reușit să stabilim clar poziția lor în spațiu și implicit raporturile geometrice în care se dispun.

Esențial am deosebit un granit de culoare alb-rozie, în care predomină însă feldspatul plagioclaz. În unele eșantioane procentul de biotit ajunge până la 30% din compoziția rocii.

Plagioclazul este un oligoclaz acid cu 18% An. Structura este hipidiomorf-granulară, textura masivă, aspectul rocii fiind acela al unui granit normal. Uneori în aceeași secțiune am surprins secvențe în care dimensiunile cristalelor scad considerabil, iar procentul de biotit crește în defavoarea cuarțului. Cum în imediata vecinătate apar diorite cenușii, microgranulare, se poate crede că este vorba de un proces de îmbogățire în anumite componente mineralogice fie pentru granite, fie pentru diorite, în final obținându-se tipuri petrografice hibride. De altfel în porțiunile cu structură microgranulară feldspatul plagioclaz își mărește până la 32% conținutul în An.

Dioritele ce aflorază la Cazalgic Bair nu se deosebesc prin nimic de cele întâlnite în forajul F<sub>6</sub> cu rezerva că, în apropierea contactelor cu

granitele ele își măresc conținutul în cuarț. Faptul se poate urmări foarte bine în eșantioane.

În afloriment se individualizează uneori un microgranit de culoare alb-rozie în facies aplitic care de altfel, a fost întâlnit și în forajul F<sub>3</sub>.

Forajul a fost plasat la 450 m SE de dealul Cazalgie Bair în vârful căruia aflorează calcare roșietice anisone (Mirăuță, Mirăuță, 1959).

După ce a străbătut un depozit de pantă de 4 m grosime și un *gruss* granitic de cea 1 m, forajul a pătruns în granite biotitice alterate, de tipul celor întâlnite în partea nordică a dealului Cazalgie.

4. *Granite cu biotit*. Rocile prezintă o culoare alb-cenușie cu tente roz date de participarea feldspatului potasic. Mineralele leucocrate sînt separate de lamele de biotit care se dispun interstițial, obținindu-se în acest fel un aspect evasimozaicat. Începînd de la metrul 6,30 forajul a interceptat o rocă total deosebită ca aspect, de culoare roșu-cărămizie străbătută de filonase de calcit. Singurul mineral evident este cuarțul xenomorf care apare în masa rocii, imprimînd acesteia un caracter pseudoporfiric. Sub microscop se observă următoarele componente: plagioclaz, cuarț, feldspat potasic, biotit, apatit și sporadic magnetit.

În afara cuarțului și apatitului toate mineralele arată un stadiu foarte avansat de alterare, ele nemaiputînd fi recunoscute decît după contur sau după planele de maelă, în cazul plagioclazilor. Atunci cînd am putut să o facem, am determinat pentru plagioclaz o compoziție acidă ce variază în limitele: albit 9% An-oligoclaz acid 12% An. Mineralul este total transformat, centrul fiind esențial sericitizat pe fondul unei invazii de calcit ce acoperă întreaga suprafață. De cele mai multe ori apariția calcitului se asociază cu aceea a mineralelor argiloase.

Cuarțul prezintă contururi xenomorfe, marginile cristalelor fiind franjurate sau prezentînd forme angulare. Unele cristale sînt fisurate, pe fisuri depunîndu-se un material carbonatic care cimentează în masa lui fragmente de cuarț. Amplitudinea extincțiilor rulate este remarcabilă, ea putînd ajunge pînă la valori de 50°. În unele porțiuni cristalele de cuarț sînt zdrobite și recristalizate într-o masă microcristalină, pe fisurile căreia se depune un cuarț cu caractere tipice de neoformație.

Biotitul este puternic decolorat și opacizat prin pătrunderea calcitului, mineralelor argiloase și hidroxizilor de fier. În final roca oferă un aspect caracteristic de deformare mecanică însoțită de depunerea unui ciment carbonatat bogat în hidroxizi de fier, care s-a insinuat pe planche



de clivaj ale mineralelor. Rarele cristale idiomorfe de magnetit sînt fracturate și străbătute de vinișoare de calcit.

Se poate astfel aprecia că depunerea sub formă de aglomerări a oxizilor și hidroxizilor de fier în masa rocii a imprimat acesteia culoarea roșcat-violacee care la o primă examinare ne-a pus în încercătură. Aceste aspecte s-au menținut în foraj pînă la adîncimea de 20 m unde roca își accentuează caracterele de cataclază și cimentare cu material carbonatat, nemaiputînd de această dată să distingem macroscopic nici un component mineralogic, într-o masă cataclazată și cornificată de culoare roșcat-vișinie.

La acest nivel forajul a interceptat o zonă de cea 20-30 cm de cuarț filonian, alb-vinețiu, fracturat și cimentat cu material calcaros, uneori recristalizat.

În eșantioanele în care efectele descrise mai sus au avut o mai mică amploare, am încercat analiza planimetrică; compoziția modală obținută este reprezentată în tabelul 3.

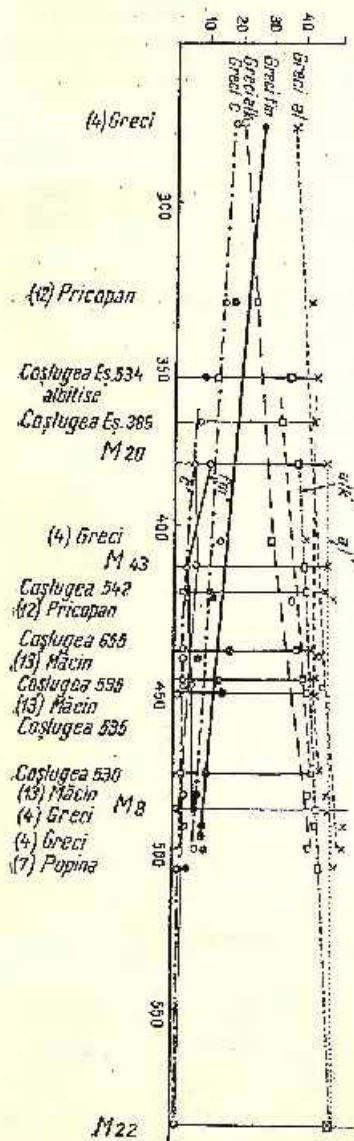
TABELUL 3

Oxizi	Parametrii Niggli	Compoziția modală % din volum
SiO <sub>2</sub> — 73,04	si — 380	Cuarț — 27,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 15,05	al — 46	Ortoză — 11,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — ...	fm — 11	Plagioclaz — 54,40
FeO — 1,86	alk — 39	Biotit — 5,80
MgO — 0,50	c — 6	Apatit — 0,40
CaO — 0,55	k — 0,20	
Na <sub>2</sub> O — 6,09	mg — 0,22	
K <sub>2</sub> O — 2,51		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0,25	(eș. 20)	
H <sub>2</sub> O — 0,12	tip de mazănă: engadinit-granitică	

Participarea plagioclazului alcalin este caracteristică, uneori roca luînd aspectul unui plagiogranit. În triunghiul Q-A-P punctul reprezentativ (20) se plasează în câmpul granitelor alcaline (fig. 1).

Valorile Niggli arată un chimism engadinit-granitic cu o ușoară nepotrivire a valorilor *k* și *mg*. Dacă considerăm raportul potasiu/sodiu, în cazul de față cu valori subunitare, prin comparație cu celelalte tipuri granitice analizate, în care faza potasică este predominantă precum și faptul că în diagrama Niggli pentru provincia dobrogeană, punctele reprezentative

se raportează la o valoare relativ scăzută a parametrului  $si$  (fig. 2) putem aprecia că este vorba de un tip petrografic mai puțin diferențiat, în care componenta sodică a predominat. Un argument în favoarea acestui fapt este descrierea tipului aplitic care află în dealul Cazalgie Bair și care a fost interceptat de foraj în masa granitelor deschise mai sus.



5. *Aplite*. Rocile prezintă o structură microgranulară și textură masivă. În secțiuni subțiri se distinge o masă fundamentală felsitică microcristalină cuarțofeldspatică care înglobează cristale mai larg dezvoltate de cuarț, ortoza micropertitică și feldspat plagioclaz.

Cuarțul prezintă contururi rotunjite, fiind uneori corodat. Atît ortoza cît și feldspatul plagioclaz au o pronunțată tendință de idiomorfie. Fenocristalele de plagioclaz sînt de compoziție albitică cu 8-9% An, în timp ce mezostaza prezintă indivizi cu maximum 5% An. În masa ortozei fenomenul de albitizare are o dezvoltare incipientă, observîndu-se atît tipul de substituție cît și cel de dezamestec. Este vorba de un albit cu 9-10% An.

În masa fundamentală plagioclazul este singurul care are dezvoltări idiomorfe, cuarțul și ortoza cristalizînd împreună fără a avea asemenea aspecte.

Fig. 2. — Diagrama Niggli pentru granitele dobrogene (după M. S a v u l). În această diagramă, în secțiunile M.20, 43, 8, 22, am proiectat valorile  $at$ ,  $alk$ ,  $fm$ ,  $c$ , pentru rocile granitoide de la Cazalgie Bair.

Diagramme Niggli pour les granits dobrogéens (d'après M. S a v u l). Dans les sections M.20, 43, 8, 22 de ce diagramme, on a projeté les valeurs  $at$ ,  $alk$ ,  $fm$ ,  $c$ , pour les roches granitoïdes de Cazalgie Bair.

Prezența muscovitului este neglijabilă, el apărînd sporadic ca paiete în interstițiile rocii sau înglobat în masa plagioclazului. Dimensiunile reduse ale lamelulelor nu permit stabilirea cu precizie a naturii mineralului dar fiind dat că în rocă apar și paiete de biotit cloritizat am dedus că de fapt nu este vorba decît de un biotit decolorat.

Faptul că roca nu a fost supusă fenomenelor de calcitizare și îmbogățire în hidroxizi de fier l-am pus pe seama lipsei unor spații de acces care, în cazul granitelor cu biotit erau asigurate prin dispunerea interstițială a biotitului. Este de altfel acceptat faptul că rocile de acest tip sînt mai puțin competente la eforturile de cataclazare și fisurare.

TABELUL 4

Oxizi	Parametrii Niggli	Compoziția modală % din volum
SiO <sub>2</sub> — 79,96	si — 586	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 11,17	al — 49	Cuarț — 41,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — —	fm — —	Ortoză — 36,80
FeO — —	alk — 48	Plagioclaz — 21,80
MgO — —	c — 3	Biotit — —
CaO — 0,32	k — 0,85	Apatit — —
Na <sub>2</sub> O — 2,45	mg — —	
K <sub>2</sub> O — 6,92		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — —	(es. 22)	
H <sub>2</sub> O — —	tip de magmă: aplit-granitică	

Luînd în considerare compoziția modală (tab. 4) putem aprecia că proporția de participare a plagioclazului este mai redusă în comparație cu cuarțul și feldspatul potasic, care se găsesc în valori procentuale apropiate.

Valorile Niggli arată un termen extrem de diferențiere al unei magme alcali-calcice care, în ultimele faze posedă un chimism esențial potasic. În acest sens raportul K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O arată valori de 3 : 1.

Tipul de magmă stabilit, normal aplit-granitic, ne face să credem că este vorba de reziduu unei magme granitice care în primele faze de cristalizare a pus în loc granitele cu biotit din dealul Cazalgic Bair.

De la metrul 20 forajul a străbătut o coloană de roci dioritice de tipul celor descrise anterior. Aceste diorite prezintă foarte des faciesul de contaminare cu magme granitice reziduale, lucru exprimat prin apariția pe carotă a nenumărate filonașe cu feldspat ortoclaz și cuarț. În unele por-



țiuni se pun în evidență granite a căror compoziție modală o prezentăm în tabelul 5. Valorile Niggli pentru aceste granite pledează în favoarea unui tip de magmă intermediar, engadinit-granitice — aplit-granitice.

TABELUL 5

Oxizl	Parametrii Niggli	Compoziția modală % din volum
SiO <sub>2</sub> — 73,27	si — 412	Cuarț — 26,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 14,88	al — 49	Ortoză — 42,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — —	fm — 5	Plagioclaz — 29,00
FeO — 0,55	alk — 40	Biotit — 2,20
MgO — 0,17	c — 6	Apatit — —
CaO — 1,09	k — 0,64	
Na <sub>2</sub> O — 2,68	mg — 0,36	
K <sub>2</sub> O — 2,31		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — —	(eș. 23)	
H <sub>2</sub> O — 0,05	tip de magmă: engadinit-aplit-granitice	

Un ultim fapt, demn de a fi semnalat, este acela că la adâncimea de 20 m am întâlnit, de astă dată la scară macroscopică, fenomenul de invazie a rocilor intrusive cu material carbonatat, ușor recristalizat și cu evidente caractere de brechie. Planul după care se realizează această invazie a putut fi urmărit pe carotă de oca 1,50 m, în toată această lungime, contactele cu roca eruptivă fiind clar exprimate.

Fisura ce conține calcare recristalizate, roșu-vișinii are o lățime de aproximativ 5 cm și trimite în adâncime mici diaclaze pe care se depun plaje microscopice de sulfuri metalice cimentate cu același material.

### Concluzii

Forajele executate în regiunea Mihail Kogălniceanu-Agighiol au pus în evidență, sub pălura de loess cuaternar, roci intrusive granito-dioritice a căror prezență a fost anunțată de un cimp anomal magnetic pozitiv cu valori între 200-450 gama<sup>4</sup>. Cimpul magnetic anomal se extinde pe o suprafață delimitată la E de dealul Pietros, la S de dealul Orta Bair iar la W și N de dealul Cazalgie Bair și respectiv valea Trei Nuci. Forma carto-

<sup>4</sup> G. Petruț. Prospeccțiuni magnetice în regiunea Agighiol-dealul Marca. 1967. Arh. Com. Stat. Geol. București.



grafică a suprafeței investigate magnetic și prin foraj este elipsă, axa mare unind dealurile Cazalgie Bair și Orta Bair.

Valorile anormale în zona aflorimentului granitic de la Cazalgie Bair indică variații între 200-300 gama și cum acestea sînt și valorile medii ale zonei anormale considerăm că sub pătura de loess se individualizează un pluton granitic străbătut de dyke-uri de microdiorite, care din punct de vedere magnetic se caracterizează prin valori magnetice sensibil crescute, plasate în domeniul 300-450 gama. Faptul este susținut și de participarea în proporție mai ridicată a magnetitului (cca 5-6%) în masa rocilor dioritice.

Asupra vârstei acestor iviri considerăm util a aminti faptul că cercetătorii anteriori (Mirăuță, Mirăuță, 1959) menționează elemente de granite, prinse în conglomeratele werfeniene de la capul Lancila.

Un alt fapt remarcabil este acela că în dealul Uzum Bair, intruziunile granitice metamorfozează la contact seria filito-cuarțitică epizonală. După M u t i h a e (1963) vîrsta metamorfismului seriei epizonale din fundamentul zonei Tulcea ar fi algonkian-superioară. Cum granitele din dealul Uzum Bair străbat această serie, ele au fost considerate de către același cercetător ca rezultat al unui magmatism sialic, sinorogen tardiv al fazei assynlice. Pe baza asemănărilor de facies petrografic și al relațiilor cu formațiunile cristaline, aceste intruziuni au fost asociate cu granitele roșii potasice de la Coșlugea. În mod sigur intruziunea a avut loc înaintea fazei triasice și în orice caz în Paleozoicul inferior, remanierea lor în conglomeratele werfeniene fiind un argument în a susține o fază de exondare și croziune înaintea transgresiunii werfeniene.

Cu toate că în general caracterele petrografice și chimice ale rocilor studiate de noi corespund în oarecare măsură cu cele descrise pentru granitul de Coșlugea (S a v u l, 1937), considerăm că este vorba de un facies petrografic oarecum deosebit, caracteristic zonei superioare a unui pluton granitic puțin deschis de eroziune, în care diferențierea finală a unei magme alcali-calcice a dat posibilitatea separării fazei potasice. Acest fapt este susținut pe de o parte de frecvența faciesurilor pegmatoid-aplitice întâlnite în foraje, iar pe de alta de valorile ridicate ale raportului  $K_2O/Na_2O$  ce variază între 3 : 1 și 11 : 1 pe fondul general al unor valori crescute pentru parametrul *si*. Un argument în plus ar fi și faptul că în diagrama *k-mg* (fig.3) punctele reprezentative nu arată o concentrare în cîmpul rocilor de la Coșlugea, cîmp evidențiat încă din 1937 de S a v u l. Pe această bază de altfel, se stabilea chimismul esențial potasic al magmelor de la Coșlugea.



În cazul nostru punctele reprezentative în diagrama  $k-mg$  arată o succesiune normală de îmbogățire în componente finale ale magmei alcali-calcice. Într-un singur caz punctul reprezentativ cade în cîmpul potasic, dar faptul ni se pare normal pentru un diferențiat aplitic al unei magme alcali-calcice. De asemenea este semnificativă alura diagramei de variație

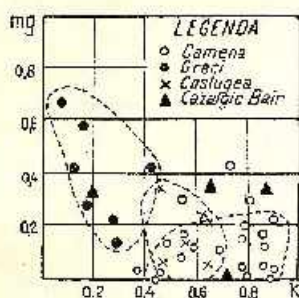


Fig. 3. — Diagrama  $k-mg$  pentru câteva granite dobrogene (după M. Savul). Cu triunghiuri punctele reprezentative ale rocilor de la Cazalgie Bair.

Diagramme  $k-mg$  pour quelques granits dobrogéens (d'après M. Savul). Les triangles marquent les points représentatifs des roches de Cazalgie Bair.

Niggli care se încadrează normal în diagrama mai largă de variație ce cuprinde valorile Niggli ale tuturor tipurilor de granite dobrogene (fig. 2).

În acest fel putem conchide că cel puțin pentru zona investigată nu putem afirma prezența unor roci derivate dintr-o magmă potasică, ci mai logic ar fi să considerăm, în virtutea datelor prezentate că este vorba de apariția la zi a părții superioare a unui corp granitic în care diferențierea finală a putut să ofere o separare preponderentă a fazei potasice.

Ținând seama de faptul că în valea Trei Nuci am pus în evidență un accident ruptural cu înclinare inversă, care aduce în contact rocile granitice cu calcare anisiene precum și că în forajul  $F_3$  rocile întâlnite prezintă caractere evidente de cataclază, considerăm că este vorba de un plan de fractură majoră de-a lungul căruia rocile granitice au fost ridicate, după depunerea Triasicului, în faza chimerică veche. În această concepție credem că zona investigată se comportă ca un compartiment tectonic ridicat de-a lungul unor fracturi de fundament reactivitate. Asemenea fracturi au putut constitui și căi de acces spre suprafață ale unor soluții cu caracter hidrotermali de temperatură scăzută, care au depus cuarț și sulfuri metalice, iar uneori, au recristalizat calcarele triasice.

În acest fel situația prezentată vine în întâmpinarea ideii că regiunea de la est de valea Teliței, pe fondul unei căderi a fundamentului zonei Tulcea se manifestă ca un bloc ridicat.

Cum aflorimentele de granite de la Cazalgie Bair și Taș Bair se plasează pe un aliniament NW-SE ce se continuă în dealul Uzum Bair cu gra-

nite la contact cu seria filito-cuarțitică, considerăm că structura cutată a calcarelor triasice de la est de valea Teliței a fost complicată prin reactivarea unor vechi linii tectonice în faza chimerică, de-a lungul acestora fiind aduse la suprafață formațiuni paleozoic-inferioare și posibil mai vechi. De-a lungul acelorăși linii de slabă rezistență apar și erupțiile de porfire și diabaze care afloră începând din dealul Rediu până la sud de Somova.

În acest fel, datele prezentate pledează în favoarea unei continuări la est de linia Somova-Babadag a stilului tectonic ruptural propriu zonei vestice a Dobrogei de nord.

### BIBLIOGRAFIE

- Anastasiu V. (1897) Le Trias de la Dobrogea. *Bull. Soc. Géol. Fr. Ser. 3, XXV*, Paris.
- Atanasiu I. (1941) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucr. Soc. Geogr. D, Conferință*, III, Iași.
- Gavăț L., Airinei Șt., Botezatu R., Șonolescu M., Sloenescu S., Vencov I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R. S. România după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geof. 1*, București.
- Janovici V., Giușcă D., Mutihac V., Mirănuța O., Chiriac M. (1961) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Ghidul excursiilor. Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V*, București.
- Kittl F. (1908) Beiträge zur Kenntniss der Triasbildungen der Dobrudscha. *Denkschr. Akad. Wiss. LXXXI*, Wien.
- Mirănuța O., Mirănuța Elena (1964) Cretacicul Superior și fundamentul bazinului Babadag. *An. Com. Geol. XXXIII*, București.
- Mutihac V. (1962) Observațiuni asupra Triasicului de la Agighiol-Zebil (Dobrogea de N). *D. S. Com. Geol. XLVI*, București.
- (1964) Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei. *An. Com. Geol. XXXIV, 1*, București.
- Peters K. (1867) Grundlinien zur Geographie, und Geologie der Dobrudscha. *Denkschr. Akad. Wiss. XXVII, part. II* (partea geologică) Wien.
- Savul M. (1935) Le granite de Coșlugea. *C. R. Inst. Géol. Roum. XXI*, București.
- Simionescu I. (1913) Fauna amoniților triasici de la Hagighiol. *Acad. Rom. Publ. V. Adamachi, XXXVI*, București.
- Streckeisen A. L. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks (Final Report of an Inquiry). Stuttgart.



## SUR LES INTRUSIONS GRANO-DIORITIQUES DE CAZALGIC BAIR, MIHAİL KOGĂLNICEANU (TULCEA)

### (Résumé)

L'étude des roches intrusives du sommet Orta Bair et de Cazalgic Bair, mises en évidence à l'aide des prospections magnétiques détaillées et de deux courts forages, apporte une nouvelle contribution à la connaissance des intrusions de la partie orientale de la Dobrogea de Nord.

Les diorites, en faciès microgranulaire et normal granulaire, parfois quartzifères, sont traversées par des roches granitiques venues d'un magma granitique qui, localement, par contamination, passe à un magma grano-dioritique-trondjémitique.

Dans ce complexe, les roches pegmatoides et aplitiques sont aussi présentes; on remarque, en général, un magma résiduel potassique, situé à la partie supérieure d'une plus importante intrusion de profondeur.

L'affleurement de sous la couverture de roches sédimentaires triasiques et loessiques s'explique par cela que ces intrusions seraient situées dans un compartiment plus soulevé de l'ensemble tectonique du soubassement faillé qui s'affaisse graduellement vers l'Est de la vallée Tețeu.



PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

CERCETĂRI PETROGRAFICE ÎN MUNȚII CĂLIMANI DE NORD<sup>1</sup>

DE

IOAN TEODORU, CAMELIA TEODORU<sup>2</sup>, ION ÎNTORSUREANU<sup>3</sup>

Abstract

*Petrographical Research in the North Călimani Mountains. In this paper new data on the geological structure of the North Călimani Mts are expounded. The basement of the region is built up of epizonal crystalline schists transgressively overlain by sedimentary formations assigned to the Eocene and to the Oligocene. The eruptive formations are represented by pyroclastics, flows and andesite dykes of various types. After a summary presentation of the data obtained as a result of microscopic study, it is demonstrated that, according to tectonical considerations, four main zones of fractures trending NW-SE may be distinguished, fractures due to which the crystalline schists were uplifted from the basement, or along which vents allowing the ejection of lavas have formed. As regards their age it has been proved that the eruptions started in the Oligocene, reached their paroxysmal point in the Miocene, and came to an end in the Quaternary.*

Introducere

Regiunea pe care o prezentăm este situată în partea nordică a munților Călimani, ea constituind obiectul cercetărilor noastre în anii 1965-1966. Din punct de vedere morfologic se remarcă un relief bine diferențiat în funcție de constituția petrografică. În partea sudică relieful este dominat de o creastă continuă, formată din roci eruptive, orientată aproximativ W-E, NE pe care se află vârful Tămău (1861 m), stîncile Pietrele Roșii și Doisprezece Apostoli (ale căror forme ciudate au condus la emiterea unor ipoteze după care ele s-ar datora activității sculpturale a oamenilor care

<sup>1</sup> Comunicare în sesiunea științifică a Întreprinderii Geologice de Prospekțiuni din 18 martie 1969. București.

<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.

<sup>3</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

au populat regiunea acum câteva mii de ani), vârful Lucaciu (1769m) și vârful Andreeni. Din această zonă pornesc spre nord câteva creste secundare care prezintă terminații bruște și căderi de nivel de 200-300 m la limita dintre formațiunile eruptive și sedimentare. Acest aspect este foarte net la Buza Șerbii, vârful Așcuțit și Dealul Mare.

Jumătatea nordică a regiunii, unde au o mare dezvoltare formațiunile sedimentare, este caracterizată printr-un relief domol cu creste late și pante domoale care se pierd în turbăriile de la Poiana Stampei și terasele largi ale râului Dorna. În această zonă se remarcă conul vulcanic mareat de vârful Măgura (1226 m) și creasta cu vârful Priporu (1305 m) și Bîtea Priporului (1089 m).

Rețeaua hidrografică are ca reprezentant principal râul Dorna care primește ca afluenți pe partea dreaptă pîrîul Prislopului, Pîrîul cu Pește, pîrîul Joseni, pîrîul Muncelul, pîrîul Bîteilor, pîrîul Roșia, râul Negrișoara dintre ai cărui afluenți cităm pîrîul Pinții, pîrîul Pietrele Roșii, pîrîul Doisprezece Apostoli, pîrîul Lucaciu, pîrîul Piatra și pîrîul Gligu. Ultimul afluent al râului Dorna este pîrîul Secu în a cărui parte superioară se află un aven numit „Moara Dracului”.

### Cercetări geologice anterioare

Cercetările geologice în munții Călimani încep din anul 1860 prin încercările de descifrare a tipurilor de roci dar fără a se reuși acest lucru de la început datorită nomenclaturii, încă neunitară și din această cauză confuză. Se foloseau denumirile de „grünstein trachit” (roci propilitizate), graue-trachite (trachite cenușii), trachite cuarțifere (riolite) și bazalte.

H a n e r, S t a c h e (1863) folosea pe lângă denumirea de trachit și aceea de andezit, însă contestă existența andezitelor cu amfiboli și a andezitelor cu piroxeni. H e r b i e h (1878) complice lucrurile deoarece pe lângă denumirea tipului respectiv adaugă și compoziția mineralogică ajungîndu-se ca o rocă să fie numită „andezit-amfibol-augit-trachit”. A t h a n a s i u (1898) este primul cercetător care ajunge la concluzia că în munții Călimani nu poate fi vorba de trachite iar materialul descris sub acest nume trebuie atribuit andezitelor cu piroxeni și andezitelor cu hornblendă și piroxeni. În ceea ce privește vîrsta erupțiilor arată că ele încep în a doua jumătate a Miocenului și țin pînă în Pliocen. T ö r ö k (1956) prezintă o lucrare de sinteză asupra munților Călimani arătînd că aceștia sînt alcătuiți din roci aparținînd formațiunii subvulcanice și formațiunii efuzive.



Prima lucrare care prezintă cele mai interesante date asupra zonei pe care o prezentăm este aceea a lui A t a n a s i u et al. (1956), lucrare în care formațiunile sedimentare sînt atribuite Eocenului și Oligocenului iar cele eruptive descrise sub numele de andezite tip Dorna.

R ă d u l e s c u (1960) și apoi C o s m a et al. (1964) consideră că fundamentul erupțiilor din munții Călimani îl constituie formațiunile sedimentare și cristaline și nu rocile subvulcanice. S e m a k a (1951)<sup>4</sup> prezintă un interesant studiu asupra turbărilor de la Poiana Stampei.

P e l t z (1969) prezintă cel mai documentat și aprofundat studiu asupra părții sudice a munților Călimani.

### Geologia regiunii

Regiunea pe care o prezentăm este constituită din formațiuni cristalofiliene, formațiuni sedimentare și formațiuni eruptive.

A) **Formațiunile cristalofiliene.** Apar la zi în partea estică a regiunii în versantul drept al râului Dorna, pe pîrîul Sărișor și valea Petrii, ele reprezentînd extremitatea vestică a cristalinelui Bistriței, în partea centrală și vestică a regiunii între pîrîul Gligu și vîrfurile Măgura și respectiv în versantul drept al pîrîului Turcului. În aceste ultime două zone sînt scoase din fundament pe linii de fractură orientate nord-vest — sud-est și nord-est — sud-vest. Ca tipuri de roci au fost identificate cuarțite, șisturi cuarțitice, șisturi tufogene cu albit, calcare cristaline, calcare dolomitice și filonite.

1. *Cuarțitele* formează aflorimente aproape continue pe valea Petrii și pîrîul Sărișor. Au o culoare cenușie închisă aproape neagră, structură granoblastică și textură masivă uneori ușor șistoasă.

TABELUL I

Compoziția modală și dimensiunile elementelor constitutive

Cuarț	0,032-0,112/0,080-0,32/0,119 mm	94%
Muscovit	0,096/0,016-0,32/0,032 mm	2%
Minerale opace		4%

Cuarțul apare ca granoblaste cu contururi neregulate, care se îndințează, este limpede și cu extincții ondulatorii.

<sup>4</sup> A l. S e m a k a. Raport asupra turbărilor din regiunea Vatra Dornei, 1951, Arh. Inst. Geol. București.





Muscovitul este totdeauna proaspăt și răspândit neuniform în rocă. Mineralele opace imprimă rocii culoarea neagră.

2. *Șisturile cuarțitice cu biotit și muscovit* apar în partea estică a virfului Măgura, pe pîriul Izoru, versantul stîng al pîriului Secu și versantul drept al rîului Dorna aval de confluența cu pîriul Secu. Au o culoare violacee ușor verzuie, luciu sidefos, structură granolepidoblastică și textură șistoasă.

TABELUL 2

*Compoziția modală și dimensiunile mineralelor constitutive*

Cuarț	0,032/0,16-0,17/0,8-0,32/0,208 mm	52%
Biotit	0,32/0,16-0,64/0,096 mm	32%
Muscovit	0,24/0,032-0,40/0,08 mm	14%
Epidot	0,096/0,016 mm	2%

Cuarțul apare ca granoblaste orientate pe direcția șistozității formînd benzi care alternează cu cele alcătuite din lepidoblaste de biotit și muscovit. Epidotul apare ca granoblaste dispuse dezordonat sau formînd șlire.

3. *Șisturile verzi tufogene cu albit* au o culoare verde închis cu unele reflexe argintii, structură granolepidoblastică și textură șistoasă.

TABELUL 3

*Compoziția modală și dimensiunile mineralelor constitutive*

Clorit	4,10/0,41-0,70/0,32 mm	35%
Cuarț	1,27/0,49-0,92/0,076 mm	28%
Feldspați	0,16/0,086 mm	15%
Calcit	1,025/0,32-0,20/0,12 mm	11%
Sericit	0,12/0,10 mm	10%
Magnetit	0,04/0,02 mm	1%

Cuarțul este ca granoblaste, orientate pe direcția șistozității, formînd benzi care alternează cu cele de clorit. Cloritul apare ca lamele în benzi ce mulează granoblastele de cuarț.

Calcitul este ca idioblaste între benzile de cuarț sau formînd acumulări alveolare. Feldspații au forme neregulate, sînt răspîndite neuniform printre benzile de clorit și cuarț și prezintă dificultăți în determinarea conți-



nutului în anortit datorită apariției sericitului. Pe lângă albit uneori apare și oligoclazul. Sericitul formează fișii sau este izolat între cuarț și feldspat. Magnetitul este singurul reprezentant al mineralelor opace.

4. *Calcarele cristaline și calcarele dolomitice* au fost identificate pe valca Petrii și pîriul Sărișor unde aflorează pe suprafețe însemnate.

Calcarele cristaline au o culoare cenușie deschisă pînă la cenușiu-neagră, structură granoblastică și textură masivă. Ele sînt constituite în cea mai mare parte din calcit la care se mai adaugă cuarț între 1% și 10%. Un loc aparte îl ocupă calcarele cristaline în care apare muscovit între 1% și 5% pentru care am folosit denumirea de „cipolin”.

Calcarele dolomitice au o culoare cenușie deschisă pînă la alb-gălbuie, structură granoblastică, textură masivă și sînt formate din calcit, dolomit și feldspat. Raportul dintre calcit și dolomit este de 3 : 1 în favoarea primului, feldspatul ajungînd pînă la 3%.

În ceea ce privește separarea cartografică a calcarelor cristaline, calcarelor dolomitice și cipolinelor, acest lucru nu s-a putut realiza datorită întîmîtății care există între aceste tipuri de roci.

5. *Filonitele* le prezentăm ca un tip aparte deoarece sînt caracteristice pentru zona de la est de virful Măgura, ele aflîndu-se în imediata apropiere a liniilor de fractură pe care au fost scese la suprafață șisturile cristalofiliene. Au o culoare cenușie, aproape neagră, structură granolepidoblastică și textură șistoasă.

TABELUL 4

*Compoziția modală și participarea procentuală a mineralelor constitutive*

Cuarț	0,016/0,016-0,176/0,16 mm	50-60%
Biotit + muscovit	0,064/0,018-0,24/0,08 mm	40-50%
Minerale opace	plajă	1-3%

După cum se vede din tabelul de mai sus, filonitele nu diferă de șisturile cuarțitice cu biotit și muscovit în ceea ce privește compoziția mineralogică, însă dimensiunile mineralelor sînt mult mai mici în filonite.

În secțiuni subțiri se remarcă prezența unor microcute foarte strînse care dau impresia unor valuri. Aceste microcute sînt formate din lepidoblaste de biotit decolorat și muscovit, torsionate în urma eforturilor pe

care le-a suferit roca. Microcutele acestea alcătuiesc benzi milimetrice care alternează cu benzi, tot milimetrice, în care sînt prezente granoblaste de cuarț.

**B) Formațiunile sedimentare.** Sînt bine dezvoltate în jumătatea nordică a regiunii între riul Dorna și pîriul Secu. Deși gradul ridicat de acoperire a terenului, a constituit un impediment serios în descifrarea structurii formațiunilor sedimentare au fost găsite argumente suficiente pentru atribuirea acestora Eocenului, Oligocenului și Cuaternarului.

1. *Eocenul* este bine dezvoltat în partea estică unde formează o zonă aproape continuă între pîriul Sărișor și riul Dorna. În rest, depozitele eocene apar la zi ca urmare a unei eroziuni puternice, rămîn ca martori de eroziune pe creste (versanții pîraielor Secu, Țigănești, Graniței, Sărișor, vîrfurile Andreeni) sau sînt scoase din fundament pe linii de fractură (zona dintre Chilereni și Pilugani).

Din punct de vedere litologic, Eocenul este constituit în principal din calcare de culoare cenușie deschisă, uneori cu tinte galben-verzui, cu spărtură neregulată sau colțuroasă. Macrostructura masivă este înlocuită local printr-un aspect pseudobrecios sau vacuolar, în acest ultim caz roca avînd o culoare neagră.

În secțiuni subțiri calcarele apar cu o compoziție mixtă în care resturile organice s-au amestecat cu material reefogen, cu o cantitate variabilă de material epiclastic și cu produse de precipitare chimică ( $\text{CaCO}_3$ ). Procesele de diageneză au modificat structura rocii și au adăugat o seamă de minerale de neoformație, realizîndu-se o structură mixtă, organogenă granulară pînă la organogenă și de recristalizare. Definită în acest fel roca corespunde unui calcar organo-detritogen cu material epiclastic.

Din masa rocii peste 70% revine părții carbonatate, materialul epiclastic variînd între 20-25%. Resturile organice se inseriu în medie cu 60%, local ajungînd să formeze în exclusivitate roca, cazuri în care poate fi numită calcar organogen. Detritusul organic este constituit în primul rînd din alge coraliene, în special *Lithothamnium* și *Lithophyllum*, care împreună cu brizoarele ajung la 25-30%. Pe lîngă acestea au mai fost identificate foraminifere dintre care cităm: globigerine, lagenide, textularide, valvulide, discocieline și camerinide. Uneori scheletul acestor organisme este înlocuit cu dolomit iar în cavitățile lor se observă leptoclorit.



Dintre macroorganismele s-au observat forme de echinoderme, neconservate prea bine, fapt care a făcut dificilă determinarea lor. Formele recoltate din calcarele situate în versantul stîng al râului Negrișoara au fost determinate de Georgeta Trifan ca fiind *Echinantus scutella* (L. a. m. a. r. k) care ar indica Eocenul mediu și *Echinantus inflata* K o c h care apare atât în Eocenul mediu cît și în Eocenul superior.

Materialul epiclastic este alcătuit în majoritate din cuarț, fisurat și zdrobit atunci cînd calcarele sînt afectate de liniile de fractură, pe fisuri depunîndu-se calcit. În cantități mai reduse apar granați, feldspați și chiar turmalină. Ca minerale de neoformație sînt romboedri de dolomit asociați cu calcedonie și feldspați care corodează algele calcaroase sau se găsesc în interiorul acestora în aspecte idiomorfe.

În afara acestor minerale, în versantul stîng al pîriului Cligu se observă prezența unor fragmente de șisturi cuarțitice cu biotit și muscovit și cuarțite cu diametrul de 2-5 cm care imprimă calcarelor un aspect breicios.

Masa liantă este alcătuită din carbonat la calcarele organogene, pe cînd la calcarele organo-detritogene se adaugă material argilos, materie organică, mai rar oxizi de fier și cu totul sporadic glauconit.

Aspectul grezos al acestor calcare, fiind mai frecvent decît cel recifogen arată că roca s-a format în imediata apropiere a ariei continentale de natură cristalină unde materialul epiclastic sosește în cantități mari. Aici s-au amestecat fragmente de natură recifogenă, resturi organogene și material epiclastic cu cel de precipitație chimică. În zona pe care am prezentat-o a existat o abundentă viață planctonică (foraminifere) și bentonică (alge calcaroase, echinoderme) datorită unui mediu bine oxigenat (fapt susținut și de prezența cloritului și leptocloritului și absența piritei).

2. *Oligocenul* aparține bazinului Poiana Stampei-Dorna-Cîndroni și cuprinde o succesiune de roci care merg de la tipuri psefitice (microconglomerate) și psamo-aleuritice (gresii) pînă la fracțiuni pelitice (marne).

a) *Microconglomeratele* au fost identificate pe pîriul Izoru unde stau peste calcarele eocene. Sînt alcătuite din granule rotunjite de cuarț și calcit și din fragmente de șisturi cristalofiliene ce nu depășesc 1 cm diametru, toate acestea prinse într-un ciment calcaros. Au structură psefitică iar textura masivă. În secțiuni subțiri se observă cristale xenomorfe de feldspat plagioclaz, cuarț, lamele fine de biotit și muscovit, resturi de alge calcaroase, briozoare, foraminifere și plăci de echinoderme.



b) Gresiile alcătuiesc stratele cu grosimi de 5-75 cm; în cadrul lor s-au identificat gresii calcareoase și gresii micacee.

Gresiile calcareoase apar în zona dintre pîrîul Gligu și pîrîul Piatra și în partea superioară a pîrîului Gligu. Aceste gresii au o culoare cenușie, uneori cu nuanțe gălbui-cafenii, sînt dure, compacte, cu o stratificație slab exprimată, structură psamo-aleuritică și textură masivă care prezintă uneori slabe orientări.

Materialul epiclastic se încadrează în domeniul psamitic (0,1-1mm) și este prins într-un ciment calcaros poikilitic; după acțiunea acestuia asupra materialului detritic s-a observat apariția unui ciment de coroziune și mai rar de umplere.

TABELUL 5

*Compoziția modală și dimensiunile mineralelor constitutive*

Cuarț	0,40/0,22-0,05/0,04 mm	49,41 %
Calcit	ca ciment	23 %
Mice	0,12/0,08-0,16/0,15 mm	14,10 %
Feldspați	0,32/0,17-0,21/0,06 mm	4,17 %
Fragmente de șisturi cristalofiliene	0,36/0,21-0,16/0,15 mm	5,20 %
Turmalină	0,08/0,06-0,03/0,006 mm	
Granăți	0,10/0,07-0,05/0,02 mm	2,34 %
Zircon	0,001/0,001 mm	
Sfen	0,05/0,003 mm	
Minerale opace	0,08/0,04 mm	1,78 %

Cuarțul este de origine sedimentară și metamorfică și apare frecvent corodat de calcitul care formează cimentul. Feldspații (ortoză, albit, oligoclaz) sînt proaspeți, cu planele de macle ușor curbate, fapt ce se observă și la maelele calcitului. Aceasta împreună cu torsionarea lamelor de mică arată că roca a fost supusă la solicitări mecanice.

În afara mineralelor din tabelul de mai sus se mai remarcă prezența unor resturi organice de foraminifere și briozoare remaniate din calcarele eocene.

Gresiile micacee formează stratele cu grosimi de 25-100 cm; sînt compacte, dure, au structură psamitică și textură masivă. Caracteristic pentru ele este creșterea participării procentuale a micelor fapt care face ca roca să prezinte reflexe argintii.

Cristalele de cuarț, mice și feldspați arată și la aceste gresii că au fost supuse unor solicitări mecanice.



TABELUL 6

Cuarț	1,82/1,30-0,81/0,63 mm	52%
Mice	0,90/0,22-0,54/0,18 mm	20%
Calci	ca ciment	16%
Feldspati	0,42/0,20-0,35/0,24 mm	2%
Turmalină - granați	0,28/0,18-0,18/0,16 mm	1%
Minerale opace	0,22/0,17-0,09/0,005 mm	1%

c) **Marn**ele formează strate cu grosimi cuprinse între 25-50 cm care alternează cu gresiile. Au culoare cenușie cu nuanțe gălbui-verzui sau brune, structură pelitică și textură microstratificată.

TABELUL 7

*Compoziția modală și dimensiunile mineralelor constitutive*

Minerale argiloase + CaCO <sub>3</sub>	—	83%
Cuarț	0,16/0,08-0,02/0,01 mm	8%
Muscovit	0,36/0,18-0,03/0,003 mm	7%
Biotit	0,34/0,008-0,15/0,002 mm	
Minerale opace	0,03/0,01 mm	2%

Mineralele argiloase împreună cu carbonatul de calciu formează o mixtură amorfă care alcătuiește masa fundamentală a rocii. Cuarțul și micelile se grupează în șiruri care imprimă rocii o microstratificație. Conțin fragmente de organisme calcaroase care au testul substituit cu calciu secundar sau chiar cu dolomit.

Bogăția de resturi organice precum și a materialului clastic impun definirea acestor roci ca marn micacee bioclastice.

d) **Marnocalcarele** au fost identificate pe pârul Dealul Lat și pe pârul Treștiei în strate cu grosimi de cca. 60 cm care alternează cu marnelile și gresiile. Au o culoare destul de închisă, structură pelitică și textură masivă uneori fin stratificată.

Materialul carbonatic este reprezentat în exclusivitate prin foraminifere. Cu totul întâmplător s-au observat câteva pseudoolite, cu forme ovale, constituite din calcar fin cristalizat.

Un aspect deosebit îl constituie marnocalcarele cu o culoare alb-murdar și unele nuanțe gălbui care au fost identificate pe creasta versantului drept al pârului Gligu lângă aparițiile de Eocen. La aceste roci, în secțiuni subțiri se observă că materialul argilos este larg cristalizat având contururi pseudohexagonale și uneori idiomorfe. Aceste contururi imprimă rocii o structură punctiformă.

În urma prezentării observațiilor microscopice rezultă că seria argilo-detrito-carbonată a Oligocenului provine dintr-o succesiune de sedimente depuse la adâncimi diferite. Relieful de fund a avut o seamă de denivelări însă nu prea accentuate. Aportul de pe arile de alimentare cantitativ erau variate, caracterele structurale ale depozitelor schimbându-se foarte des. Bogăția de resturi organice pentru nivele (ca exemplu avem marnocalcarele) arată momente în care microfauna se dezvoltă abundant. Prezența materialului epiclastic cu contururi angulare indică un transport redus al acestuia.

Mediul bine aerat alterna cu altul sărac în oxigen care a favorizat formarea piritei și declanșarea procesului de dolomitizare în camerele foraminiferelor.

3. *Cuaternarul* este reprezentat prin trei terase, șesuri aluvionare, pornituri, grohotișuri de pantă și conuri de dejecție.

Terasa I este bine dezvoltată în versantul stâng al râului Negrișoara. Terasa a II-a ocupă suprafețe mari în ambii versanți ai râului Negrișoara unde atinge lățimi de 100-300 m și în versantul drept al râului Dorna unde are peste 900 m lățime. Terasa a III-a apare numai în versantul drept al râului Dorna. Șesurile aluvionare au o mare dezvoltare în lungul râului Dorna, piraielei Prăjii, Roșia, Turcului, Pinții, Așcuțit și râului Negrișoara.

Grohotișul ocupă suprafețe mari pe interfluviul dintre pîrîul Așcuțit și pîrîul Pinții și între piraiele Graniței și Sărișor.

C) **Formațiunile eruptive.** Sînt reprezentate prin vulcanite neogene care formează rama nordică a munților Călimani. În urma lucrărilor de teren și a determinărilor de laborator au fost separate piroclastite și lave a căror venire la suprafață a fost stabilită ținîndu-se seama de raporturile dintre ele. S-a constatat astfel că succesiunea stabilită în partea centrală, vestică, nord-vestică și sudică a munților Călimani (Cosma et al., 1964; Peltz, 1969) este valabilă și pentru zona pe care o prezentăm. Un loc aparte îl ocupă tufurile alcuitice intercalate între sedimentele oligocene pe versantul stîng al pîrîului Bîteilor care nu pot fi paralelizate cu nici un alt produs piroclastic identificat pînă în prezent în munții Călimani.

În continuare vom descrie tipurile de roci ținînd seama de ordinea punerii lor în loc.



1. *Tufurile aleuritice* de pe creasta versantului stîng al pîriului Bîtcilor, intercalate între sedimentele oligocene, au o culoare cenușie închisă aproape neagră și structură masivă compactă. Ele au o granulație aleuritică care alternează cu nivele milimetrice unde granulația devine psamitică. În secțiuni subțiri se constată că sînt formate în principal din cristale și fragmente de cristale de feldspat cu contururi angulare, alături de care participă și melanocrațe ce nu pot fi determinate din cauza dimensiunilor mici pe care le au, precum și faptului că sînt total clorilizate. Cimentul este format din cenușă vulcanică de granulație pelitică care în lumină paralelă are o culoare cenușie cu tente verzui.

2. *Microdioritele* au fost identificate sub forma unui stîlp pe versantul stîng al pîriului Strătioarei scos la zi de sub lăvele de andezite piroxenice. Au o culoare cenușie deschisă cu nuanțe verzui, structură microgranular-holocristalină și textură masivă.

TABELUL 8

*Compoziția modală și dimensiunile mineralelor constitutive*

Feldspați	2,02/0,09—0,715/0,31 mm	84%
Piroxeni	0,45/0,18-0,17/0,036 mm	14%
Apatit	0,007/0,004 mm	1%
Magnetit	0,18/0,13-0,04/0,01 mm	1%

În secțiuni subțiri se observă o structură hipidiomorf-granulară. Feldspații au o dezvoltare prismatică, contururi idiomorfe rar xenomorfe, sînt în general proaspeți, măclați polisintetic sau albit-Karlsbad sau prezintă concreșteri zonare. Conținutul în An este cuprins între 31 și 43%. Cristalele cu dimensiuni mari sînt ciuruite de piroxeni și oxizi de fier.

Piroxenii sînt reprezentați prin augit, hipersten și chiar clinocenstatit și clinohipersten. Pe planele de clivaj și în zonele marginale se instalează uralitul.

Intim asociate cu piroxenii sînt granule și cuiburi de magnetit, precum și cristale mici de apatit.

3. *Piroclastitele din ciclul I* formează o zonă aproape continuă cu grosimi de 150-200 m între Dornîșoara și vîrfurile Buza Șerbii ele stînd direct peste formațiunile sedimentare oligocene. Sînt reprezentate în principal prin aglomerate și cîteva intercalatîi de tufuri psamitice și tufuri litocristaloclastice.





a) Aglomeratele sînt constituite din elemente de andezite piroxenice, identice în ceea ce privește compoziția mineralogică cu andezitele piroxenice inferioare care formează curgeri și din această cauză nu vom insista asupra descrierii lor. Dimensiunile elementelor sînt variate, ele fiind cuprinse între 2-50 cm mai frecvent fiind cuprinse între 10-25 cm. Cimentul aglomeratelor este format dintr-o masă tufacee psamitică la a cărei compoziție mineralogică participă fragmente de piroxeni (augit și hipersten) și sticlă.

b) Tufurile litocristaloclastice apar în baza piroclastitelor de ciclul I sau ca intercalații între aglomerate. Macroscopic se observă că sînt formate din fragmente de roci prinse într-o masă tufacee de granulație psamitică care în secțiuni subțiri se dovedește a fi formată din cenușă vulcanică, sticlă, cristale și fragmente de cristale de feldspați și piroxeni (augit și hipersten).

c) Tufurile psamitice, separate ca atare pe Pirinul Negru, au o grosime de 50 cm, și sînt intercalate în aglomerate. Culoarea lor este cenușie deschisă cu unele tente maro și sînt constituite din sticlă, cristale și fragmente de cristale de feldspați, hipersten și augit.

4. *Andezitele piroxenice inferioare* formează curgeri de lave bine dezvoltate care marchează un moment important în erupțiile din munții Călimani datorită poziției pe care o au, între piroclastitele din ciclul I și cele din ciclul II.

Aceste andezite au o culoare cenușie, cenușiu-neagră, structură porfirică și textură masivă.

TABELUL 9

*Compoziția modată și dimensiunile mineralelor constitutive*

Feldspați	3,15/2,25-1,80/0,65-0,45/0,25 mm	29%
Augit	1,17/0,49-0,50/0,22 mm	10%
Hipersten	1,08/0,18-0,40/0,14 mm	8%
Magnetit	0,17/0,10-0,04/0,01 mm	2%
Masa de bază	—	51%

Masa de bază are o structură care variază de la hialopilitică la pîloxilitică în ea observîndu-se lesite de feldspat, cristale de piroxeni și sticlă.

Feldspații aparțin la două generații: cei din prima generație au dimensiuni mari, prezintă macle polisintetice și albit-Karlsbad, sînt ușor

argilizați și adularizați, conținutul în An fiind cuprins între 15 și 62% pe cînd cei din a doua generație au dimensiuni mici, sînt proaspeți și au un conținut în An cuprins între 28 și 38%.

Augitul și hiperstenul alcătuiesc fenocristale independente sau se asociază cu magnetitul pentru a forma glomerule. Caracteristic pentru ei este fenomenul de evoluție evidențiat prin maclarea combinată a celor doi piroxeni sau prin ocuparea centrului cristalului de hipersten, bordura fiind alcătuită din augit. Piroxenii sînt în general proaspeți. Uneori pe fisuri se instalează bastitul.

Magnetitul este răspîndit neuniform ca incluziuni sau formînd coroane de reacție pe seama piroxenilor.

5. *Andezitele bazaltice* ocupă suprafețe destul de mari. În funcție de structura rocii și forma de zăcămint s-au deosebit lave și dyke-uri. Le întîlnim sub formă de curgeri în jurul vîrfurilor Piatra Dornei, Dealul Mare, zona dintre pîriul Pinții și rîul Negrișoara, Bîtea Priporului și la sud-est de aceasta către vîrfurile Priporul. Dyke-urile de andezite bazaltice sînt situate pe cîlna sud-vestică a dealului Oboina, prezența lor aici fiind facilitată de existența a două linii de fractură. Au o culoare cenușie închisă, neagră sau în tonuri verzui-violette.

TABELUL 10

*Compoziția modală și dimensiunile mineralelor constitutive*

Feldspați	0,86/0,35-0,63/0,18 mm	5-11 %
Piroxeni	1,05/0,80-0,30/0,022 mm	4-14 %
Hornblendă	1,10/0,36-0,29/0,17 mm	0-3 %
Minerale opace	0,16/0,09-0,01/0,009 mm	1-2 %
Masa de bază	—	75-81 %

În secțiuni subțiri se observă o structură pilotaxitică fluidală, pînă la tachilitică. Feldspații, care predomină în masa de bază, au un conținut în An cuprins între 68-73% la fenocristale care imprimă uneori rocii un caracter porfiric așa cum este la ivirile de pe pîriul Sărișor și între 50-55% la baghetele cu dimensiuni mici care imprimă structurile fluidale.

Piroxenii sînt reprezentați prin augit și hipersten, proaspeți, care ocupă spațiile dintre baghetele de feldspat. Hornblendă este totdeauna opacizată și resorbită magmatic.

Mineralele opace sînt răspîndite neuniform în rocă.



6. *Piroclastitele din ciclul II* ocupă părțile cele mai înalte ale reliefului și sînt ușor de cartografiat datorită faptului că sînt separate de piroclastitele din ciclul I prin curgerile de lave ale andezitelor piroxenice inferioare. Atribuirea piroclastitelor, care sînt situate pe creasta dintre riul Dorna și riul Negrișoara, tot ciclului II, s-a putut face relativ ușor, ca argument pentru aceasta fiind folosită prezența fragmentelor de andezite bazaltice în cadrul lor. Aceste piroclastite sînt constituite în cea mai mare parte din aglomerate cu elemente de andezite piroxenice inferioare, andezite bazaltice și andezite piroxenice superioare ale căror dimensiuni sînt cuprinse între 5-250 cm dar cel mai frecvent între 5-25 cm. Cimentul acestor aglomerate este la fel ca și la piroclastitele din ciclul I.

7. *Andezitele piroxenice superioare* apar ca lave ce acoperă piroclastitele din ciclul II sau se intercalează între acestea. Ele apar în jurul virfului Lucaciu, la nord de Piatra Dornei și virful Tămău și în zona de izvoare a Pîrfului Negru. Caracteristic pentru aceste andezite este participarea procentuală a hornblendei care uneori lipsește iar alteori ajunge pînă la 2%.

Andezitele piroxenice superioare au o culoare cenușie deschisă pînă la cenușiu-neagră, structură porfirică și textură masivă.

TABELUL II

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor constitutive

Feldspați	1,58/0,85-0,56/0,16 mm	29-17%
Hipersten	1,44/0,31-0,38/0,12 mm	10-5%
Augit	0,98/0,28-0,30/0,09 mm	4-3%
Hornblendă	0,81/0,45-0,22/0,13 mm	0-2%
Minerale opace	0,20/0,08 mm	1-2%
Masa de bază	—	54-71%

Spre deosebire de andezitele piroxenice inferioare, cele superioare au masa de bază mai larg dezvoltată, aceasta avînd o structură hialopilitică și cryptocristalină.

Feldspații plagioclazi au macle polisintetice, albit-Karlsbad și periclin, conținutul în An fiind cuprins între 40-51% la fenocristale și între 30-40% la lecite.

Piroxenii sînt proaspeți, frecvent maclași și prezintă fenomene de evoluție între augit și hipersten. Hornblendă este aproape totdeauna resorbită iar atunci cînd mijlocul cristalului este proaspăt se poate observa culoarea brună. Mineralele opace sînt reprezentate prin magnetit.



8. *Andezitele cu hornblendă brună* au fost delimitate în jurul vîrfurilor Tămău, Prislopul Tămăului, Măgura, în versantul stîng al pîriului Gligu și la sud de stîncile Doisprezece Apostoli. Au o culoare cenușiu-verzuie, uneori maronie, structură porfirică și textură masivă.

TABELUL 12

*Compoziția modată și dimensiunile mineralelor constitutive*

Feldspați	1,57/0,90-1,35/0,40 mm	21-18%
Hornblendă	4,50/2,00-1,35/0,40 mm	12-14%
Piroxeni	1,00/0,50-0,49/0,13 mm	4-6%
Apatit	0,03/0,01 mm	1%
Minerale opace	0,20/0,19-0,04/0,06 mm	1-2%
Masa de bază		60-68%

Masa de bază prezintă o microstructură caracteristică fiind alcătuită din microlite tabulare de feldspați și piroxeni dispuse dezordonat într-o masă feldspatică neindividualizată. Datorită aspectului și compoziției, structura masei de bază poate fi numită criptocristalin-alotriomorf-granulară.

Feldspații plagioclazi sînt proaspeți, maelași polisintetic, mai rar albit-Karlsbad, cristalele mari avînd un conținut în An de 18-50%, iar baghetele din pastă de 32-40%.

Hornblenda, varietatea bazaltică, este frecvent resorbită, cristalele mici total iar cele mari numai marginal, centrul rămîind proaspăt.

Piroxenii prezintă fenomene de exoluție, de obicei hiperstenul și pigeonitul fiind încorporați într-un cristal de augit.

Mineralele accesorii sînt reprezentate prin apatit iar cele opace prin magnetit.

9. *Andezitele cu hornblendă verde* au o dezvoltare restrînsă, ele formînd mici stîlpi la est de vîrfurile Lucaciu, în versantul stîng al pîriului Doisprezece Apostoli și în cel drept al pîriului Pietrele Roșii. Au culoare cenușie, structură porfirică și textură masivă.

Masa de bază are o structură hialopilitică sau microfelsitică cu o pronunțată tendință fluidală în funcție de predominanța procentuală a sticlei sau a leșitelor de feldspați.

Fenocristalele de feldspat au dimensiuni mai mari și sînt mai acide decît tipul descris anterior, conținutul lor în An fiind de 35-38%.



TABELUL 13

*Compoziția modală și dimensiunile mineralelor constitutive*

Feldspați	2,30/1,75-1,03/0,68 mm	7-13 %
Hornblendă	6,52/1,03-0,81/0,31 mm	12-17 %
Piroxeni	0,40/0,09-0,15/0,05 mm	0-8 %
Minerale opace	0,10/0,06-0,03/0,001 mm	0,5-2 %
Masa de bază	—	64-75 %

Hornblenda verde este prezentă în cristale prismatice, corodate sau prezentând o bordură de resorbție nu prea dezvoltată.

Piroxeni sunt reprezentați prin augit, hipersten și pigeonit; apar sub forma unor baghete sau granule care câteodată se asociază în cuiburi.

Mineralele opace au ca reprezentant magnetitul.

10. *Andezitele cu biotit* apar numai în versantul stâng al piriului Bîtcilor pe cca 500 m lungime și 300 m lățime. Au o culoare cenușie deschisă, structură porfirică și textură masivă.

TABELUL 14

*Compoziția modală și dimensiunile mineralelor constitutive*

Feldspați	0,72/0,18-0,21/0,07 mm	10,10 %
Biotit	1,57/0,27-0,80/0,27 mm	1,36 %
Cuarț	0,28/0,03 mm	0,40 %
Minerale opace	0,21/0,18 mm	0,70 %
Masa de bază	—	87,44 %

Masa de bază, total cristalizată, are o structură panalotriomorfă și este constituită din mici prisme de feldspat (0,20/0,05-0,10/0,03 mm), lamele de biotit, clorit și granule de minerale opace prinse într-o masă allotriomorf-granulară. Sporadic apar și cuiburi de cuarț.

Fenocristalele de feldspat sunt proaspete, maclate după legea albit-Karlsbad sau polisintetic, conținutul în An fiind cuprins între 35-40%.

Biotitul apare ca prisme cu marginile zdronțuite și tapisate cu oxizi de fier.

Ca minerale de neoformație cităm clinoclorul și penninul care formează cuiburi între cristalele de feldspat.

Mineralele opace sunt reprezentate prin magnetit.

11. *Bazaltetele* formează curgeri în zona vârfului Prislopului și stâlpi la nord și vest de vârful Lucaciu. Structura lor este ușor porfirică iar textura masivă.

TABELUL 15

*Compoziția modală și dimensiunile mineralelor constitutive*

Feldspați	1,80/1,75-0,54/0,40 mm	7%
Piroxeni	1,57/1,12-0,50/0,23 mm	12%
Olivină	1,26/0,54-0,27/0,21 mm	10%
Magnetit	0,06/0,004-0,002/0,001 mm	1%
Masa de bază (microlite de feldspați)	0,36/0,05-0,09/0,01 mm	70%

În secțiuni subțiri se observă că masa de bază este microlitică cu netă tendință fluidală la bazaltetele din curgeri și hialopilitică la celelalte. Ea este alcătuită din microlite de plagioclazi, granule de piroxeni și magnetit și mai puțin olivină.

Fenocristalele de feldspați sînt maelate după legea albit, albit-Karlsbad, plancele de maelă fiind groase și neclare, prezintă concreșteri zonare și au un conținut în An între 48-52%.

Piroxenii sînt reprezentați prin augit și hipersten. Olivina este omogen repartizată în cristale scurt prismatice, mai rar xenomorfe. Rar proaspătă, olivina este înlocuită cu bowlingit și bastit de la periferie spre centru. Alteori se observă o bordură fină din granule mici de piroxeni, rotunjite, asemănătoare unui șirag de mărgele.

Magnetitul este intim asociat cu piroxenii sau impurifică masa de bază.

12. *Mofetele* sînt ultimele manifestații ale activității vulcanice. Ele sînt reprezentate prin izvoare bicarbonatate situate pe linii de fractură orientate NW-SE. Dintre acestea menționăm, pentru partea vestică a regiunii, izvorul de la Dorna Borecut situat la confluența dintre riul Dorna cu pîriul Bîteilor și izvorul Borecuțel în versantul drept al râului Dorna la cca 1 km amonte de confluența cu pîriul Roșia. Pentru partea centrală cităm izvorul de la nord de vârful Măgura, pe pîriul Izoru, cel de pe pîriul Gligu și acela din versantul drept al râului Negrișoara la vest de vârful Ascuiț. Cel mai important izvor este în satul Poiana Negri, în versantul stîng al râului Negrișoara aval de confluența cu pîriul Piatra.

Aici se află o stație de îmbuteliere care trimite în comerț „apă minerală de Poiana Negri” care are, ca de altfel toate celelalte izvoare, un gust plăcut datorită micilor cantități de S, Na, Cl.

### Tectonica și evoluția geologică a regiunii

Tectonica regiunii este relativ simplă, principalele linii de fractură, situate în patru zone, fiind orientate nord-vest - sud-est pînă la nord-sud. Depistarea liniilor de fractură a fost facilitată de identificarea raporturilor anormale dintre diferitele formațiuni și a coșurilor vulcanice, acestea din urmă eșalonîndu-se constant de-a lungul principalelor linii de fractură.

O primă zonă este situată în partea vestică a regiunii; are o orientare nord-vest - sud-est și este marcată de aliniamentul pe care sînt amplasate coșurile vulcanice care coincid cu vîrfurile Tămău, vîrfurile Prislopul Tămăului, coșul vulcanic situat la nord de acesta, apoi cel din vîrfurile Piatra Dornei și următorul la cea 1 km spre nord. Din acest punct linia se continuă spre nord-vest pînă la Dorna Boreut, existența ei favorizînd venirea la suprafață a andezitelor cu biotit și a andezitelor cu hornblendă din Bîtea lui Eremia și de la Dorna Boreut.

Aproape paralel cu această linie, mai la est, se află o a doua linie de fractură orientată NNW-SSE marcată de coșul vulcanic din vîrfurile Așcuțit, cel din zona de izvoare a pîriului Doisprezece Apostoli și dyke-ul de andezit din versantul drept al rîului Negrișoara aval de confluența cu pîrul Așcuțit.

A treia zonă de fractură pornește din bazinul de recepție al pîriului Gligu spre nord-vest către Pilugani. În această zonă sînt prezente, în partea sud-estică între vîrfurile Măgura și dealul Obcina, mai multe linii de fractură (cea 9) cu lungimi de 700—3000 m, care au scos la zi formațiuni cristalofiliene și depozite eocene sau au făcut posibilă venirea la suprafață a dyke-urilor de andezite de pe dealul Obcina și instalarea coșului vulcanic din vîrfurile Măgura. Între Pilugani și Chîlereni, calcarele eocene sînt flancate pe trei laturi de breșii care atestă continuarea zonei principale de fractură pînă aici. Probabil că ea se continuă spre nord-vest dar este mascată de turbăriile de la Poiana Stampei.

Cea de-a patra zonă de fractură orientată nord-vest - sud-est este situată în partea estică a regiunii; ea pornește din pîrul Sărișor, unde se observă breșii continue la limita dintre Eocen și Oligocen și trece prin vîrfurile Priporul și Bîtea Priporului, pe această distanță fiind amplasate patru coșuri vulcanice. Menționăm că la stabilirea coșurilor vulcanice s-a ținut seama de sensul curgerilor de lave, structura rocilor și aspectele



morfologice. În afara acestor 4 zone principale de fractură care imprimă stilul tectonic principal al regiunii, am mai fost depistate câteva linii de mai mică importanță atît ca dimensiuni cît și în ceea ce privește influența lor asupra structurii regiunii, orientate nord-est – sud-vest. Aceste linii sînt în versantul drept al pîrului Tureului și versantul stîng al rîului Negrișoara unde scot la zi șisturi cristaline și pe pîrîul Sărișor amonte de confluența cu pîrîul Bungegosu, aici afectînd calcarele eocene.

Descifrarea structurii formațiunilor sedimentare oligocene este deosebit de dificilă datorită gradului mare de acoperire a terenului. Se pare că ne aflăm în fața unui mare anticlinal curbat de la vest la est sub forma unui arc de cerc cu înclinări spre vest, nord-vest și nord pe flancul nordic. Flancul sudic este mai frămîntat datorită numeroaselor linii de fractură care îl afectează. Pentru reprezentarea grafică a structurii geologice a regiunii nu este nevoie de nici un artificiu, aceasta reieșind cu multă claritate din secțiunile pe care le prezentăm.

Formațiunile sedimentare oligocene constituie fundamentul vulcanitelor neogene din munții Călimani. Preludiul impresionantului activității explozive din munții Călimani are loc în timpul Oligocenului și este reprezentat prin tufurile intercalate în sedimentele oligocene. Mai tîrziu, într-un moment destul de greu de definit în timp, vin la zi, din marea calderă a munților Călimani, piroclastitele din ciclul I produse care au o mare dezvoltare atît în regiunea prezentată cît și în întregul masiv Călimani.

Urmează apoi ergeri de lave de andezite piroxenice inferioare care formează un nivel aproape continuu între vîrfurile Piatra Dornei și Buza Șerbii. Microdioritele nu au o poziție prea clară însă prin comparație cu cele din partea centrală a Călimanilor precum și datorită faptului că nu afectează andezitele piroxenice inferioare (T e o d o r u, T e o d o r u, 1966) le considerăm mai vechi decît acestea.

Andezitele bazaltice au raporturi diferite cu celelalte roci. În zona vîrfului Dorna (ele provin dintr-un coș vulcanic ce coincide cu acest vîrf) aceste andezite acoperă piroclastitele din ciclul II iar la nord de vîrf citat stau peste piroclastitele din ciclul I și formațiuni sedimentare oligocene. Între rîul Negrișoara și pîrîul Pinții, lavele de andezite bazaltice acoperă piroclastitele din ciclul I și sînt acoperite de cele din ciclul II. Aceste situații conduc la ideea că erupțiile de andezite bazaltice trebuie plasate într-un moment ulterior începerii primelor explozii care au adus la suprafață piroclastitele din ciclul II dar înainte de terminarea lor.



Piroclastitele din ciclul II ocupă o bună parte din zonele cele mai înalte ale reliefului acoperind andezitele piroxenice inferioare care le separă de piroclastitele ciclului I, andezitele bazaltice, sau stau direct peste formațiunile sedimentare oligocene. Aceste piroclastite provin tot din caldera Călimanilor.

Andezitele piroxenice superioare acoperă piroclastitele din ciclul II dar sînt și ea intercalații între acestea. Rezultă deci că în timpul exploziilor care au generat piroclastitele din ciclul II au avut loc și curgeri de lave, însă momentul principal de venire la suprafață a acestor lave a avut loc după terminarea ciclului II de erupție.

Deoarece andezitele cu hornblendă brună acoperă piroclastitele din ciclul II în virful Prislopul Tămăului și la nord de acesta iar la sud-vest de stîncile Doisprezece Apostoli stau peste andezitele bazaltice, ne permit să le considerăm ca fiind mai noi decît toate rocile prezentate pînă acum. Această apreciere este valabilă și pentru cazurile în care raporturile dintre aceste andezite și rocile din jur nu sînt prea clare, așa cum e cazul la Dornișoara și Dorna Borcut.

Aciditatea mai ridicată a andezitelor cu hornblendă verde impune ca ele să fie socotite mai noi decît cele cu hornblendă brună.

Bazaltele și andezitele cu biotit, prin comparație cu cele din partea centrală a munților Călimani (Cosma et al., 1962) reprezintă ultimele roci eruptive din regiune.

În ceea ce privește vîrsta erupțiilor avem argumente că primele manifestări au loc în Oligocen. Pentru restul activității vulcanice ne aliem cercetătorilor anteriori care consideră că piroxismul activității vulcanice din munții Călimani a avut loc în Miocen și s-a încheiat probabil în Cuaternar.

## BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu L., Dimitrescu R., Semaka Al. (1956) Studiul petrografic al erupтивului din Munții Birgăului. *D.S. Com. Geol.* XI., București.
- Athanasiu S. (1898) Studiu geologic în districtul Succava-Călimani și bazinul Negrii. *Bul. Soc. Șt. An. VII*, București.
- Buțureanu V. (1903) Études pétrographiques et chimiques sur le massif eruptiv Călimani, Pietrele Roșii. *Ann. Scient. Univ. Jassy. Jassy.*
- Cosma S., Teodoru I., Teodoru Camelia (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei munților Călimani de nord și Birgău de sud. *D.S. Com. Geol.* L/2, București.
- Hauer Fr., Stache G. (1863) *Geologie Siebenbürgens.* Wien.



- Herbich Fr. (1878) Das Széklerland (mit Berücksichtigung der angrenzenden Landes-teile). *Mitt. u.d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst. Wien.*
- Nichita O. (1934) Études pétrographiques et chimiques de la région des Valca Neagra et Hafta du massif des monts Călimani. *Ann. Sci. Univ. Jassy, XXI, Jassy.*
- Peltz S. (1969) Studiul petrografic al părții de sud-est a munților Călimani. *St. tehn. econ. I/4, București.*
- Rădulescu D. (1960) Asupra existenței formațiunilor subvulcanice în lanțul Călimani-Gurghiu-Harghita. *An. Univ. București, seria geol. geogr. IX/23, București.*
- Teodoru I., Teodoru Camelia (1966) Faciesuri de metamorfism hidrotermal în Caldera munților Călimani. *D.S. Com. Stat. Geol. LIII/1, București.*
- Török Z. (1956) Probleme teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe. *Stud. cerc. geol. geogr. An. IV, Cluj.*

## RECHERCHES PÉTROGRAPHIQUES DANS LA PARTIE SEPTENTRIONALE DES MONTS CĂLIMANI

(Résumé)

Les recherches pétrographiques entreprises sur le châssis septentrional des monts Călimani ont mis en évidence l'existence, dans cette zone, des formations cristallophylliennes, sédimentaires et éruptives.

Les formations cristallophylliennes qui constituent le soubassement de la région sont représentées par des quartzites, schistes quartzeux à biotite et muscovite, schistes verts tuffogènes à albite, calcaires cristallins, calcaires dolomitiques, cipolines et filonites; ces dernières se trouvent à proximité des lignes de fractures.

Les formations sédimentaires, bien développées au nord de la région, sont attribuées à l'Eocène (calcaires), à l'Oligocène (microconglomérats, grès, marnes, marno calcaires) et au Quaternaire (terrasses, graviers).

Les formations éruptives sont représentées par des volcanites néogènes dans lesquelles se sont séparés, dans l'ordre de leur apparition à la surface, des tufs aleuritiques, microdiorites, pyroclastites du I<sup>er</sup> cycle (agglomérats, tufs lithocristalloclastiques, tufs psammiliques), andésites pyroxéniques inférieures, andésites basaltiques, pyroclastites du II<sup>e</sup> cycle (agglomérats), andésites pyroxéniques supérieures, andésites à hornblende brune, andésites à hornblende verte, andésites à biotite, basoltes.

Les dernières manifestations de l'activité volcanique sont les mofettes et les sources bicarbonatées, dont l'une est en exploitation.

La tectonique de la région est relativement simple. On a identifié, dans les formations sédimentaires, un grand anticlinal courbé W-E, ayant l'aspect d'un arc qui s'incline vers le W, NW et N.

On a aussi identifié quatre principales zones de fractures, orientées NW jusqu'à NS. Sur ces lignes se sont installées les cheminées volcaniques qui ont constitué la voie d'accès vers la surface des volcanites andésitiques. Il est à remarquer qu'on a réussi, pour la première fois, à séparer les différents types de volcanites du châssis septentrional des monts Călimani.

En ce qui concerne l'âge des magmalites, on démontre que les éruptions commencent dans l'Oligocène, atteignent au paroxysme pendant le Miocène et finissent probablement durant le Quaternaire.



## EXPLICATION DE LA PLANCHE

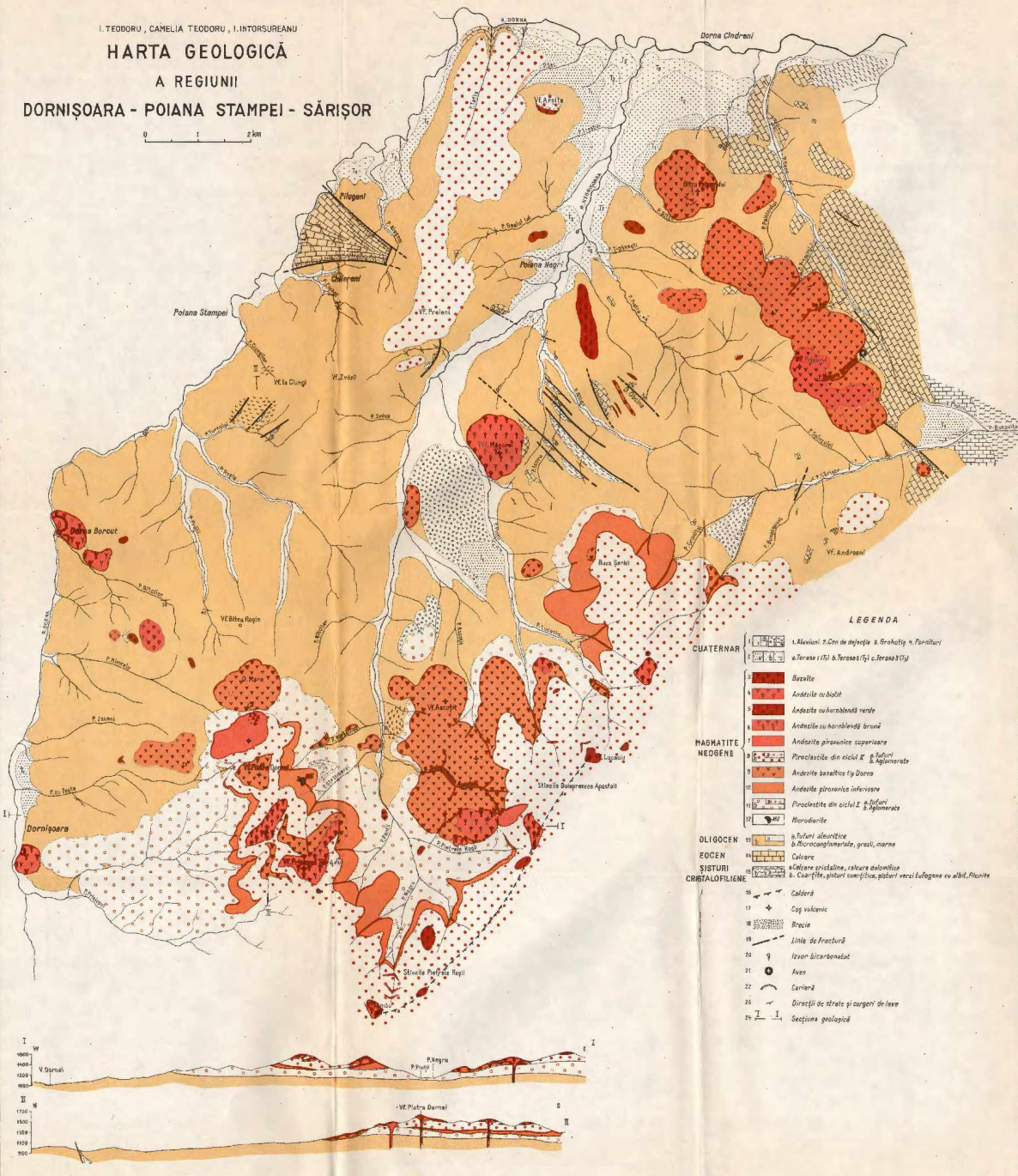
Carte géologique de la région de Dornişoara-Poiana Stampei-Sărişor.

Quaternaire : 1, 1, alluvions ; 1, 2, cône de déjection ; 1,3, éboulis ; 1,4, éboulements ; 2, a, terrasse 1 ( $T_1$ ) ; b, terrasse 2 ( $T_2$ ) ; c, terrasse 3 ( $T_3$ ). Magmatites néogènes : 3, basaltes ; 4, andésites à biotite ; 5, andésites à hornblende verte ; 6, andésites à hornblende brune ; 7, andésites pyroxéniques supérieures ; 8, pyroclastites du II<sup>e</sup> cycle : a, tufs, b, agglomérats ; 9, andésites basaltiques de type Dorna ; 10, andésites pyroxéniques inférieures ; 11, pyroclastites du I<sup>er</sup> cycle : a, tufs ; b, agglomérats ; 12, microdiorites. Oligocène : 13, a, tufs aleuritiques ; b, microconglomérats, grès, marnes. Eocène : 14, calcaires. Schistes cristallophyliens : 15, a, calcaires cristallins, calcaires dolomitiques ; b, quartzites, schistes quartzeux, schistes verts tuffogènes à albite, filonites ; 16, caldeira ; 17, cheminée volcanique ; 18, brèche ; 19, ligne de fracture ; 20, source bicarbonatée ; 21, aven ; 22, carrière ; 23, directions des couches et coulées de laves ; 24, coupe géologique.



# HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DORNIȘOARA - POIANA STAMPEI - SĂRIȘOR

0 1 2 km



### LEGENDA

- CUATERNAR**
- 1. Aluvioni; 2. Căi de deșeu; 3. Ghiațuri; 4. Periglaci
  - 5. Terase; 6. Terase (s) și Terase (t)
- MAGMATITE NEOGENE**
- 7. Bazalt
  - 8. Andezit cu bolbit
  - 9. Andezit cu hornblendă verde
  - 10. Andezit cu hornblendă brună
  - 11. Andezit piraxenitic cuperian
  - 12. Piroclastică din ciclul I și II
  - 13. Andezit bazaltic și Dorna
  - 14. Andezit piraxenitic inferior
  - 15. Piroclastică din ciclul I și II
  - 16. Microdunite
- OLIOGEN**
- 17. Tufuri aluvionice
  - 18. Microconglomerate, grăni, marnă
- EGEEN**
- 19. Calcare
- SISTURI**
- 20. Calcare cristaline, calcare dolomitică
  - 21. Cuarțite, pietriș conglomerat, pietriș varci Lutogene cu albit, Piatre
- CRISTALOFILIE**
- 22. Calderă
  - 23. Cog volcanic
  - 24. Breșă
  - 25. Linie de fractură
  - 26. Izvoare hidrotermale
  - 27. Aven
  - 28. Carieră
  - 29. Direcții de străzi și cunșteri de lavă
  - 30. Secțiune geologică

*PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE*

CONSIDERAȚII ASUPRA MIGMATITELOR DIN VERSANTUL  
SUDIC AL MUNTILOR FĂGĂRAȘ<sup>1</sup>

DE

MIRCEA ARION<sup>2</sup>, VIOREL IGNAT<sup>3</sup>

**Abstract**

Considerations on Migmatites of the Făgăraș Mountains Southern Slope. In this paper the migmatite character of the Cumpăna and Cozia gneisses is precisely defined on the basis of their structural and textural aspects, their petrographical and chemical composition, as well as their relationships with the adjacent mesometamorphic rocks. The migmatization of the pre-existing rocks due to some metamorphism, ultra-metamorphism and metasomatic processes has developed during three stages, subsequently to the main metamorphism process of the Cumpăna series.

În lucrarea de față expunem o parte din observațiile pe care le-am făcut în decursul cercetărilor efectuate pe teren și în laborator în perioada 1964—1968<sup>4,5,6,7</sup> asupra gnaiselor de Cumpăna și Cozia.

<sup>1</sup> Comunicare în sesiunea științifică a Întreprinderii Geologice de Prospekțiuni din 19 martie 1969. București.

<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.

<sup>3</sup> M.I.M.G. — Departamentul Geologiei. Str. Mendeleev nr. 34, București.

<sup>4</sup> M. Arion, O. Anton, N. Ceaușu, I. Teuca, Ludmila Rădulescu, I. Rădulescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în M. Făgăraș, sectoarele: R. Vilsan-R. Doamnici, Arpaș, Nimaia. 1964, Arh. Com. Geol. București.

<sup>5</sup> M. Arion, Gh. Popa, N. Ceaușu, V. Ignat, G. Pîturea, Domnița Ignat, Al. Andrei, V. Teodoreanu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase și elemente rare și disperse în reg. Izv. Argeșului-Rîul Vilsan (M-ții Făgăraș). 1965. Arh. Com. Geol. București.

<sup>6</sup> M. Arion, Gh. Popa, N. Ceaușu, Al. Andrei, V. Teodoreanu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în Baz. Topologhului-V. Capra (M. Făgăraș). 1966. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>7</sup> M. Arion, N. Ceaușu, Al. Andrei, V. Teodoreanu, N. Ne-delea. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în regiunea dintre R. Oh și creasta Ciortea-Zănoaga (Munții Făgăraș). 1967. Arh. Com. Stat. Geol. București.



Dintre lucrările mai importante cu caracter regional referitoare la structura geologică sau la constituția petrografică a versantului sudic al munților Făgăraș, menționăm pe cele datorate lui Reinhardt (1906, 1909), Ghika-Budești (1949), Manilici (1955) și Dimitrescu (1962, 1963, 1964, 1967).

Lucrările de prospecțiune efectuate în ultimul timp<sup>8</sup> au contribuit la întregirea cunoștințelor asupra geologiei și petrografiei versantului sudic al munților Făgăraș, obținându-se totodată o imagine precisă și foarte detaliată a dezvoltării tuturor formațiunilor constituente.

În cadrul succesiunii formațiunilor cristaline stabilită inițial de Ghika-Budești în partea de W a masivului și adoptată cu unele modificări de Dimitrescu, în partea centrală, complexul<sup>9</sup> rocilor migmatice face parte din seria de Cumpăna, dezvoltându-se în mod caracteristic în zona de Cumpăna-Cozia, ca cel mai profund nivel al cristalinelui.

Interstratificate cu gnaisele de Cumpăna și de Cozia<sup>10</sup> apar intercalații de grosimi variabile constituite din diferite tipuri de paragneise, amfibolite și micașisturi, metamorfozate în condițiile faciesului almandin-amfibolic.

Către nord se trece în mod gradat la micașisturile și paragneisele faneroblastice cu staurolit și disten ale zonei de Măgura Ciinenilor.

În toate lucrările de prospecțiune<sup>11</sup> rocile constituente ale formațiunilor cristalofiliene au fost grupate conform clasificării lui J. Jung și M. Roques, în ectinite și migmatite.

Zona de Cumpăna-Cozia se dezvoltă în axul anticlinoriului munților Făgăraș, constituind după Gherasi, Dimitrescu (1964) fundamentul întregii stive cristaline a acestei catene.

Complexul gnaiselor de Cumpăna și de Cozia formează o fișe neîntreruptă între valea Oltului și Rîul Doamnei, continuându-se spre est prin zona izvoarelor Dîmboviței, pînă la Holbav, pe cca 80 km lungime, atingînd o lățime de 10—15 km.

El ocupă zone largi în elina sudică a Făgărașului și la sud de bazinul Loviștei, în creasta Cozia-Ghițu.

În cadrul ariei de răspîndire a complexului migmatitic se distinge

<sup>8</sup> *Op. cit.* pct. 4—7.

<sup>9</sup> Termenul de complex îl utilizăm în sens de entitate petrografică și genetică.

<sup>10</sup> Păstrăm denumirea de „gnaise de Cozia” și „gnaise de Cumpăna” încetățenite în literatura geologică românească, cu precizarea caracterului migmatitic al acestor roci.

o bandă centrală constituită din gnaise liniare de Cumpăna de la care se trece către nord și sud la gnaise oculare de Cozia.

Denumirea de gnaise de Cozia a fost dată pentru prima oară de către Primices (1884) pentru a defini gnaisul „glandular” din defileul Oltului de la sud de Brezoi.

Termenul de gnaise de Cumpăna îl datorăm lui Reinhardt (1909) fiind atribuit de acesta gnaisului granitic întâlnit în valea Argeșului, în apropierea punctului Cumpăna.

Ulterior, Ghika-Budęști (1940) preia acești termeni și separă o zonă a gnaisului de Cozia cuprinzând gnaisele oculare din creasta Coziei și o zonă a gnaisului de Cumpăna la nord de bazinul Loviștei.

Dimitrescu (1962-1964) și Pitulea<sup>12</sup> încadrează la tipul de Cozia toate gnaisele cu aspecte oculare iar la tipul de Cumpăna gnaisele cu aspect rubanat. Pitulea consideră că materialul pegmatoid care a dat naștere gnaiselor de Cozia-Cumpăna-Holbavs-a injectat pe o mare zonă de fractură, el reprezentând fie apofizele unui mare batolit granitic, fie produsele de injecție ale unei zone anatectice profunde.

Un profil radiometric efectuat de Pitulea<sup>13</sup> pe valea Vilsanului a evidențiat posibilitatea de a se separa radiostratigrafic diferite complexe și tipuri de roci pe baza radioactivității lor caracteristice; valorile cele mai ridicate ale radioactivității au fost constatate în gnaisele oculare, cărora le urmează în ordinea descreșterii a acestor valori gnaisele lenticulare, gnaisele granitice, gnaisele rubanate și liniare, micașiturile, paragnaisele, sisturile biotito-amfibolice și amfibolitele.

Ulterior, Dimitrescu (1967) subliniază că trebuie făcută o distincție între cele două tipuri de gnaise, axată nu atât pe prezența lenticulelor de feldspat ci pe caracterul masei de bază (paleosomului) rocilor respective și susține o geneză și un moment de formare diferit pentru fiecare tip în parte.

În ceea ce privește geneza complexului de gnaise migmatice de Cumpăna-Cozia, numeroși cercetători dintre care Mrazec (1897), Reinhardt (1906, 1909), Murgoci (1923), Schmidt (1930), Streckisen (1933) admit originea sa magmatică având în vedere compoziția mineralogică și chimică a acestor gnaise, asemănătoare granitelor.

<sup>12</sup> G. Pitulea. Raport asupra prospecțiunilor geologice în masivul Făgăraș (zona de izvoare a Riului Doamne). 1960. Arb. Com. Stat. Geol. București.

<sup>13</sup> Op. cit. pct. 5.



Ghika-Budești (1940) consideră că gnaisele de Cumpăna și Cozia s-au format prin injecția unor fluide feldspatice generate de transformarea sedimentelor în zone profunde de ultrametamorfism.

Dimitrescu caracterizează gnaisele de Cozia și de Cumpăna ca embreșite sau metablastite și respectiv anatexite sau melatectite, admitând inițial că reprezintă „roci paragneisice în care s-a produs un aport de substanță feldspatică pe cale metasomatică”. Ulterior consideră că gnaisele rubanate sau liniare de Cumpăna s-au format printr-un proces de diferențiere metamorfică, concomitent cu metamorfismul seriei de Leaota.

Dessila-Codarcea (1962, 1965) susține pentru prima oară posibilitatea derivării gnaiselor din seria Cumpăna-Cozia din depozite terigene, lave sau tufuri acide, prin procese de metamorfism regional izochimic, ipoteză extinsă ulterior și pentru munții Făgăraș (1966) și acceptată de Gherasi et al. (1966) pentru masivul Iezer-Păpușa.

Efectuarea cercetărilor în aria de maximă dezvoltare a complexului migmatic, într-o zonă unde cursurile principale de apă (valea Argeșului, valea Vilsanului și Riul Doamnei) oferă profile transversale deosebit de favorabile investigațiilor, ne permit clarificarea unora din problemele legate de constituția, aspectele morfologice, relațiile structurale și geneza acestor roci.

Apartenența rocilor migmatice la cele două tipuri principale descrise de majoritatea cercetătorilor menționați (gnaise de Cumpăna și gnaise de Cozia) este evidentă, oferind posibilitatea delimitării lor, stabilirea relațiilor reciproce și a relațiilor cu pararocile adiacente. Ea este impusă în primul rând de caracterele structurale și texturale ale fiecărui tip în parte.

*Gnaisele de Cumpăna* sînt caracterizate prin structuri granoblastice, texturi pregnant liniare sau rubanate, uneori masive și o compoziție de natură granică. Spre W, gnaisele de Cumpăna apar numai pînă în versantul drept al văii Argeșului, în timp ce la E depășesc limitele regiunii cercetate de noi. Ele formează partea inferioară a complexului migmatic suportînd pachete de gnaise oculare sau de paragneise, micașisturi și amfibolite. Cu totul sporadic au fost remarcate către partea lor superioară intercalații subțiri de roci amfibolice sau de paragneise.

Au fost deosebite trei subtipuri principale: gnaise granitice, gnaise liniare și gnaise rubanate între care există tranziții.

Un fapt deosebit, remarcat pentru prima dată, îl constituie prezența la partea inferioară a gnaiselor de Cumpăna, în masa gnaiselor granitice





și liniare din valea Vilsanului a unor enclave de paragnaise și rareori de gnaise amfibolice (pl. I, fig. 1). Asupra acestora vom reveni mai jos.

Gnaisul granitic apare în general în zonele cele mai profunde ale complexului migmatic formînd o serie de butoniere în axul anticlinalului zonei de Cumpăna-Cozla. El este o rocă larg cristalizată, cu textură masivă cu o vagă tendință de orientare a mineralelor feneice în unele porțiuni (pl. I, fig. 2). Este constituit din microclin (25-40%) în cristale larg dezvoltate cu macle caracteristice, plagioclaz-albit-oligoclaz (25-30%) macelat după legea albit și albit-periclin, cuarț (20-40%), biotit (5-12%) în agregate și lamele larg dezvoltate și subordonat perit, mirmechit, muscovit, granat, apatit, zircon, sporadic sericit, clorit, clinozoit și calcit de natură secundară. Microclinul conține frecvente incluziuni de plagioclaz în general sericitizat, bordate adesea de agregate albitice de neformație, concreșteri mirmechitice de cuarț, biotit și apatit.

Remarcăm caracterul neomogen al distribuției mineralelor leucocrate și melanocrate și al texturii, fapt care, asociat cu prezența unor agregate difuze biotitice (restit?) și a unor enclave (xenolite) de dimensiuni reduse de paragnaise biotitice (pl. I, fig. 3), ar presupune o origine anatectică litogenă a acestor roci.

În același sens pledează lipsa fenomenelor de contact termic la limita gnaisului granitic cu rocile adiacente sau în enclavale de paragnaise pe care le include.

Analiza chimică a unei probe de gnais granitic colectate din valea Vilsanului (analist Carmen Agrișoaei) indică următoarea compoziție procentuală:

TABELUL 1

Compoziție	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	H <sub>2</sub> O <sup>+105°</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-105°</sup>
%	71,96	0,12	11,14	1,10	1,16	0,35	1,94	2,92	4,10	4,00	0,15	0,16	0,92	0,14

Valorile parametrilor Niggli:  $Si = 346$ ,  $al = 36,6$ ,  $fm = 22$ ,  $e = 15$ ,  $alk = 31$ ,  $k = 0,38$ ,  $mg = 0,68$ ,  $c/fm = 0,68$  corespund unei magne granitice (tip adamelitice).

Gnaisul liniar reprezintă subtipul principal, reprezentativ al gnaiselor de Cumpăna. Elementul specific al acestei roci îl formează dezvoltarea unor largi lamele (1-2/0,2-0,5 cm) sau agregate de biotit,

dispuse în fișii discontinue, paralele, care îi imprimă o textură liniară caracteristică (pl. II, fig. 1). Prezintă o structură granoblastică sau grano-porfiroblastică. În contrast cu orientarea evidentă a lamelor sau fișiiilor de biotit, mineralele leucocrate nu prezintă în general o orientare preferențială. Compoziția mineralogică este asemănătoare cu a gnaisului granitic remarcându-se o ușoară creștere procentuală a microclinului (27-45%) și a biotitului (8-20%). În proporții reduse mai apar muscovitul, apatitul, zirconul, granatul și ilmenitul, iar secundar sericitul și calcitul.

În aceste gnaise apar pe alocuri lentile de microclin de dimensiuni reduse (sub 2/1 cm) alungite în direcția linației sau oblice față de aceasta, cărora le lipsește învelișul micaceu obișnuit al porfiroblastelor din gnaisele de Cozia (pl. II, fig. 2). În raport cu creșterea distanței față de gnaisul granitic se observă o creștere cantitativă a biotitului, agregatele liniare unindu-se în fișii, roca dobândind un aspect rubanat. Privită în plan transversal pe linație (ac) roca prezintă un aspect deosebit, agregatele de biotit nefiind totuși asociate în plane micacee continue ca în cazul gnaisului rubanat propriu-zis (pl. II, fig. 3).

Subliniem creșterea frecvenței și a dimensiunilor (până la 30-40/10-20 cm) enclavelor de paragnaise și sporadic de gnaise amfibolice prinse în gnaisele liniare, alungite în general în sensul linației (pl. II, fig. 1) dar discordante față de șistozitate (pl. III, fig. 2). Contactul dintre enclave și gnaisul migmatitic liniar este tranșant (pl. III, fig. 3). La microscop, în zona contactului, se observă o creștere a frecvenței incluziunilor pe biotit și plagioclaz în cristaloblastele de microclin.

Enclavele de paragnais sînt constituite din 29% feldspat plagioclaz (oligoclaz), 36% cuarț, 22% biotit, muscovit, zircon, clinozoit și sporadic sericit și clorit formate pe seama plagioclazului și biotitului. Granulația lor este foarte fină în comparație cu cea a gnaisului liniar (pl. IV, fig. 1). Este demnă de reținut compoziția mineralogică și cristalinitatea deosebită dintre gnaisul liniar și enclave, evidențiate de prezența în gnais a microclinului și a biotitului larg cristalizat, evident deosebit de biotitul din enclave, cît și lipsa feldspatului potasic în acesta din urmă (pl. IV, fig. 2). Abundența lamelor larg dezvoltate de biotit, asociate în agregate (șliruri) alungite conform șistozității în zonele cu frecvente enclave de paragnaise biotitice (pl. I, fig. 1) atestă asimilarea paragnaiselor de către neosomul cuarțo-feldspatic și recristalizarea biotitului, în timpul migmatizării. Au fost observate uneori lamele mari de biotit din a doua generație și în enclavele de paragnais (pl. V, fig. 1). Prezentăm

mai jos, comparativ, compoziția chimică a unui gnais liniar și a enclavei de paragnais pe care o cuprinde (analiză G. R a c u, F. N e g o i e s c u):

TABELUL 2

Compoziție %	Gnais liniar (Pr. 22 A)	Paragnais (Pr. 22 B)
SiO <sub>2</sub>	70,00	61,30
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,00	20,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	1,30
FeO	2,30	6,11
MnO	0,05	0,07
MgO	0,90	2,30
CaO	2,40	2,35
Na <sub>2</sub> O	3,60	2,80
K <sub>2</sub> O	5,10	1,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,26
H <sub>2</sub> O <sup>+106°</sup>	0,50	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>-106°</sup>	0,60	0,07

Se constată o creștere evidentă a valorilor procentuale a alcaliilor și a silicii și o scădere a componentilor fero-magnezieni în gnaisul liniar față de paragnais, fapt pe care ni-l explicăm printr-un aport de alcalii și silice sub forma unui fluid de compoziție granitică.

G n a i s u l r u b a n a t (lit-par-lit) se întâlnește de obicei în zonele marginale ale gnaiselor liniare, făcând trecerea gradată prin guaise rubanate fine (pl. V, fig. 2) la paragnaise. Sînt roci de granulație medie formate din benzi continue de minerale melanocrate (biotit și rareori amfibol) alternînd cu benzi cuarțo-feldspatice sau predominant feldspatice, cu grosimi cuprinse între 2 și 5 mm.

În comparație cu gnaisul liniar, în gnaisul rubanat apare în general o cantitate mai mare de biotit și cuarț și o cantitate mai mică de feldspat potasic—microclin (pl. V, fig. 3). Aceștia li se asociază oligoclazul parțial sericitizat și subordonat muscovit, granat, apatit, zircon, titanit, zoizit și minerale opaze.

Intercalații subțiri de gnais rubanat apar și în cuprinsul gnaiselor de Cozia, asociate de obicei unor benzi de paragnaise sau guaise amfibolice.

Subliniem variația mineralogică și structurală a elementelor componente și a texturilor diferitelor subtipuri ale gnaiselor de Cumpăna. Astfel, se observă o creștere a conținutului în feldspat potasic și o ușoară scădere



procentuală a biotitului o dată cu trecerea de la paragnais la gnaise rubanate, gnaise liniare și respectiv la gnaise granitice.

De altfel și alți autori (M a n i l i c i, 1955, 1957) au constatat scăderea treptată a cantității de microclin „spre exteriorul zonelor de injecție” și absența sa în paragnais și micașturi.

Procesul de migmatizare pare să se fi realizat prin infiltrație „lit-par-lit” însoțită de o difuziune intergranulară, a unui fluid dens supra-critic, bogat în elemente alcaline, într-un paleosom cuarțo-feldspato-micaceu (paragnais, gnaise amfibolice, micașturi feldspatice).

În condițiile înaintării acestui front migmatic în sensul lui W e g m a n n s-a realizat o accentuată mobilitate a elementelor.

Pentru a ilustra schimburile de ioni care au avut loc în procesul de migmatizare am calculat valorile celulei Barth pe baza compoziției chimice procentuale a gnaiselor granitice (pr. 28), gnaiselor liniare (pr. 22A) și paragnaiselor (pr. 22B), pe care le prezentăm în tabelul 3.

TABELUL 3

Natura rocii	Paragnais (Pr. 22 B)	Gnais liniar (Pr. 22 A)			Gnais granitic (Pr. 28)		
		Celula Barth	Celula Barth	+	-	Celula Barth	+
K	1,66	5,72	4,06		4,42	2,76	
Na	4,84	6,14	1,30		6,96	2,12	
Ca	2,26	2,28		0,02	2,74	0,48	
Mg	3,77	1,16		2,61	2,53		1,24
Fe	5,47	2,28		3,19	1,57		3,90
Al	21,48	14,32		7,16	11,44		10,04
Si	55,14	61,72	6,58		63,02	7,61	
Ti	0,51	0,25		0,29	0,07		0,47
P	0,1	0,1					
OH	3,02	2,96		0,06	6,22	3,20	
O	156,98	157,04			153,78		

Se constată deci o îmbogățire în K, Na și Si și o diminuare în Al, Fe, Mg, Ca, Ti la trecerea de la paragnais la gnaisul liniar și respectiv la gnaisul granitic. Creșterea anormală a calciului în cazul gnaisului granitic se datorește calciului dezvoltat secundar pe unele fisuri din gnaisul analizat.

Intensitatea procesului de migmatizare crește cu adâncimea, fapt atestat de compoziția, aspectele structurale, texturile și de poziția geo-



metrică a subtipurilor gnaiselor de Cumpăna. Trecerea gradată de la un subtip la altul arată o migmatizare progresivă și continuă.

Prezența enclavelor de paragneise etc., caracterele pe care le prezintă și relațiile dintre ele și rocile migmatice în care sînt prinse, presupune formarea acestora din urmă și respectiv plasarea procesului de migmatizare într-o fază de metamorfism ulterioară metamorfozării enclavelor.

Procesul principal de metablasteză cu aport de substanță a fost însoțit de metasomatoză redusă, sugerată de porfiroblastele de microclin dezvoltate în general oblice în raport cu liniția cît și de unele contururi difuze sau concreșteri mirmechitice, albitizări etc., produse pe spații mici.

*Gnaisele de Cozia* (embreșite după J. Jung, M. Roques) sînt rocile cele mai răspîndite ale complexului migmatic din versantul sudic al munților Făgăraș, formînd benzi cu grosimi de ordinul zecilor sau sutelor de metri, alternînd cu pachete de paragneise, micașturi și amfibolite, cu cristalinitate avansată. Elementul caracteristic al acestor roci îl constituie prezența fenoblastelor de feldspat de dimensiuni variabile (0,5-10 cm lungime) prinse într-o masă în general șistoasă. Forma ochiurilor feldspatice este în mod obișnuit ovoidală, dar se întîlnesc și forme sferoidale sau lenticulare. Raportul dintre ochii de feldspat și masa interoculară variază în limite largi.

În funcție de mărimea ochiurilor și în mai mică măsură de raportul dintre acestea și masa interoculară (în general dificil de stabilit megascopic) se pot deosebi ca subtipuri principale ale gnaiselor de Cozia: gnaise oculare, gnaise lenticulare și gnaise nodulare.

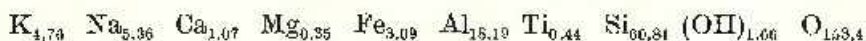
Gnaisul ocular propriu-zis prezintă ochiuri de dimensiuni mari, care depășesc de obicei 2,5 cm, atîngînd uneori 10-12 cm lungime, cuprinse într-o matrice șistoasă predominant micacee de regulă subordonată cantitativ ochiurilor (pl. V, fig. 4; pl. VI, fig. 1). Ochiurile sînt formate în cea mai mare parte din microclin (60-90%) și perlit (10-20%) și includ cristaloblaste de albit-oligoclaz sericitizat (6-10%), cuarț (1-8%), biotit (1-3%), muscovit (1%) și apatit (pl. VI, fig. 2), izolate sau în agregate. La contactul microclinului cu plagioclazul apar adesea granoblaste de albit de neoformație și concreșteri mirmechitice (pl. VI, fig. 3). Ochiurile feldspatice sînt mulate de obicei de lamele de biotit și subordonat muscovit mai larg dezvoltate decît în masa de bază. Aceasta din urmă (paleosomul) conține cuarț, albit-oligoclaz, microclin, apatit, granat, zircon și elinozoizit, care se asociază mineralelor micacee.

Între virful Seroafa și muntele Lespezi se dezvoltă o bandă de gnaise oculare cu megablaste de microclin de 5-10 cm lungime (pl. VII, fig. 1), în proporție de 50-70%; matricea fiind constituită din cuarț (30-40%), feldspat-plagioclaz, microclin, pertit (32-48%), biotit (5-15%), muscovit (10-12%), și subordonat clorit, sericit, epidot, granat și apatit. Acest gnais pe care l-am denumit „de Lespezi” este bine deschis în valea Vilsanului (pl. VII, fig. 2). Analiza chimică a unei probe (analist S. I l i e s c u) indică următoarea compoziție procentuală:

TABELUL 4

Compoziție	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	H <sub>2</sub> O+105°	H <sub>2</sub> O-105°
%	67,50	0,62	17,20	1,58	2,88	0,07	0,28	1,10	3,10	4,15	0,21	0,06	0,28	0,23

Valorile celulei Barth sînt următoarele:



Analiza parțială a unui ochi format preponderent din microclin (analist I. A n a s t a s i u) indică următoarea compoziție chimică:

TABELUL 5

Compoziție	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
%	62,70	20,33	0,42	urme	0,7	2,84	10,00

Remarcăm conținutul ridicat în alcalii (raport Na/K = 1/3) și un conținut relativ scăzut în elementele fero-magneziene (legate în general de biotit).

Deosebit de interesantă este apariția în unele puncte ale gnaisului de Lespezi a unor megacristale idiomorfe de feldspat potasic (10/4 cm) în formă de „dinte de cal”, dispuse oblic în raport cu șistozitatea (pl. VII, fig. 3) asemănătoare cu cele cunoscute în masivul Tismana (B a i l e a n u et al., 1967). Ele sînt foarte frecvente în virful Dobroneagu (pl. VII, fig. 4; pl. VIII, fig. 1).

Dezvoltarea mare a gnaiselor de Lespezi a ridicat problema investigării posibilităților de valorificare a feldspatului din aceste roci. Încercările



tehnologice în fază laborator a unei probe de gnais ocular de Lespezi colectată din valea Vilsanului, efectuate la Institutul Geologic au indicat calitatea corespunzătoare utilizării în industria ceramică a concentratului de feldspat<sup>14</sup>.

Gnaisul lenticular se deosebește de cel ocular prin dimensiunile mai mici ale porfiroblastelor lentiliforme de feldspat potasic, cuprinse între 1 și 2,5 cm, care apar în procent mai redus în raport cu masa fundamentală, predominant cuarțo-feldspatică. Cantitatea de minerale micacee este mai scăzută iar dimensiunile lor sînt în general mai mici. Lentilele feldspatice sînt mai pure, cu foarte puține incluziuni, iar trecerea la masa interoculară nu mai este marcată de un înveliș micaceu continuu ca în cazul subtipurii ocular (pl. VIII, fig. 2).

Gnaisul nodular reprezintă un termen de tranziție între migmatitele de tip Cozia și ectinite, fiind caracterizat prin nodule de feldspat potasic subcentimetrice care punctează fondul rocilor gazdă, de obicei paragneise sau micașturi slab feldspatice (pl. VIII, fig. 3).

Acestor trei subtipuri principale și în special gnaiselor nodulare de la partea periferică a complexului migmatic le sînt asociate, așa cum am mai arătat anterior, pachete de gnaise rubanate fine. Dimensiunile reduse ale granulelor sau fișilor milimetrice discontinue de feldspat potasic pe care le conțin, se datorează caracterului mai compact al rocii inițiale, în general mai cuarțoase și unui aport neînsemnat de alcalii.

Între subtipurile gnaiselor de Cozia se observă tranziții determinate pe de o parte de natura rocilor preexistente și gradul lor de omogenitate și pe de altă parte de intensitatea aportului alcalin.

Sînt demne de semnalat gnaisele oculare și lenticulare care apar în cursul inferior al văii Cernatul (amonte de pîriul Tisei) extinzîndu-se la est pînă în Rîul Doamnei. În aceste roci porfiroblastele de microclin sînt înconjurate de lamele de clorit provenite prin cloritizarea biotitului. Biotitul și plagioclazul masei fundamentale sînt de asemenea cloritizați și sericitizați în urma unui intens proces de diaforeză. Fenoblastele de microclin includ pseudomorfoze de clorit.

Gnaisele oculare de Cozia sînt situate în general la partea superioară, externă, a complexului migmatic.

Caracterul migmatic al acestor roci este atestat de prezența unui neosom format din feldspați blastici și agregate poliminerale răspîndit

<sup>14</sup> I. Huber-Panu, C. Pandeliescu, Georgeta Polici, Maria Borcea. Cercetări privind posibilitățile de valorificare pentru feldspat a gnaiselor oculare de pe V. Vilsanului (M. Făgăraș), 1967. *Arch. Com. Stat. Geol. București*.

sub formă de „ochi” într-un paleosom mai vechi a cărei textură relictă șistoaasă este în general păstrată, precum și de dezvoltarea unor megai-dioblaste de microclin datorate creșterii metasomatice a feldspatului potasic.

Subdivizarea tipurilor descrise între care se remarcă tranziții, a avut în vedere mai ales raporturile spațiale ale componentelor determinate de natura petrografică și poziția spațială a rocilor preexistente și de variația cantitativă a materialului de aport pe verticală; constatându-se în general o zonalitate a procesului de migmatizare.

Intensitatea migmatizării a fost determinată cum s-a mai arătat, de gradul de omogenitate a rocilor preexistente, influențat la rândul său de procese de cataclazare, laminare și forfecare care au creat zone favorabile de acces și stabilizare substanțelor alcaline.

Acumularea preferențială a materialului feldspatic în gnaisul de Lespezi și aspectele megablastice cu tendințe de idiomorfism ale cristalelor corespund însinuării soluțiilor într-o astfel de zonă favorabilă, predominant micaceo având în acoperiș un nivel gros de amfibolite cu rol de ecran în calea acestor soluții.

În intercalațiile de paragnaise, mai compacte, granoblastice, în general mai cuarțitice, cantitatea de feldspat potasic și dimensiunile pe care le prezintă porfiroblastele scad constant.

Asocierca feldspatului potasic cu granatul și cu alte minerale ale mezostazei, pe care le include, indică introducerea sa în rocă ulterior blastezii acestor minerale.

Recent, Lomne (1970) constatând ca și Pitulea<sup>15</sup> creșterea valorilor radioactivității în gnaisele oculare în raport cu ectinilele din munții Făgăraș datorită concentrației ridicate în thoriu, consideră că acest fapt ar sugera „un aport de substanță în gnaisele migmatice, prin fluide care ar fi transportat surplusul de thoriu și cel de potasiu”.

Introducerea materialului alcalin și cristalizarea sa în granule și forme ocelare dispuse în planul șistozității cît și în cristale mari, deseori idiomorfe, oblice în raport cu șistozitatea, sugerează desfășurarea în două etape a procesului de formare a gnaiselor de Cozia; o primă etapă sincinemătică sau tardecinemătică și o a doua postcinemătică cu un pronunțat caracter metasomatic.

În prima etapă, creșterea ocelilor a avut loc prin recristalizare în condițiile unui aport de soluții bogate în alcalii și silice, însoțită de o meta-

<sup>15</sup> *Op. cit.* pct. 13.



somatoză pe spații reduse; mineralele micacee (biotit, muscovit) au recristalizat în lamele largi care mulează ocelii. Continuitatea materialului feldspatic interocelar, care leagă adesea ocelii între ei, indică însinuaarea soluțiilor pe planele de șistozitate. Uneori, se pot observa lentile fusi-forme pegmatitice concordante în cadrul gnaiselor de Cozia (20-60/10-20 cm), având o compoziție mineralogică asemănătoare ochiurilor din gnaise (pl. VIII, fig. 4). Înclinăm a le considera formate prin cristalizarea soluțiilor reziduale pegmatitice ale aceleiași surse.

Etapa a doua corespunde cristalizării idiomegablastelor de microclin cu aspect de „dinți de cal” caracteristice proceselor melasomatice postcinematice de temperatură mai scăzută. Într-un stadiu inițial al acestei etape s-au format probabil și ocelii diagonali pe șistozitate din gnaisele de Cozia și de Cumpăna (pl. VII, fig. 2; pl. VII, fig. 3; pl. VIII, fig. 1).

**Concluzii.** Gnaisele de Cumpăna și de Cozia reprezintă rezultatul suprapunerii unor procese complexe de metamorfism și de ultrametamorfism din zona axială a structurii orogenice a masivului Făgăraș.

Procesele de migmatizare desfășurate în partea inferioară a seriei de Cumpăna presupunem că au avut loc datorită avansării unui fluid de natură granitică sub forma unui front migmatitic, în sensul admis de W e g m a n n, ca efect al unui proces de anatexis.

Termenul inferior al gnaiselor de Cumpăna - gnaissul granitic se pare că reprezintă cupola unui granit anatectic, probabil bine dezvoltat în adâncime. La limita gnaissului granitic cu rocile adiacente nu au fost observate fenomene de contact termic.

În cadrul complexului migmatitic gnaisele oculare de Cozia se plasează la partea superioară, externă, a celor de Cumpăna.

Se remarcă o zonalitate a procesului de migmatizare ilustrată de succesiunea spațială a diferitelor subtipuri: gnaise granitice-liniare-rubanate (de Cumpăna) și oculare-lenticulare-nodulare (de Cozia), ca efect al creșterii aportului alcalin cu adâncimea.

Migmatizarea a fost influențată de asemenea de gradul de omogenitate al rocilor preexistente.

Diferitele aspecte pe care le îmbracă migmatitele din versantul sudic al Făgărașului, relațiile reciproce dintre ele și raporturile cu ectinitele, sugerează formarea lor în trei etape succesive.

Într-o primă etapă a avut loc injectarea sincinematică „lit-par-lit” și difuziunea intergranulară a unui neosom fluid granitic într-un

complex de roci metamorfice cuarțo-feldspatice, rezultând gnaisele de Cumpăna.

O a doua etapă corespunde formării gnaiselor de Cozia și dezvoltării sporadice a unor oceli în gnaisele de Cumpăna, printr-un proces de recristalizare însoțit de o metasomatoză pe spații restrânse, sub influența unui aport de alcalii și silice sub formă de soluții supracritice apoase. Insinuarea sincinematică sau tardecinematică a acestor soluții pe planele de șistozitate și formarea aspectelor ocelare a fost precedată de procese de cataclazare, laminare etc. De această etapă trebuie legate și lentilele sau filoanele concordante de pegmatite și apfite.

Etapa a treia este caracterizată prin creșterea metasomatică a unor megacristale idioblastice de feldspat potasic cu aspect de „dinți de cal” care taie sub diferite unghiuri șistozitatea. Într-un prim stadiu al acestei etape au cristalizat probabil și ocelii oblici pe șistozitate din gnaisele de Cumpăna și Cozia.

Intercalațiile de gnaise rubanate fine din stiva gnaiselor de Cozia se pare că aparțin primei etape de migmatizare.

În ceea ce privește încadrarea spațială și în timp a procesului de migmatizare, din cele prezentate conchidem că prima etapă și deci formarea gnaiselor de Cumpăna a avut loc ulterior metamorfismului principal al seriei de Cumpăna, fapt atestat de enclavele de paragneise etc., prinse în aceste gnaise.

Gnaisele de Cozia ar rezulta că s-au format ulterior retromorfismului părții superioare a seriei de Cumpăna, avînd în vedere gnaisele oculare cloritoase din zona riul Cernat-valea Doannei, incluziunile de minerale metamorfice preexistente din ocelii de microclin și injecțiile lentiliforme pegmatitice care afectează textura rubanată a unor gnaise de tip Cumpăna (pl. VIII, fig. 5).

Procesele metasomatice din etapa a treia au avut loc după formarea masei principale a gnaiselor de Cumpăna și Cozia.

Întrucît în cristalinul Făgărașului nu se cunosc gnaise de tip Cumpăna sau Cozia la nivelele superioare seriei de Cumpăna, rezultă că înaintarea frontului migmatic nu a depășit limitele acestei serii și deci că gnaisele de Cumpăna și Cozia rămîn formațiuni caracteristice pentru această serie.

Considerațiile prezentate reprezintă un punct de vedere rezultat din interpretarea datelor pe care le cunoaștem privind unele aspecte struc-



turale, texturale și genetice ale gnaiselor de Cumpăna și de Cozia. Elucidarea acestor probleme complexe rămâne să fie realizată prin continuarea studierii acestor formațiuni în viitor.

## BIBLIOGRAFIE

- Codarcea-Dessila Marcela (1962) Încercare de reconstituire paleogeografică și orogenetică a Carpaților Meridionali Centrali. *Stud. cerc. geol.* 7, 3-4, București.
- (1964) Considerații asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali Centrali (regiunea Rășinari-Cisnădioara-Sadu). *An. Geol. Geol.* XXXIV, București.
- (1965) Studiul geologic și petrografic al regiunii Rășinari-Cisnădioara-Sadu. *Mem. Com. Geol.* VI, București.
- (1966) Căi noi în descifrarea evoluției geologice a terenurilor cristalofiliene. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 11, 2, București.
- Dimitrescu R. (1962) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *D.S. Com. Geol.* XLVII, București.
- (1963) Structura părții centrale a munților Făgărașului. *Asoc. Geol. Carp.-Halc. Congr.* V, II, București.
- (1967) Contribuții privind evoluția structurală a masivului Făgăraș. *Soc. și nat. geogr.* IV, București.
- Dimofta C. (1962) Observații geologice, petrografice asupra cristalinelor din versantul sudic al munților Făgăraș între valea Oltului și vârful Suru. *An. Univ. Buc. Soc. și nat. geol. geogr.* XI, 32, București.
- Gherasi N., Dimitrescu R. (1964) Structura geologică a masivului Ezer-Păpușa (bazinul Riul Tîrgului). *D. S. Com. Geol.* XLIX, București.
- Manilici V., Dimitrescu R. (1966) Studiul geologic și petrografic al masivului Ezer-Păpușa. *An. Com. Stat. Geol.* XXXV, București.
- Ghika-Budești Șt. (1940) Les Carpathes méridionales centrales. *An. Inst. Géol. Roum.* XX, București.
- Giuşcă D., Biloiu M., Hădulescu D., Stîopol Victoria, Dimitrescu R. (1956) Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de sud-vest. *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- Lemne M. (1970) Contribuții privind răspîndirea elementelor radioactive și sisturile cristaline din masivul Făgăraș. *D. S. Inst. Geol.* LVII, București.
- Manilici V. (1953) Cercetări petrografice și geologice în regiunea Rîul Doamnei-rîul Cernat. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- (1956) Studiul petrografic al rocilor eruptive mezozoice din regiunea Poiana Măritului-Sinca Nouă-Holbav. *An. Com. Geol.* XXIX, București.
- Mrazec L. (1897) Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes roumaines. *Bull. Soc. Sci. Buc. An.* VI, București.
- (1930) Observațiuni la comunicarea lui O. Schmidt: Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVII, București.



- Murgoei G. M. (1923) Sinteza geologică a Carpaților de sud. *D. S. Inst. Geol. Rom.* I, București.
- Paveloșeu L., Dimițreșeu R. (1966) Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana. *D. S. Com. Geol.* LII/1, București.
- Primics Gr. (1884) Die Geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. *Mitt. a.d. Jahrg. d.k. ung. Geol. Anst.* Bd. VI, Budapest.
- Răilcanu Gr., Bercia I., Pop Gr. (1967) Asupra virstei unor roci granitoide din munții Vilcan (Carpații Meridionali). *D. S. Com. Stud. Geol.* LIII/1, București.
- Reinhardt M. (1906) Der Coziagneisszug in den Rumänischen Karpaten. *Bul. Soc. Șt.* XV, București.
- (1903) Die Kristallinen Schiefer des Făgăraș Gebirges in den Rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* III, București.
- Schmidl O. (1930) Cercetări geologice în ramificațiunile nord-estice ale munților Făgăraș. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XV, București.
- Streckeisen A. (1933) Sur tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Géol. Roum.* XVI, București.
- Wegmann E. (1935) Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundsch.* 26, 5.
- Winkler F. G. H. (1962) Genesen von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente. *Geol. Rundsch.* 51, Stuttgart.

## CONSIDÉRATIONS SUR LES MIGMATITES DU VERSANT MÉRIDIONAL DES MONTS FĂGĂRAȘ

(Résumé)

On y présente les caractères pétrographiques structuraux, texturaux et le chimisme des gneiss de Cumpăna et de Cozia ainsi que leurs rapports avec les roches métasomatiques adjacentes qui attestent le caractère migmatique de ces gneiss.

On remarque une division en zones du processus de migmatisation, illustrée par la succession spatiale de différents sous-types : des gneiss granitiques, linéaires-rubanés (de Cumpăna) et ocellés-lenticulaires-nodulaires (de Cozia) comme effet de l'augmentation en profondeur de l'apport en alcalis et en silice.

Le processus de migmatisation s'est déroulé en trois étapes : dans la première étape se sont formés les gneiss de Cumpăna par l'injection syncinématique *lit-par-lit* d'une néosomme fluide granitique. La deuxième correspond à la formation des gneiss de Cozia et au développement discontinu de certains ocellés dans les gneiss de Cumpăna par recristallisation et métasomatose sur petits espaces sous l'influence des solutions riches en alcalis et en silice. La troisième étape est caractérisée par l'augmentation métasomatique de certains mégablastes parfois idiomorphes à aspect de „dents de cheval”, généralement obliques par rapport à la schistosité.

L'intensité de la migmatisation a été aussi influencée par le degré d'homogénéité des roches préexistantes.

Le processus de migmatisation a eu lieu ultérieurement au métamorphisme principal de la série de Cumpăna, fait prouvé par les enclaves de paragneiss comprises dans les gneiss de Cumpăna et par les inclusions de minéraux métamorphiques préexistants des ocellés de microcline des gneiss de Cozia.



PLAȘA I



## PLAȘA I

Fig. 1. - Enclave de paragneis (E) și segregatii melanocrate biotitice (Bi) în gneisul granitic din valea Vilsanului.

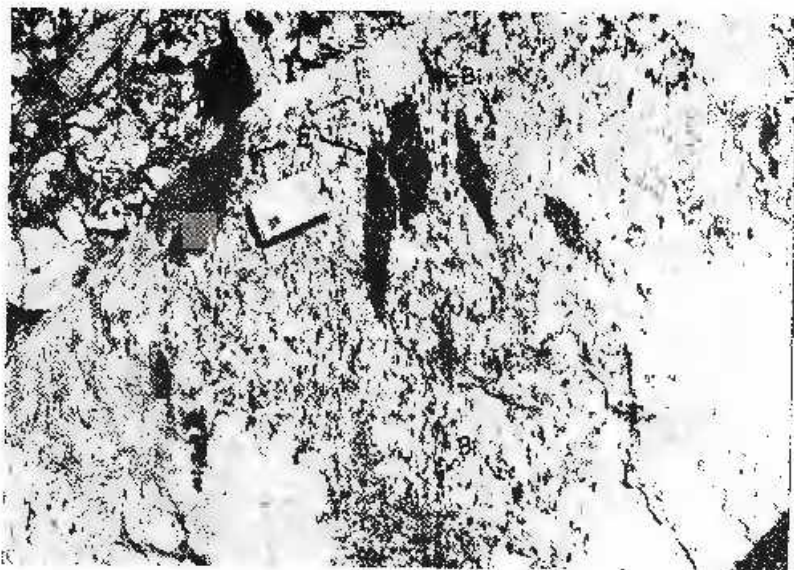
Enclaves de paragneis (E) et ségrégations mélanocrates biotitiques (Bi) dans le gneiss granitique de la vallée du Vilsan.

Fig. 2. - Gneis granitic. Valea Vilsanului.

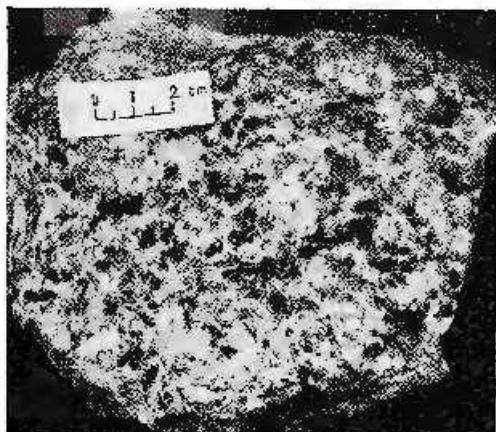
Gneiss granitique. Vallée du Vilsan.

Fig. 3. - Enclavă de paragneis cu biotit în gneisul granitic. Valea Vilsanului.

Enclave de paragneiss à biotite dans le gneiss granitique. Vallée du Vilsan.



1



2



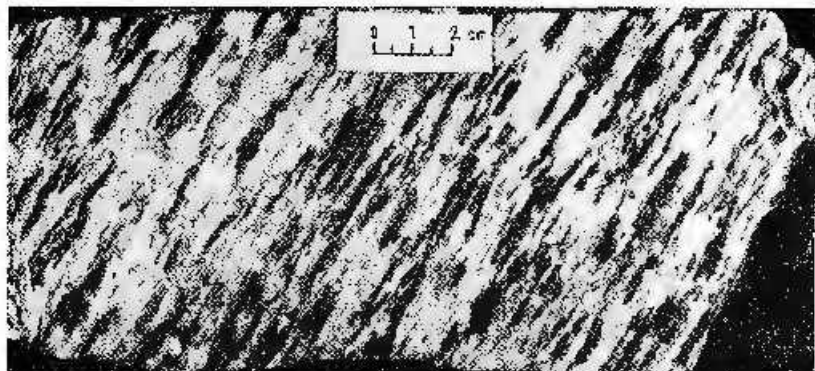
3

## PLANȘA II

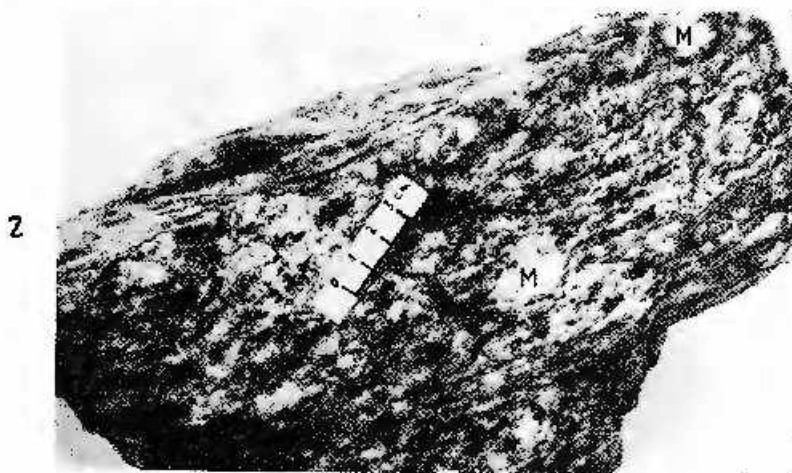
- Fig. 1. — Gnais liniar de Cumpăna. Fișele discontinuă de biotit determină textura liniară a roci. Valea Nilsanului.  
Gneiss linéaire de Cumpăna. Les bandes discontinues de biotite déterminent la texture linéaire de la roche. Vallée du Nilsan.
- Fig. 2. — Gnais de Cumpăna. Textura liniară este perturbată de prezența porfiroblastelor de microclin (M) formate în a doua etapă a migmatizării. Valea Cumpăna.  
Gneiss de Cumpăna. La texture linéaire est perturbée par la présence des porphyroblastes de microcline (M) formés dans la deuxième étape de migmatisation. Vallée Cumpăna.
- Fig. 3. — Gnais liniar de Cumpăna. Valea Nilsanului. Se observă aspectul caracteristic al roci pe diferitele plane de spărtură.  
Gneiss linéaire de Cumpăna Vallée du Nilsan. On remarque l'aspect particulier de la roche sur les divers plans de cassure.



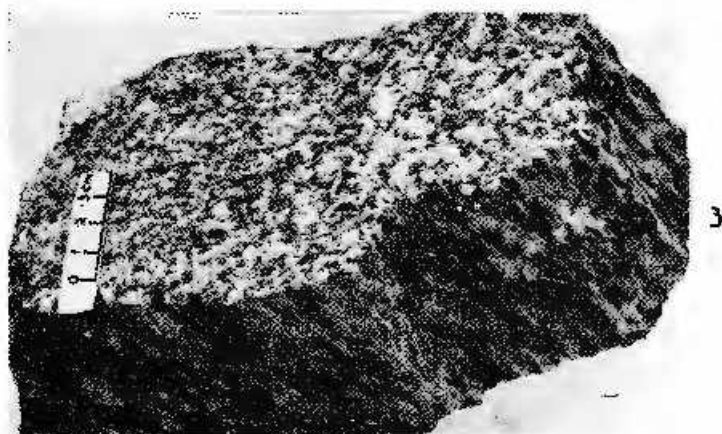




1



2



3

### PLANȘA III

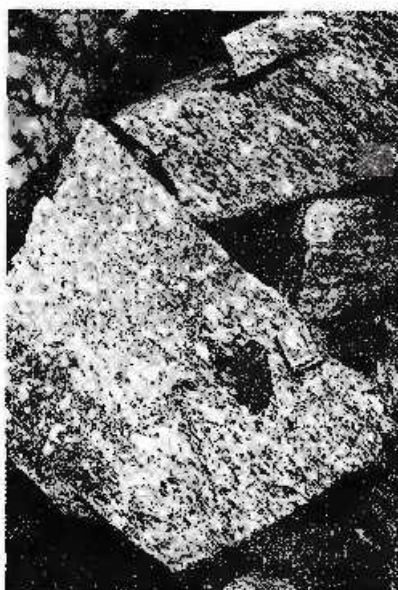
- Fig. 1. Enclavă de paragneis (E) asociată cu segregări de biotit de neoformație (B); în gneisul liniar, Valea Vilsanului.  
Enclaves de paragneiss (E) asociées avec des ségrégations de biotite de neoformation (B) du gneiss linéaire, Vallée du Vilsan.
- Fig. 2. — Enclavă de paragneis prinsă în gneis granitic. Se remarcă poziția oblică față de elementele liniare ale blocului de gneis, Valea Vilsanului.  
Enclave de paragneiss revêtue de gneiss granitique. On remarque sa position oblique par rapport aux éléments linéaires du bloc de gneiss, Vallée du Vilsan.
- Fig. 3. Enclavă de paragneis în gneis granitic, contactul dintre enclavă (E) și gneis (G) este tranșant, Valea Vilsanului.  
Enclave de paragneiss revêtue de gneiss granitique. Le contact entre l'enclave (E) et le gneiss (G) est tranchant, Vallée du Vilsan.



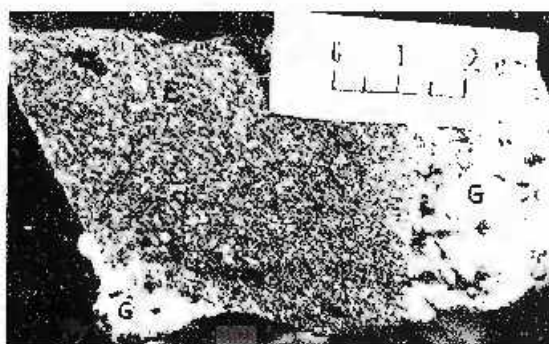
M. ARION, V. IGNAT. Migmatitele din versantul sudic al munților  
Făgăraș. Pl. III.



1



2



3

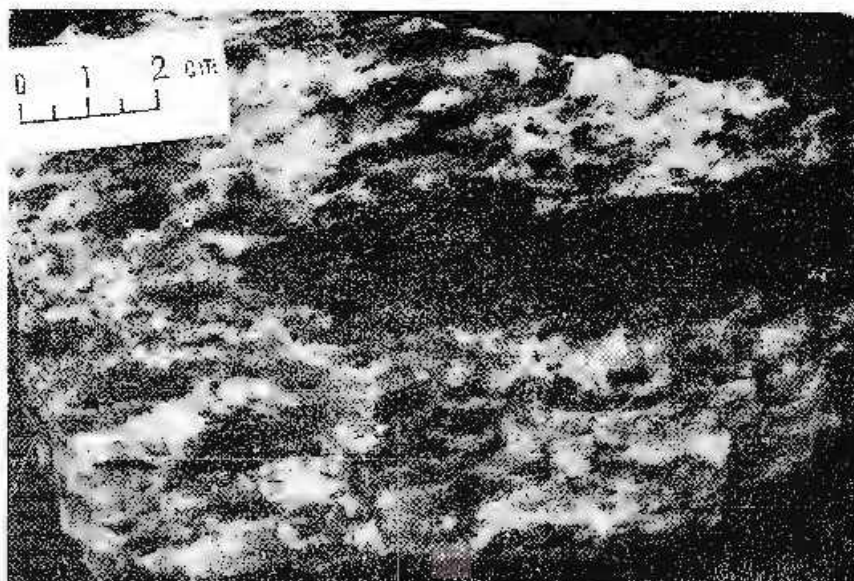
Instituțul Geologic. Dări de seamă ale zăcămintelor, vol. LVI/1.



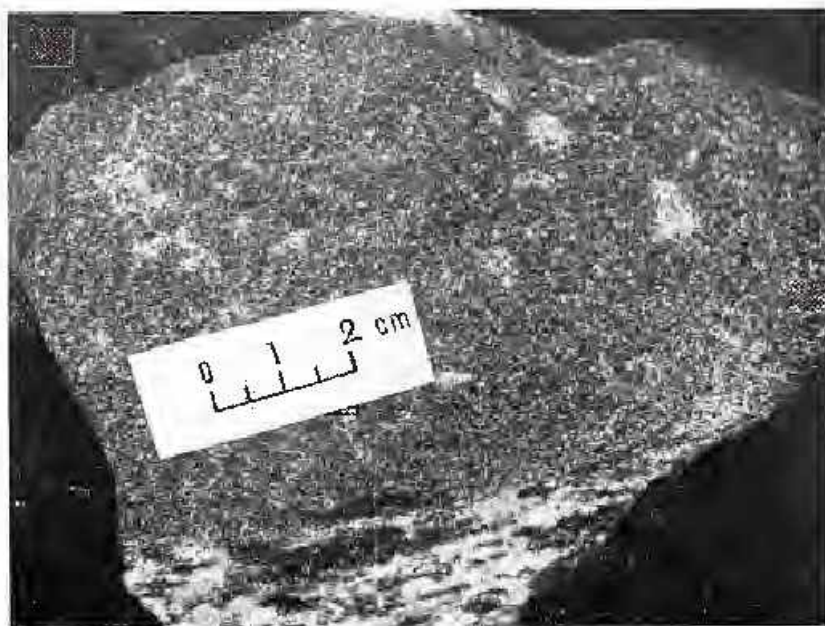
#### PLANȘA IV

- Fig. 1. — Enclavă de paragneis rămasă nedigerată în gneis granitic. Se observă cristalinitatea deosebită a celor două roci, Valea Vilsanului.  
Enclave de paragneis **nu** digérée dans le gneiss granitique. On remarque l'aspect cristallin particulier de ces deux roches. Vallée de Vilsan.
- Fig. 2. — Enclavă de paragneis cu locore la gneisul linăar de Campăna. Gradul diferit de cristalinitate a celor două tipuri de roci este evident. Valea Vilsanului.  
Enclave de paragneis avec passage vers le gneiss linéaire de Campăna. Le degré différent de cristallisation de ces deux types de roches est évident. Vallée de Vilsan.





1

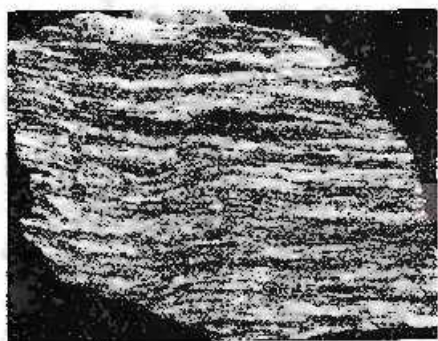


2

## PLANȘA V

- Fig. 1. — Contact între gneis liniar de Cumpăna și paragneis. Se remarcă cristalinitatea deosebită și prezența sporadică a biotitului de neoformație și în paragneis. Raportul între dimensiunile celor două generații de biotit este de cca 1/10. Valea Vilsanului.  
Contact entre gneiss linéaire de Cumpăna et paragneiss. On remarque l'aspect cristallin particulier et la présence sporadique de la biotite de néoformation dans le paragneiss aussi. Le rapport entre les dimensions des deux générations de biotite est d'environ 1/10. Vallée du Vilsan.
- Fig. 2. — Gneis rubanat fin (lit-par-lit). Valea Vilsanului.  
Gneiss rubané fin (lit-par-lit). Vallée du Vilsan.
- Fig. 3. — Gneis rubanat. Valea Vilsanului.  
Gneiss rubané. Vallée du Vilsan.
- Fig. 4. — Gneis ondar de Cozia. Valea cu Pești.  
Gneiss ondulé de Cozia. Valea cu Pești.



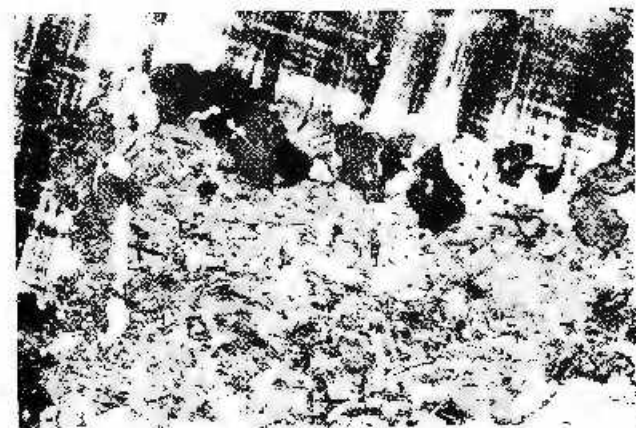
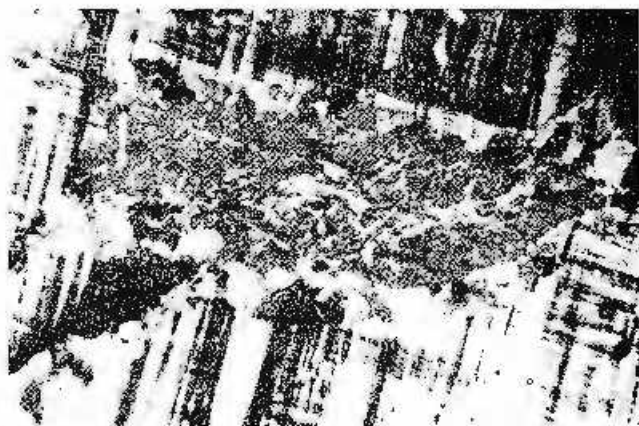
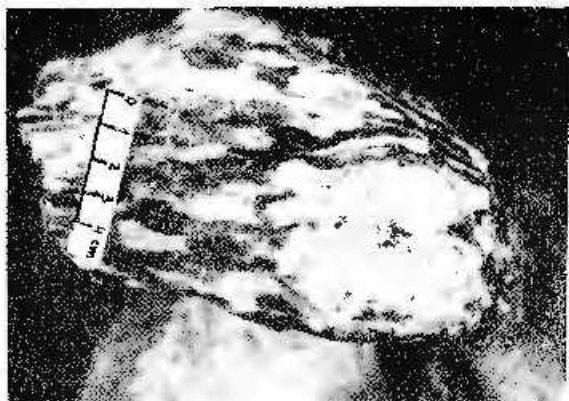


## PLAȘA VI

- Fig. 1. — Gneis ocular de Cozia, Valea Vilsanului.  
Gneiss oculé de Cozia, Vallée du Vilsan.
- Fig. 2. — Plagioclaz sericitizat inclus într-un ocul de microcline,  $N + (2,5) ; z = 16$ .  
Plagioclase sericitisé inclus dans un ocul de microcline,  $N + (2,5) ; z = 16$ .
- Fig. 3. — Coroană de reacție constituită din albite de neoformație și concreșteri microclitice  
la limita unui cristal de plagioclaz sericitizat cu microclitul,  $N + (16,3) ; z = 33$ .  
Couronne de réaction constituée d'albite de néoformation et de développements  
enchevêtrés microclitiques à la limite d'un cristal de plagioclase sericitisé avec la  
microcline,  $N + (16,3) ; z = 33$ .







Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVI/1.



## PLANȘA VII

- Fig. 1. — Ochi de feldspat desprinși din gnaisul de Lespezi, Vârful Seroafa.  
Yeux de feldspath séparés du gneiss de Lespezi. Sommet Seroafa.
- Fig. 2. — Gnais ocular de Lespezi, Valea Vilsanului. Se observă megafenoblaste de microclin (M) dezvoltate oblic față de direcția rocii, determinată de lamellele biotitice, oculii și agregatele cuarțo-feldspatice formate anterior.  
Gneiss oculé de Lespezi. Vallée du Vilsan. On remarque des mégaphénoblastes de microcline (M) à développement oblique par rapport à la linéation de la roche, déterminée par des lamelles biotitiques, les yeux et les agrégats quartzo-feldspatiques formés antérieurement.
- Fig. 3. — Gnais de Lespezi, Valea Vilsanului. Megafenoblastele de microclin (M) formate metasomatic în ultima etapă a migmatizării sînt dezvoltate oblice în raport cu direcția gnaisului, marcată de fișule de biotit și agregatele cuarțo-feldspatice cristalizate în etapele anterioare.  
Gneiss de Lespezi. Vallée du Vilsan. Mégaphénoblastes de microcline (M) métasomatiquement formés durant la dernière étape de migmatisation sont obliquement développés par rapport à la linéation du gneiss, indiquée par les bandes de biotite et les agrégats quartzo-feldspatiques cristallisés dans les étapes antérieures.
- Fig. 4. — Idiomegablaste de microclin crescute metasomatic în gnaisul de Lespezi, Vârful Dobroneagu.  
Idiomégablastes de microcline métasomatiquement développés dans le gneiss de Lespezi. Sommet Dobroneagu.



1



2



3



4

Institutul Geologic. Dări de seamă ale sedinţelor, vol. LVII/7.

## PLANȘA VIII

- Fig. 1. — Gnais de Lespezi cu porfiroblaste idiomorfe și oculare, străbătut de un filon concordant aplitic. Vârful Dobroneagu.  
Gneiss de Lespezi à porphyroblastes idiomorphes et oculés, traversé par un filon concordant aplitique. Sommet Dobroneagu.
- Fig. 2. — Gnais lenticular. Valea Vilsanului.  
Gneiss lenticulaire. Vallée du Vilsan.
- Fig. 3. — Gnais nodular. Valea Dobroneagu. Se observă nodule de microclin prinse într-un palcosom paragneisic.  
Gneiss nodulaire. Vallée Dobroneagu. On remarque des nodules de microcline dans une palcosome paragneissique.
- Fig. 4. — Fragment dintr-o lentilă pegmatitică formată predominant din microclin. Valea Vilsanului.  
Fragment d'une lentille pegmatitique formée pour la plupart de microcline. Vallée du Vilsan.
- Fig. 5. — Lentilă cuarțo-feldspatică dezvoltată într-un gnais rubanat cu biotit și amfiboli în etapa a doua de migmatizare. Creșterea sa a deranjat textura paralelă a gnaisului. Valea Vilsanului.  
Lentille quartzo-feldspathique développée dans un gneiss rubané à biotite et amphiboles dans la deuxième étape de migmatisation. Son développement a dérangé la texture parallèle du gneiss. Vallée du Vilsan.

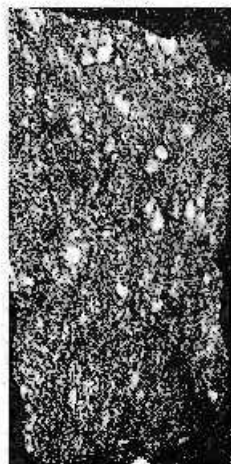
M. ARON, V. IGNAȚ. Migmatitele din versantul sudic al munților Făgăraș. Pl. VIII.



1



2



3



4



5

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXI/1.

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

MIGMATITELE DE PE VALEA ȘUȘIȚA VERDE ȘI VALEA  
PORCULUI (MUNȚII VÎLCAN)<sup>1</sup>

DE

NICOLAE STAN<sup>2</sup>

**Abstract**

Migmatites from the Șușița Verde and Porcul Valleys (Vilcan Mountains). This paper is dealing with the feldspathization phenomena which have developed in the Lainici-Păiuș crystalline series (South Carpathians — Romania). The micro- and macrodescription of the feldspathized rocks is completed by a discussion related to their chemical composition as compared to that of the ecinites. In view of these comparative studies the Barth cells were calculated, and the Lapadu-Hargues variation tables were drawn up. The conclusion was reached that the quartz-feldspathic veins, which have generated the agmatites and diadysites, are of an allochemical origin, whereas the embritthites showing an equigranular and porphyroblastic structure (dents de cheval) were formed by metasomatic processes. The feldspathizations were preceded by tectonical movements which are favourable to the circulation of quartz-feldspathic solutions. The first phase of the feldspathization process was a potassic one (microcline), and the second an albite one (albitization of microcline).

Seria cristalofiliană Lainici-Păiuș alcătuiește împreună cu granitoidele de Șușița și seria de Drăgșan fundamentul cristalin autohton al munților Vilcan (Pavelescu, 1962).

Observațiile noastre se referă la fenomenele de feldspatizare care au afectat seria epimetamorfică Lainici-Păiuș, într-un sector situat în partea de sud-est a masivului, delimitat la est de valea Șușița Verde, iar la vest, de valea Porcului.

Sub denumirea de seria Lainici-Păiuș a fost desemnat un complex cristalin heterogen, dinamometamorfozat, constituit în mare parte din roci de origine sedimentară — psamite și pelite — prin metamorfismul

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 18 aprilie 1969.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



căroră au luat naștere cuarțite și șisturi clorito-sericitoase. Aceștora li se asociază sub formă de intercalații șisturi cloritoase cu plagioclaz, provenite din metamorfismul rocilor eruptive (M a n o l e s c u, 1937). P a v e l e s c u (1963) consideră această serie formată în faciesul amfibolitic și ulterior adaptată la faciesul de șisturi verzi.

G h i k a-B u d e ș t i a semnalat încă din 1934 prezența rocilor feldspatizate în Carpații Meridionali. Primul cercetător care menționează fenomenele de feldspatizare din seria Lainici-Păiuș, la contactul acesteia cu granitul de Șușița este M a n o l e s c u (1937). Autorul atrage atenția asupra structurilor poikilitice și diablastice care se observă în rocile feldspatizate, precum și asupra relațiilor dintre feldspatul potasic, cuarț și mineralele micacee; dar așa cum rezultă din lectura textului și din harta prezentată, autorul nu acordă acestor procese o importanță prea mare. Astfel, pe harta lui M a n o l e s c u, feldspatizările propriu-zise nu sînt desemnate, acestea fiind asimilate cu fenomenele metamorfismului de contact.

Primii cercetători care au sesizat importanța și semnificația proceselor de feldspatizare din autohtonul danubian au fost B e r c i a, B e r c i a (1958, 1959)<sup>3,4</sup>, P a v e l e s c u (1963), S a v u (1969)<sup>5</sup>. Autorii au descris relațiile intime dintre minerale și au arătat că feldspatizările sînt de origine metasomatică.

În prezenta comunicare ne propunem să susținem acest punct de vedere, luînd în considerație chimismul migmatitelor în raport cu al ectinitelor, ectinitele prin feldspatizarea cărora au luat naștere rocile migmatice. Vom încerca de asemenea să explicăm mecanismul procesului de feldspatizare. După o scurtă caracterizare a ectinitelor, vom descrie rocile migmatice din punct de vedere microscopic și macroscopic, apoi vom discuta chimismul rocilor și vîrsta rocilor feldspatizate.

### Ectinitele

Într-o clasificare cu totul generală, ectinitele seriei Lainici-Păiuș pot fi divizate, așa cum a arătat și P a v e l e s c u (1963), luînd în considerație compoziția mineralogică și poziția stratigrafică, în două grupe:

<sup>3</sup> I. B e r c i a, E l v i r a B e r c i a. Prospectiuni pentru grafit în regiunea Baia de Fier. 1958. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>4</sup> I. B e r c i a, E l v i r a B e r c i a. Raport asupra cercetărilor geologice din Munții Parîngului. 1959. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>5</sup> H. S a v u. Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali) (sub tipar). D. S. Inst. Geol. LVI/5, București.



un grup inferior, constituit din cuarțite și șisturi cuarțitice arcoziene cu biotit, și un grup superior, format din șisturi cuarțitice cu biotit și muscovit, șisturi sericito-cloritoase, șisturi grafitoase, calcare și micașisturi cuarțitice.

Mineralele principale care alcătuiesc aceste roci sînt: cuarțul, biotitul, muscovitul, albitul, oligoclazul și andezinul.

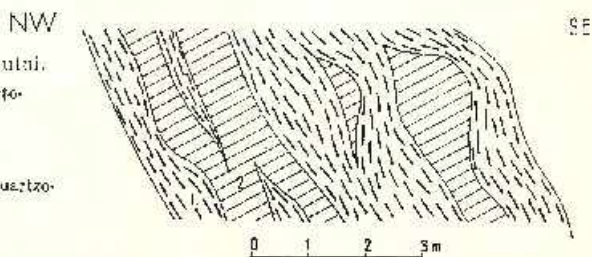
Variația mineralogică cantitativă din cadrul aceluiași grup, între tipurile de roci, se face treptat, motiv pentru care delimitarea pe hartă a diverselor șisturi cristaline este destul de convențională. Trebuie să menționăm de asemenea că în grupul inferior se află intercalate șisturi aparținînd grupului superior și reciproc. Fenomenele de foldspatizare, supra-puse peste structura șisturilor cristaline, îngreuiază și mai mult clasificarea categorică a rocilor.

### Migmatitele

Rocile migmatice sînt constituite dintr-o fracțiune paleosomatică, reprezentată prin șisturi cristaline, și o fracțiune neosomatică de natură cuarțo feldspatică. Neosoma se prezintă fie sub formă de filoane, fie ca minerale crescute metasomatic cu evidente caractere porfiroblastice.

Filoanele au grosimi pînă la 2 m și sînt constituite aproape exclusiv din microclin uneori albitizat (85%) și cuarț (12%). Acestor minerale, în cantități mult subordonate, li se adaugă biotitul, muscovitul și calceitul (3%). Dimensiunile cristalelor de feldspat variază între limite destul de largi, de la 0,5 la 10 cm lungime. Culoarea filoanelor este albă sau cenușiu-neagră, cu reflexe sidonii pe fețele de clivaj ale feldspatilor. Filoanele sînt localizate pe planele de șistozitate ale șisturilor sau mai rar traversează structura acestora, formînd suite de migmatite diadistice (fig. 1). În-

Fig. 1. — Diadist; valea Măcrișului.  
1, șist cuarțitic cu biotit; 2, filoane cuarțo-feldspatice.  
Diadistite; vallée Măcrișului.  
1, schiste quartzitiques à biotite; 2, filons quartzo-feldspathiques.



deosebi în grupul inferior al seriei Lainici-Păiș care are caracter puternic cuarțitic, adică acolo unde rocile sînt mai dure și mai compacte, filoanele alcaline se dezvoltă foarte capricios formînd adevărate rețele care se in-



groasă sau se subțiază, înglobând fragmente de cuarțite. Aceste agmatite au fost observate pe valea Șușița Verde (fig. 2).

Contactele filoanelor cu șisturile cuarțitice sînt deseori tranșante. Feldspatul este reprezentat prin microclin și micropertit-pertit. Contururile

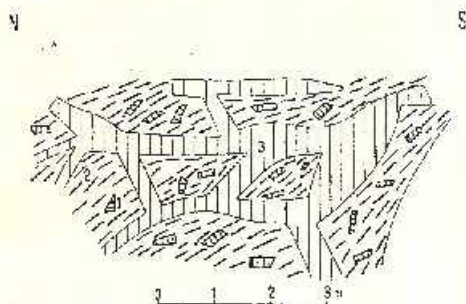


Fig. 2. — Agmatit; valea Șușița Verde km 6,7.

1, cuarțit; 2, fenoblaste de feldspați fumeeți; 3, filon cuarțo-feldspatic fumeu.

Agmatite; valea Șușița Verde; km 6, 7.  
1, quartzite; 2, phénoblastes de feldspaths couleur de fumée; 3, filon quartzo-feldspatique couleur de fumée.

cristalelor sînt idiomorfe. Micropertitul și pertitul s-au format pe scama microclinului. În secțiuni se observă invazia de feldspat sodic (albit) peste structura în grătar a microclinului. Feldspatul sodic se prezintă în fișii vermiculare fuziforme paralele între ele în interiorul feldspatului potasic. Alteori, benzile de albit sînt continue și păstrează în general o anumită orientare în spațiu; mai rar benzile albitice se întretaie la  $90^\circ$  (pl. I, fig. 1). Porfiroblastele de feldspat alcalin conțin ca incluziuni granule de cuarț, feldspat plagioclaz sericitizat, muscovit și biotit (pl. I, fig. 2). Structurile poikilitice ale cristalelor de feldspat sînt caracteristice pentru melasomatism. Cuarțul juvenil tardiv este limpede, mărunț cristalizat și aliniat pe planuri de fisuri și clivaj. Diadisitele și agmatitele sînt migmatite heterogene.

Migmatitele omogene sînt reprezentate prin embreșite. Acestea se dezvoltă cu precădere în partea superioară a seriei Lainici-Păiuș, adică acolo unde șisturile cristaline au un caracter mai micaceu, mai puțin compact.

După dimensiunile neofeldspaților, embreșitele pot fi clasificate în două grupe: embreșite cu structură granoblastică care au dimensiunile fenoblastelor de feldspat apropiate de dimensiunile celorlalte minerale constitutive ale rocii și embreșite cu structură porfiroblastică, caracterizate prin contrastul dintre dimensiunile fenoblastelor de neofeldspați care pot ajunge pînă la 10 cm lungime și celelalte minerale constitutive cu dimensiuni de maximum 1 cm lungime (fig. 3).

Embreșitele au culoarea cenușiu-albă. Cu ochiul liber se observă cristale de cuarț, feldspat și minerale micacee. Acolo unde feldspatizările

au fost mai intense, s-au format roci evasigranitice. Pe măsură ce fenomenul de granitizare progresează, scade proporțional cantitatea de biotit și muscovit. Fenocristalele de feldspat prezintă contururi idiomorfe. Acestea sînt orientate în general cu axul  $c$  paralel cu planele de șistozitate.

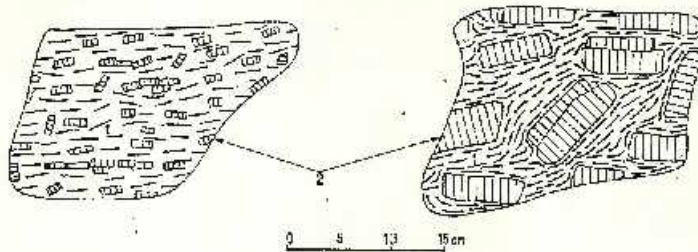


Fig. 3. — Embreșitele; structura echigranulară (stînga); structură porfiroblastică (dreapta).

1, șist cuarțitic micaciu; 2, fenoblaste de feldspat alcalin.

Embréchites; structure échigranulaire (à gauche); structure porphyroblastique (à droite).

1, schistes quartzitiques micacés; 2, phénoblastes de feldspath alcalin.

late. Uneori se observă creșterea unor fenocristale idiomorfe oblice sau chiar perpendicular în raport cu direcția de șistozitate (fig. 3). Forma idiomorf-prismatică și dimensiunile aberante ale feldspatilor alcalini, care se observă la embreșitele cu structura porfiroblastică precum și aranjarea lor în contextul paleosomei justifică denumirea de „dinți de cal” dată acestor feldspati de origine metasomatică.

Observațiile microscopice pe care le vom menționa se referă atât la embreșitele cu structură echigranulară cît și la embreșitele cu structură porfiroblastică. Mineralele principale constituente sînt următoarele: cuarț, microclin-pertit, plagioclaz, biotit și muscovit. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin zircon, apatit și minerale opace. Calcitul a fost întîlnit uneori substituind feldspatul sau depus pe fisuri.

Cuarțul este mineralul care are o semnificație majoră în contextul rocilor migmatice, deoarece acesta indică după modul cum se prezintă diferitele etape ale genezei rocilor feldspatizate. Paleocristalele de cuarț sînt cataclazate, de dimensiuni mici (0,08-0,02 mm) și alungite în sensul șistozității. Cataclazarea a precedat feldspatizarea, concluzie ce se desprinde din faptul că și celelalte minerale paleomicacee sînt rupte, așchiate sau contorsionate, în timp ce feldspatii alcalini nu arată fenomene de zdrobire. Uneori paleocristalele de cuarț sînt incluse în neofeldspati. O genera-

ție mai nouă de cuarț de natură juvenilă s-a depus pe fisurile mineralelor (pl. I, fig. 3). Acestea ar reprezenta de fapt cea mai mare parte din cantitatea de  $\text{SiO}_2$  introdusă din afară. În strânsă legătură cu această venire de silice, prin omogenizarea cristalelor de cuarț cataclazate anterior, au luat naștere porfiroblastele de cuarț cu contururi lobate, ale căror dimensiuni sînt cuprinse între 0,5-2 mm (pl. I, fig. 4; pl. II, fig. 4). La microscop se observă deseori structura în lagure a porfiroblastelor determinată de contururile voalate ale vechilor cristale (pl. II, fig. 1). Omogenizarea este uneori bine realizată, încît contururile paleocristalelor de cuarț sînt complet șterse. Porfiroblastele de cuarț prezintă o extincție în evantai foarte caracteristică și contururi ameoboidale.

Paleofeldspații sînt reprezentați prin plagioclazi scricitizați, iar neofeldspații prin microclin-pertit. Neofeldspații au contururi idiomorfe sau panidiomorfe și spre deosebire de feldspații plagioclazi sînt totdeauna proaspeți. Microclin-pertitele se dezvoltă de obicei de-a lungul direcțiilor de șistozitate, dar au fost observate la microscop și orientări oblice sau perpendiculare în raport cu șistozitatea. În aceste cazuri, fenomenele de împingere a paleocristalelor de către neofeldspați sînt evidente (pl. II, fig. 2).

Relațiile dintre mineralele noi și mineralele vechi sînt semnificative pentru structurile metasomatice. Au fost observate structuri de substituție și concrescere între neocuarț, muscovit și microclin-pertit, între cuarț și plagioclaz, biotit și neofeldspați. Structurile poikilitice ale microclin-pertitelor sînt frecvente. Cîteodată două sau trei relicte de plagioclaz din interiorul unui micropertit prezintă aceeași orientare optică; în mod evident, în aceste cazuri relictele au provenit în urma substituției incomplete a unui singur individ. De obicei, plagioclazul se înconjoară de o aurcolă albică, atunci cînd este în contact nemijlocit cu un feldspat alcalin. Cel mai frecvent, dintre neofeldspați apare pertitul, care a luat naștere ulterior, pe seama microclinului. Structura în grătar a microclinului este uneori substituită de albit (pl. II, fig. 3).

În general, feldspații alcalini nu prezintă fenomene de cataclază, dar fisurile existente sînt umplute cu cuarț foarte mărunt cristalizat, limpede, de natură juvenilă.

### Chimismul comparat al rocilor migmatice

Pentru a pune în evidență deosebirile de compoziție chimică între ectinite și migmatite, au fost colectate patru probe din ectinite și patru probe din migmatite, precum și o probă dintr-un filon feldspatic cenușiu.



Probele au fost luate perechi, adică în așa fel ca unui ectinil să-i corespundă, pe cât posibil, un migmatit care să fi avut înainte de feldspatizare aceeași compoziție mineralogică cantitativă și calitativă, cu a ectinitului. Pentru aceste probe s-au efectuat analize chimice de silicați (tab. 1) și apoi pentru a ilustra care sînt cationii emigrați din migmatite și care sînt cationii imigrați în migmatite au fost calculate celulele Barth corespunzătoare (tab. 2). Pentru a urmări mai bine schimbul de cationi produs în rocile feldspatizate în urma proceselor metasomatice, bilanțurile rezultate din calculul celulelor standard sînt prezentate într-un tabel separat (tab. 3), în care pentru fiecare element în parte semnul minus urmat de cifra respectivă indică numărul cationilor îndepărtați din roca supusă migmatizării, iar semnul plus urmat de cifra corespunzătoare, numărul cationilor introduși în roca feldspatizată. Acest schimb de ioni este calculat pentru o celulă standard formată din 160 atomi de oxigen.

Analizînd tabelul 3 se constată creșterea cantității de siliciu în rocile migmatice, cu o singură excepție pentru proba B; excepție care se explică prin caracterul extrem de euarțitic al ectinitului respectiv.

În migmatitele A' și B' s-a introdus o oarecare cantitate de potasiu, în timp ce în migmatitele C' și D' un număr relativ mic de ioni de potasiu a fost îndepărtat; în schimb, numărul ionilor de sodiu din migmatite este sistematic mai mare decît în ectinitele corespondente. Aceste fapte ne sugerează ideea, întărită și de observațiile microscopice, că inițial neofeldspatul a avut un caracter potasic și a fost reprezentat aproape exclusiv prin microclin. Ulterior microclinul a fost parțial substituit metasomatic prin albit și astfel au luat naștere pertitele. Această substituție albitică a fost neuniformă; în unele zone a avut o intensitate mai mare, în altele mai mică, în timp ce în alte părți nu s-a manifestat deloc. A fost suficient ca numărul de cationi de sodiu care au substituit potasiul în rețeaua microclinului să fi fost ceva mai mare decît numărul de cationi de potasiu introduși din afară pentru ca bilanțul potasiului să apară negativ.

În rocile migmatice crește ușor cantitatea de calciu, situație care ilustrează, după cum se observă la microscop, depunerea secundară a calciului.

Elementele îndepărtate din rocile feldspatizate sînt Fe, Ti, P și Mg.

Rocile supuse transformărilor metasomatice conțin mai puțină apă, în raport cu ectinitele ( $\text{OH} = -12,6; -1,32; -6,04; -14,60$ ). Acest lucru se explică prin înlocuirea mineralelor hidroxilate de tipul biotitului și muscovitului de către feldspații alcalini.



TABELUL I

Analize chimice

Nr. crt.	Proba	Denumirea rocii	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	H <sub>2</sub> O	Total
1	A	Quarțit cu biotit	64,96	1,04	13,32	2,41	5,45	2,10	0,91	2,15	4,60	0,10	—	0,07	0,55	2,37	100,03
2	A'	Migmatit	69,05	—	15,97	1,18	—	0,35	2,03	3,99	5,45	0,10	1,50	—	—	0,46	100,17
3	B	Quarțit	71,98	0,64	13,89	2,12	2,16	0,65	1,10	2,58	3,47	0,05	—	0,06	0,02	1,36	100,08
4	B'	Migmatit	62,36	—	20,90	2,77	—	0,50	1,57	5,28	4,40	0,12	0,69	0,05	—	1,10	99,75
5	C	Quarțit arcozian	53,34	1,30	26,54	4,64	3,40	—	1,40	2,93	4,63	0,28	—	0,05	0,12	2,30	101,02
6	C'	Migmatit	74,83	—	11,61	2,50	—	0,85	0,60	5,84	2,66	0,12	—	—	0,18	1,30	100,30
7	D	Șist cuarțitic cu biotit și muscovit	58,93	1,30	21,61	0,43	6,59	—	1,12	1,32	4,18	0,14	—	0,03	0,20	3,95	99,80
8	D'	Migmatit	65,32	1,05	19,06	2,18	3,61	—	1,61	2,77	2,84	0,14	—	0,08	0,11	1,44	100,21
9	E	Pilon feldspat-fumuru (microclin)	64,35	—	18,10	0,75	0,45	0,35	1,05	1,75	12,23	0,05	—	0,10	—	0,60	99,80

Analiză: Lucreția Anghel (2,4), Mariana Cristea (1,3), Alexandra Dănculeșcu (6), Cristina Popescu (5,7,8), Gr. Racu (9).



TABELUL 2  
Cetula Barth

Nr. cut.	Proba	K	Na	Ca	Mg	Fe	Mn	Al	Ti	P	Si	O <sub>100</sub>	O <sub>1100</sub>
1	A	5,24	3,74	0,86	2,78	5,53	—	13,90	0,71	0,04	57,90	145,30	14,70
2	A'	6,22	6,76	1,90	0,36	0,78	—	16,55	0,00	0,00	60,50	157,36	2,64
3	B	3,80	4,34	1,04	0,83	2,91	0,03	14,18	0,43	0,07	62,33	152,20	7,80
4	B'	4,94	9,04	1,47	0,64	1,85	0,06	2,76	0,00	0,06	56,10	153,52	6,48
5	C	5,22	5,04	1,33	0,00	7,52	0,29	27,53	0,85	0,05	47,05	146,44	13,56
6	C'	3,00	9,80	0,57	0,84	1,58	0,10	11,75	0,00	0,00	64,10	152,58	7,42
7	D	4,66	2,24	1,06	—	5,05	0,07	22,30	0,84	0,01	51,63	137,00	23,00
8	D'	3,14	4,68	1,54	—	4,03	0,07	19,58	0,78	0,04	57,08	151,60	8,40
9	E	14,26	3,08	1,00	0,43	0,37	0,02	19,45	—	0,05	58,72	156,40	3,60

TABELUL 3

Bilanțul rezultat din calculul cetulei Barth

Nr. crt.	Proba	K	Na	Ca	Mg	Fe	Mn	Al	Ti	P	Si	H
1	A'	+0,98	+3,02	+1,04	-2,42	-4,75	0,00	+2,65	-0,71	-0,04	+2,60	-12,06
2	B'	+1,14	+4,70	+0,43	0,19	-1,06	+0,03	+7,58	-0,43	-0,01	-13,29	-1,32
3	C'	-2,22	+4,76	-0,76	+0,84	-5,94	-0,19	-15,73	-0,85	-0,05	+17,05	-6,04
4	D'	-1,52	+2,44	+0,52	0,00	-1,02	-0,00	-2,72	-0,06	+0,03	+5,45	-14,60

Observații similare dar cu unele precizări semnificative se pot face construind tabelele de variații preconizate de Lapadu-Hargues.

Din tabelul 4 reiese faptul că în rocile migmatice raportul  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  este totdeauna mai mare decât pentru ectinite; se pune în

TABELUL 4

Valorile oxizilor după modelul Lapadu-Hargues

Oxizi	Proba							
	A	A'	B	B'	C	C'	D	D'
$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	0,50	0,60	0,48	0,46	0,28	0,33	0,25	0,29
$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$	1,89	0,43	0,74	1,20	0,63	2,18	0,31	0,97
MgO	2,10	0,35	0,65	0,50	0,0	0,66	0,0	0,0
CaO	0,91	2,03	1,10	1,57	1,40	0,60	1,12	1,81
FeO	5,45	0,0	2,16	0,0	3,49	0,0	6,59	3,61

evidență scăderea relativă a aluminului în raport cu creșterea sumei de alcalii. Dintre alcalii,  $\text{Na}_2\text{O}$  predomină cantitativ  $\text{K}_2\text{O}$ ; aceste observații reflectă fenomenul de albitizare a microclinului. În afara acestor precizări, pentru modul cum se comportă celelalte elemente, aceleași observații deja menționate adică, în migmatite simultan cu creșterea cantității de Ca scade cantitatea de Fe și Mg.

### Mecanismul procesului de feldspatizare

Observațiile de teren coroborate cu studiile microscopice și informațiile din literatură permit să ne facem o idee asupra modului cum s-a desfășurat fenomenele de feldspatizare.

Migmatitele diaditice tardecinematice sînt rezultatul circulației pe fracturi, crăpături și zone de slabă rezistență a unor soluții cuarțo-feldspatice.

Instalarea zonelor feldspatice a fost precedată de tectonizarea într-un grad oarecare a seriei Lainici-Păiuș și acest lucru a ușurat mult circulația soluțiilor cuarțo-feldspatice. Mineralul cel mai sensibil la solicitările mecanice a fost paleocuarțul, care la microscop prezintă fenomene caracteristice de cataclazare. Aceste procese sînt îndeosebi vizibile în embreșite.

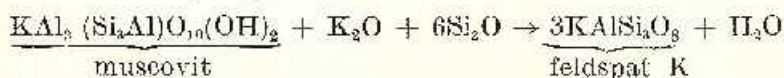


Alte embreșitele cu structură echigranoblastică cit și embreșitele cu structură porfiroblastică („dents de cheval”) au luat naștere ca urmare a infiltrației soluțiilor cuarțo-feldspatice pe zone tectonizate, care au pătruns apoi în intimitatea șisturilor cristaline sub formă de film intergranular. Mecanismul intim de desfășurare a schimbului de ioni între faza de vapori intergranulară și roca gazdă s-a produs probabil, așa cum presupune Orville, 1963, datorită gradientului de temperatură.

Substanțele volatile potasice fierbinți în contact cu rocile care conțin o fază solidă au tendința să restabilească echilibrul raportului K/Na între cele două faze fie prin cristalizarea directă a feldspatului potasic din soluție fie prin substituția feldspatului sodic preexistent cu feldspat potasic datorită gradientului de temperatură, și anume, ionii de potasiu vor migra către zonele cu temperatură mai joasă, iar ionii de Na către zonele cu temperatură mai înaltă (Orville, 1963). În felul acesta, s-ar putea explica formarea unor perite, dar mai ales a microclinului.

Fenoblastele de microclin și cuarț au luat naștere prin substituția metasomatică a mineralelor preexistente, dar aceste fenoblaste nu s-au format în întregime din elementele juvenile de potasiu și siliciu. O parte din aceste elemente au fost racolate din mineralele preexistente (muscovit, biotit, plagioclaz, cuarț) și mobilizate pe loc pentru construirea noilor edificii cristaline. În sprijinul acestei afirmații pledează rezultatele analizelor chimice, care arată introducerea în rocile feldspatice a unor cantități nu prea mari de alcalii și SiO<sub>2</sub> în raport cu marea participare și dimensiunile cristalinelor de feldspati alcalini și cuarț. Analizele microscopice sugerează de asemenea, prin structura în fagure a unor fenoblaste de cuarț, că acestea sînt în parte rezultatul remobilizării unor vechi cristale de cuarț de dimensiuni mai mici. În felul acesta nu sîntem obligați să ne imaginăm o circulație și un aport deosebit de mare de substanțe juvenile în șisturile cristaline pentru formarea rocilor migmatice embreșitice. Problema spațiului își găsește în felul acesta o rezolvare acceptabilă.

După Ramberg, între mineralele micacee dintr-o rocă în stare solidă și o fază de vapori care conține K<sub>2</sub>O se petrece următoarea reacție cu formare de feldspat potasic:



În mod similar, și biotitul poate reacționa cu K<sub>2</sub>O; din această reacție rezultă, de asemenea, feldspat potasic; se îndepărtează apa și elementele fero-magneziene. Un schimb de ioni, la o temperatură și o presiune convenabilă, se poate produce și între ionii de potasiu din faza de





vapori și ionii de sodiu ai unei faze solide, efectul fiind de asemenea apariția feldspatului potasic.

După formarea embreșitelor, care au avut inițial un caracter potasic, echilibrul mineralogic și chimic a fost din nou deranjat prin schimbarea condițiilor de temperatură și presiune și venirea unor noi soluții cuarțofeldspatice, de data aceasta cu un pronunțat caracter sodic. Rezultatul a fost albitizarea feldspatului potasic. O parte din ionii de potasiu din rețeaua microclinului au fost înlocuiți cu sodiu:



Această albitizare a microclinului s-a produs, credem noi, la scurt interval după formarea feldspatului potasic, datorită unui aport de soluții sodice, care însă au avut o temperatură mai joasă decât a rocilor cu care au venit în contact. Rocile au moștenit un timp temperatura înaltă a primei faze potasice de feldspatizare. Conform schemei preconizate de Orville, în această etapă sodiul din substanțele volatile a migrat către zonele mai calde substituind în rocă ionii de K care la rândul lor au trecut în faza de vapori.

În timpul procesului de feldspatizare și ceva mai târziu s-a introdus o cantitate de SiO<sub>2</sub> din care o parte a ajutat ca paleocristalele de cuarț tectonizate să se remobilizeze în fenoblaste, iar o altă parte de SiO<sub>2</sub> s-a depus pe fisuri sub formă de cristale limpozi mărunte.

### Vârsta feldspatizării

O primă ipoteză care trebuie luată în considerație este aceea că migmatitele sînt legate de punerea în loc a granitoidului de Șușița, sincinematice, în raport cu orogeneza balcaniană (Savu, 1970)<sup>6</sup>. Immediata vecinătate a corpului granitic cu zonele feldspatizate conduce la ideea că acestea sînt în legătură iminentă cu diferențierea magmatică a granitului de Șușița.

Pe de altă parte, fenoblastele de neofeldspați alcalini din regiunea cercetată, se aseamănă ca formă, geneză și compoziție chimică cu fenoblastele de feldspați alcalini descriși de Răileanu et al. (1967) în partea de vest a munților Vilcan, sector unde feldspați alcalini străbat formațiunile sedimentare permene; deoarece formațiunea de Schela, care se dezvoltă în apropierea zonelor migmatizate, nu este afectată de fenomenele de feldspatizare, este probabil ca aceste procese să fi avut loc înaintea sedimentării formațiunii de Schela, formațiune pe care în acest caz ar trebui s-o considerăm liasică (Manolescu, 1937). Vom

<sup>6</sup> Op. cit. p. 5.

menționa aici faptul că și formațiunile liasice situate în zona de vest a munților Vilcan nu sînt afectate de fenomene de feldspatizare (Răileanu et al., 1967). Mai mult, în 1968 Maier și Căulea, determinînd vîrsta absolută a unor granite din România pe baza extincției ondulatorii a cristalelor de cuarț, ajung la concluzia că granitul de Tismana este de vîrstă carbonifer-permiană (280 milioane ani). Granitul de Tismana este considerat de Bercia, Bercia (1958)<sup>7</sup> ca fiind format prin metasomatoza alcalină în urma căreia au luat naștere porfiroblastele de feldspat identice cu cele observate de noi în seria Lainici-Păiuș. Aceste fapte sugerează ideea că feldspatizarea seriei Lainici-Păiuș, cel puțin în parte, a fost urmarea mișcărilor hercinee tîrzii în Carpații Meridionali. Migmatitele din seria Lainici-Păiuș se dezvoltă în imediata vecinătate a granitului de Șușița, dar în acest caz nu puteam presupune că feldspatizarea ar avea legătură cu acesta, întrucît granitul de Șușița este sincinematîc în raport cu orogeneza baicaliană (Savu, 1970). Diferențierea magmatică nu a putut dura o perioadă atît de lungă.

Dar dacã vom considera feldspatizãrile de vîrstã hercinee, în mod normal ar trebui ca formațiunea de Tulîșa să fie afectată. Or, acest lucru nu a fost observat decît într-un singur punct, la Stîncești, după cum menționează Pavulescu, de cãtre Mrazec. Este de asemenea incompatibilă cu vîrsta hercinee a migmatitelor și observația că formațiunea de Schela este nefeldspatizată, dacã această formațiune o considerăm carboniferă (Drăghici et al., 1967) sau carbonifer-liasică (Semak, 1963).

Vîrsta migmatitelor rămîne să fie rezolvată în viitor, pe mãsura ce unele probleme de stratigrafie vor fi elucidate.

### Concluzii

Rocile feldspatizate din cadrul seriei Lainici-Păiuș sînt reprezentate prin diadisite, agmatite și embreșite.

Diadisitele și agmatitele se dezvoltă în partea inferioară a seriei cristaline Lainici-Păiuș. Acestea s-au format prin introducerea mecanică și consolidarea unor soluții cuarțo-feldspatice pe zone de fracturi, fisuri sau plane de șistozilate. Contactele dintre formațiunea filoniană nefeldspatică și șisturile cristaline sînt deseori tranșante. Metasomatoza a avut aici un rol secundar.

<sup>7</sup> Op. cit. pct. 3.



Embreșitele, atât cele cu structură eohigranulară cât și cele cu structură porfiriblastică („dents de cheval”), situate mai ales în partea superioară a seriei cristalofiliene Lainici-Păiuș care aici are un caracter mai șisto-micaceu, mai puțin compact, sînt formate prin metasomatoză. Acest punct de vedere este susținut de structurile embreșitelor și de analizele chimice comparate. Fenoblastele de feldspați alcalini au dimensiuni mari, pînă la 10 cm lungime, au forme cristalografice perfect idiomorfe, orientate uneori perpendicular pe direcția de șistozitate. În aceste situații, fenomenul de împingere a mineralelor mai vechi de către fenoblastele de neoformație se observă atât macroscopic cât și microscopic. Structurile poikilitice, mirmechitice, diablastice precum și existența porfiriblastelor de cuarț cu contururi lobate, uneori suprapuse pe un fond de paleocristale cataclazate, sînt caracteristice pentru metasomatism. Prelucrarea analizelor chimice și interpretarea comparată arată schimbul de ioni în procesele metasomatice. Calculul celulei Barth demonstrează că în rocile migmatizate crește cantitatea de  $\text{SiO}_2$  și alcalii ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) și simultan scade numărul de ioni de Mg, Fe, Ti, P, iar în unele cazuri de Al. Aceste concluzii sînt în esență conforme cu părerile lui Reynolds (1946) asupra schimburilor geochimice care se produc într-o rocă în cel de-al doilea stadiu de granitizare.

Reynolds indică însă pentru rocile granitizate o descreștere a conținutului de calciu, ceea ce în cazul nostru nu se verifică; rocile migmatice analizate arată o ușoară creștere a cantității de calciu. Această constatare este însă compatibilă cu concluziile la care au ajuns Lapadue-Hargues. Referitor la creșterea cantității de calciu în rocile feldspatizate, comparativ cu acelea nefeldspatizate, la aceeași concluzie ajunge și Dimitrescu (1964), pentru gnaisele de injecție din munții Făgăraș precum și Escher (1966) pentru rocile granitizate din regiunea Nanortalik (Groenlanda). Creșterea conținutului de calciu din migmatitele din seria Lainici-Păiuș se explică prin prezența calcitului depus secundar pe fisuri și care în mod semnificativ indică circulația unor soluții prin aceste roci. Tabelul de variație a elementelor preconizat de Lapadue-Hargues arată în rest identitatea de păreri cu cele exprimate de Reynolds, unele aspecte fiind chiar mai bine evidențiate. Scăderea relativă a  $\text{Al}_2\text{O}_3$  concomitent cu creșterea conținutului de alcalii în rocile migmatizate este convingător ilustrată prin valorile raportului  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Dintre elementele alcaline, sodiul predomină cantitativ potasiul.

Feldspatizarea s-a produs pe zone de slabă rezistență, acolo unde în prealabil șisturile cristaline au fost faliate, fisurate sau zdrobite tectonic.



Mărturie în acest sens sînt filoanele neofeldspatice, precum și paleocristalele de cuarț și mineralele micacee cataclazate sau indoite, din embreșite. Legătura dintre mișcările tectonice și feldspatizare este menționată și de alți cercetători (Gore, 1968; Walker, Mathias, 1946). După crearea spațiilor în șisturile cristaline, s-a produs ascensiunea soluțiilor cuarțo-feldspatice, care la început au avut un caracter potasic. Schimbul intim de ioni și substituția metasomatică între faza de vapori intergranulară și roca gazdă s-a produs pentru embreșite, probabil așa cum spune Orville, datorită gradientului geotermic.

Cantitatea de K și  $\text{SiO}_2$  introdusă din afară pentru formarea embreșitelor, așa cum arată analizele chimice și cum sugerează observațiile microscopice, nu a fost prea mare. Pentru construirea noilor edificii cristaline microclinul a luat o mare parte din potasiu, din muscovitul și biotitul preexistent, adică din paleomineralele substituite prin metasomatoză. Cuarțul porfiroblastic cu contururi ameboidale a rezultat din remobilizarea paleocristalelor de cuarț cataclazate, remobilizare care a fost posibilă prin introducerea din afară a unei cantități de  $\text{SiO}_2$ .

După faza potasică a urmat faza sodică, soldată cu albitizarea microclinului. În acest fel au luat naștere micropertitele și pertitele. În această etapă au continuat să se formeze porfiroblaste de cuarț și să se depună pe fisurile mineralelor cuarț și calcit de origine juvenilă. Albitizarea metasomatică este un fenomen frecvent, care urmează fazei potasice (Pavelescu, 1963; Pavelescu, Pavelescu, 1964; Escher, 1966).

## BIBLIOGRAFIE

- Codârcea Al., Pavelescu L. (1963) Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'Autochtone danubien des Carpates Méridionales. *Assoc. Géol. Carp.-Balk. Congr. V, II*, București.
- Dimitrescu R. (1964) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *An. Com. Geol. XXXIII*, București.
- Drăghici C., Huică I., Isaac Maria, Biloiu M. (1967) Date privind geologia zonei Schela-Vicuroi. *D. S. Com. Stat. Geol. LIII/1*, București.
- Escher A. (1966) The deformation and granitization of Ketilidian rocks in the Nanortalik Area, S. Greenland. *In Grönlands Geol. Undersøgelser, Hul. 59*, Trondheim.
- Ghika-Budești Șt. (1934) Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotruului (Carpates Méridionales, Roum.). *An. Inst. Géol. XVI*, București.
- Gore J. Dorothy (1968) Potash Metasomatism and Granitization Accomplished by Boron-Potassium Compounds. *Inst. Geol. Congress. Report of the Twenty Third Session, Czechoslovakia, Section 1, Praha*.



- Maier O., Caulea V. (1968) O nouă metodă optică de determinare a vîrstei relative a granitelor aplicată unor granite din România. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/3, București.
- Manolescu G. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vilcan (Carpathes Méridionales). *An. Inst. Géol. Roum.* XVIII, București.
- Orville P. M. (1963) Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Am. J. Sci.* 261/3, New-Haven.
- Pavelescu L. (1963) Contributions à l'étude du subassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophyliennes dans la partie centrale et orientale de l'Autochtone danubien. *Assoc. Géol. Carp.-Balk. Congr. V, II*, București.
- Pavelescu Maria (1964) Geologia și petrografia văli Jiului Românesc între Oslea și Petroșeni. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- Pavelescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbăești și Iscreni. *D. S. Com. Geol.* L/I, București.
- Răileanu Gr., Bercia I., Pop Gr. (1967) Asupra vîrstei unor roci granitoide din munții Vilcan (Carpații meridionali). *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/1, București.
- Reynolds D. I. (1946) The sequence of geochemical changes leading to granitization. *Geol. Soc. Quart. Jour.* 102/3, London.
- Semaka A. I. (1963) Despre vîrsta formațiunii de Schela. *Assoc. Geol. Carp.-Balk. Congr. V, III/2*, București.
- Walker F., Mathias M. (1946) The petrology of two granite-slate contacts at Cape-Town, South Africa. *Geol. Soc. Quart. Jour.* 102/4, London.

## MIGMATITES DES VALLÉES ȘUȘIȚA VERDE ET PORCULUI (MONTS VILCAN)

### (Résumé)

Les processus de feldspathisation des Carpathes Méridionales (Roumanie) ont été observés par Ghika-Budești (1934). Dans les monts Vilcan (Carpathes Méridionales) les phénomènes de feldspathisation ont été signalés par Manolescu (1937). Plus tard, Bercia (1956), Pavelescu (1963) sont arrivés à la conclusion que les feldspathisations étaient d'origine métasomatique à partir des données recueillies sur le terrain et des études microscopiques. L'auteur y argumente ce point de vue à l'aide des analyses chimiques des roches migmatiques et ectinitiques, confirmées par les études microscopiques et de terrain.

Dans la série cristallophylienne Lainici-Păiuș (monts Vilcan), dans les vallées Șușița Verde et Porcului, les roches migmatiques se présentent sous forme d'agmatites, diadistites et embréchites.

Les schistes cristallins épimétamorphiques (faciès amphibolique rétro-métamorphisé au faciès de schistes verts) sont constitués à la partie inférieure de quartzites et quartzites arcosiens à biotite; vers la partie supérieure, les schistes cristallins passent graduellement aux schistes quartzeux à biotite (parfois chloritisé) ± muscovite, schistes séricito-chloriteux, schistes graphiteux, calcaires et micaschistes quartzeux.



Les filons quartzo-feldspathiques qui participent à la formation des agmatites et des diadésites sont constitués de microcline souvent albitisée (85%), quartz (12%), biotite, muscovite et calcite (3%). Ces filons traversent la structure des schistes cristallins ou s'insinuent sur leurs plans de schistosité, en constituant des migmatites hétérogènes. Leur origine est prépondéramment allochimique; le métasomatisme y a joué un rôle secondaire.

Les migmatites homogènes, constituées par métasomatose et représentées par embréchites, sont localisées de préférence dans la partie supérieure de la série Lainici-Păiuș, là où les schistes quartzeux ont un caractère plus micacé, moins compact. Leur structure est échigranulaire ou porphyroblastique (dents de cheval). On peut observer, au microscope, des cristaux de quartz, feldspath et minéraux micacés. Dans les endroits où les feldspathisations ont été plus intenses, la roche présente une structure quasi granitique. La quantité de muscovite et biotite baisse par rapport à l'intensité du processus de granitisation.

Au microscope, la composition minéralogique des embréchites est la suivante: quartz, microcline, perthite, plagioclase, biotite, muscovite, zircon, apatite et minéraux opaques. La calcite remplace partiellement le feldspath ou elle se dépose dans des fissures.

Le quartz des roches migmatiques a une signification majeure parce qu'il indique, par son aspect, les différentes étapes de la genèse des roches feldspathiques. Les paléocristaux de quartz sont cataclasés, à petites dimensions (de 0,80 mm à 0,02 mm), allongés dans le sens de la schistosité. La cataclasion a précédé la feldspathisation; cette conclusion ressort du fait que les autres paléominéraux micacés sont aussi rompus, brisés en éclats ou contorsionnés tandis que les néo-feldspaths et le néo-quartz ne présentent pas les traces du phénomène de brisement. Les porphyroblastes de quartz à contours lobés ont pris naissance par l'homogénéisation des paléocristaux de quartz cataclasés, grâce à une certaine quantité de  $\text{SiO}_2$  d'en dehors. Finalement cet apport juvénile de  $\text{SiO}_2$  a cristallisé dans les fissures des minéraux sous forme de quartz cristallin.

Les structures des embréchites prouvent que la métasomatose a eu lieu dans un milieu solide. Les phénoblastes de feldspaths alcalins sont grandes (environs 10 cm longueur) à formes idiomorphes, orientées parfois perpendiculaire sur la direction de schistosité. En ces cas, les phénomènes de poussée des minéraux anciens par les phénoblastes de néo feldspaths peuvent être remarqués tant macroscopiquement que microscopiquement. Les structures poikilitiques, mirmékitiques, diablastiques, ainsi que la présence des porphyroblastes de quartz à contours lobés, superposés à un fond de paléocristaux de quartz antérieurement cataclasés sont caractéristiques pour le métasomatisme dans le milieu solide.

L'interprétation comparée des cellules standard indique l'échange d'ions. Le bilan des cellules Barth démontre que, dans les roches migmatisées, la quantité de  $\text{SiO}_2$  et alcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) augmentent tandis que le nombre des ions de Mg, Fe, Ti, P et parfois Al baisse. En dernière analyse, ces conclusions sont conformes aux opinions de Reynolds sur les changements géochimiques qui ont lieu dans les roches pendant le deuxième degré de granitisation. Mais Reynolds indique pour les roches granitiques un amoindrissement de la teneur en calcium, ce qui n'est pas valable dans notre cas, parce que les roches migmatiques analysées manifestent une faible augmentation de la teneur en calcium. Cette constatation va de paire avec les conclusions de Lapadu-Hargues. Quant à l'augmentation du calcium dans les roches feldspathisées par comparaison à celles non feldspathisées, Dimitrescu (1964) est arrivé aux mêmes conclusions pour les gneiss d'injection des monts Făgăraș (Carpatés-Orientales); de même Escher (1966) pour les roches granitisées de la région Nanortalik (Groenland). L'augmentation de la teneur en calcium dans les migmatites de la série Lainici-Păiuș s'explique par la présence de la calcite, déposée secondairement dans les fissures et qui indique d'une manière significative la circulation des solutions dans ces roches. Du reste, le

tableau de variation des éléments, préconisé par Lapadu-Hargues, fait voir l'identité d'opinions avec celles de Reynolds, certains aspects étant mieux mis en évidence. Par exemple, la baisse relative du  $Al_2O_3$  simultanément avec l'augmentation de la teneur en alcalis dans les roches migmatitisées est illustrée d'une manière convaincante par les valeurs du rapport  $Na_2O + K_2O/Al_2O_3$ ; de tous les éléments alcalins, c'est le sodium qui prédomine quantitativement par rapport au potassium.

À la suite de l'analyse des bilans de la cellule Barth, on constate la baisse de la teneur en eau dans les roches feldspathisées par rapport à celles non-feldspathisées. Ce fait s'explique par cela que le feldspath sodo-potassique contient en réseau une quantité d'eau plus petite que les minéraux micacés qu'il remplace.

La feldspathisation a eu lieu dans des zones de faible résistance, là où les schistes cristallins ont été préalablement faillés, fissurés ou brisés par l'activité tectonique. Dans le sens de ce qui a été dit, les filons feldspathiques ainsi que les paléocristaux de quartz et les minéraux micacés cataclasés des embréchites font foi. Après la fissuration des schistes cristallins, c'est l'ascension des solutions quarizo-feldspathiques qui s'est produite, ayant au commencement un caractère potassique. L'intime échange d'ions et la substitution mélasomatique entre la phase de vapeurs intergranulaire et la roche hôte a eu lieu pour embréchites grâce au gradient géothermique (selon Orville).

La quantité de K et de  $SiO_2$ , introduite d'en dehors pour la formation de la microcline et des phénoblastes de néo-quartz, selon les analyses chimiques et les données microscopiques, n'a pas été trop grande. Pour constituer les nouveaux édifices cristallins, la microcline a pris une partie du potassium de la muscovite et la biotite préexistantes c'est-à-dire des paléocristaux substitués par métasomatose. Le quartz porphyroblastique à contours lobés a résulté de la remobilisation qui a été possible par l'introduction d'une quantité juvénile de  $SiO_2$ .

La phase potassique a été suivie par la phase sodique, qui s'est soldée avec l'albitisation de la microcline. De cette manière ont pris naissance les micropertchites et les pertchites.

## PLANȘA I

Fig. 1. — Vine de albit încrușate (alb), dezvoltate pe seama unui feldspat potasic (negru) N + ;  $\times 10$ .

Veinules d'albite entrecroisées (blanc), développées sur un feldspath potassique (noir). N + ;  $\times 10$ .

Fig. 2 — Microclin cu structură poikilitică; în centru (alb) un cristal mai mare de plagioclaz ușor sericitizat cu contururi franjurate. Se mai observă și alte incluziuni de plagioclaz, cuarț și biotit. N — ;  $\times 10$ .

Microcline à structure poikilitique; au centre (blanc) un cristal plus grand de plagioclaste faiblement sericitisé à contours frangés. On observe encore d'autres inclusions de plagioclaste, quartz et biotite. N + ;  $\times 10$ .

Fig. 3. — Cuarț juvenil (alb) aliniat pe fisurile unui cristal de microclin. N — ;  $\times 70$ .

Quartz juvénile (blanc) aligné dans les fissures d'un cristal de microcline. N — ;  $\times 70$ .

Fig. 4. — Porfiroblaste de cuarț cu extincție în evantai (alb), (stînga și centru) format prin remobilizarea paleocristalelor cataclazate de cuarț (sus, dreapta jos). N + ;  $\times 70$ .

Porphyroblastes de quartz à extinction en éventail (blanc), (à gauche et au centre), formé par la remobilisation des paléocristaux cataclasés de quartz (en haut, en bas à droite). N + ;  $\times 70$ .

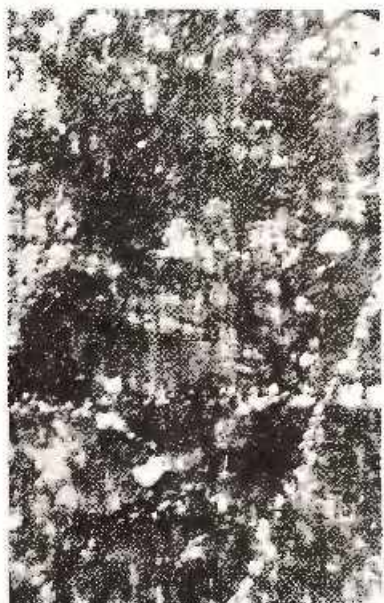




1



2



3



4



## PLANȘA II

Fig. 1. — Structură în fațure; paleocristale de cuarț, cu dimensiuni mici pe cale de a fi încorporate în structura porfiroblastelor de neocuarț; dreapta sus și stînga jos, microclin perțite. N — ;  $\times 70$ .

Structure alvéolaire: paléocristaux de quartz à petites dimensions en train d'être incorporés dans la structure des porphyroblastes de néoquartz; en bas à gauche et en haut à droite, microcline-perfite. N + ;  $\times 70$ .

Fig. 2. — Trei neocristale dezvoltate perpendicular pe sistozitate; jos dreapta (alb negru) un porfiroblast de cuarț; mijloc (negru) și sus (cenusiu) porfiroblaste de microperțite. N + ;  $\times 10$ .

Trois néocristaux développés perpendiculairement sur la schistosité; en bas à droite (blanc-noirâtre) un porphyroblaste de quartz; au centre (noir) et en haut (grisâtre) des porphyroblastes de microperfite. N + ;  $\times 10$ .

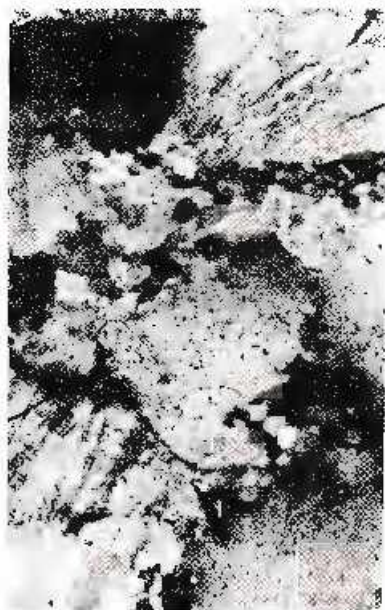
Fig. 3. — Structura în grătar a microclinului substituîtă incipient prin albit vermicular (alb). N — ;  $\times 70$ .

Structure quadrillée de microcline faiblement substituée par de l'albite vermiculaire (blanc). N + ;  $\times 70$ .

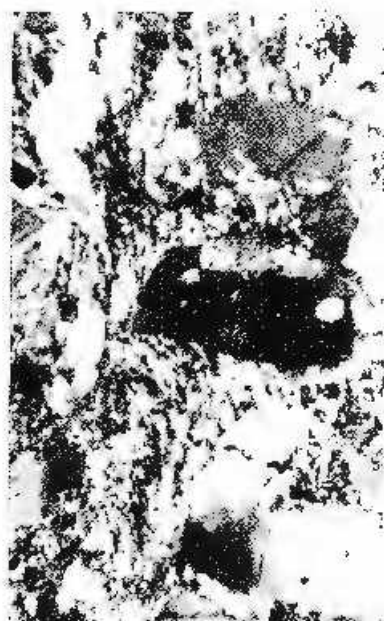
Fig. 4. — Peléspați plagioclazi corodați, incluși într-un porfiroblast de cuarț (negru). N — ;  $\times 70$ .

Feldspaths plagioclases corrodés, inclus dans une porphyroblaste de quartz (noir). N + ;  $\times 70$ .

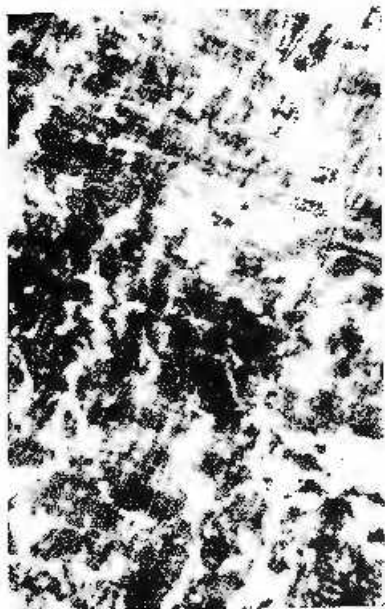




1



2



3



4



PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

LITOLOGIA CALCARELOR MEZOZOICE ASOCIATE  
BAUXITELOR DIN MASIVUL PĂDUREA CRAIULUI  
(MUNȚII APUSENI)<sup>1</sup>

DE

VICTOR CORVIN PAPIU<sup>2</sup>

**Abstract**

Lithology of the Mesozoic Limestones Associated with the Bauxites of the Pădurea Craiului Massif (Apuseni Mountains). The Mesozoic limestones associated with the bauxites of the Pădurea Craiului massif (Apuseni Mountains) are represented by the Upper Jurassic reef limestones in the basement of bauxites, and lacustrine limestones with Charophytæ. Neocomian in age, and subordinately marine limestones in the roof of these bauxites. The lithological study pointed out a wide range of types of calcareous rocks. Within the Jurassic limestones three lithofacies may be distinguished: reef facies *str. s.* (organogenous limestones), reef-like facies (the lithological types being distinguished as a function of the relationship between the material of a lithoclastic-organogenous nature and of the precipitation one and the diagenetical facies. Among the Neocomian limestones there have been distinguished organogenous limestones under the continental facies (lacustrine), and subordinately the limestones under the littoral marine facies (calcirudites), as well as limestones under the mixed facies (?) (organogenous-granular). The accumulation of the Upper Jurassic reef limestones was followed by a continental phase (Purbekian-Waldian) when bauxites and lacustrine limestones have formed; this phase has not excluded in some zones the preservation of the marine characters.

**I. Considerații generale**

Depozitele de bauxită din masivul Pădurea Craiului (Munții Apuseni) se găsesc placate peste calcare jurasice-superioare în facies de Stranberg și sînt acoperite de calcare de vîrstă cretacic-inferioară, în facies preponderent lacustru, caracterizate prin prezența charophytelor. Studiul petro-

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 7 februarie 1969.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



grafie pe care îl prezentăm se referă la rocile din imediata vecinătate a lentilelor de bauxită, fără a avea pretenția de generalizare asupra întregii formațiuni calcareoase din masivul Pădurea Craiului. Materialul utilizat în acest studiu provine atât din aflorimente naturale cât și din forajele executate de Întreprinderca Geologică de Explorări pus la dispoziție de G. Jacotă.

Calcarele mezozoice din masivul Pădurea Craiului au format obiectul unui capitol principal în toate studiile geologice întreprinse în regiune, mai ales pentru stabilirea stratigrafiei, fără însă a se fi executat cercetări litologice de amănunt. Înainte de primul război mondial, începând cu H a u e r (1852), aceste roci au fost menționate de o seamă de autori, cum sînt: M à r t o n f i (1884), M a t y a s o v s z k y (1882) și apoi studiate de H o f f m a n n (1898), S z á d e e z k y (1905), L a c h m a n n (1908), P a u l s (1913), P á l f y, R o z l o z s n i k, S z o n t a g h (1912), R o z l o z s n i k (1918), F i s c h (1924). Ulterior geologia masivului Pădurea Craiului este cercetată de K r ä u t n e r (1939), iar în ultimele două decenii de: P a t r u l i u s (1955)<sup>3</sup>, P a u l i u c (1953)<sup>4</sup>, R â i l e a n u (1957), P r e d a (1962). P a t r u l i u s analizează caracterele calcarelor din culcușul și acoperișul bauxitelor, scoțînd în evidență variațiile structurale și paleontologice, în funcție de orizonturile definite. D r a g a s t a n, I s t o c e s c u, D i a c o n u (1966) citează în aceste calcare o microfioră caracteristică pentru Cretaciacul inferior (Barremian-Aptian) și pentru Jurasicul superior.

Studii recente<sup>5</sup> au arătat că calcarele jurasice conțin cantități cu mult mai mici de stronțin decît cele urgoniene cu pahiodonte, mijloc prin care pot fi deosebite cele două tipuri litologice. Calcarele cu charophyto se caracterizează prin conținuturi intermediare. Prospecțiunile geofizice executate recent în masivul Pădurea Craiului au arătat că, în fundament, sub calcarele de Stramberg se găsesc o seamă de mase dense și cu proprietăți magnetice mai ridicate corespunzînd probabil unor roci eruptive bazice.

<sup>3</sup> D. P a t r u l i u s. Raport asupra geologiei bauxitelor din partea centrală a Pădurii Craiului cu o anexă asupra lucrărilor de cartare din 1954. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>4</sup> D. P a t r u l i u s. Raport asupra ridicărilor geologice în reg. Pădurea Craiului. (Apuseni) 1955. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>5</sup> S. P a u l i u c. Cercetări geologice în bazinul Bemeți. 1953. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>6</sup> S. B o r d e a, I r i n a B r a t o s i n, R. G i u ș c ă, A l e x a n d r a M e d e ș a n. Studii geochemice asupra serilor carbonatice din Munții Apuseni de Nord. Tema 51/62 — 1967. Arh. Inst. Geol. București.



## II. Studiul petrografic al calcarelor mezozoice

Studiul litologic executat asupra calcarelor mezozoice asociate bauxitelor din munții Pădurea Craiului a condus la întocmirea următoarei clasificări, în funcție de poziția stratigrafică și de litofacies :

### A) Jurasic superior (faciesuri biohermice și peribiohermice)

1. Facies recifal (biohermic *str. s.*) : calcare recifale,

2. Facies recifogen (sub- și perirecifal) :

a) calcare organogene (biocalcarenite) ; b) calcare organo-pseudoolitice (lito-chemo-biocalcarenite) ; c) calcare organo-pseudoolito-granulare ; d) calcare granulare ; e) calcare granulare breicioase ; f) calcare oolitice.

3. Facies diagenetic : calcare recristalizate.

### B) Neocomian (Purbekian-Wealdian)

1. Facies continental (lacustru) : calcare organogene microgranulare.

2. Facies marin litoral (macroelastie) : psefite calcaroase (calcirudite grosiere).

3. Facies mixt (marin + continental (?)) : calcare organo-granulare.

Un caracter comun atît calcarelor jurasice cît și celor neocomiene este lipsa totală a oricărui adaos de material detritic cum și conținutul cu totul subunitar al reziduiului clorhidric.

A) **Calcare jurasice-superioare.** În materialul examinat s-a constatat predominarea categorică a calcarelor recifogene asupra celor recifale, observație în concordanță cu situația tuturor masivelor calcaroase recifale, ca și cu observațiile oceanologice actuale. În general rocile întîlnite au textură masivă, rareori cu indicii de orientare sau chiar de stratificație, și culori deschise : alb-gălbui, uneori cu trecere spre cenușiu și negru. Grosimea întregii formațiuni este evaluată, de către Patrulius, între 200-300 m, cu variații locale. Anomaliile geofizice menționate considerăm că sînt datorate unor roci eruptive bazice (eventual diabaze), de tipul celor ce constituie de altfel substratul de fixare al recifilor portlandieni și în alte sectoare ale Munților Apuseni. Această interpretare apare astfel în concordanță cu ipoteza emisă de noi în trecut, potrivit căreia materia primă din care au luat naștere bauxitele din masivul Pădurea Craiului ar fi fost reprezentată prin tufuri diabazice desilicificate (Papiu, Mînzatu, 1968).

1. *Calcare recifale (construite).* Aceste depozite prezintă, după cum s-a enunțat, o dezvoltare cu totul subordonată și este posibil ca probocle cu asemenea caractere să reprezinte de fapt blocuri și fragmente psefitice



de calcare recifale, înglobate în depozitele de flane sau chiar perirecifale. Se caracterizează prin structură organică coralieră specifică. În masa fin granulară (alcătuită 60-70%), apar zone subțiri de calcit recristalizat cu aspecte meandriliforme. Local, se recunosc secțiunile transversale ale lojelor calcaroase, rareori cu septe vizibile, ca și structuri de crustificație care pot fi rezultatul acțiunii de precipitare a unor alge calcaroase de tip *Lithothamnium*. Uneori se vedește o tendință de conturare de forme circulare sau ovoidale, indicând că geneza corpusculilor pseudoolitici este legată de dizolvarea acestor resturi scheletice. În masa granulară, ca și în zonele recristalizate corespunzând lumenurilor primare, s-a constatat prezența unor schelete de foraminifere bine conservate, pătrunse după distrugerea substanței organice.

2. *Calcare recifogene*. Se caracterizează printr-un amestec intim și în proporțiile cele mai variate de detritus organic (recifal, bentonic și pelagic) intraclaste de calcilutite, corpusculi pseudoolitici. În cazuri speciale se adaugă oolite *str. s.*, cu structuri concentrice și concentric-radiare. Geneza pseudoolitelor este fără îndoială multiplă: fragmente calcaroase preexistente litice sau organogeno, organogenă (pelete fecale), sau organochimică, legată de trecerea în soluție a materialului calcaros, mai ales organogen, a cărui triturare a avut loc atît sub acțiunea abraziunii marine cît și a organismelor perforate, urmată de precipitare și aglutinare. Această aglutinare selectivă a fost invocată, pe baza observațiilor oceanologice, de Illing (1954) și Beals (1958) pentru explicarea genezei corpusculilor pseudoolitici. Beals o aplică unor depozite devoniene considerate ca rezultate din aglutinarea materialului coloidal sau în suspensie și dă rocilor rezultate denumirea de bahamite<sup>6</sup>. Acolo unde procesul de solubilizare a calcarului organogen a fost urmat de o amplă agitare a apei marine a avut loc procesul de oolitizare, acești corpusculi putînd fi și ei antrenati apoi în dinamica apelor, asemenea materialului detritic. În felul acesta a rezultat un material mixt, generat atît de procesul de abraziune cît și de corelarea acestui proces cu procese chimice și organochimice, însoțite de formarea de mîluri calcaroase (calcilutite). Depozitul psamitic (calcarenitul propriu-zis) are deci un caracter mixt (detrito-organo-chimic) corespunzînd, după litificare, unui calcar cu structură mixtă, tip litologie, pentru care Laughlinc (1929) a utilizat termenul de sper-

<sup>6</sup> Termen utilizat și de către unul dintre autori în legătură cu carbonatitele din epizona masivului Poiana Ruscă.



genit. În graficele date de F. J. Pettijohn (1957) ocupă un loc intermediar între termenii de microcoquina (biocalcarenite *str. s.*) alcătuite aproape numai din detritus organic și calcarele oolitice propriu-zise.

Calcările recifogene sînt așadar rezultatul acumulării la marginea recifilor, în zonele interrecifale sau în lagunile interioare ale atolilor (?), a materialului de trei proveniențe: detritic-organogenă (biocalcarenite), detritic-litogenă (litocalcarenite), chemogenă (chemocalcarenite)<sup>7</sup>. În această ultimă grupă se situează corpusculii pseudoolitici și oolitici (în unele cazuri) ca și calcilititele litografice. Participarea celor trei grupe de materiale la geneza calcărilor învederează așadar trei componente extreme: litogenă, organogenă și chemogenă. În graficul ternar dat de F. J. Pettijohn (1957), intervenția materialului terigon (cuartul) conduce spre rocile detritice (epiclastice) prin roci mixte.

Calcările granulare, pe de altă parte, apar ca rezultat al dezagregării și al reprecipitării diagenotice a carbonatului de origine detritică și chimică cu toate tranzițiile de la tipurile litologice prezentate și pînă la cele strict granulare. În cazul calcărilor litografice, în care originea s-ar datora consolidării milurilor (calcilitite) și desigur unor ample procese chimice, deosebirea este și mai anevoioasă, masa fiind calcaroasă avînd o origine mixtă. Din aceste motive, diagnoza privește de multe ori doar aspecte litologice locale care pot varia pe o scară întinsă chiar în același eșantion (microfaciesuri petrografice). Referindu-ne la timpul formării componentelor litologice, seria recifogenă rezultă în trei tipuri extreme și anume: materialul calcaros detritic (bio- și litogen), materialul calcaros rezultat din precipitarea singenetică sau penecontemporană și materialul calcaros epigenetic.

În cele ce urmează dăm descrierea principalelor tipuri de calcare recifogene recunoscute:

a) Calcăre organogene (biocalcarenite) (pl. I, fig. 2). În aceste roci materialul organogen domină în mod categoric asupra celui pseudoolitic, care însă nu este niciodată totalmente absent. În rocile cele mai bogate în detritus organic (calcarul din patul lentilei de bauxită de la Schircău) aceste resturi nu depășesc 90%, astfel că se situează aproximativ la limita dintre ceea ce se denumește microcoquina și spergenit; local au caracterul unor adevărate microlumașele, cu fragmente organice de dimensiuni foarte variate, de la centimetrice pînă la

<sup>7</sup> Introducerea acestui termen ne-a apărut utilă pe linia accepției genezei corpusculilor oolitici și pseudoolitici, pe calea precipitării chimice (tipul bahamitic).



submilimetrice, în care domină resturi de alge calcaroase și de organisme coloniale. Sînt frecvente și resturile de bivalve la care uneori se recunoaște și stratul lamelar. Alteori, forma lor inițială este indicată doar de o pulbere fină calcitică ce se concentrează la periferie, partea centrală fiind recristalizată. Constrația sedimentului, survenită cu litificarea mîlului, a determinat uneori fragmentarea acestor resturi cu o ușoară deplasare a porțiunilor rezultate care, în ansamblu, conturează forma inițială a fragmentului. Resturile de echinoderme constau în primul rînd din entroce, întregi sau fragmentare, urmate de radiolele de echinoide și de plăcile de crinoide, mai mult sau mai puțin denaturate de diageneză și cu periferia regenerată cu calcit de neoformațiune. În masa calcitului recristalizat se recunosc uneori insule sau mici zone periferice cu structură organică relictă. Numărul foraminiferelor, ca și gradul lor de conservare, este de asemenea foarte variat, formele întregi fiind frecvente (textularii, miliolide etc.). Resturile de brahiopode prezintă grade diferite de fragmentare și de diageneză. Pseudoolitele sînt în general circulare pînă la ovoidale și au dimensiuni care variază între 0,10 și 0,25 mm. Ele pot prezenta o uniformitate granulometrică remarcabilă, în jurul  $\approx \pm 0,25$  mm. Probele cu un procent de pseudoolite mai mare de 10% corespund — după cum s-a arătat — termenului de spergenit (fără material epiclastic). Cimentul, format pe seama resturilor organice amintite (autocimentare), este reprezentat prin calcit recristalizat, variînd cantitativ pe o scară întinsă (ex. 10% în calcarul din patul lentilei bauxitice de la Schireaua, 20-30% în puțul 3530 — I.S.F.M.).

b) Calcare organo-pseudoolitice (lito-chemo-biocalcarenite) (pl. I, fig. 1). Acest tip litologic poate fi derivat din precedentul prin creșterea cantității de pseudoolite în detrimentul celei de resturi organice. Cantitatea de corpusculi pseudoolitici poate ajunge pînă la 90%, evoluînd astfel spre un calcar pseudoolitic tipic (pl. II, fig. 3). Procesele diagenetice conduc uneori la fuzionarea corpusculilor sau la fuzionarea lor cu resturile organice astfel că structura evoluează spre o masă uniformă granulară, în care vechile contururi se recunosc cu atît mai greu cu cît metamorfoza este mai avansată (spre tipul calcarelor granulare). În alte cazuri (Cornet II-Fișca) resturile de organisme sînt bine individualizate și umplute uneori cu calcit fibroradiar sferulitic. Fragmentele diagenizate de alge, de bivalve și de organisme coloniale sînt frecvente alături uneori de spiculi de spongieri și de radiolari calcitizați. În aceeași secțiune se pot întîlni, alături de corpusculi pseudoolitici, estompați, forme bine



conturate puse în evidență și printr-o crustă de calcit fibroradiar. Liantul este calcit recristalizat ca și în cazul precedent.

Cel mai tipic calcar jurasic din această grupă conține pseudoolite și resturi organice în proporții analoge, iar heterogenitatea materialului îl situează la limita dintre calcarele pselitice și psamitice (calcarenil-calcirudit). Este remarcabilă buna conservare a fragmentelor de corali care pot atinge dimensiuni centimetrice, însoțite de material organic fin triturat, de entroece întregi și fragmentare, de pseudoolite de origine chimică sau de corpuseuli parțial dezagregați. Aceste calcare corespund, prin structură și componență, cu nisipurile coraliere actuale. Alcătuirea lor procentuală este indicată în tabelul 1.

TABELUL 1

Proba	Detritus organic %	Pseudoolite %	Diametru mm	Liant calcitic %
29 (Cornet II-Fișca)	50-70	30-40	0,14-0,20	±10
28 (Zece Hotare)	±50	±40	±0,20	±10
7 (Zece Hotare- bloc în bauxită)	10-30	70-90	0,15-0,20	±1-±10
8 (Limita cu bauxita, puț 3530. I.S.E.M.)	±40	±40	0,10-0,20	±20

Rocile descrise sînt adeseori străbătute de fisuri dese, anastomozate, umplute cu calcit, conducînd local spre tipul breccios. Pot prezenta insule de opal sau calcedonită fină asociată cu limonit (Cornet II-Fișca) sau limonit format pe seama unei pirițe hidrotermale. Silicea amorfă mai provine și pe seama spicuilor și radiolarilor, a căror prezență a fost citată mai sus, și care sînt substituiți cu calcit.

c) Calcare organo-granulare. Aceste roci rezultă din transformarea diagenetică a calcarelor descrise anterior, a căror structură se estompează treptat, conducînd pînă la tipurile fin granulare. Structurile inițiale se recunosc cu greutate. Corpuseuli figurați se dezagregă diagenetic sau apar fuzionați prin redepunerea calcitului. În calcarul de la limita cu bauxita din planul înclinat I.S.E.M. (pr. 6) se recunosc miliolide, ostracode, structuri de organisme coloniale, alge calcareoase, în proporție de 10-15% din masa rocii, iar în proba de la Cornet II-Fișca, în proporție de 20%. Notăm că unii corpuseuli din această probă au forme ce amintesc de resturile de taluri de charophyte, organisme caracteristice calcarelor

din acoperișul bauxitelor. Fuzionarea totală a corpusculilor pseudoolitici (până la 70%) conduce la o masă uniformă.

Pe fisurile care străbat aceste roci se recunosc concentrații de oxizi ferici (hematit) rezultați din oxidarea piritei. Oxizii ferici pot proveni de altfel și din depozitele bauxitice, aduși de apele de infiltrație. Este foarte probabil că, mai ales calcarele roșii, pigmentate cu oxizi ferici, conțin oxizi de ambele proveniențe.

Alteori, pseudomorfozele de hematit după pirită sînt localizate pe fisuri, alături de concentrări de oxizi ce conturează parcele de calcar în zonele mai brecioase sau se concentrează în jurul scheletelor de foraminifere. În calcarele de la Chicera Tarbii se observă microstilolite și suturi foarte fine marcate prin oxizi ferici, ca și zone difuze de hematit (coloidal) răspindite în toată masa rocii.

d) Calcare granulare fine. Sînt produsul final al diagenezei, în care întreaga masă calcaroasă s-a uniformizat. Cu totul sporadic, se mai pot recunoaște contururi primare de resturi organice sau de corpusculi. În toate aceste calcare apar granule de hematit, rezultate din oxidarea piritei uneori idiomorfe. În alte cazuri, acumulările de asemenea granule par independente de fisuri, indicînd o depunere anterioară ultimelor eforturi tectonice care au fisurat roca.

e) Calcare granulare brecioase. Se deosebesc de tipurile precedente doar prin textura brecioasă, rezultată din anostomozarea unui mare număr de fisuri orientate cu precădere pe o anumită direcție. Aceste fisuri, umplute cu calcit, prezintă uneori, la periferie, granule de hematit. Alteori fisurile străbat chiar granulele hematitice, dovedind o tectonizare ulterioară aportului de pirită. Independent de fisuri, în masa rocii se mai găsesc granule de hematit (sau hidrohematit) cu forme ovoidale și cu periferia înconjurată de cristale cu contururi idiomorfe. Presupunem că ne găsim în prezența unor glomeruli de pirită total substituiți cu oxid feric, a căror formare a avut loc tot anterior ultimei fisurări. Aceste observații ne-au condus la concluzia că aporturile hidrotermale au două vîrste: o generație anterioară fisurării principale din roca actuală și o a doua generație, legată chiar de această fisurare, precedînd depunerea calcitului diagenetic.

Aceste roci prezintă o structură microgranulară uniformă în care se conturează, extrem de rar și de estompat, formele organismelor și pseudoolitelor din calcarul inițial. Uneori fisurarea pare a se fi orientat pe conturul unor fragmente milimetrice de calcare preexistente (calcarele din patul lentilei bauxitice de la Chicera Tarbii). Corelația care există între gradul



de fisurare și transformarea diagenetică a rocii este deci evidentă. Epigeneza a acționat mai ales în urma acestor eforturi tectonice, iar procesul a fost înlesnit și de participarea unor soluții juvenile, survenite după litificație.

f) Calcare oolitice. Au o participare subordonată și apar ca un subfacies local în cadrul masivului calcaros preponderent recifogen, prezentând uneori amestecuri de oolite și pseudoolite (structuri mixte). Subordonat cantității celorlalte tipuri litologice, asemenea roci au fost determinate în materialul colectat din galeria de la Călățeaua (început de oolitizare) și de la Aștileu (unde s-au recunoscut cele mai tipice calcare oolitice). Corelarea datelor în cele două puncte ne-a condus la stabilirea a trei subtipuri litologice: (1) calcare cu început de oolitizare, (2) calcare oolitice mixte (cu adaosuri pseudoolitice), (3) calcare oolitice *str. s.*

(1) Calcarele cu început de oolitizare (embrionare sau incipiente) (pl. II, fig. 1, 2) sînt alcătuite, în proporție de cea 75%, din corpuseuli organo-detritici înconjurați de un singur strat pelicular calcitic (oolite superficiale, Carozzi, 1957), printre care rareori se remarcă resturi organice (plăci de crinoide, fragmente de brahiopode) necrustificate. Corpuseulii au  $D = 0,25-1,5$  mm iar liantul este calcitul recristalizat, alcătuint o plajă de cristale uniforme mărunte, cu contururi sinuoase și lobate ( $D = \pm 0,025$  mm), fără clivaj și macle polisintetice.

Formele corpuseulilor variază în funcție de formele nucleelor. În secțiuni sînt circulare, eliptice, poligonale, alungite, neregulate. Între nuclee se recunosc fragmente de alge calcareoase (?), de echinoderme (entroce, radiole, plăci de crinoide), fragmente de polipieri, de brahiopode și chiar foraminifere întregi (rotaliide). Alteori nucleul este reprezentat prin fragmente fin granulare, nedeterminabile sau cu structură ștearsă diagenetic, total sau numai în zona centrală (calcit recristalizat). Crustele de calcit sînt alcătuite dintr-o singură peliculă, rareori din două pelicule, au structură radiară și sînt groase de 0,04-0,08 mm. Oxizii fierici apar pe fisuri și în jurul sau în interiorul corpuseulilor, atestînd o origine net supergenă.

(2) Calcarele oolitice mixte (pl. I, fig. 3) sînt alcătuite din patru componente principale:

Oolite (mari) — cea 70% cu  $D = \pm 0,5-1$  mm;

Pseudoolite (mărunte) — cea 10% cu  $D$  sub 0,25 mm;

Resturi organice nedigenizate — sporadic asociate pseudoolitelor;

Ciment calcitic recristalizat — cea 20%.

Distribuția oolitelor în masa rocii este neregulată, în timp ce în unele porțiuni corpuseulii oolitici se concentrează atîngîndu-se reciproc, în altele



sînt separați prin ciment calcitic analog cimentului bazal. Pseudoolitele se concentrează local în zone milimetrice sinuoase, indicînd aporturi sau jeturi locale, printre corpuseculii oolitice mari.

Oolitele au forme circulare, rareori ovoidale, și sînt alcătuite din pături concentrice de calcit cu dispoziție radiară mai ales în stratul lor intern, cu grosimi de 0,015-0,025 mm, depuse în jurul unor nuclee organo-detritice calcaroase. Între acestea se recunosc granule calcarenitice cu structură microgranulară, foraminifere întregi (miliolide), fragmente spatice de echinoderme, alge calcaroase. Numărul crustelor calcitice vizibile variază între 3 și 8, cele dinspre nucleu prezentînd o structură din ce în ce mai ștearsă, astfel că uneori alcătuiesc o singură crustă cu grosime mare (pînă la 0,15 mm). Corodarea periferică diagenetică conduce la forme cu contururi ondulate, dar nu se întîlnesc oolitele tipice „cerebroide” cu structură ștearsă (Carozzi, 1962). Mai ales în porțiunile mai bogate în corpuseculi pseudoolitici, se adaugă și resturi de schelete organice: fragmente de bivalve mai mult sau mai puțin recristalizate și mai ales entrocele de crinoide prezentînd grade diferite de diagenizare, cu ștergerea structurii organice, urmată de apariția de monocristali spatice de calcit, uneori de dimensiuni centimetrice. În aceste cazuri, calcitul redopus alcătuiește liantul, iar conturul inițial al fragmentului de crinoid se poate încă recunoaște în masa calcitică de neoformațiune.

Roca este fisurată și impregnată cu oxizi fierici exogeni, atît în jurul diaclazelor cît și în jurul oolitelor în care procesul de substituire se manifestă uneori după crustele concentrice de calcit. Alteori oxizii substituie nucleul la care ajung pe fisuri, interesînd într-o măsură subordonată structura concentrică inițială.

(3) Calcare oolitice *str. s.* cu ciment recristalizat (pl. III, fig. 1,2). Rocile au un aspect destul de uniform fiind alcătuite din corpuseculi oolitici (cca 70%) incluși într-o masă de calcit recristalizat uniform, care constituie cimentul (cca 30%). Corpuseculii oolitici se mențin în jurul a  $\pm 1$  mm  $\varnothing$ ; cei de dimensiuni inferioare (ajungînd pînă la  $\pm 5$  mm) sînt cu totul subordonați cantitativ. Forma acestor corpuseculi este circulară, mai rar elipsoidală, rareori evoluînd spre aspecte triunghiulare sau colțuroase, impuse de forma inițială a nucleului. Structura este concentric-radiară caracteristică, iar nucleul reprezentat în genere prin resturi organice (fragmente de polipieri, de alge calcaroase, de echinoide, plăci de crinoide, foraminifere întregi) sau prin resturi indeterminabile cu centrul calcitic recristalizat, indicînd poate o evoluție diagenetică anterioară procesului de oolitizare. Adeseori nu se recunoaște nucleul central, fapt da-

toată fie secționării, fie depunerii carbonatului inițial în jurul unei bule de gaz. În alte cazuri, corpusculii centrali sînt rotunzi și cu structura fin granulară, putînd reprezenta chiar și un granul pseudoolitic. Mult mai rar apar oolite cu nuclee duble, rezultate din cîte două mici oolite preexistente. În fine, tot sporadic apar oolite cu nucleu excentric. Păturile de calcit au structura granulo-radiară cu marginea uneori aproape opacă. Structura descrisă pînă aici se întîlnește la cea 75% din oolite, la cea 25% fiind în mare parte ștearsă diagenetic. Numărul stratelor variază (pînă la 12), iar grosimea lor actuală, între 0,02 mm pentru corpusculii nealterați și 0,2 mm pentru cei cu structura primară ștearsă. Periferia oolitelor este în genere ușor ondulată evoluînd, ca și în cazul precedent, spre formele „cerebroide”. Din morfologia acestor corpusculi (pl. II, fig. 4) se poate deduce, paralel cu evoluția lor genetică, însăși evoluția paleogeografică a bazinului de acumulare. Continuitatea păturilor calcitice din apropierea nucleului indică o precipitare ritmică mai mult sau mai puțin continuă, proces care se poate întrerupe la un moment dat prin disecarea bazinului, avînd ca urmare deshidratarea și contractarea păturilor periferice, aflate încă în stare plastică. Consecința este denaturarea conturului inițial și discontinuitatea păturilor periferice. O nouă fază de submersie și de redepunere a carbonatului de calciu generează ultimele pături calcaroase care, după cum rezultă din planșa II, figura 4, mulează, de astă dată, forma cea nouă — cu discontinuități — a oolitului. Procesele de dizoluție ce au urmat au condus uneori la noi denaturări în contururile oolitelor și la formarea liantului din calcitul dizolvat. Uneori zonele de dizoluție se pierd în masa liantului asemenea unor nori granulari, indicînd că cimentul a luat naștere, pe scama stratelor calcitice de la periferia oolitelor. Din acest motiv, dimensiunile oolitelor se reduc, rămînînd doar nucleul central care, într-un stadiu și mai avansat, poate fi „digerat” integral. Faptul că și în aceste porțiuni au existat corpusculi oolitici se mai poate deduce și din caracterul local al calcitului care este ceva mai tulbure (datorată granulelor relictate). Destul de frecvente sînt însă și cazurile în care procesul de recristalizare se manifestă chiar între păturile de calcit granular care par a se desprinde de nucleul central. Fragmentele păturilor inițiale apar adeseori ca niște coji relictate în calcitul cimentului, păstrînd nealterată doar orientarea originală față de nucleu.

Sporadic se recunosc fragmente milimetrice de calcare organogene sau fin granulare, în bună parte „digerate” în procesul diagenetic (contururi relictate lobate), fragmente spatice de entroce cu periferia acoperită de



un strat difuz de calcit fin granular, ca și relietele unui detritus organic, nedeterminabil.

Liantul este reprezentat prin calcit recristalizat, în indivizi cu forme xenomorfe, cu olivaj evident și cu macle polisintetice.

Pe fisuri apare calcit larg recristalizat asociat de multe ori cu oxizi de fier mai ales periferic. Limitele acestor fisuri se pierd adesea în masa cimentului sau în calcitul secundar dintre păturile oolitelor. În spațiile dintre corpusculi se produc concentrații de oxizi asociate calcitului, indicând originea analogă celei de pe fisuri. Uneori cristalele de carbonat din aceste interstii vădese tendințe de idiomorfism și prezintă vagi structuri concentrice, datorată poate unor procese de dolomitizare cu totul locale.

În lumina acestor date se poate admite că recristalizarea liantului și ștergerea epigenetică a structurii primare se datorează acțiunii unor soluții interstițiale cu contribuția unor aporturi hidrotermale.

Genetic, roca poate fi numai parțial derivată din tipul precedent prin dizolvarea materialului fin din masa interstițială și a celui ce alcătuiește oolitele.

3.

3. *Calcare cu structură de recristalizare diagenetică.* Au fost remărcate în cadrul brecciilor și microconglomeratelor cu ciment bauxitic de la limita inferioară cu lentilele de bauxită. Contactul dintre fragmentele calcaroase și bauxită este tranșant și în genere fără modificări diagenetice. Fragmentele milimetrice și submilimetrice sînt însă uneori total recristalizate și din calcitul întrepătruns cu bauxita. Uneori, la marginea fragmentelor mari se recunoaște o vagă recristalizare, cu ștergerea structurii primare, dar fără schimburi ionice reciproce. Corpusculii hematitico-allitici pătrund (prin dizolvare și presiune) în masa calcarului (cariera Jofi, lentila 37).

Acest tip litologic are o dezvoltare redusă și nu prezintă treceri gradate sau locale, spre ortomarinure.

B) *Calcare cretacic-inferioare (pl. IV, fig. 3).* Principalul tip litologic care caracterizează formațiunea atribuită Neocomianului de peste lentilele bauxitice și calcarele jurasice este un calcar lacustru de culoare închisă pînă la neagră, stratificat, bogat în resturi de charophyte, ostracode și gasteropode. În mod subordonat, la același nivel, apar calcirudite alcătuite din blocuri și din fragmente pselitice, mai mult sau mai puțin rotunjite, cu ciment calcaros care, microscopic, lasă uneori impresia unor calcare omogene, datorată asemănării de culoare și consistență dintre ciment și galeți. În mod cu totul subordonat s-au recunoscut calcare or-



ganogen-granulare care prezintă, alături de resturile organismelor lacustre citate, un detritus organogen asemănător celui din calcarele jurasice (caractere mixte). În supoziția acumulării sincrone a celor trei tipuri de calcare, se poate ajunge la concluzia că, la începutul Neocomianului, carstul Pădurii Craiului, alcătuita un uscat pe care avusese loc acumularea bauxitelor, acoperit de lacuri și de mlaștini întinse (facies wealdian). Acest uscat alcătuita fărâmul unei mări în care locul condițiilor recifale fusese luat de condiții litorale propice acumulării materialului grosier detritic, material care se desprindea continuu din masa de calcare jurasice exondate care formau o faleză destul de escarpată. Local se produceau amestecuri datorate, fie unor ușoare ingresiuni marine, cu caracter local, fie unor aporturi de apă dulce (asupra acestei chestiuni păstrăm însă toate rezervele).

1. *Calcare lacustre cu charophyte și ostracode (organogene) pînă la calcare microgranulare* (pl. IV, fig. 1). Sub microscop aceste roci apar alcătuite dintr-o (a) masă calcaroasă fină, granulară, uneori aproape opacă, pigmentată în genere cu pigment coloidal, organo-hidroilitic și din (b) resturi scheletice de organisme granulare sau recristalizate (Schireaua) în diverse grade de diagenizare.

Din relația cantitativă dintre acești doi componenți rezultă diferite tipuri litologice: de la calcarul fin granular și pînă la calcarul organogen, în care organismele alcătuesc (doce-labil) pînă la 50% (Schireaua). În masa rocii și pe fisuri apar uneori insule cu calcar recristalizat însoțit de oxizi ferici (Călățeaua, Schireaua). Resturile de charophyte cele mai caracteristice sînt fragmente de taluri și ogoane secționare în toate planurile, cu structura uneori foarte clară. Astfel, unele fragmente lungi și subțiri de taluri sînt fragmentate păstrîndu-și însă forma și indicînd segmentarea prin contracția mîlului lacustru în care au fost incluse. Este probabil că mare parte din masa calcaroasă de bază este rezultatul amestecului intim de resturi organice fin triturate și mîl lacustru. În ordinea frecvenței, urmează resturile de ostracode lacustre, uneori fragmentare și sporadice, alteori numeroase (aproape cu aceeași pondere cu charophytele) și păstrîndu-și ambele valve. Subordonat apar resturi, mai mult sau mai puțin recristalizate, de bivalve și de mici gasteropode, adeseori întregi precum și un material organogen, puternic triturat și nedeterminabil. În unele cazuri resturile organice se concentrează în anumite porțiuni (Brusturi), indicînd fie mici zone preferențiale de acumulare a organismelor din mîlul de origine, fie redistribuiri ulterioare datorate mișcării în masa depozitului încă mobil.

Singurul material decelabil, de altă natură decât cele descrise, este reprezentat prin oxizii fierici care apar fie difuzi (hipergeni) în toată roca, fie în concentrații locale. Uneori se întâlnesc corpusculi ovali hematitici remaniați din bauxitele subjacente cum și concentrații difuze de pigment, arătând uneori o concentrare preferențială în jurul resturilor organice. Datorită rețelelor de fisuri, și aceste roci pot prezenta local textura microbrețioasă.

2. *Calciruditele grosiere* menționate apar sporadic în acoperișul bauxitelor. Presupunem că acestui tip litologic îi aparțin o seamă de calcare cu caracterele descrise la capitoul privind calcarele recifogene (jurasice), care am arătat că provin din remanierea blocurilor de calcare jurasice. Astfel este calcarul fin, aproape litografic, de la Cornet II-Fișca, în care se găsesc resturi organice coloniale (cu structuri dantelate-mandriiforme), ostracode și foraminifere granulare (miliolide, rotaliide) ca și fragmente de entroce. În mod excepțional s-a recunoscut un calcăr pseudoolitic organogen cu trecere spre structuri granulare datorată fuzionării pseudoolitelor urmată de ștergerea structurii. Se recunosc și aici foraminifere, resturi de alge și mici gasteropode (lacustre?). Ca și în cazurile precedente, aceste roci prezintă grade variate de fisurare, conducând spre aspecte locale microbrețioase.

3. *Calcare organo-granulare în facies mixt (?)*. Numai două probe din materialul examinat până în prezent ridică problema originii mixte, adică a amestecului de detritus organogen marin și lacustru, motiv pentru care păstrăm toate rezervele și asupra acestui tip litologic. Un prim tip este reprezentat printr-un calcăr granulo-organogen alcătuit dintr-o masă fundamentală granulară fină, rezultată din fuzionarea diagenetică a unor corpusculi de calcit, de tipul citat anterior, alcătuiind cca 80% din masa rocii. Și în aceste cazuri se conturează resturi organice greu determinabile, recristalizate sau umplute cu calcit, între care se recunosc ostracode, fragmente de organisme coloniale și, în mod problematic, miliolide și resturi de charophyte. Cel de-al doilea are o structură foarte fină, aproape litografică și include resturi organice fragmentare, între care se disting ostracode, texturarii și miliolide puternic diagenizate și, cu totul problematic, resturi de charophyte. Structura primară este profund modificată diagenetic, ca și în cazul precedent.

4. *Considerații asupra tectonicii și magmatismului*. Spre deosebire de calcarele jurasice, în care am arătat că apar două generații de fisuri, în



calcarele neocomiene am recunoscut doar o singură generație, fisuri umplute uneori cu pirită. De aici, desprindem concluzia că, între acumularea calcarelor jurasice-superioare și a celor cretaceice a avut loc o evidentă fază tectonică, urmată de aporturi hidrotermale. Calcările cu charophyte din acoperișul bauxitelor, prezintă indiciile unei unice faze tectonice, fiind tectonizate și hidrotermalizate într-o măsură mai mică decât calcările jurasice din patul bauxitelor. Am arătat anterior că, în calcările Jurasicului superior, fisurile celei de-a doua faze trec uneori prin cristalele de pirită din fisurile primei faze tectonice.

Pe baza acestor elemente presupunem că, în masivul Pădurea Craiului, după acumularea calcarelor de la finele Jurasicului, au avut loc erupții bazice de tipul celor cunoscute la nivelul Jurasicului superior și Neocomianului și în alte părți ale Munților Apuseni. Aceste erupții au generat materia primă, cineritică, pe seama căreia s-au format apoi bauxitele (P a p i u , M i n z a t u , 1968). Indicațiile privind o activitate juvenilă ulterioară acumulării calcarelor neocomiene sînt corelabile cu magmatismul banătitic sau neogen, deci ulterioare fazei de cutări laramice.

### III. Considerații geochimice

Analizele chimice executate asupra calcarelor jurasice și neocomiene din imediata apropiere a bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (tab. 2)

TABELUL 2

Analize chimice asupra calcarelor mezozoice din masivul Pădurea Craiului

Nr. probei	Calcare neocomiene				Calcare jurasice		
	4	5	9	226	8	42	Cornet
	%	%	%	%	%	%	%
SiO <sub>2</sub>	0,62	0,25	0,20	0,06	0,14	0,08	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,26	0,05	0,07	0,38	0,20	0,60	0,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39	0,23	0,23	0,37	0,26	0,22	0,20
TiO <sub>2</sub>	urme	urme	urme	urme	urme	urme	urme
CaO	54,73	55,14	55,14	54,54	55,08	54,41	55,16
MgO	0,40	0,40	0,50	0,80	0,40	0,90	0,50
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,05	urme	0,08	0,10	0,08	0,04
K <sub>2</sub> O	urme	0,03	urme	urme	0,09	urme	0,02
MnO	urme	urme	urme	urme	urme	urme	urme
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	urme	urme	urme	urme	urme	urme	urme
S	urme	urme	urme	lipsă	lipsă	lipsă	urme
H <sub>2</sub> O total	urme	urme	urme	urme	urme	0,02	urme
CO <sub>2</sub>	43,10	43,75	43,75	43,65	43,69	43,59	43,70
Total	99,83	99,90	99,89	99,88	99,96	99,91	99,83

Executate la Întreprinderea Geologică de Prospectări.



au arătat o mare asemănare, în ceea ce privește alcătuirea chimică între toate tipurile litologice. Este remarcabil faptul că toate conțin cantități subunitare de reziduu (0,054 % calcare jurasice și 0,70% calcarele cu charophyte)<sup>8</sup>. Ambele tipuri prezintă alumină de domeniul sutimilor de procent și silice de al sutimilor sau cel mult de al zecimilor de procent, fără vreo corelație cantitativă între conținutul în silice și alumină. Cantitatea de fier este destul de apropiată la toate probele analizate. Considerăm că fluctuația menționată trebuie pusă exclusiv pe seama aporturilor din masele bauxitice pe calea soluțiilor descendente, în cazul calcarelor jurasice și prin remobilizare, mai mult sau mai puțin sincronă sedimentogenezei ca și prin aporturi legate de circulația ulterioară a soluțiilor în cazul calcarelor neocomiene care acoperă bauxitele. Această „contaminare” explică de altfel și rezultatele unor analize din trecut (Z a m f i r e s e u, 1931). După opinia noastră, calcarele cele mai curate sînt cele cu conținut de  $Al_2O_3$  sub 0,1 % și cu excedent de silice. În afară de aporturile ulterioare sedimentării, infimele adaosuri de  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  și  $SiO_2$  ce apar în analizele din tabelul 1, provin din puținul material argilos aflat în calcare, iar faptul că silicea depășește net alumina trebuie corelat fie cu minuscule aporturi detritice, fie cu aporturile hidrotermale la care ne-am referit ceva mai sus. Magneziul, cantitativ subunitar, ca și absența practică a luturilor colorați ioni, arată că avem de-a face cu calcare foarte curate. De altfel considerăm neîndoios faptul că alcătuirea chimică a calcarelor jurasice, de curind exondate în timpul acumulării bauxitelor se caracterizează printr-un grad de puritate cu mult mai mare decît cel pe care îl constatăm în prezent, cu un chimism comparabil cu al calcarelor care alcătuiesc actualele insule recifale. Și tocmai de acest argument credem că trebuie să se țină seama în discuția originii bauxitei, a cărei materie primă a fost, în concepția noastră pe care o opunem net celei reziduale, cu totul independentă de conținutul calcarelor subjacente (P a p i u, M i n z a t u, 1968).

Studiul spectrografic al reziduurilor celor două tipuri de calcare a arătat în general cantități mai mari de elemente minore în calcarul neocomian decît în cel jurasic, variind însă în cadrul aceluiași interval. Excepție fac doar Na, V și Ni, ceva mai ridicate în calcarele jurasice, ca și Ga și mai ales Sn care lipsesc total în cele neocomiene (analist C o n s t a n ț a U d r e s c u). Această situație s-ar putea explica eventual prin conținutul ceva mai ridicat în material argilo-bituminos din calcarele lacustre

<sup>8</sup> Probele analizate nu corespund celor din tabel. Reziduuul a fost cercetat apoi spectrografic de Constanța Udrescu.



cu charophyte față de puritatea calcarelor recifale jurasice, roci marine (Na) care au fost în schimb afectate de două faze magmatice comparativ cu cele neocomiene afectate de o singură fază.

#### IV. Concluzii petrografice

Studiul litologic al calcarelor mezozoice asociate bauxitelor din masivul Pădurea Craiului a scos la iveală o seamă de caracteristici atât comune (chimism asemănător, lipsa practic totală a materialului detritic) cât și distinctive, rezultând din natura materialului organogen de origine și din structura și textura rocilor. Pe baza acestor caractere am formulat următoarea imagine evolutivă a munților Pădurea Craiului în intervalul Portlandian-Neocomian, reflectată în succesiunea proceselor de calcarogeneză.

Recifii mării jurasic-superioare (portlandiene) se fixează pe un fundament dur reprezentat, cel puțin în parte, prin roci eruptive bazice, a căror prezență o deducem din anomaliiile geofizice. Punerea în loc a acestor roci admitem că a început înainte de Malmul superior și a continuat până în Valanginian, urmată de activitate hidrotermală. De această activitate legăm de altfel și desilietarea ipoteticului material piroclastic, pe scama căruia presupunem că s-au format bauxitele.

După acumularea recifilor, a urmat o fază evidentă de exondare, corelată probabil ultimelor mișcări chimice. În acest interval la începutul perioadei cretacice, a avut loc faza continentală în care, la suprafața calcarelor recifale de curînd exondate, s-a creat un relief carstic peste care admitem că s-a acumulat cineritul diabazic ce urma să genereze bauxita. Într-o fază ulterioară, s-a instalat regimul palustru heterotrof ale cărui ape au solubilizat masiv ionii de aluminiu, fier și titan creînd, în accepția noastră, soluțiile bauxitogene. După precipitarea bauxitelor, faza continentală a continuat cu înlocuirea mediului palustru printr-un mediu lacustru de apă dulce în care s-au depus calcarele cu charophyte. Această perioadă continentală este analogă, mai mult sau mai puțin, intervalului Purbeckian-Wealdian din apusul Europei, caracterizat prin faciesuri continentale și în bună parte lacustre (opinie formulată și de *Ma-cove i*, 1958).

Studiul litologic al calcarelor din acoperișul bauxitelor, ne-a condus însă la ipoteza, pe care o avansăm însă cu toate rezervele, că exondarea nu ar fi avut un caracter cu totul general și că acest sector al Munților Apuseni se găsea într-o zonă litorală în care se acumulau și depozite psefitice calcaroase: fragmente rupte din fărmul alcătuit din calcare jurasice recifale



(formarea calcirudilelor). Asociațiile de faună marină și dulcecolă, recunoscute în unele calcare din acoperișul bauxitelor, și-ar avea explicația prin crearea unor zone de amestec datorate fie unor momente în care apele marine depășeau linia țărmului, fie unor aporturi masive de material organic continental, legate de scurte perioade de inundație sau de o reactivare a rețelei hidrografice (ceea ce pare însă mai puțin probabil întrucât aceste roci sînt total lipsite de material detritic). Ingresiunea marină care urmează, depunerii calcarelor cu charophyte, aduce instalarea faciesului recifal urgonian, în cadrul căruia se acumulează calcarele cu pahiodonte.

### BIBLIOGRAFIE

- Airinci Șt., Velcescu Georgeta (1970) Lucrări experimentale gravimetrice-magnetometrice pentru prospectarea bauxitei din Pădurea Craiului (sectoarele Cornetu și Zece Hotare). *St. tehn. econ.* D 7, București.
- Beals F. W. (1958) Ancient sediments of bahaman type. *Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull.* 42.
- Carozzi A. (1957) Contribution à l'étude des propriétés géométriques des oolites. L'exemple du Grand Lac. Salé Utah. *Inst. Nat. Genève. Bull.* 58, Geneva.
- (1962) Microscopic sedimentary petrography. John Wiley and Sons, Inc. New York and London.
- Dragastan O., Istocescu D., Diaconu M. (1966) Étude du niveau à Charophytes d'âge crétacé inférieur des monts Pădurea Craiului (Roumanie). *Révue de Micropaléontologie, Juin 1966 - 2<sup>e</sup> Année*, Paris.
- Fisch W. (1924) Beiträge zur Geologie des Bihargebirges. *Mitt. aus d. geol. Inst. Univ. Bern.*
- Hoffmann K. (1898) Der Kirabjerdő im Biharer Komitat. *Jahrb. uny. geol. H. A.* Budapest.
- Illing S. V. (1954) Bahaman-calcareous Sand. *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.* 38.
- Krautner Th. (1939) Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles des Pădurea Craiului. *Bull. Soc. Rom. Geol.* VI, București.
- (1941 a) Études géologiques dans la Pădurea Craiului. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXV, București.
- (1941 b) Observations géologiques dans les monts du Bihor. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXVI, București.
- Lachmann R. (1908) Neue ostungarische Bauxitkörper und Bauxitbildungen überhaupt. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* XVI.
- Macovei Gh. (1958) Geologia stratigrafică. Ed. tehnică, București.
- Martonfi I. (1884) Ein mineralogisch-geologischer Ausflug im Taf der Sebes-Körös (= Crișul Repede). *Orv. Term. Tud. Ért. 1882*, Budapest.
- Matyasovszky I. (1882) Bericht über die geol. Aufnahmearbeiten im Kom. Szilagy (= jud. Zalău). *Földt. Közl.* XI, Budapest.
- Pálffy M., Rozlozsnik P., Szontagh Th. v. (1912) Geologische Notizen aus dem Bihargebirge. *Jahresber. d. k. uny. geol. A. d. 1910*, Budapest.



- Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Hul. și Acad. R.P.R. secția Șt. biol. agr. geol. geogr.* V, 1, București.
- Miuzatu Silvia (1963) Geneza bauxitelor de pe teritoriul R.S.R. *Revista minelor*, An. XVIII, 3, București.
- Patrulius D. (1956) Contribuțiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului. *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- (1958) Contribuțiuni la studiul depozitelor mezozoice din regiunea Remeți (Pădurea Craiului). *Anat. Univ. G. I. Parhon, seria Șt. nat.* 1, București.
- Pauls O. (1913) Die Aluminiumerze des Bihargebirges und ihre Entstehung. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* Berlin.
- Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad (munții Pădurea Craiului). Ed. Acad. R.P.R. București.
- Răileanu Gr. (1957) Cercetări geologice în regiunea Roșia (munții Pădurea Craiului). *Anat. Univ. G. I. Parhon, seria Șt. nat.* 9, București.
- Rozlozsnik P. (1918) Vorläufiger Bericht über die Art des Auftretens der Bauxite im nördlichen Bihar (Királyerdő). *Jahrb. d. k. ung. Geol. A.* 1918, Budapest.
- Sz á d e c z k y J. (1905) Die Aluminiumerze des Bihargebirges. *Közl. Német. XXXV*, Budapest.
- Zamfirescu-Leonida Eliza (1931) Contribuțiuni la studiul bauxitelor din România. *St. tehn. econ.* XIII, 10, București.

## LITOLOGIE DES CALCAIRES MÉSOZOÏQUES ASSOCIÉS AUX BAUXITES DU MASSIF DE PĂDUREA CRAIULU (MONTS APUSENI)

### (Résumé)

Les bauxites du massif de Pădurea Craiului (Monts Apuseni) sont déposées sur des calcaires jurassiques supérieurs en faciès de Stramberg et recouvertes de calcaires néocomiens inférieurs, prépondéramment à faciès lacustre-continentale (calcaires à charophytes, ostracodes et gastéropodes) et subordonnément à faciès marins ou mixtes. Les calcaires du premier groupe ont des centaines de mètres d'épaisseur, sont pour la plupart massifs ou faiblement orientés et ont des couleurs claires, tandis que les calcaires du toit ne dépassent pas 10 m d'épaisseur, sont souvent stratifiés et ont des couleurs foncées jusqu'au noir. Un caractère commun c'est leur grande pureté, étant constitués presque exclusivement, de carbonate de calcium à pour-cent argilo détritiques négligeables. Le résidu chlorhydrique est beaucoup inférieur à l'unité dans le cas des calcaires purs.

L'étude lithologique des calcaires jurassiques a mis en évidence toute une gamme de structures primaires et diagenétiques. À la constitution de ces roches participent des débris organiques, des corpuscules pseudo-oolithiques d'origines différentes et du matériel granulaire fin de précipitation. En fonction de la quantité et de la manière d'association de ces composants, on a distingué deux types lithologiques :

Calcaires construits (récifaux) à développement subordonné.

Calcaires récifogènes, provenus de l'accumulation du matériel récifal érodé et d'autres différents débris organiques : roches à caractère organo-détrito-chimique. Au sein de ces roches,



on a séparé une série de types lithologiques; les calcarénites prédominent à côté des calcaires granulaires fins ou de précipitation.

Les termes extrêmes de la suite sont les lithocalcarénites, les biocalcarénites et les chémo-calcarénites dont les combinaisons déterminent de divers types lithologiques :

a) calcaires organogènes (biocalcarénites) à la prédominance du débris organique (d'organismes calcaires benthoniques et planktoniques), les plus purs constituant de véritables „microcoquina“.

b) calcaires organo-pseudo-oolithiques (litho-chémo-biocalcarénites) constitués d'un débris organique, calcaires préexistents (intraclastes) et des corpuscules de précipitation, présentant parfois des types de transition vers les calcirudites. Ce sont des types lithologiques dénommés par les auteurs américains „spargénites“ et „bahamites“.

c) calcaires organo-pseudo-oolitho-granulaires, dérivés des précédents, par l'effacement de la structure sans influences diagénétiques, avec l'apparition des structures secondaires granulaires.

d) calcaires granulaires qui représentent les termes finals du processus mentionné, les pseudo-oolithes et les débris organiques n'apparaissant parfois que vaguement contourés.

e) calcaires granulaires brêcheux, où l'apparition de la structure brêcheuse, superposée aux précédentes structures, est généralement accompagnée de processus avancés de récrystallisation.

f) calcaires oolithiques à trois sous-types lithologiques : calcaires à oolithes embryonnaires, calcaires oolithiques mixtes (à divers pour-cent de pseudo-oolithes et de débris organogène) et calcaires oolithiques proprement dits. Les oolithes, qui représentent le composant caractéristique de ces roches, résultent de la précipitation des couches calcitiques successives autour d'un noyau organo-détritique, qui parfois fait défaut. Ils présentent généralement des sections circulaires, plus rarement ellipsoïdales ou lobées. Les caractères des oolithes indiquent des périodes alternatives de précipitation et d'exiccation (contraction par dessèchement).

Dans la suite des calcaires néocomiens de la couverture des bauxites c'est le type fin granulaire qui domine nettement. Les roches sont pigmentées d'une quantité infime de substance organique mêlée avec de la monosulfure ferreuse. Les débris fossiles (jusqu'à 25%) représentent des fragments et des gyrogonites de charophytes d'ostracodes et de gastéropodes. Sporadiquement on a rencontré des calcirudites à caractères marins et des calcarénites à caractères marins continentaux (organismes marins associés avec des charophytes).

En essayant de reconstituer l'évolution paléogéographique de ce secteur des Monts Apuseni, pendant le Portlandien et le Néocomien, selon le caractère des roches calcaires, on arrive à l'image suivante :

Les récifs de la mer jurassique supérieure se sont fixés sur un soubassement éruptif basique dont on déduit la nature des anomalies gravimétriques et magnétiques qui indiquent l'existence des masses denses en profondeur. Après l'accumulation de la formation récifale et récifogène, à la fin du Jurassique, la région a subi une exondation, suivie de l'accumulation des sédiments continentaux (bauxites et puis calcaires lacustres). Ce complexe lithologique peut être mis en parallèle avec les formations purbékienne ou wealdienne de l'Ouest de l'Europe. La présence des calcirudites et des calcaires mixtes nous suggère l'hypothèse que cette exondation n'a pas eu un caractère général. Ces roches indiquent le voisinage d'une zone littorale à falaises de calcaires jurassiques récemment exondés. À la fin du Néocomien, la mer envahit de nouveau et se dépose les calcaires en faciès récifal à pachyodontes, caractéristique aux formations urgoniennes. Il est aussi remarquable que, dans les calcaires néocomiens, apparaissent deux directions de fissuration, dans les calcaires jurassiques, il y a une seule génération



de fissures, parfois à pyrite et très rarement à quartz. Il en résulte que les calcaires de Stramberg ont été affectés par la phase orogénique kimérique nouvelle et puis par les phases alpines, tandis que les calcaires néocomiens ont été sollicités seulement par les phases plus récentes, alpines.

L'étude géochimique montre qu'il n'y a pas de liaison génétique entre les calcaires et les bauxites. L'intervention de la diagenèse, ainsi que l'altération exogène ont déterminé l'imprégnation descendante des calcaires avec une série d'éléments provenus des bauxites, surtout à la limite de ces deux types de roches. Le chimisme des calcaires jurassiques supérieurs, au niveau du Purbékien ou du Wealdien, était assurément comparable à celui des calcaires récents, récemment exondés, et non pas à leur chimisme actuel, résulté à la suite d'une action diagenétique durant plusieurs périodes géologiques.



## PLAȘA I

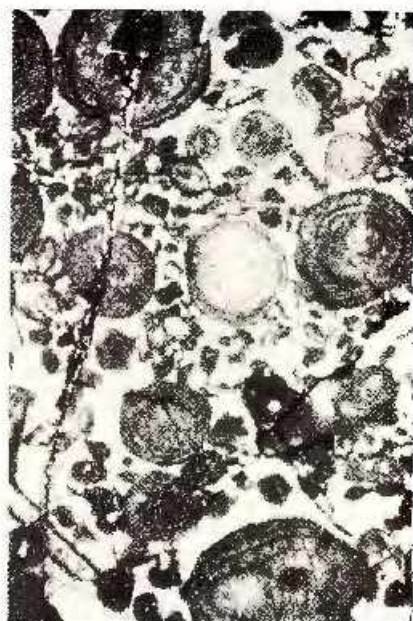
- Fig. 1. — Calcar organo-pseudoolitic Schireaua. Proba 34. N II;  $\times 10$ .  
Calcaire organo-pseudo-oolithique Schireaua. Echantillon 34. N II;  $\times 10$ .
- Fig. 2. — Calcar organo-pseudoolitic Pădurea Craiului — Puț 3530 C. Proba 9 (I.G.E.X.).  
N II;  $\times 15$ .  
Calcaire organo-pseudo-oolithique Pădurea Craiului — Puț 3530 C. Echantillon 9  
(I.G.E.X.), N II;  $\times 15$ .
- Fig. 3. — Calcar oolitic mixt Aștileu. Galeria 2, proba 59 (I.G.E.X.). N II;  $\times 20$ .  
Calcaire oolithique mixte Aștileu. Galerie 2, échantillon 59 (I.G.E.X.). N II;  $\times 20$ .







2



3



## PLANȘA II

- Fig. 1, 2. — Calcare cu început de colitizare Călățeaua Pădurca Craiovei. Galeria 3, proba 53 (I.G.E.N.). N II;  $\times$  20.  
Calcaires à commencement d'oolithisation Călățeaua-Pădurea Craiovei. Galerie 3, échantillon 53 (I.G.E.N.). N II;  $\times$  20.
- Fig. 3. — Calcar pseudoolitic cu puțin material organogen Pădurea Craiovei. Proba 8 (I.G.E.N.). N II;  $\times$  20.  
Calcaire pseudo oolithique à peu de matière organogène Pădurea Craiovei. Échantillon 8 (I.G.E.N.). N II;  $\times$  20.
- Fig. 4. — Coajă cerebroidă Aștifeu. Galeria 2, proba 60 (I.G.E.N.). N II;  $\times$  50.  
Coûte cérébroïde Aștifeu. Galerie 2, échantillon 60 (I.G.E.N.). N II;  $\times$  50.

100

100

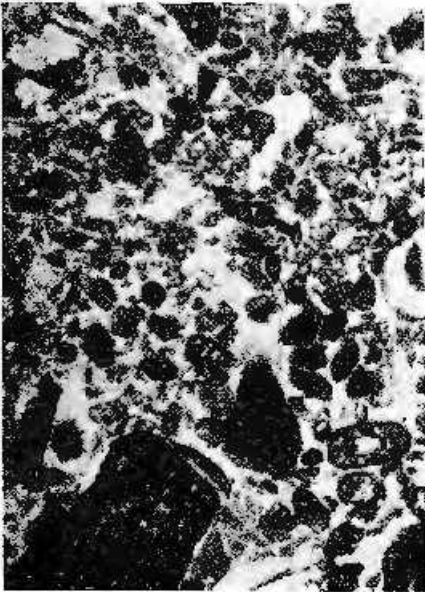




1



2



3

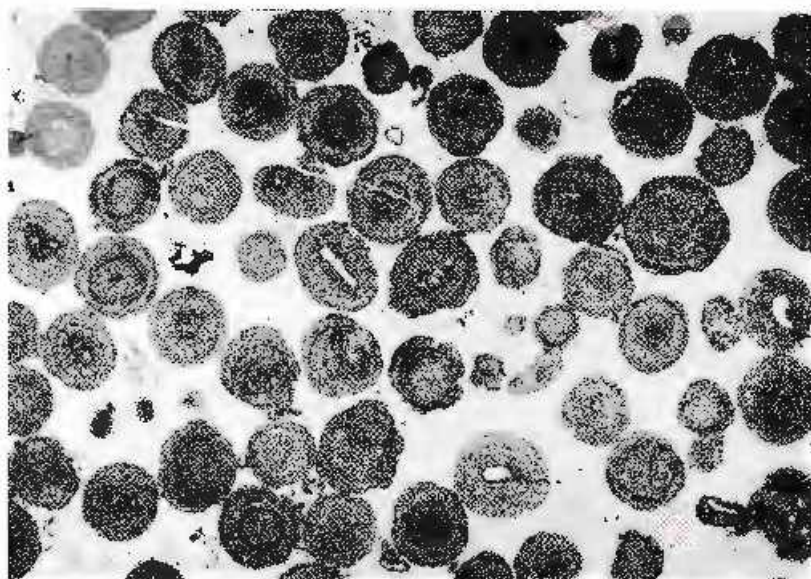


4

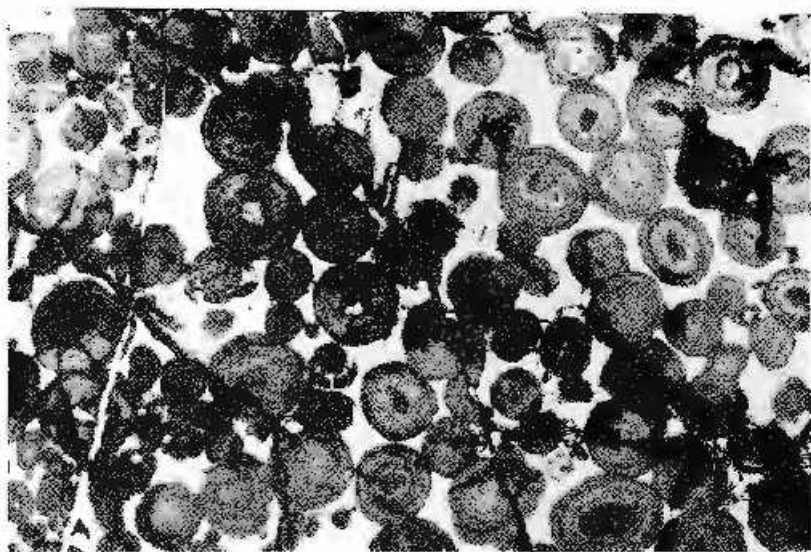
### PLAȘA III

- Fig. 1. — Calcar oolitic Aștileu. Proba 60 (I.G.E.N.), N II;  $\times 15$ .  
Calcaire oolitique Aștileu. Echantillon 60 (I.G.E.N.), N II;  $\times 15$ .
- Fig. 2. — Calcar oolitic impregnat cu oxid fieric exogen Aștileu. Proba 59 (I.G.E.N.), N II;  $\times 10$ .  
Calcaire oolitique impregné d'oxyde ferrique exogène Aștileu. Echantillon 59 (I.G.E.N.), N II;  $\times 10$ .





1

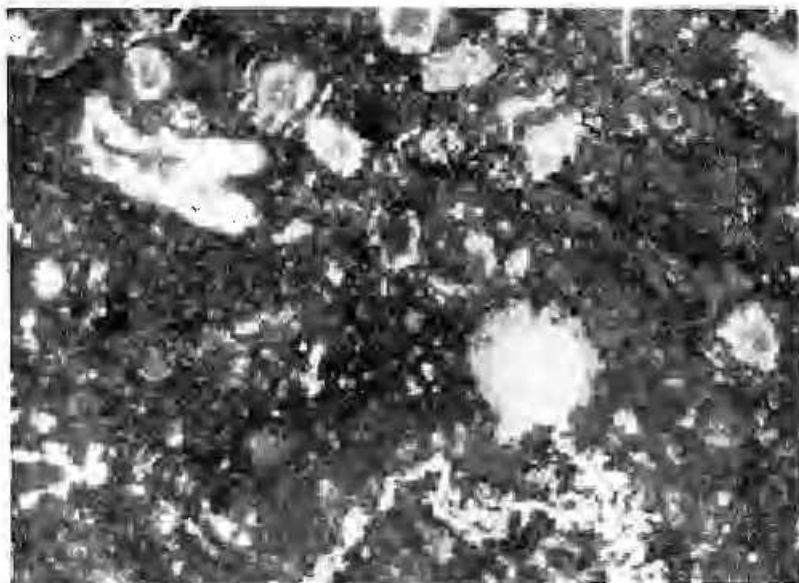


2

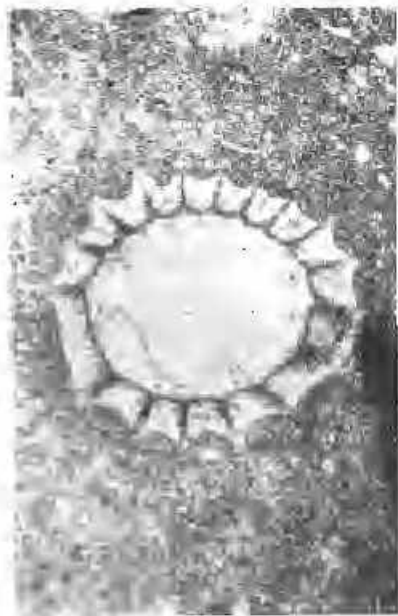
#### PLANȘA IV

- Fig. 1. — Gălear lacustru cu charophyte Schireana. Proba 32 (I.G.E.N.), N II;  $\times 28$ .  
Galeare lacustre à charophytes Schireana. Echantillon 32 (I.G.E.N.), N II;  $\times 28$ .
- Fig. 2. 3. — Gălear cu charophyte : secțiuni prin gyrogonite de *Perochara* sp. Schireana. Proba 31 (I.G.E.N.), N II;  $\times 100$ .  
Galeaires à charophytes : sections des gyrogonites de *Perochara* sp. Schireana. Echantillon 31 (I.G.E.N.), N II;  $\times 100$ .





1



2



3

PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

ASUPRA CARACTERELOR PETROLOGICE ALE BAUXITELOR  
DIN MUNȚII BIHORULUI (REGIUNEA VĂII GALBINA)<sup>1</sup>

DE

VICTOR CORVIN PAPIU, SILVIA MÎNZATU, VASILE IOSOȘ<sup>2</sup>

**Abstract**

On Petrological Characteristics of the Bauxites from the Bihor Mountains (Galbina Valley). The mineralogical research related to Neocomian karst bauxites from the Bihor Mts plateau (Apuseni Mountains) revealed the presence of free alumina (diaspore, boehmite), of ferric oxides (hematite, goethite), of kaolinite, chamosite, as well as of the titanium dioxide (anatase). The genetical type is that of the karst bauxites resulted from chemical precipitation. It is presumed that the primary bauxite was of a boehmite-hematite nature, subsequently evolving to a diaspore-goethite one.

Materialul care a fost utilizat pentru efectuarea studiului (două probe) ne-a fost furnizat de Bleahu și provine din lentilele deschise prin vechi lucrări miniere în regiunea văii Galbina, de pe carstul bihorean. Aceste minereuri au fost conturate și urmărite prin lucrări miniere în timpul primului război mondial și apoi de I.S.E.M. în anul 1953, pe baza indicațiilor date de Bleahu. Asupra acestor bauxite au fost executate studii petrografice (microscopice), analize termodiferențiale, röntgenografice și chimice.

**A) Istoricul cercetărilor**

Date privind bauxitele din acest sector al Munților Apuseni apar în bibliografie din 1906 când sînt semnalate de Szádeczky (1905). Pauls (1913) și Beysehlag (1918) le menționează, ultimul autor

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 24 ianuarie 1969.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.





făcînd o seamă de considerații privind tectonica calcarelor jurasice, a căror fracturare este scoasă în relief prin decroșarea lentilelor de bauxită.

Datele cele mai recente se datorează lui **Blea h u** (1957) și **Blea h u, L u b e n e s c u** (1959) <sup>3</sup> care au prospectat regiunea punînd accentul, în mod deosebit, asupra rezervelor de bauxită și extensiunii acestor roci la suprafața carstului bihorean.

## B) Cadru geologic

După autorii menționați, bauxitele din masivul Bihorului se găsesc, ca și cele din masivul Pădurea Craiului, cantonate în vechi doline situate la suprafața calcarelor Malmului, avînd dezvoltarea sporadică și vîrsta probabil cretacie-inferioară (valanginiană), apreciere pe care **Blea h u** (1957) și apoi **Blea h u, L u b e n e s c u** (1959) o fac prin comparație cu depozitele de aceeași natură din masivul Pădurea Craiului. Bauxitele din Bihor apar în lentile cu lungimi de cîțiva metri, prezentînd uneori decroșări metrice după falile citate, în care **Beysehlag** (1918) a stabilit două direcții NW-SE și NE-SW. Calcarele din pat au culoarea alb-cenușie pînă la neagră și textura masivă, uneori recunoscîndu-se bancuri groase de 15-16 m. Se deosebesc varietăți compacte, fine și ușor zaharoid. Procesele de recristalizare au șters structura primară, rareori apărînd în masa lor resturi fosile (fragmente de moluște sau foraminifere : textularii, miliolide). Spre deosebire de situația clară din masivul Pădurea Craiului, unde lentilele de bauxită se dispun pe suprafața structurală a calcarelor jurasice exondate dar necutate, în masivul Bihorului, bauxitele se aștern (după **Blea h u**), peste un complex calcaros cu înclinări de 30-40° ceea ce reflectă efectele unei faze tectonice chimerice noi, care ar fi precedat instalarea regimului carstic, în ale cărui doline s-au cantonat bauxitele. Efectele unei faze chimerice noi au fost subliniate de unul dintre autori (**Păpiu**, 1953) în legătură cu tectonica masivului Drocea și cu ele se poate corela eventual și magmatismul bazic a cărui consecință a fost acumularea unor piroclastite care a precedat, în vederile noastre, procesul de bauxitizare (**Păpiu, Mînzatu**, 1965 <sup>4</sup>, 1967). Un alt caracter care deosebește bauxitele din cele două masive este faptul că, în acoperișul

<sup>3</sup> M. Blea h u, D. L u b e n e s c u. Raport asupra prospecțiunilor de bauxită din regiunea Galbina-Munții Bihor. 1959. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>4</sup> V. Cîrvin Păpiu, Silvia Mînzatu. Studii geologice și geofizice în Munții Apusenii. Pregătirea sintezei asupra bauxitelor (Partea I). (Tema 98/IX a). 1965. Arh. Inst. Geol. București.



bauxitelor din masivul Bihorului, nu au fost recunoscute calcarele de apă dulce (cu characee) care acoperă bauxitele din Pădurea Craiului. B l e s h u, L u b e n e s c u (1959) consideră „puțin probabilă existența unor lentile de bauxite acoperite de calcare neocomiene invizibile la zi”.

### C) Caracterele petrografice ale bauxitelor

Studiul petrografic al bauxitelor din Bihor a scos în evidență marea lor asemănare, atât structurală cât și mineralogică, cu bauxitele roșu-brune din munții Pădurea Craiului, ceea ce concordă cu modul de ocurență și deci cu caracterul genetic „primar” sau „autohton” al acestor roci. Macroscopic asemănarea merge pînă la identitate: roci de culoare brună sau roșcată, dure, compacte sau cu o vagă șistozitate caracteristică. Microscopic asemănarea este de asemenea remarcabilă atât între cele două tipuri studiate din valea Galbina (Bihor), cât și între acestea și bauxitele din masivul Pădurea Craiului.

Bauxitele de tipul I (Bihor 1), considerate de noi ca tipul primar, normal, au caractere comune cu bauxitele din masivul Pădurea Craiului și anume existența unei mezostaze colomorfe alumo-feruginoase, care înglobează ooide și corpusculi de dimensiuni variate (1,5 mm Ø-0,1 mm Ø, uneori și mai mici). Raportul între mezostază și ooide este de 1 : 1 și 1 : 2. Ooidele, lipsite în genere de zonalitate, au compoziția mineralogică simplă : monominerale, compacte, feruginoase (pl. I, fig. 1), uneori cu fisuri de contracție circulare umplute cu diaspor (pl. I, fig. 2); unele ooide hematitice cuprind insule relicte de magnetit (martitizare). Ooidele diasporice prezintă grade diferite de cristalinitate. Între aceste tipuri extreme de ooide monominerale se remarcă, destul de frecvent, ooide cu centrul feruginos și periferia diasporică constituind o crustă de grosimi variabile. Ooidele acestui tip de bauxite au în genere contururi circulare, existînd însă și ooide fragmentate sau cu forme angulare, ca și fragmente de bauxite formate probabil într-o fază anterioară (remaniere intraformațională) de culoare mai deschisă decît mezostaza, datorată deferizării. Bauxita de tipul I, deși compactă, prezintă rare fisuri cu diaspor cristalizat. Din acest punct de vedere se deosebește de bauxita tipului II care este puternic fisurată.

Bauxita de tipul II (Bihor 2) poate fi derivată din tipul I prin procese mai avansate de levigare a fierului din mezostază și ooide, sub acțiunea apelor supergene. În consecință, mezostaza se decolorează, devenind ușor transparentă, iar fierul se concentrează în zone mai mult sau mai puțin difuze de hematit sau pe fisuri, ca efect al procesului de deferizare atât



de bine și variat reprezentat în bauxitele din masivul Pădurea Craiului (Papiu et al., 1970)<sup>5</sup>. Datorită acestui fapt s-au putut face o serie de observații mai amănunțite asupra acestor bauxite, în secțiunile subțiri, ceea ce a evidențiat o variație accentuată a formelor și dimensiunilor ooidelor și corpusculilor figurați (pl. I, fig. 3). La ooidele feruginoase, reduse ca număr se remarcă, în general, cele mai mari dimensiuni (2,5/1,5 mm-0,5 mmØ) în timp ce restul de ooide, care predomină, au caracter diasporic sau diaspor-hematitic și dimensiuni mult mai reduse (în jur de 0,4 mmØ). Cu o frecvență subordonată se evidențiază și ooidele deformate prin contracție sau presiune (spastolite), ca și ooidele complexe a căror masă diasporică înglobează 2-3 nuclee hematitice.

Unele forme par a reprezenta mici fragmente de bauxită mai deferizată, înglobate în mezostază, cum și ooide incomplete, modificate prin dizolvare diagenetică și resorbție în masa mezostazei.

La ooidele mixte, nucleul poate fi feruginos iar periferia diasporică. Extrem de rar se recunosc cazuri pe care, într-o primă ipoteză, le considerăm stadii de oolitizare propriu-zisă: un nucleu opac sau semitransparent, cu o formă oarecare, înconjurat de 2-4 pături subțiri de oxizi de fier și aluminiu. Într-o a doua ipoteză, aceste nuclee ar reprezenta corpusculi rezultați dintr-o primă precipitare, „oolitizați”. Spre deosebire de bauxitele din masivul Pădurea Craiului, ooidele bauxitelor bihorene nu prezintă pături concentrice caolinitice sau titanifere.

În legătură tot cu procesul de deferizare, trebuie menționată în proba 2, apariția anatazului atât pe fisuri cili și uneori în mezostază, spre deosebire de proba Bihor 1 în care anatazul nu a fost identificat pe cale microscopică.

Deosebirea petrografică dintre cele două tipuri de bauxite mai constă și în faptul că fisurarea este mai accentuată în bauxita de tipul II. La aceasta, sistemul de fisuri mai mult sau mai puțin paralele a facilitat pătrunderea soluțiilor ce au produs deferizarea. Ca o consecință, fierul spălat s-a depus pe fisuri sub formă de hematit (pl. II, fig. 1) sau de goethit fibroradiar (pl. II, fig. 2). Anatazul, individualizat în cursul procesului de deferizare, este prezent pe fisuri fie independent fie în asociație cu diaspor idiomorf, ambele prinse în caolinitul criptocristalin care umple fisurile (pl. II, fig. 3).

<sup>5</sup> C. V. Papiu, Silvia Minzatu, V. Iosof, Conststanța Udrescu, B. Giușcă. Alcătuirea chimico-mineralogică a bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (sub tipar). *An. Inst. Geol.* XXXVIII, București.



## D) Alcătuirea chimico-mineralogică

Datele pe care le prezentăm în acest capitol se bazează pe analizele chimice ale celor două tipuri de bauxite (analist *Alexandra Dănciulescu* de la Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni), cum și pe rezultatele analizelor termodiferențiale și röntgenografice (analist *R. Giușcă*) (vezi tab.).

TABEL

*Bauxite din munții Bihorului (valca Galbina)*

Compoziția chimică			Compoziția mineralogică		
Probe :	Bihor 1	Bihor 2	Probe :	Bihor 1	Bihor 2
SiO <sub>2</sub>	0,75	0,85	Diaspor	21,6	71,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	51,39	61,25	Boehmit	37,3	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,42	20,86	Caolinit	0,9	0,7
FeO	0,35	0,52	Chamosit	1,3	2,0
TiO <sub>2</sub>	3,55	2,40	Hematit	31,4	—
CaO	urme	0,15	Goethit	3,2	23,0
MgO	urme	0,20	Anataz	3,5	2,4
Na <sub>2</sub> O	urme	0,08	Elemente exceden- tare	0,8	0,8
K <sub>2</sub> O	urme	0,89			
MnO	0,08	urme			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,08			
S	0,02	urme			
H <sub>2</sub> O	9,60	13,13			
			Total	100,0	100,0
Total	100,24	99,61			

Din analizele chimice rezultă prezența unor cantități foarte ridicate de alumina și de oxid feric, în contrast cu conținuturile cu totul reduse (subunitare) de silice și de oxid feros. Procentul minim de silice deosebește această rocă de bauxitele din masivul Pădurea Craiului (care conțin totdeauna silice peste 2%). Cantitatea mică de fier feros le situează, în grupa bauxitelor ferice (*Papiu et al., 1970*)<sup>6</sup>. Pe cale röntgenografică s-a pus în evidență prezența ambelor forme de oxihidroxizi de aluminiu : boehmit, mai mult decât diaspor în proba 1 (cu caracter primar) și a diasporului, exclusiv, în proba 2. Conținutul de caolinit este subunitar (ceea ce se reflectă în conținutul de silice) ridicându-le, în felul acesta valoarea extractivă (în comparație cu cele din masivul Pădurea Craiului).

<sup>6</sup> *Op. cit.* pct. 5.

Marea majoritate a cantității de fier se găsește sub formă de hematit și o mică parte sub cea de goethit, în proba 1 și sub formă numai de goethit în proba 2. Se adaugă un conținut cu totul subordonat (subunitar) de chamosit care fixează o mică parte din conținutul de silice. Parageneza descrisă ne conduce la supoziția că, inițial, aluminiul s-a găsit legat sub formă de boehmit care apoi, pe cale diagenetică pînă la metamorfică, s-ar fi transformat în diaspor (pr. 2). Tot un proces ulterior sedimentogenezei dar, de această dată, și diogenezei, trebuie să admitem că a fost și hidratarea hematitului cu formare de goethit (exogenă), concomitent cu procesul de deferizare și trecere de la tipul primar la cel secundar.

Imaginea mineralogică este completată de un conținut în  $TiO_2$  analog bauxitelor din Pădurea Craiului fixat tot sub formă de anataz.

Bauxita de tipul II (Bihor 2) poate fi derivată așadar din precedenta prin procese mult mai avansate de diagenază care au condus la transformarea întregii cantități de boehmit în diaspor și prin hidratarea aproape integrală a hematitului, roca fiind caracterizată prin prezența exclusivă a diasporului și goethitului. Spre deosebire de tipul primar (Bihor 1) în această bauxită conținutul de fier este mai redus (efect al levigării în deferizare).

Comparînd acum bauxitele din Bihor cu cele din masivul Pădurea Craiului, constatăm următoarele asemănări: absența materialului detritic și a stratificației; conținutul analog de Al, Fe și Ti, predominarea diasporului și a hematitului (în cele primare) și prezența anatazului, cum și următoarele deosebiri: procentul extrem de redus de silice (și deci de caolinit) și absența totală a hematitului într-o probă (Bihor 1) compensată prin goethit (la a doua) care este transformată apoi și supergen (Bihor 2).

Studiile spectrografice executate foarte recent de U d r e s c u arată mari asemănări între bauxitele ambelor regiuni.

### E) Concluzii genetice

Într-o seamă de lucrări anterioare am arătat că, în vederile noastre, bauxitele primare sau autohtone din masivul Pădurea Craiului și, prin asemănare, probabil că și sporadicele iviri din Poiana Ruscă au luat naștere prin precipitare pe suprafața carstificată a calcarelor mezozoice, din soluții feri-alumino-titanifere, în urma amestecului acestora cu apele bicarbonatate ale carstului. Soluțiile generatoare de bauxită au conținut cei trei ioni (Al, Fe, Ti) fie sub forma electrolită (în soluții cu pH-uri foarte acide sub 3) fie sub formă coloidală stabilizată prin coloizi de protecție de natură organică. Materia primă, dat fiind chimismul bauxitelor, mai

ales al celor roșii și vișinii (ferice și feroferice), am considerat că trebuie legată preponderent de acumulări piroclastice bazice, parțial sau total desilicatate anterior, care au trecut în soluție în apele unor mlaștini heterotrofe, în care se realizau pH-urile foarte scăzute, ape care s-au amestecat apoi cu apele bicarbonatate carstice. Valoarea pH a crescut în felul acesta, determinând precipitarea depozitelor bauxitice. Mediul palustru a făcut apoi loc unui mediu lacustru dulceol în care s-au acumulat „calcarele cu charophyte” din acoperișul bauxitelor din masivul Pădurea Craiului, care le-au prezervat față de eroziune. Opinii analoge privind precipitarea bauxitelor din soluții acide au fost formulate de G e d e o n (1952), C a i l l è r e, P o b e g u i n (1964, 1965).

Deși rocile acoperitoare nu au fost întâlnite în masivul Bihorului, caracterele bauxitelor din această regiune, lipsite total de stratificație și de conținut elastic, constituția chimică cum și ocurența lor (peste calcarele jurasice mulind un vechi relief), ne justifică extinderea ipotezei genetice menționate și pentru aceste roci (situate de altfel la același nivel stratigrafic ca și cele din masivul Pădurea Craiului — Wealdian) (M a c c o v e i, 1958). Repetăm observația făcută și în trecut: faptul că nu se întâlnesc bauxite primare pe alte platouri carstice analoge ca vîrstă și desigur că și în ceea ce privește condițiile paleoclimatice (din baza Neocomianului), ne conduce la concluzia că, în aceste regiuni, nu au fost realizate integral multiplele condiții (petrografice, geologice, geochemice, paleoclimatice) pe care, în accepția noastră, le-a reclamat bauxitogeneza carstică, începînd eu natura materialului primar și terminînd cu acoperirea sa de către stratul protector superjacent. Legătura între bauxitogeneza lateritică și materialul de origine ofiolitică a fost scoasă de altfel în evidență pentru multe alte cazuri, cum sînt de exemplu cele din India, cum și bauxitele din Grecia, chestiune documentată de P a p a s t a - m a t i o u (1965) sau cele de la Sarawak-Borneo (W o l f e n d e n, 1961). Forma sub care a fost transportat materialul primar admitem că era cea de suspensii foarte fine (pulverulent), iar agentul a fost fie fluvial, fie mai curînd colian așa cum admite pentru bauxitele din sudul Franței, R o c h (1959, 1968). Este posibil ca prima formă sub care s-a găsit alumina în aceste roci să fi fost integral boehmitul din care apoi s-a evoluat epigenetic spre diaspor. Bauxita tipului I ar reprezenta, în această supoziție, un stadiu intermediar între o bauxită net boehmitică (ipotetică) și cea exclusiv diasporică, a tipului II. Mineralele fierului au avut ca formă primară hematitul (tip I) din care, hidratarea net ulterioară, a condus la goethit (tip II).



## BIBLIOGRAFIE

- Beyschlag F. (1918) Bauxitvorkommen im Bihargebirge. *Zeitschr. d. deutsch. Geol. Gesell.* 70, (Berichte), Halle (Saale).
- Bleahu M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Padiş-Cetăţile Ponorului (Munţii Bihorului). *D. S. Com. Geol.* XLI, Bucureşti.
- Caillère Simonne, Pobeguïn Thérèse (1964) Considérations sur la genèse des bauxites de la France méridionale. *C. R. Acad. Sc. Paris.* 259, groupe 9, Paris.
- Pobeguïn Thérèse (1965) Considérations générales sur la composition minéralogique et la genèse des bauxites du midi de la France. *Museum Nat. Hist. Nat. serie C*, 12, Paris.
- Gedon T. (1952) The possibility of bauxite formation. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung. I/4*, Budapest.
- Macovei G. (1958) Geologia stratigrafică. Ed. tehnică, Bucureşti.
- Papastamatiou J. (1965) Quelques observations sur la genèse des bauxites en Grèce. *Trav. du Com. int. pour l'ét. des Bauxites etc.* 1, Zagreb.
- Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* XI, Bucureşti.
- Minzatu Silvia (1967) Geneza bauxitelor de pe teritoriul R.S.R. *Revis'a minelor*, 5, Bucureşti.
- Pauls O. (1913) Die Aluminiumerze der Bihargebirge und ihre Entstehung. *Zeitschr. f. pract. Geol.* XXI, Berlin.
- Roch E. (1959) La genèse des bauxites de Provence et du Bas Languedoc. *Ann. Hébert et Haug.* IX/2, 69, Paris.
- (1968) Les problèmes relatifs à la géologie et à la biogéographie des terrains renfermant les bauxites et les ocres. *C. R. du Coll. sur la Biogéogr. du Crétacé Éocène. Tr. Lab. Géoch. de la Biosph.* Paris.
- Sz á d e c z k y J. (1905) Die Aluminiumerze der Bihargebirge. *Földt. Közl.* XXXV, Budapest.
- Wolfenden E. B. (1961) Bauxite in Sarawak. *Economic Geology*, 56.

## SUR LES CARACTÈRES PÉTROLOGIQUES DES BAUXITES DES MONTS BIHOR (LA RÉGION DE LA VALLÉE GALBINA)

### (Résumé)

À la suite de l'étude minéralogique des bauxites néocomiennes plaquées sur les calcaires jurassiques des monts Bihor, on a distingués deux types pétrologiques : un type boëhmite-diasporique-hématitique et l'autre diasporique-goëthitique. Le premier est considéré comme le type plus ou moins primaire. Les roches contiennent plus de 30% fer, lié sous forme d'hématite et, complètement subordonné, de la leptochlorite aussi que de la silice en quantité inférieure à l'unité (correspondant à un pourcentage de kaolinite aussi inférieur à l'unité). Dans le second type, le fer ferrique se trouve exclusivement sous forme de goëthite, la leptochlorite étant toujours subordonnée.

La conclusion génétique issue de cette étude est que les deux types de bauxites peuvent être dérivés d'un type primaire, hypothétique, boëhmite, qui a subi des transformations



métamorphiques et épigénétiques ; ainsi ont résulté au commencement des bauxites bohémito-diasporiques à hématite (type Bihor I) et finalement des bauxites presque exclusivement diasporiques ± goéthite (type Bihor II).

Des processus de déferrisation (supergènes et hydrothermaux), accompagnés par la hydratation et la transformation de la hématite en goéthite, ont eu lieu dans une phase ultérieure à la sédimentation permettant ainsi la transformation de la bauxite hématitique (type I<sup>er</sup>) vers la bauxite goéthitique (type II<sup>nd</sup>). Cette supposition est d'ailleurs confirmée par la structure et la texture de la roche. Le type I<sup>er</sup> est tout à fait semblable aux bauxites primaires du massif Pădurea Craiului : oïdes mono- ou polyminérales inclinées dans la mésostase alumo-hématitique et un degré réduit de fissuration. Le type II<sup>nd</sup> rappelle les bauxites déferrifiées du même massif, leur structure étant péliteomorphe et les contours des oïdes effacés en général ; la roche est fortement fissurée et les fissures sont colmatées par kaolinite et goéthite. Pour conclure, le II<sup>nd</sup> type est le plus proche de la bauxite résultée de la précipitation du dépôt ferro-allitique, tandis que le I<sup>er</sup> type dérive du premier, par des processus de diagenèse avancée jusqu'au faible métamorphisme et par la déferrisation supergène. La teneur en TiO<sub>2</sub> est constante toujours sous la forme d'anatase.

La genèse de ces roches est liée à la précipitation des solutions ioniques hyper-acides ou colloïdales à la suite du mélange aux eaux karstiques bicarbonatées, la matière d'origine étant attribuée aux dépôts pyroclastiques diabasiques ultérieurement désilicifiés (latéritisés).





## PLANȘA I

- Fig. 1. — Bauxită tipul I Bihor, valea Galbina. N II;  $\times 30$ . În mezostaza colomorfă alumo-feruginoasă se disting oolde și corpusculi hematitici (H), diasporici (D) și oolde cu periferia diasporică și centrul hematitic, mixte (M).  
Bauxite du 1<sup>er</sup> type de Bihor, vallée Galbina. N II;  $\times 30$ . En mésostase colomorphe allumo-ferrugineuse on distingue des oolides et des corpuscules hématitiques (H), diasporiques (D) et des oolides à périphérie diasporique et centre hématitique, mixtes (M).
- Fig. 2. — Detallu; ooid hematitic cu fisuri de contracție circulare umplute cu diaspor. N II;  $\times 50$ .  
Détail: oolide hématitique à fissures de contraction circulaires remplies de diaspor. N II;  $\times 50$ .
- Fig. 3. — Bauxită tipul II Bihor, valea Galbina. N II;  $\times 20$ . Levigarea fierului evidențiază structura și natura mineralogică a corpusculilor și ooidelor.  
Bauxite du II<sup>nd</sup> type de Bihor, vallée Galbina. N II;  $\times 20$ . La lévigation du fer met en évidence la structure et la nature minéralogique des corpuscules et des oolides.



C. V. PAPIU et al. Caracterile petrologice ale bauxitelor din munții Bihorului. Pl. I.



2



3

Institutul Geologic. Dări de seamă ale sădinelor, vol. LVI/1.



## PLANȘA II

- Fig. 1. — Detaliu : fisurarea a permis pătrunderea soluțiilor deferrizante și depunerea hematitului. N II; × 50.  
Détail : la fissuration a permis l'infiltration des solutions déferriçantes et la sédimentation de la hématite. N II; × 50.
- Fig. 2. — Detaliu : fisură cu goethit fibro-radială (G) rezultat al procesului de deferrizare, dispus în cruce. N II; × 150.  
Détail : fissure à goéthite fibro-radiale (G), résultat du processus de déferriçation, disposée en croix. N II; × 150.
- Fig. 3. — Detaliu : fisură umplută cu caolină; criptocristalin (C) având la centru cristale de diaspor (D) și de anataz (A). N II; × 130.  
Détail : fissure remplie de kaolinite cryptocristalline (C) ayant au centre des cristaux de diaspore (D) et d'anatase (A). N II; × 130.

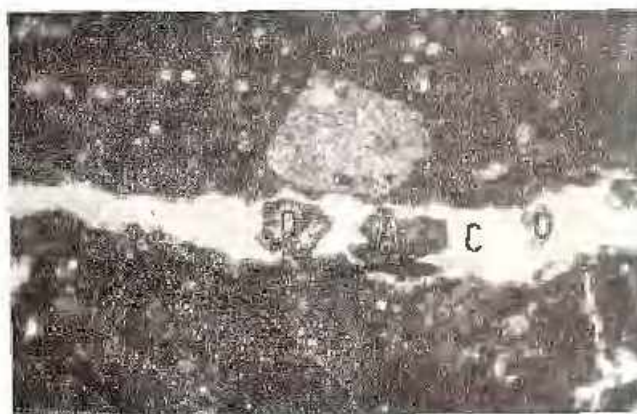




1



2



3

GEOCHIMIA ȘI PETROLOGIA OFIOLITELOR DIN PRIMA ETAPĂ  
DE EVOLUȚIE A MAGMATISMULUI INIȚIAL ALPIN DIN MASIVUL  
DROCEA (MUNȚII APUSENI)<sup>1</sup>

DE

HARALAMBIE SAVU, CECILIA VASILIU, CONSTANȚA UDRESCU<sup>2</sup>

**Abstract**

Geochemical and Petrological Study of Ophiolites in the First Evolution Stage of the Initial Magmatic Phase within the Drocea Massif (Apuseni Mountains). The ophiolite rocks, which have formed in the mobile zone within the southern part of the Apuseni Mountains, are represented by various types of basalts, anamesites and dolerites. Within this basalt complex there lie several bodies of intrusive ultrabasic rocks (peridotites and melagabbros) formed at the  $T > 1000^{\circ} \text{C}$ , and of the basic rocks (gabbros). Although these rocks tally with various types of magmas, which have differentiated in the subcrustal magmatic basin and afterwards *in situ*, nevertheless on diagrams they follow a single differentiation direction of the saturated tholeiitic magma. The distribution of minor elements Ga, Li, Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr, Cu and Pb is generally corresponding to the variation of the content in major elements as a function of the magmatic differentiation. The saturated tholeiitic magma has formed in the basaltic cover of the upper mantle located between the Sial and the peridotite cover. The formation of the basaltic cover is presumably due to the long evolution of continental shields which took place in the course of several tectono-magmatic cycles. During each cycle meltings and re-meltings did occur in the upper part of the mantle and in the Sial, as well as exchanges of substances between the both covers so that the upper part of the mantle was gradually saturated with  $\text{SiO}_2$ . In this way there resulted the saturated basaltic (tholeiitic) cover from which the initial magmatites-ophiolites erupted.

**Introducere**

Datorită condițiilor în care au erupt, la începutul evoluției zonelor mobile cu caracter de geosinclinal, rocile ofiolitice prezintă o importanță

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 6 mai 1969.

<sup>2</sup> Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.



deosebită atât pentru cercetarea proceselor de diferențiere a magmei bazaltice în decursul evoluției magmatismului inițial, cât și prin faptul că ele ne oferă indicii prețioase asupra constituției mantalei superioare a Pământului, respectiv a zonelor de sub scoarța sialică, precum și asupra fenomenelor de schimb de substanță care au loc între aceste două pături.

În lucrarea de față vom prezenta comparativ distribuția elementelor majore și minore în principalele tipuri de roci efuzive și intrusive bazice sau ultrabazice din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial alpin din partea de sud-est a munților Drocea, precum și noi considerații asupra originii acestor ofiolite.

Structura geologică de ansamblu a acestui teritoriu a fost cercetată în trecut de Rozlozsnik (1905), Socolescu (1940) și Papiu (1953), iar un studiu petrologic al rocilor ofiolitice este întreprins de unul din noi mai recent (Savu, 1962 a; 1962 b). Particularitățile geologice și petrografice ale regiunii sînt luate în considerație în lucrările de sinteză întocmite de Giușcă, Cioflică și Savu (1963) și Ianovici et al. (1969) asupra întregii părți sudice a Munților Apuseni. Unele indicații asupra distribuției elementelor minore în rocile ofiolitice au fost aduse de Savu (1962) și Giușcă et al. (1964), dar în mod sistematic nu a fost cercetată pînă în prezent decît geochimia corpului de gabbrouri de la Cuiăș (Savu, Udrescu, 1967).

### Considerații asupra geologiei și petrografiei rocilor ofiolitice

Zona mobilă intracratonică cu caracter de geosinclinal din sudul Munților Apuseni (fig. 1), cunoscută sub denumirea de „Geosynklinale des Siebenbürgischen Erzgebirges” (Loczy, 1918) sau de „Maros Geosynklinale” (Stille, 1953), se formează la începutul ciclului alpin în lungul unor fracturi profunde (Savu, 1962 b) care iau naștere între blocul cristalin rigid din Poiana Ruscă și cel din munții Drocei, Bihor și Gilău, generînd o importantă centură cu caracter de sutură ofiolitică.

Evoluția acestei zone mobile este însoțită de o puternică activitate a magmatismului inițial care, manifestîndu-se de la sfîrșitul Triasicului sau începutul Jurasicului și pînă la începutul mișcărilor mezocretacice, se desfășoară în trei etape principale. În prima etapă care durează pînă la începutul Jurasicului superior, au loc curgeri de bazalte însoțite de intruziuni bazice și ultrabazice; a doua etapă cuprinde Jurasicul superior și Neocomianul și se caracterizează în special prin roci vulcanice puternic



diferențiate; în etapa a treia situată în Apțian, se produc erupții de roci spilitice.

Prima etapă de evoluție a magmatismului inițial, cea mai importantă, se desfășoară caracteristic în munții Drocei, ceea ce ne-a determinat să

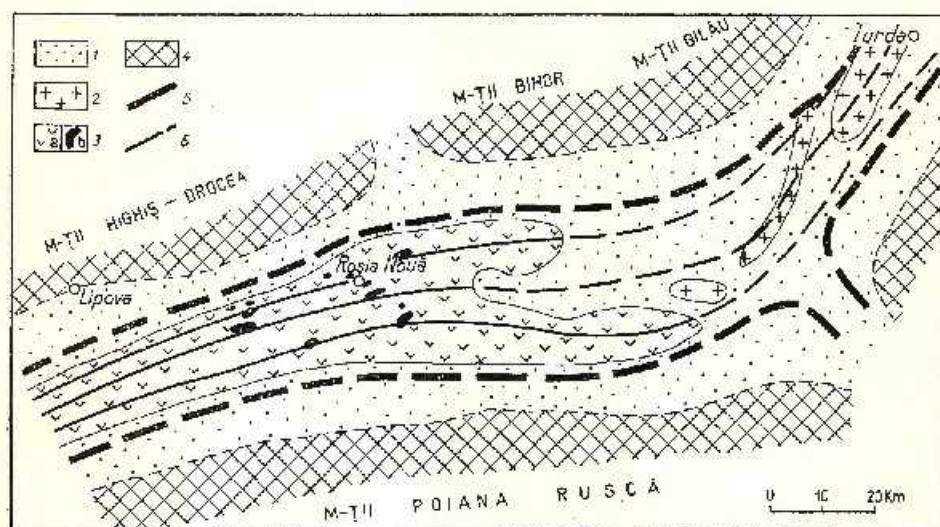


Fig. 1. — Schița geotectonică a zonei mobile a Muresului în timpul Mezozoicului.

1, formațiuni sedimentare mezozoice; 2, erupții din etapa a doua de evoluție a magmatismului inițial; 3, erupții din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial (a) și corpurile intruzive bazice și ultrabazice (b); 4, fundamentul prealpin; 5, fracturi profunde marginale; 6, fracturi profunde axiale.

Esquisse géotectonique de la zone mobile du Mures pendant le Mésozoïque.

1, formations sédimentaires mésozoïques; 2, éruptions de la seconde étape d'évolution du magmatisme initial; 3, éruption de la première étape d'évolution du magmatisme initial (a) et corps intrusif basiques et ultrabasiques (b); 4, socle préalpin; 5, fractures profondes marginales; 6, fractures profondes axiales.

alegem pentru scopul studiului nostru regiunea Roșia Nouă-Almășel, cercetată amănunțit de unul din noi <sup>3</sup> ( S a v u , 1962 a ; 1962 b ; 1962 c ), în care sînt reprezentate cele mai diverse tipuri de roci bazice (pl. IV). În această etapă activitatea magmatică s-a manifestat prin importante ergeri submarine dînd naștere unui complex bazaltic gros de peste 3000 m, în care au fost puse în loc concomitent și cîteva corpuri de roci intruzive bazice și ultrabazice, ce au suferit un proces de diferențiere *in situ*.

<sup>3</sup> H. S a v u. Raport geologic asupra părții de E și SE a masivului Drocea. 1954. Arh. Inst. Geol. București.



Rocile efuzive cele mai caracteristice sînt bazaltice, adesea în facies de pillow-lava, între care se deosebesc diferite varietăți ca, bazalte amigdaloidale, mai rar bazalte cu olivină, bazalte sticloase (hialobazalte), bazalte porfirice și variolite. Cu acestea se asociază uneori aglomerate și breccii vulcanice bazaltice, mai rar nivele de sticle tachilitice. Bazalticele se caracterizează prin structura de obicei ofitică, formată din baghete de plagioclaz ( $An_{55-65}$ ) dispuse divergent. În interstițiile rețelei de plagioclaz se găsesc cristale de augit, adesea titanifer, rar olivină, magnetit, pirită și sticlă. În bazalticele porfirice, pe acest fond caracteristic se observă fenocristale de plagioclaz și mai rar de augit. La alte varietăți cum sînt variolitele, se observă o așzare radiară a cristalelor de plagioclaz, între care apar augit, magnetit și sticlă. Din lăvele vacuolare formate în timpul manifestării vulcanismului submarin, au rezultat roci cu structură amigdaloidă, determinată de mandulele umplute cu clorit, cuarț, zeoliți și clorit.

Foarte rar se întîlnesc roci picritice și bazalte cu olivină (melabazalte), care apar sub formă de curgeri subțiri, intercalate între bazalticele descrise mai sus.

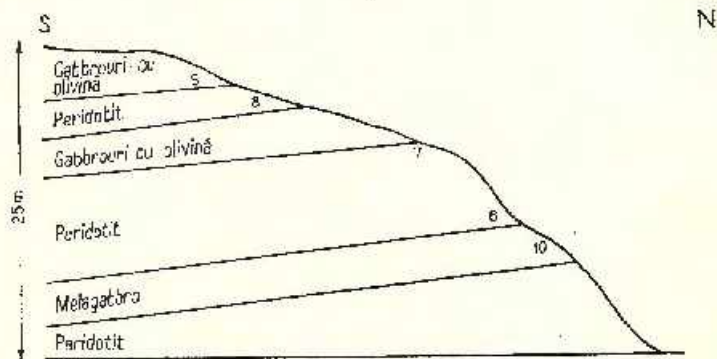


Fig. 2. — Structura stratigrafică a corpului de roci ultrabazice de pe valea Marcului (Roșia Nouă).

6-10, probe de roci analizate.

Structure stratifiée du corps de roches ultrabasiques de la vallée Marcului (Roșia Nouă) :

6 à 10, échantillons de roches étudiés.

Produsele piroclastice asociate lăvelor bazaltice din această etapă a magmatismului inițial sînt puțin răspîndite (pl. IV). Ele sînt alcătuite din aglomerate și breccii de explozie formate din fragmente de bazalte, de obicei sticloase. Sticlele tachilitice sînt separate în mici forme sferoidale sau ovoide, ce se exfoliază în pături concentrice. Ele sînt de obicei fin



recristalizate și transformate parțial într-un material cu caracter palagonitic.

În complexul bazaltic sînt cantonate cîteva mici corpuri de roci ultrabazice, cum sînt cele de pe valea Marcului și de pe pîrîul Drumul Radei (pl. IV) care, deși de dimensiuni reduse, prezintă o structură stratificată evidentă (S a v u , 1962 a). Corpul de pe valea Marcului este cel mai bazic și constă dintr-un orizont peridotitic inferior și un orizont de gabbrouri cu olivină superior (fig. 2). În zona de tranziție de la un orizont la altul se remarcă o stratificație ritmică formată din alternațe de peridotite, melagabbrouri și gabbrouri cu olivină cu structură doleritică, roci care prezintă un mod de alterație caracteristic (fig. 3).



Fig. 3. — Alterația radiară a rocilor ultrabazice de pe valea Marcului (foto H. S a v u , 1967).

Altération radiaire des roches ultrabasiques de la vallée Marcului (photo H. S a v u , 1967).

Corpul ultrabazic de pe pîrîul Drumul Radei (S a v u , 1962 a) prezintă de asemenea structură stratificată, dar orizontul inferior peridotitic se află sub nivelul actual de eroziune. Deasupra lui urmează un orizont de melagabbrouri, care suportă un orizont de gabbrouri cu olivină, peste care succed gabbrouri cu magnetit și cu structură doleritică. Proiecția



conținutului de  $\text{TiO}_2$  (31,5%) din magnetitul din aceste gabbrouri pe diagrama stabilită de Buddington et al. (1955), arată că ele au cristalizat la temperatura de aproximativ  $1020^\circ\text{C}$ , valoare care se corelează cu datele obținute anterior (Savu, Udrescu, 1967) asupra paleotemperaturii gabbrourilor din munții Drocei, care variază în funcție de corpul analizat, de la  $710^\circ$  pînă la  $970^\circ\text{C}$ .

Peridotitele constau din olivină ( $\text{Fo}_{46}\text{Fa}_{54}$ ), în parte serpentinizată, diopsid, hornblendă brună, rar tremolit, biotit, clorit, magnetit și cromit. Spre deosebire de peridotite, melagabbrourele conțin pe lângă aceste minerale și 0,5-23% plagioclaz cu 47-52% An în corpul de pe pîriul Drumul Radei și 68-70% An în cel de pe valea Marelui.

Gabbrourele cu olivină participă în ambele corpuri și constau din plagioclaz ( $\text{An}_{45-65}$ ), olivină ( $\text{Fo}_{80}\text{Fa}_{20}$ ), piroxen și antigorit. În partea superioară a corpului de pe pîriul Drumul Radei apar și gabbrouri cu magnetit, cu structură doleritică, formate din labrador, diopsid și cristale xenomorfe de titanomagnetit.

Activitatea magmatică continuă în această primă etapă cu erupții bazice, printre care sînt frecvente anamesitele și diferite varietăți de roci cu aspect mai grăunțos, cum sînt doleritele, doleritele porfirice, doleritele cu olivină și doleritele cuarțifere în parte albilizate. Aceste roci apar sub formă de silluri intercalate între cușgerile de bazalte și mai rar sub formă de filoane. Doleritele se caracterizează printr-o granulație mai mare decît a bazaltelor, lungimea cristalelor de plagioclaz variind între 2 și 5 mm. În general ele constau din plagioclaz ( $\text{An}_{50-60}$ ), augit, clorit secundar și magnetit sau pirită. În anamesite, care prezintă o granulație intermediară între aceea a bazaltelor și a doleritelor, este prezentă uneori și sticla. Varietățile porfirice ale acestor roci sînt determinate de prezența fenocristalelor de plagioclaz ce se detașează clar pe fondul structurii lor ofitice.

Concomitent cu aceste erupții este pus în loc și corpul de gabbrouri de la Almășel (pl. IV), a cărui structură îl încadrează în grupa corpurilor compuse, el rezultînd din mai multe intruziuni succesive de magmă (Savu, 1962 b). O primă intruziune de dimensiuni reduse, situată în partea de vest a corpului, este alcătuită dintr-un nucleu de gabbrouri și microgabbrouri cu olivină, înconjurată de hyperite. A doua intruziune formată din gabbrouri cu diopsid (diabag), gabbrouri cu titanomagnetit vanadiler, gabbrouri pegmatoidice și mai rar microgabbrouri, are o lungime de 3 km și este orientată pe direcția NE-SW. În partea superioară intruziunea se lărgeste mult, luînd forma unei alpii cu pereții asimetrici, cel estic fiind aproape vertical, iar cel vestic înclinat spre SE. A treia venire de magmă,



cea mai acidă, a determinat formarea gabbrouilor cuarțifere, dioritelor cuarțifere pegmatoidice și a micropegmatitelor din partea de sud-est a corpului. Aceste roci se caracterizează prin structura divergentă, determinată de cristalele de plagioclaz ( $An_{43-20}$ ), lungi de 1-2,5 cm și prin prezența constantă a cuarțului care, în micropegmatite, formează concreșteri micrografice cu feldspatul interstițial (Sav u, 1962 b). Ele se aseamănă cu granofirele de la Skaergaard descrise de W a g e r și B r o w n (1968).

Soluțiile reziduale au determinat alterarea hidrotermală a bazaltelor și gabbrouilor în diferite faciesuri (Sav u, 1967) și au condus la formarea mineralizațiilor de pirită din rocile efuzive și de cupru din corpul intrusiv de la Almășel.

### Petrochimia rocilor ofiolitice

Pornind de la ideea că rocile efuzive, erupind în mod succesiv, ar trebui să reflecte sensul procesului continuu de diferențiere a magmei bazaltice subcrustale și că, corpurile intrusive bazice și ultrabazice reprezintă fracțiuni de magmă emise în anumite momente ale acestui proces și care au suferit la rândul lor un fenomen de cristalizare fracționată în condiții supracrustale (Sav u, 1968), analizele chimice și spectrale obținute le-am grupat ca atare<sup>4</sup>. În acest fel se va putea urmări pe de o parte, evoluția magmei primare subcrustale și pe de alta, evoluția corpurilor intrusive diferențiate *in situ*.

În rocile efuzive din complexul bazaltic (tab. 1), conținutul de  $SiO_2$  variază între 47 și 52%, ceea ce indică roci bazice, caracter ilustrat și de conținutul ridicat de oxizi de fier, magneziu și calciu. Compoziția normată CIPW (tab. 4) scoate de asemenea în evidență acest caracter, majoritatea rocilor fiind lipsite sau conținând puțin cuarț. Cuarțul normativ care apare la unele din ele (probele 2, 4) este secundar și numai cel din doleritul cuarțifer este primar. În general, rocile efuzive se caracterizează prin relația  $An > Ab$  și prin conținutul ridicat de diopsid și hipersten, în unele fiind prezentă și olivina ca mineral normativ.

Rocile din corpurile ultrabazice provenite din magma bazaltică primară (tab. 2) prezintă un conținut de  $SiO_2$  mai scăzut decât bazalticele, caracter mai evident la corpul de pe valea Marcului, în care acest compo-

<sup>4</sup> H. Savu, Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu. Studii geochemice asupra masivelor de gabbroui și a complexului bazaltic de la Droșia Nouă-Almășel. 1967. Arh. Inst. Geol. București.

TABELUL 1

Compoziția chimică a rocilor din complexul bazaltic

Nr. crt.	1	2	3	4	5
Roca	Anamesit	Bazalt	Bazalt	Sticlă vulcanică transformată în palagonit	Dolerit cuarțifer
Nr. probă	61	55	30	x	48
Locul de colectare	Pîriul Zimbrului	Valea Almușel	Foc	Corbești	Julița
	%	%	%	%	%
SiO <sub>2</sub>	47,77	47,88	48,41	50,58	52,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,20	14,81	15,16	14,78	13,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,87	4,99	3,04	4,21	4,98
FeO	7,53	6,12	5,41	7,87	6,69
Fe <sub>2</sub> Fe <sub>2</sub> )	0,14	0,07	0,09	—	0,03
MnO	0,19	0,17	0,14	0,22	0,16
MgO	7,02	5,45	7,54	3,62	5,51
CaO	10,48	11,66	12,91	7,05	6,25
Na <sub>2</sub> O	2,75	1,97	3,33	1,96	4,46
K <sub>2</sub> O	0,13	0,19	0,14	0,48	0,13
TiO <sub>2</sub>	1,62	1,83	1,10	1,82	1,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,17	0,09	0,06	0,29
H <sub>2</sub> O	2,78	2,60	2,07	6,93	2,73
CO <sub>2</sub>	—	2,11	0,57	—	—
S	0,16	0,08	0,10	0,03	0,04
Total	99,80	100,10	100,07	99,61	99,79

ment variază între 38 și 40%. În rocile aceluiași corp ultrabazic, conținutul de MgO ajunge pînă la 31,7%, în timp ce CaO se menține la valori mult mai scăzute decît în bazalte și relativ mai mici decît în corpul de pe pîriul Drumul Radei.

Corpul de pe pîriul Drumul Radei prezintă conținuturi de oxizi ale căror valori se situează între acelea ale bazaltelor și ale corpului ultrabazic de pe valea Marcului. Astfel, SiO<sub>2</sub> variază între 41,3 și 49,3%, iar MgO între 7,2 și 25,2%. De asemenea, se constată deosebiri în privința variației conținutului de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> și CaO alît între aceste două corpuri, cît și între ele și rocile bazaltice din a căror magmă s-au diferențiat; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> prezintă valorile cele mai mici în corpul de pe valea Marcului (5,6-6,9%). În corpul de pe pîriul Drumul Radei valorile Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sînt mai ridicate (8,8-17,1%), apropiindu-se de conținutul acestui oxid din bazalte. Cantitatea de CaO este relativ scăzută în ultrabazitele corpului de pe valea Marcului (3,26-4,92%). În aceleași corpuri ultrabazice se remarcă și valorile cele mai scăzute pentru Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O și SiO<sub>2</sub>.



TABELUL 2

Compoziția chimică a rocilor intruzive ultrabazice

Nr. crt.	6		7		8		9		10		11		12		13		14		15		
	Peridotit	Peridotit	Peridotit	Peridotit	Peridotit	Peridotit	Gabbro cu olivină	Gabbro cu olivină	Mela-gabbro	Mela-gabbro	Gabbro cu olivină	Gabbro cu olivină	Gabbro cu olivină	Gabbro cu olivină	Gabbro cu olivină	Gabbro cu olivină	Gabbro cu magnetit	Gabbro cu magnetit	Gabbro cu structură ciftică	Gabbro cu structură ciftică	
Nr. probei	10	9	7	8	7	8	6	6	11	11	19	22	21	21	13	13	17	17	17	17	
Corpur ultrabazice de pe vâlcu Marecului (Roșia Nouă)																					
SiO <sub>2</sub>	38,71	38,73	36,43	39,76	40,00	41,29	45,18	46,97	48,73	49,33	49,33	49,33	49,33	49,33	49,33	49,33	49,33	49,33	49,33	49,33	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,57	6,50	6,50	6,92	6,50	8,82	6,92	6,50	8,82	8,82	8,82	17,14	16,92	14,62	14,62	14,62	14,62	14,62	14,62	14,62	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,20	4,22	7,33	8,44	4,19	3,39	8,44	4,19	3,39	3,39	3,39	4,02	3,88	3,48	3,48	3,48	3,48	3,48	3,48	3,48	
FeO	7,38	7,77	4,83	4,24	7,46	7,38	4,24	7,46	7,38	7,38	7,38	4,76	5,07	7,77	7,77	7,77	7,77	7,77	7,77	7,77	
Fe <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,03	0,06	0,06	0,13	0,13	0,04	0,04	0,04	0,04	
MnO	0,19	0,18	0,18	0,18	0,19	0,19	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19	0,12	0,12	0,16	0,18	0,18	0,15	0,15	0,15	0,15	
MgO	29,75	31,73	27,35	26,28	29,32	25,17	26,28	29,32	25,17	25,17	25,17	11,10	10,29	7,19	7,19	7,19	8,56	8,56	8,56	8,56	
CaO	3,85	3,37	3,75	3,26	4,92	6,38	3,26	4,92	6,38	6,38	6,38	10,72	10,49	7,84	7,84	7,84	12,20	12,20	12,20	12,20	
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,18	0,06	0,06	0,50	0,54	0,06	0,50	0,54	0,54	0,54	1,87	2,01	4,35	4,35	4,35	3,35	3,35	3,35	3,35	
K <sub>2</sub> O	0,05	0,07	0,01	0,02	0,05	0,09	0,02	0,05	0,09	0,09	0,09	0,13	0,11	0,06	0,11	0,06	0,61	0,61	0,61	0,61	
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,44	0,44	0,51	0,52	0,61	0,51	0,52	0,61	0,61	0,61	0,91	0,98	1,28	1,28	1,28	0,91	0,91	0,91	0,91	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,06	0,07	0,02	0,07	0,07	0,02	0,07	0,07	0,07	0,11	0,12	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	
H <sub>2</sub> O	8,25	7,31	9,71	9,97	6,30	6,18	9,97	6,30	6,18	6,18	6,18	3,37	3,52	3,51	3,51	3,51	1,93	1,93	1,93	1,93	
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
S	urme	urme	urme	urme	0,02	0,05	urme	0,02	0,05	0,05	0,05	0,04	0,07	0,15	0,15	0,15	0,33	0,33	0,33	0,33	
Total	99,51	99,82	99,85	99,71	100,19	100,20	99,79	99,60	99,04	99,63	99,63	99,79	99,60	99,04	99,63	99,63	99,63	99,63	99,63	99,63	



TABELUL 3  
Compoziția chimică a rocilor intruzive bazice din corpul de gabbro de la Almdgeț

Nr. crt.	16		17		18		19		20		21		22	
	Gabbro 18 A, 25		Microgabbro cu olivină C		Gabbro pegmatoid 30 A, 25		Gabbro cu olivină Z		Microgabbro 49 A, 25		Micropegmatit A		Morit cuarțifer pegmatoid B	
Locul de culegere	Al. drept al Piriului Râpilor		Izv. Piriul Râpilor		Piriul Padinei		Izv. Piriul Râpilor		Piriul lui Balan		Piriul Râpilor		Piriul Râpilor	
	%		%		%		%		%		%		%	
SiO <sub>2</sub>	48,19	48,69	46,70	46,84	47,99	49,58	53,11							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,87	17,18	19,73	17,17	16,63	15,13	16,31							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,18	6,24	1,54	3,61	2,27	4,49	4,93							
FeO	3,62	5,31	3,61	6,03	4,98	6,30	4,60							
MnO	0,07	0,12	0,10	0,17	0,17	0,16	0,06							
MgO	10,75	8,13	9,01	8,36	9,67	7,60	5,16							
CaO	12,05	9,65	13,28	12,12	13,74	6,13	3,63							
Na <sub>2</sub> O	1,75	3,05	1,65	1,79	1,61	3,61	4,59							
K <sub>2</sub> O	0,14	0,06	0,30	0,51	0,13	0,39	0,79							
TiO <sub>2</sub>	0,32	1,15	0,40	0,54	0,39	1,38	1,81							
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,08	0,09	0,13	0,09	0,20	0,31							
H <sub>2</sub> O+	2,57	2,05	2,71	2,20	1,69	3,77	3,41							
CO <sub>2</sub>	—	0,10	0,45	0,09	0,21	0,91	0,87							
S	—	—	urme	—	—	—	—							
Total	99,58	90,81	99,57	99,56	99,57	99,65	99,58							

Variația mare a valorilor diferiților oxizi din rocile ultrabazice se reflectă și în compoziția normată a acestora (tab. 4). Este semnificativ în această privință, faptul că în toate rocile apare olivina, mineral care în peridotitele corpului de pe valea Marcului depășește 50%. Se remarcă de asemenea, valori mai ridicate pentru conținutul de hipersten normativ din acest corp, în raport cu cel de pe pîrîul Drumul Radei și cu rocile din complexul bazaltic.

TABELUL 4

*Compoziția normată (C.I.P.W.) a rocilor ofiolitice*

Nr. crt.	qu	or	ab	an	ne	dl	hy	ol	c	ap	cc	ml	il	pr
1	—	0,56	23,58	28,63	—	18,20	15,78	0,87	—	0,34	—	5,57	3,04	0,30
2	9,66	1,11	16,77	30,86	—	10,20	12,60	—	—	0,34	4,80	7,19	3,50	0,48
3	—	0,56	27,25	26,13	0,57	26,66	—	8,49	—	0,34	1,30	4,41	2,13	0,18
4	14,07	2,78	16,77	30,02	—	3,43	15,89	—	—	0,34	—	6,03	3,50	0,06
5	5,73	0,56	37,73	17,51	—	9,39	14,56	—	—	0,67	—	7,19	3,50	0,06
6	—	0,56	0,52	17,51	—	0,65	19,68	45,05	—	0,34	—	6,03	0,91	—
7	—	0,56	1,57	14,18	—	1,33	15,75	51,64	—	0,34	—	6,03	0,76	—
8	—	—	0,52	17,51	—	0,22	35,29	24,51	—	0,34	—	10,90	0,76	—
9	—	—	0,52	15,29	—	—	43,76	15,29	1,22	0,34	—	12,30	0,91	—
10	—	0,56	4,19	15,29	—	7,01	10,45	49,09	—	—	—	6,03	0,91	0,06
11	—	0,56	4,72	21,13	—	7,69	15,21	38,05	—	0,34	—	4,87	1,22	0,12
12	—	0,56	15,72	38,92	—	10,53	12,75	9,90	—	0,34	—	5,80	1,67	0,06
13	—	0,56	16,77	36,97	—	10,99	16,74	5,92	—	0,34	—	5,57	1,98	0,12
14	—	0,56	36,68	20,02	—	13,76	5,35	11,25	—	0,34	0,40	5,10	2,43	0,24
15	—	2,78	26,20	23,63	1,14	27,07	—	10,48	—	0,34	0,80	3,25	1,82	0,12
16	—	0,56	14,67	46,15	—	10,10	9,12	12,20	—	0,34	—	3,25	0,61	—
17	—	0,56	25,68	33,08	—	10,50	11,65	4,53	—	0,34	0,20	9,05	2,28	—
18	—	1,67	14,15	45,31	—	13,47	10,45	7,31	—	0,34	1,00	2,09	0,76	—
19	—	2,78	15,20	37,53	—	16,93	12,93	5,07	—	0,34	0,20	5,31	1,06	—
20	—	0,56	13,62	37,81	—	22,40	14,17	4,41	—	0,34	0,50	3,25	0,76	—
21	2,94	2,22	30,39	23,91	—	0,22	24,51	—	—	0,34	2,00	6,50	2,74	—
22	10,50	4,45	38,78	10,84	—	—	14,25	—	3,98	0,67	1,90	7,19	3,50	—

Corpul de gabbrouri de la Armășel, privit comparativ cu rocile bazaltice și ultrabazice, relevă o serie de particularități. Conținutul de  $\text{SiO}_2$  (tab. 3) prezintă variații largi (16-53,1%), fiind destul de apropiat de conținutul de  $\text{SiO}_2$  din rocile bazaltice. Aceeași constatare generală se poate face și în privința conținutului de  $\text{CaO}$ , care este totuși ceva mai mare în gabbrouri. Conținutul de  $\text{MgO}$  este însă mai ridicat decît în bazalte,

TABELUL 5  
Văzările parametrilor Niigigi

Nr. crt.	sl	al	fm	c	alk	k	mg	c/m	ti	p	w	Qz	Q	L	M	Tipul de magmă
1	111,4	20,9	46,5	26,2	6,4	0,02	0,52	0,56	2,8	0,14	0,31	-14,3	28,8	33,9	37,3	Gabbroidă
2	118,7	21,8	42,4	30,9	5,1	0,06	0,47	0,73	3,4	0,51	0,42	-1,7	32,2	32,2	35,6	Piroxen-gabbroidă
3	109,2	20,2	41,2	31,2	7,4	0,02	0,62	0,76	1,9	0,14	0,33	-20,4	27,1	34,6	38,2	Piroxen-gabbroidă
4	149,5	25,7	45,3	22,1	6,6	0,14	0,35	0,49	4,1	0,18	0,32	23,1	39,2	33,8	26,9	Normal-gabbroidicită
5	142,9	22,1	47,8	18,2	11,9	0,01	0,46	0,38	3,7	0,16	0,40	-4,7	32,5	36,3	31,2	Normal-gabbroidicită
6	62,4	6,3	86,8	6,7	0,2	0,50	0,82	0,08	0,6	0,10	0,34	-38,4	10,8	11,5	77,7	Peridotită
7	60,3	5,1	88,9	5,6	0,4	0,25	0,83	0,06	0,5	0,09	0,33	-41,3	8,8	9,9	81,3	Peridotită
8	67,4	6,5	86,5	6,9	0,1	0,09	0,81	0,08	0,5	0,10	0,38	-33,0	13,6	11,3	75,1	Peridotită
9	69,9	7,2	86,6	6,1	0,1	0,09	0,80	0,07	0,6	0,11	0,84	-30,5	15,2	10,1	74,7	Peridotită
10	63,4	6,1	84,8	8,3	0,8	0,11	0,82	0,10	0,6	0,33	0,33	-39,8	10,5	12,1	77,4	Peridotită
11	70,0	8,8	78,5	11,6	1,0	0,10	0,81	0,15	0,8	0,10	0,39	-34,0	14,9	16,3	68,8	Hornblendii-peridotită
12	96,0	21,8	49,9	24,4	3,9	0,03	0,70	0,49	1,4	0,13	0,43	-19,6	27,0	34,5	38,5	Gabbroid-eukritică
13	100,4	21,8	49,5	24,4	4,3	0,03	0,68	0,49	1,7	0,13	0,40	-16,8	27,9	34,3	37,8	Gabbroidă
14	111,7	20,7	48,7	20,3	10,3	0,01	0,53	0,42	2,3	0,14	0,29	-23,5	27,1	37,0	35,9	Hawaiică
15	111,6	19,5	42,8	29,6	8,0	0,08	0,67	0,69	1,6	0,14	0,22	-20,4	27,1	34,3	38,5	Miharatică
16	98,0	24,8	44,1	27,4	3,7	0,03	0,77	0,52	0,5	0,13	0,36	-16,8	28,9	37,6	33,5	C-gabbroidă
17	104,3	22,6	47,6	28,0	6,7	0,02	0,58	0,48	2,0	0,13	0,51	-22,5	27,0	37,3	35,7	Gabbroidă
18	103,5	25,7	38,8	31,5	4,0	0,10	0,76	0,81	0,7	0,13	0,26	-12,5	30,5	38,0	31,5	Piroxen-gabbroidă
19	104,2	22,3	44,7	28,5	4,5	0,15	0,61	0,64	0,9	0,13	0,35	-13,8	29,2	34,6	36,2	C-gabbroidă-miharatică
20	103,1	21,0	43,9	31,6	3,5	0,04	0,71	0,72	0,7	0,13	0,28	10,9	29,4	32,1	38,4	Piroxen-gabbroidă
21	126,3	22,6	51,1	16,8	9,5	0,07	0,56	0,33	2,8	0,15	0,39	-11,7	30,6	36,8	32,5	Melagabbroidicită
22	157,3	28,5	45,3	11,6	14,6	0,10	0,50	0,26	4,1	0,36	0,49	-1,1	35,1	39,0	25,9	Dioritică



apropiindu-se de conținuturile acestui oxid în rocile corpului de pe pîrîul Drumul Radei, dar mult mai scăzut decît în rocile ultrabazice de pe valea Marcului. O caracteristică importantă a unora din rocile din corpul de la Almășel este conținutul lor scăzut de fier, în raport cu celelalte roci bazice și ultrabazice. Ele prezintă însă un conținut mai ridicat în CaO și  $Al_2O_3$ , ceea ce atată că sînt bogate în plagioclaz.

Compoziția normată (tab. 4) a rocilor din acest corp gabbroid relevă prezența olivinei în cele mai multe roci, mineral care apare în cantități mai mici decît în corpurile ultrabazice. Olivina nu apare în norma micropegmatitului și a dioritului cuarțifer pegmatoid, roci care sînt însă mai bogate în albit decît în anortit și conțin cuarț, minerale care scot în evidență caracterul mai acid al acestor roci derivate de asemenea din magma bazaltică. Majoritatea rocilor gabbroide de la Almășel sînt mai bogate în anortit decît rocile ultrabazice și chiar decît bazaltele.

Parametrii Niggli (tab. 5) repartizează rocile bazice și ultrabazice la tipuri de magmă foarte variate (B u r r i, 1959). Bazaltele și cele mai multe gabbrouri de la Almășel aparțin magmelor gabbroide și piroxen-gabbroide, iar diferențialele lor mai acide, cum sînt doleritele cuarțifere, micropegmatitele și dioritul cuarțifer pegmatoid aparțin magmelor din grupa dioritică și anume: normal-gabbrodioritică, melagabbrodioritică și dioritică. Spre deosebire de bazalte, în corpul de gabbrouri de la Almășel apar magme bogate în calciu, cum sînt magmele c-gabbroide, care indică diferențiate bogate în plagioclaz bazic. Rocile ultrabazice de pe valea Marcului aparțin magmelor din grupa peridotitică, aceasta fiind o caracteristică generală a acestui corp. Diferențialele din corpul intrusiv de pe pîrîul Drumul Radei, reprezentat prin melagabbrouri și diferite tipuri de gabbrouri, aparțin magmelor: bornblendit-peridotitică, gabbroid-eucritică, gabbroidă, hawaiică și miharaitică.

Tipurile de magmă la care corespund rocile bazice și ultrabazice din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial reprezintă diferențialele unei magme bazaltice saturate cu  $SiO_2$ . Variația mare a acestora arată că magma bazaltică inițială s-a diferențiat în bazinul magmatic, conducînd pe de o parte la separarea unor magme ultrabazice și pe de alta, la roci cu cuarț. Acest proces de diferențiere rezultă clar din modul de repartiție a diferitelor roci în diagramele construite pe baza parametrilor Niggli.

Asfel, pe diagrama  $al : alk$  (fig. 4) rocile bazice al căror parametru  $al$  este mai mare, se concentrează în cîmpul sărac în alcalii, cu excepția doleritului cuarțifer și a dioritului cuarțifer pegmatoid care se proiectează



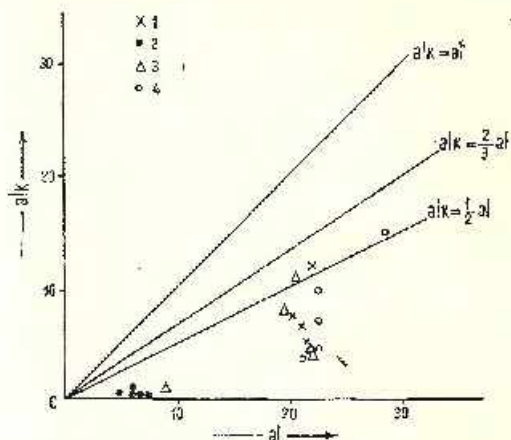
în câmpul rocilor cu conținut intermediar în astfel de componente. Rocile ultrabazice cu parametrii  $al$  și  $alk$  foarte mici se diferențiază net de acestea, proiectându-se în partea stângă a câmpului sărac în alealii.

Fig. 4. — Diagrama  $al : alk$ .

1, roci bazaltice; 2, roci ultrabazice din corpul de pe valea Marcului; 3, roci ultrabazice și bazale din corpul de pe pârâul Drumul Radei; 4, roci intrusivă bazale de la Almășel<sup>5</sup>.

Diagramme  $al : alk$ .

1, roches basaltiques; 2, roches ultrabasiques du corps de la vallée Marcului; 3, roches ultrabasiques et basiques du corps du ruisseau Drumul Radei; 4, roches intrusives basaltiques d'Almășel.



Rocile bazaltice și gabbrourele de la Almășel se proiectează pe diagrama  $al : fm$  (fig. 5) între câmpurile femic, semifemic și izofalic, pe când rocile ultrabazice se grupează în câmpul ultrafemic.

Pentru toate tipurile petrografice reiese clar caracterul de roci bogate în mafite, fapt ilustrat de diagrama  $mg : k$  (fig. 6) din care rezultă valori ridicate pentru parametrul  $mg$  și scăzute pentru  $k$ . La rocile de pe valea Marcului este demn de remarcat faptul că, în timp ce parametrul  $mg$  se menține aproape constant, valoarea parametrului  $k$  variază de la 0 la 0,50, ceea ce face ca ele să se proiecteze pe această diagramă de-a lungul unei drepte aproape orizontale, care marchează particularitatea diferențierii *in situ* a acestui corp ultrabazic.

Sensul evoluției magmei bazaltice în prima etapă a magmatismului inițial alpin rezultă clar din diagrama de diferențiere din figura 7, care prezintă comparativ variațiile parametrilor magmatici ai bazaltelor și ai rocilor din corpurile intrusivă. Parametrul  $fm$  are valori foarte mari în rocile ultrabazice de pe valea Marcului și în melagabbroul de pe pârâul Drumul Radei, de la care valoarea lui scade puternic spre rocile bazaltice

<sup>5</sup> Semnele stabilite pentru diagrama  $al : alk$ , vor fi folosite și la următoarele diagrame.

Pour les diagrammes suivants on utilisera les mêmes signes que ceux du diagramme  $al : alk$ .

și gabbroide, prezentând unele oscilații în intervalul  $si = 100-120$ . Parametrul  $al$  crește treptat de la rocile ultrabazice spre cele bazice, pînă la rocile în care este prezent cuarțul. Curba parametrului  $c$  este în prima parte paralelă, cu aceea a lui  $al$ , după care prezintă o serie de oscilații cu

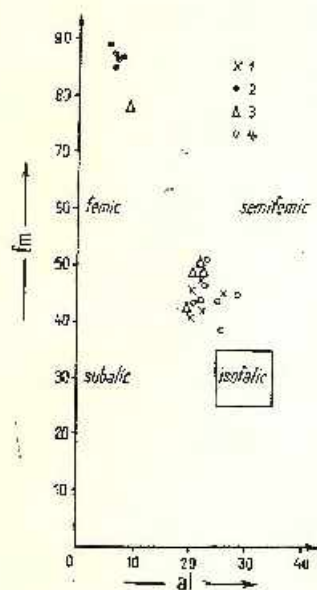


Fig. 5. — Diagrama  $al : fm$ .

Diagramme  $al : fm$ .

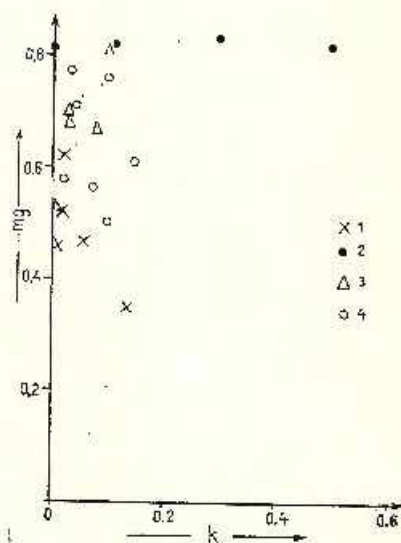


Fig. 6. — Diagrama  $mg : k$ .

Diagramme  $mg : k$ .

valori maxime în același interval în care oscilează și parametrul  $fm$ , după care ea capătă o alură descendentă. Se remarcă faptul că variația parametrului  $c$  este inversă celei a parametrului  $fm$ . Parametrul  $alk$  crește treptat de la rocile ultrabazice spre cele bazice și spre cele cu cuarț, curba lui menținându-se aproape paralelă cu aceea a parametrului  $al$ .

Cu toate că rocile analizate aparțin la grupe petrografice formate oarecum independent, curbele parametrilor magmatici se suprapun în mare parte, indicând același sens de diferențiere și subliniind consangvinitatea tuturor acestor roci bazice și ultrabazice. Curbele parametrilor  $al$  și  $c$  ai seriei de roci bazaltice și ai rocilor intrusive se intersectează la  $si > 14\%$ . Aceste izofalii amintesc sensul diferențierii din provincia calcoalcalină.



Rocile din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial alpin au caractere tipice de ofiolite. Aceste caracteristici petrochimice reies clar din diagrama Q-L-M (fig. 8), pe care rocile bazice se proiectează în principalul câmp de proiecție al ofiolitelor din Alpi, cercetate de Burriși

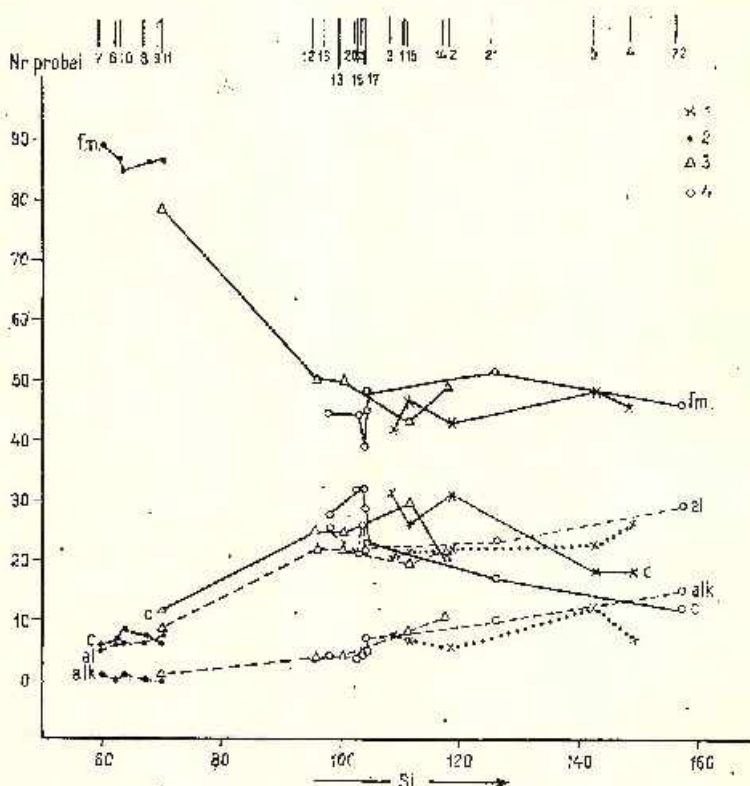


Fig. 7. — Diagrama de diferențiere a rocilor bazice și ultrabazice.

Diagramme de différenciation des roches basiques et ultrabasiques.

Niggli (1945). Tot în acest câmp se proiectează și gabbrourele din corpul ultrabazic de pe pîrîul Drumul Radei. Rocile ultrabazice de pe valea Mareului se proiectează în al doilea câmp de proiecție al ofiolitelor din Alpi, situat în colțul M. În apropierea acestui câmp se proiectează și melagabbroul din corpul de pe pîrîul Drumul Radei, ceea ce demonstrează că roca este bogată în MgO și a provenit din diferențierea *in situ* a magmei melagabbroice din care a rezultat acest corp (Savū, 1962 a).

Din aceste considerente rezultă o mare asemănare din punct de vedere petrochimic între rocile din provincia ofiolitică din Munții Apuseni și cele din Alpi, precum și între acestea și alte serii de roci similare formate la începutul evoluției zonelor mobile intracontinentale din alte regiuni de pe glob.

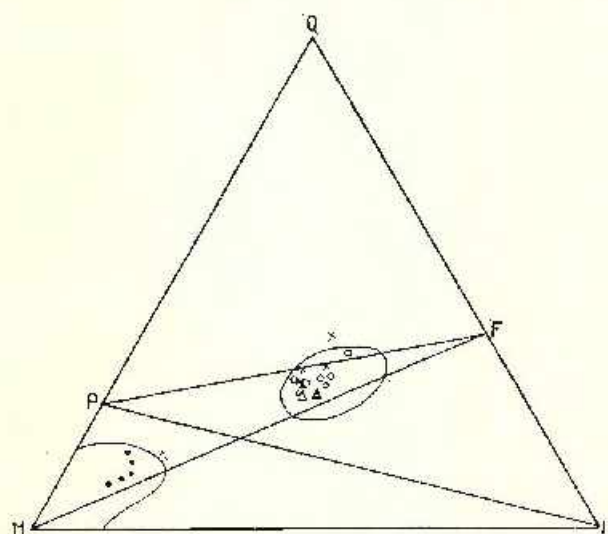


Fig. 8. — Diagrama Q-J-M.

Diagramme Q-L-M.

### Distribuția elementelor minore în rocile ofiolitice

Pentru urmărirea distribuției elementelor minore caracteristice rocilor ofiolitice am analizat spectral atit probele cercetate chimic (tab. 6), cât și un număr de 11 probe colectate în diferite puncte din aria de dezvoltare a ofiolitelor din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial din munții Drocei (tab. 7), determinând următoarele elemente minore: Ga, Li, Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr, Cu și Pb.

Datele obținute sînt proiectate pe diagramele de tipul celor construite de *Noekolds și Allen* (1956), folosind pe abscisă funcția  $(1/3 Si + K) - (Ca - Mg)$ , calculată pe baza conținuturilor elementelor majore (tab. 8), iar pe ordonată conținutul procentual de elemente majore și conținutul (ppm) de elemente minore. Diagramele de variație construite astfel sînt grupate în planșe corespunzînd fiecare seriei de roci intrusive sau efuzive analizate (pl. I, II, III).

În ceea ce privește variația conținutului de Si, așa cum s-a remarcat mai sus, el crește slab de la rocile ultrabazice spre cele bazice

TABELUL 6

Elemente minore (ppm) din rocile bazice și ultrabazice din munții Droci

Nr. crt.	Nr. probei	Ni	Co	Cr	V	Ba	Sr	Li	Cu	Pb	Ga
<i>Roci din complexul bazaltic</i>											
1	61	45	38	40	310	14	142	<1,5	116	<5	17
2	55	50	37	78	410	15	122	<1,5	90	5	13,5
3	30	60	40	172	210	<10	220	6,5	122	<5	11
4	x	12	23	<5	270	48	375	3	97	7	19
5	48	25	25	22	195	<10	55	<1,5	68	<5	16
<i>Corpul ultrabazic de pe valea Marelui</i>											
6	10	870	135	1450	112	<10	11	<1,5	36	<5	7
7	9	900	150	1750	98	12	21	<1,5	47	<5	7
8	7	820	135	1200	95	<10	15	5	96	<5	7
9	6	765	130	1550	140	<10	15	<1,5	58	<5	7
10	11	290	52	775	40	10	35	1,5	50	<5	7
<i>Corpul ultrabazic de pe pîrtul Dramul Radei (Roșia Nouă)</i>											
11	19	325	65	465	90	11	38	2,5	49	<5	7,5
12	22	286	49	215	182	16,5	122	3,5	95	6	12
13	21	205	58	240	195	40	105	1,5	88	6	12
14	13	28	35	<5	265	<10	70	2,0	118	<5	13
15	17	55	32	65	260	56	450	2,0	50	12	10
<i>Corpul de gabbro de la Almășel</i>											
16	18A25	105	30	115	112	<10	166	4,5	22	<5	8,5
17	c	42	36	44	450	14	126	<1,5	44	6,5	14
18	30A25	105	30	180	200	12	240	1,5	29	<5	9
19	z	88	37	205	195	85	450	<1,5	52	8	13
20	49A25	123	40	270	220	13	110	<1,5	76	<5	13,5
21	A	12	47	<5	450	22	140	4	37	8	16
22	B	18	20	<5	480	15	122	6	26	9	24

și spre micropegmatite. Aceeași tendință de creștere ușoară spre rocile cu cuarț manifestă în general Ga și Al, curbile lor menținându-se aproximativ paralele, cu excepția gabbrourilor pegmatoidice de la Almășel.

Litiul prezintă în toate rocile ofiolitice conținuturi în general mici, care variază între 1,5-6,5 ppm. Deși Li (0,78 Å), înlocuiește izomorf Mg (Goldschmidt, 1937), în rocile ultrabazice bogate în olivină și formate la temperatura de peste 1000°C se constată o discrepantă evidentă între curba Mg, care scade puternic de la peridotite spre gabbrouri și aceea a Li, care indică conținuturi apropiate de acelea din restul rocilor ofiolitice. Această comportare arată pe de o parte, că Li este captat

TABELUL 7

Elemente minore (ppm) din rocile efuzive și intrusivă bazice din munții Drocea

Nr. crt.	Nr. probei	Tipul de rocă	Locul de colectare	Ni	Co	Cr	V	Ba	Sr	Li	Cu	Pb	Ga
23	49/67	Bazalt (pilow-lava)	N. Bălcescu	28	40	48	320	240	145	2,0	38	6	14,5
24	83 p	Bazalt	Pietriș	28	31	60	250	14	123	<1,5	45	<5	11
25	51	Dolerit	Almășel	67	43	340	175	15	166	3,5	144	<5	11
26	60	Dolerit	Valea Troașului	31	30	64	225	13	100	<1,5	85	<5	11
27	91/87	Dolerit	N. Bălcescu	46	39	65	240	<10	105	<1,5	80	<5	12
28	41/67	Gabbro-porfirit	Julița	68	41	140	205	17	135	<1,5	133	<5	11,5
29	95/67	Aplit	Julița	8,5	<5	<5	38	175	29	<1,5	10	7	13,5
30	152/67	Bazalt la contact cu banatitele	Temeșești	38	52	48	360	37	300	<1,5	31	<5	12
31	79	Bazalt la contact cu banatitele	Temeșești	42	31	115	270	28	230	<1,5	27	<5	10,5
32	142	Bazalt la contact cu banatitele	Temeșești	49	32	260	220	16	215	<1,5	14	6	11
33	150/67	Gabbro la contact cu banatitele	Temeșești	24	26	62	230	345	39	<1,5	30	7	11

TABELUL 8

Elemente majore din rocile bazice și ultrabazice din regiunea Rogia Nouă-Almășel

Nr. crt.	Si	Al	Fe <sup>III</sup>	Fe <sup>II</sup>	Mg	Ca	Na	K	$\left(\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K}\right) -$ $(\text{Ca} + \text{Mg})$
1	22,33	8,04	2,71	5,85	4,23	7,49	2,04	0,11	- 4,17
2	22,38	6,84	3,49	4,76	3,29	8,33	1,16	0,16	- 4,00
3	22,63	8,01	2,10	4,20	4,65	9,23	2,47	0,12	- 6,12
4	23,65	7,82	2,91	6,12	3,18	5,04	1,45	0,40	1,06
5	24,67	7,36	3,48	5,20	3,32	4,47	3,31	0,11	0,54
6	18,09	3,47	2,94	5,74	17,95	2,75	0,04	0,04	14,63
7	18,11	2,96	2,95	6,04	19,14	2,41	0,13	0,06	- 15,46
8	18,43	3,44	5,23	3,75	16,50	2,68	0,05	0,01	- 13,03
9	18,59	3,66	5,00	3,29	15,85	2,33	0,05	0,02	- 11,97
10	18,70	3,14	2,93	5,80	17,81	3,52	0,37	0,04	- 15,06
11	19,30	4,66	2,37	5,74	15,18	4,58	0,40	0,07	- 13,24
12	21,12	9,22	2,81	3,70	6,70	7,66	1,39	9,10	- 7,22
13	21,49	8,96	2,71	3,94	6,21	7,46	1,19	0,09	- 6,42
14	22,78	7,75	2,43	6,01	4,31	5,60	3,23	0,05	- 2,30
15	23,07	7,77	1,54	4,01	5,16	8,72	2,48	0,45	- 5,74
16	21,59	10,50	1,52	2,18	6,48	8,61	1,30	0,12	- 7,77
17	21,83	9,08	4,36	4,13	4,90	6,90	2,26	0,05	- 4,48
18	21,83	10,42	1,08	2,81	5,43	9,49	1,22	0,25	- 7,39
19	21,90	9,08	2,52	4,69	5,01	8,66	1,33	0,42	- 5,98
20	22,43	8,80	1,59	3,87	5,83	9,82	1,19	0,11	- 8,56
21	23,18	8,00	3,14	4,89	4,58	4,38	2,68	0,32	- 0,92
22	24,83	8,63	3,45	3,57	3,11	2,59	3,40	0,66	3,23

în poziția Mg în cantitate mai mare la temperaturi mai scăzute și pe de alta, că el poate înlocui izomorf  $Fe^{3+}$  și  $Ti^{4+}$  (Goldschmidt, 1937), eventual și  $Al^{3+}$  (Lundegårdh, 1946).

Vanadiul prezintă de asemenea unele particularități în distribuția sa (Savu, Udrescu, 1967). Astfel, în seria de roci bazaltice și doleritice care reflectă mersul diferențierii magmei bazaltice subcrustale, curba lui prezintă analogii cu curbele vanadiului din diferite serii de roci bazaltice analizate de Nockolds și Allen (1956). Ea prezintă o creștere treptată în rocile bazaltice și apoi o scădere în direcția doleritelor cuarțifere; în prima parte ea este paralelă cu curba fierului (pl. Ib). În rocile ultrabazice, curba vanadiului prezintă creșteri treptate, paralel cu curba fierului, caracteristică ce se observă și la corpul de gabbrouri de la Almășel. Raportul  $V \times 1000 : Fe$  (tab. 9) prezintă valorile cele mai mici în peridotite, ceea ce reflectă conținuturile scăzute de vanadiu în aceste roci (tab. 6), în comparație cu celelalte ofiolite. Valorile maxime pentru acest raport apar în rocile de la Almășel.

Cromul prezintă în general conținuturi foarte ridicate în rocile peridotitice, în care au fost observate și rare cristale de cromit. Conținutul lui variază de la valori mici în rocile efuzive bazice (22 ppm), până la 175 ppm în peridotite. Curba lui prezintă în toate grupele de roci analizate o tendință de scădere accentuată de la cele mai bazice spre cele mai acide. Raportele  $Cr \times 1000 : Mg$  și  $Cr \times 1000 : Fe$  au valori mult mai ridicate în peridotite, față de rocile bazice efuzive și intrusive.

Conținutul de Co din grupa rocilor bazaltice prezintă valori cuprinse între 23 și 40 ppm, care scad în sensul diferențierii magmei. În corpul de roci peridotitice el prezintă valori practic constante (135-150 ppm), cu excepția melagabbroului în care scade până la 52 ppm. Aceste valori se apropie de conținutul de Co din rocile ultrabazice alpine cercetate de Stueber și Goles (1967). În corpul de roci intrusive de pe pîrîul Drumul Radei conținutul de Co scade ușor spre diferențiatele mai bogate în plagioclaz.

Trebuie remarcat faptul că melagabbroul din corpul de pe valea Mareului diferă de rocile ultrabazice cu care este asociat, prin conținutul lui mai scăzut de Cr, Ni și Co. Din acest punct de vedere el se apropie de melagabbroul din corpul de pe pîrîul Drumul Radei. Această deosebire se explică prin faptul că în compoziția acestei roci, ca și în aceea a melagabbroului din celălalt corp intrusiv, participă plagioclazul în a cărui rețea practic nu sînt captate aceste elemente.



TABELUL 9

Raportele dintre elementele minore și majore din rocile bazice și ultrabazice din munții Drocei

Nr. srl.	Nr. probei	Cr. 10 <sup>3</sup>		V. 10 <sup>3</sup>		Ni. 10 <sup>3</sup>		Co. 10 <sup>3</sup>		Co		Cr. 10 <sup>3</sup>		V. 10 <sup>3</sup>		Co. 10 <sup>3</sup>		Sr. 10 <sup>3</sup>		Sr. 10 <sup>3</sup>		Ba. 10 <sup>3</sup>		
		Mg	Mg	Mg	Mg	Mg	Ni	Fe	Fe	Fe	Ca	Ca	Ca	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	
<i>Roci din complexul bazaltic</i>																								
1	81	0,91	7,32	1,56	0,90	0,85	0,46	3,62	0,44	1,90	1,87	1,27												
2	55	2,37	12,45	1,52	1,12	0,74	0,94	3,92	0,45	1,46	1,41	0,94												
3	30	3,78	4,62	1,32	0,88	0,67	2,73	3,33	0,63	2,48	2,35	<0,83												
4	X	0,14	12,40	0,55	1,05	1,92	<0,55	2,98	0,25	7,43	5,90	1,20												
5	48	0,66	5,86	0,75	0,75	1,00	0,25	2,24	0,29	1,23	1,20	<0,90												
<i>Corpul ultrabazic de pe valea Marenții</i>																								
6	10	8,06	0,82	4,35	0,75	0,15	16,6	1,29	1,55	0,40	0,39	<2,5												
7	9	9,15	0,46	4,70	0,78	0,17	19,5	1,09	1,67	0,87	0,85	2,0												
8	7	7,28	0,57	4,96	0,82	0,16	13,35	1,05	1,49	0,56	0,56	<10												
9	8	0,76	0,93	4,82	0,85	0,20	16,85	1,52	1,63	0,64	0,64	<5												
10	11	4,35	0,22	1,63	0,29	0,18	8,87	0,46	0,59	0,99	0,98	2,5												
<i>Corpul ultrabazic de pe pârâul Drumul Radei (Roșia Nouă)</i>																								
11	19	3,06	0,59	2,14	0,43	0,20	5,75	1,11	0,80	0,83	0,82	1,57												
12	22	3,20	2,71	4,27	0,73	0,17	3,30	2,78	0,75	1,59	1,57	1,65												
13	21	3,86	3,14	3,30	0,93	0,28	3,71	2,93	0,87	1,41	1,39	4,45												
14	13	0,07	6,10	0,84	0,80	1,25	<0,59	3,12	0,41	1,25	1,24	<2,0												
15	17	1,26	5,05	1,07	0,82	0,58	1,16	4,65	0,57	5,15	5,02	1,24												
<i>Corpul de gabbro de la Almășel</i>																								
16	18A25	1,77	1,73	1,62	0,46	0,29	3,11	3,03	0,81	1,93	1,90	<0,83												
17	C	0,90	9,20	0,86	0,74	0,86	0,52	5,30	0,42	1,83	1,81	2,80												
18	30A25	3,32	3,68	1,93	0,55	0,29	1,62	5,14	0,77	2,53	2,46	0,48												
19	Z	4,17	3,87	1,63	0,73	0,42	2,86	2,70	0,51	5,20	4,95	2,02												
20	19A35	4,63	3,76	2,17	0,69	0,32	3,95	4,02	0,73	1,12	1,11	1,18												
21	A	0,07	9,80	0,26	1,02	3,90	<0,62	5,60	0,50	3,19	2,98	0,69												
22	B	0,10	16,90	0,58	0,83	1,43	<0,71	6,82	0,37	4,70	3,78	2,27												

În rocile de la Almășel, conținutul de Co prezintă variații mici, curba lui fiind aproape paralelă cu abscisa. Raportul  $Co \times 1000 : Mg$  nu prezintă diferențe prea mari între o grupă de roci și alta, în timp ce raportul  $Co \times 1000 : Fe$  prezintă valori ceva mai ridicate în rocile peridotitice.

Conținutul de nichel din rocile ofiolitice scade în general de la rocile ultrabazice spre cele cu conținut de cuarț. Valorile cele mai ridicate se găsesc în peridotite și în gabbrourele cu olivină asociată (900-250 ppm); tendința de scădere de la rocile mai bazice spre cele mai acide se observă și în cadrul fiecărei grupe de roci analizate, fapt care rezultă clar din



altră curbă de pe diagramele din figura b (pl. I, III) și figura c (pl. II). Raportul  $Ni \times 1000 : Mg$  prezintă valori maxime în peridotite și gabbrourele asociate lor.

În privința variației conținutului de Sr din grupele de roci analizate se constată, în general, un paralelism cu variația calciului, pe care Sr (1,27 Å) îl înlocuiește izomorf (Turekian, Kulp, 1956). În cazul corpului de gabbroure de la Almășel, curba stronțului prezintă un maxim în gabbroul cu olivină, cu toate că curba calciului nu manifestă decât tendința de a descrește în lungul întregii serii de roci (pl. III c). Această neconcordanță s-ar putea explica prin faptul că Sr poate înlocui și Ca din piroxen, mineral care participă în cantitate mare în gabbroul cu olivină. Rapoartele  $Sr \times 1000 : Ca$  și  $Sr \times 1000 : (Ca + K)$  prezintă valorile cele mai scăzute în rocile peridotitice.

Bariul prezintă conținuturi mici în toată seria de roci ofiolitice și este explicabil acest fapt, deoarece Ba (1,43 Å) înlocuiește de obicei  $K^{1-}$ , element care se găsește în cantitate foarte redusă în rocile bazice și ultrabazice (Hamilton, Mountjoy, 1965). Se constată că curba Ba urmează în general pe aceea a K; conținuturi mai ridicate de Ba prezintă numai bazaltul de la N. Bălcescu, aplitul de la Julița și gabbroul afectat de contactul banatitelor de la Temeșești (tab. 7).

În rocile ofiolitice conținutul de plumb este foarte scăzut (5-12 ppm). Cuprul prezintă și el în rocile analizate chimic conținuturi ce variază între 22 și 97 ppm. Valori mai ridicate decât acestea au fost observate în rocile în care a fost pus în evidență prin analiza chimică și sulfurul, ceea ce presupune legarea lui de prezența eventuală a calcopiritei în aceste roci.

### Originea magmei ofiolitice

Geneza rocilor ofiolitice din munții Drocei a preocupat pe unul din noi cu mulți ani în urmă (Savu, 1962 b), când s-a subliniat originea lor simatică, subcrustală. În ultimul timp, studiile petrochimice asupra diferitelor suite bazaltice de pe glob și cercetările de laborator au condus la concluzii interesante privind originea bazaltelor și modul de formare a magmelor tholeiitice, punându-se la punct metode noi de cercetare.

Studiind bazaltele oceanice din Hawaii, MacDonald și Katsura (1964) ajung la concluzia că rocile din suita tholeiitică — pe care le separă în bazalte cu mai puțin de 5% olivină modală și bazalte cu olivină — se proiectează pe diagrama  $Na_2O + K_2O : SiO_2$  sub diagonala stabilită, într-un câmp pe care noi l-am divizat prin izolinii de conținut (fig. 9). Rocile ofiolitice bazice ( $SiO_2 = 45-52\%$ ) din munții Drocei se



proiectează de asemenea în câmpul rocilor din suita tholeiitică; numai trei roci mai bogate în  $\text{SiO}_2$ , dintre care una conține câteva procente de cuarț modal, se situează deasupra acestei diagonale. Deși conțin în normă atât hipersten, cât și diopsid, aceste roci bazice se caracterizează în general prin relația  $hy > di$ . Olivina normativă apare în cantitate mică sau este absentă (tab. 4), demonstrând că rocile ofiolitice (bazalte și gabbrouri)

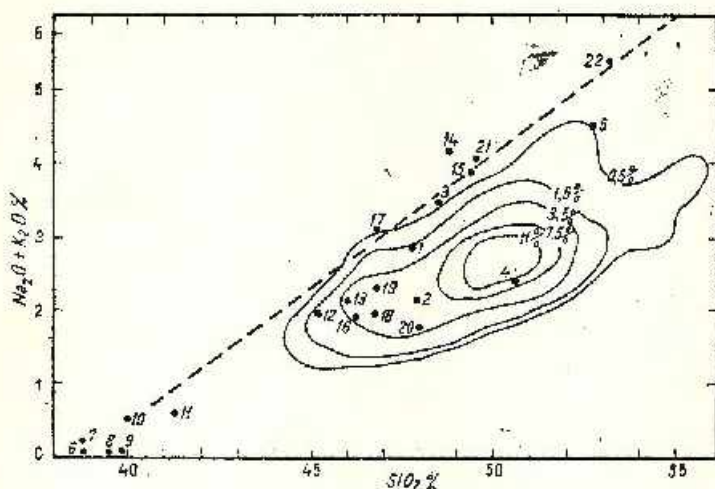


Fig. 9. — Diagrama  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$  pentru rocile ofiolitice din munții Drocea, în raport cu bazaltele din insulele Hawaii.

Diagramme  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$  pour les roches ophiolitiques de monts Drocea, par rapport aux basaltes des îles Hawaii.

se încadrează ca chimism în grupa bazaltelor tholeiitice. Rocile ultrabazice (6-11) în care olivina normativă atinge 51,64% se proiectează în colțul stâng de jos al diagramei, iar rocile intrusive (21 și 22) cu cuarț modal, se situează în lungul diagonalei, imediat deasupra ei.

Concluzia care rezultă este că diagonala, care în cazul bazaltelor oceanice separă bazaltele alcaline subsaturate de cele tholeiitice saturate, în cazul magmatitelor inițiale din zonele mobile intracontinentale delimitează câmpul bazaltelor tholeiitice cu 45-52%  $\text{SiO}_2$ , cum sînt cele care au erupt în prima etapă de evoluție a magmatismului inițial din munții Drocei, de rocile cu cuarț suprasaturate în  $\text{SiO}_2$ , derivate din aceeași magmă tholeiitică primară și în special de cele din etapa a doua de evoluție a magmatismului inițial care, după cum s-a arătat (Savv, 1962 c), sînt în general mai bogate în silice și alcalii.

Pe baza acestor observații trebuie să admitem că există două serii de roci tholeiitice și anume, o serie în general subsaturată, cunoscută în bazinele oceanice actuale și în zonele cu fracturi de tip rift, care evoluează spre roci alcaline și o serie bazaltică saturată, care apare în zonele mobile intracontinentale, reprezentând magmatitele inițiale ale acestora și care evoluează în general spre diferențiate cu cuarț. Formarea acestor magme tholeiitice depinde, evident, de nivelul la care iau naștere prin topirea mantalei superioare, dar constatăm că, în timp ce în oceane predomină bazaltul subsaturat, în zonele mobile se dezvoltă mai ales cele saturate. Această deosebire este determinată de structura deosebită a mantalei în cele două unități structogene majore — oceane și continente. În zonele oceanice caracterizate printr-o crustă sialică foarte subțire, trecerea la substratul ultrabazic se face probabil brusc, în timp ce sub continente (fig. 10), unde suprafața Mohorovičić se află între 33 și 40 km, ca în cazul munților Drocei (Ciocîrdel, Esca, 1966), între pătura ultrabazică și scoarța sialică trebuie să existe o pătură formată din roci apropiate de compoziția bazaltelor saturate (Kropotkin, 1953; Savu, 1962), din care sînt generate magmele ofiolitice ale magmatismului inițial.

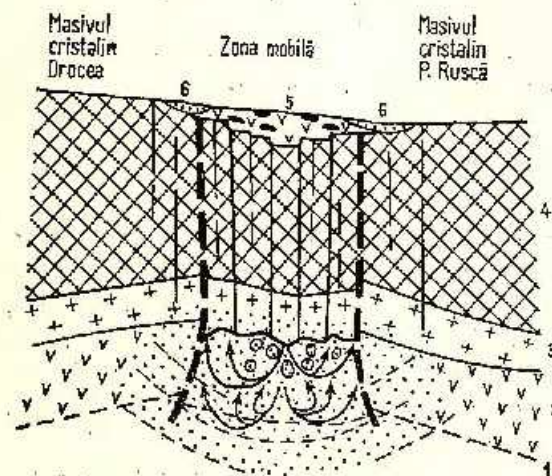


Fig. 10. — Tectonograma zonei mobile a Mureșului și a mantalei superioare.

1, pătura peridotitică; 2, pătura bazaltelor saturate; 3, pătura granitică; 4, scoarța terestră; 5, roci efuzive și intruzive bazice și ultrabazice; 6, depozite sedimentare mesozoice.

Tectonogramme de la zone mobile du Mureș et du manteau supérieur.

1, couverture péridotitique; 2, couverture des basaltes saturés; 3, couverture granitique; 4, écorce terrestre; 5, roches effusives et intrusives basiques et ultrabasiques; 6, dépôts sédimentaires mésozoïques.

Originea acestei pături bazaltice trebuie să rezide în evoluția mai îndelungată a scuturilor continentale, în raport cu aceea a zonelor oceanice actuale. În acest sens, evoluția domeniului carpatic pînă în stadiul actual de consolidare s-a făcut, conform celor stabilite de Ciocîrdel et al. (1969),

în patru cicluri tectono-magmatice — prebaicalian, baicalian, hereinic și alpin — presupunând că primul ciclu a evoluat pe un fundament oceanic. În fiecare ciclu este de așteptat că mantaua superioară din acest domeniu a fost afectată de topiri și retopiri succesive, ca de altfel și scoarța sialică ce s-a afundat în aceste zone (fig. 10). Porțiuni din aceasta din urmă, în special din pătura granitică, au fost antrenate de curenții din pirolitul format (Green, Ringwood, 1966), fiind retopite și contaminând treptat partea superioară a mantalei subcrustale (Savu, 1962 b); rezultă astfel, această pătură de bazalte saturate în  $\text{SiO}_2$ .

În fiecare ciclu tectono-magmatic se pare că topirea începe de obicei la nivelul acestei pături bazaltice, formându-se un pirolit corespunzător, din care rezultă magmele tholeiitice saturate, caracteristice în substratul continentelor (Turner, Verhooogen, 1960). La naștere astfel în pătura bazaltică un bazin magmatic, cum a fost cel din substratul munților Drocea, dezvoltat în lungul zonei mobile alpine. Este posibil ca această pătură bazaltică să nu fie continuă — sau să nu aibă aceeași grosime peste tot — ci să apară numai în zonele de labilitate maximă ale zonelor mobile din ciclurile tectono-magmatice anterioare. În funcție de acest caracter sau de adâncimea până la care ajung fracturile profunde formate la începutul evoluției unei astfel de zone mobile, printre magmatitele inițiale pot să predominie rocile bazaltice saturate ca în Munții Apuseni sau roci în general subsaturate, bogate în olivină, cum sînt cele din geosinclinalul alpino-himalaian, în zona cuprinsă între Dinarizi, Turcia și Himalaia.

Evoluția unui bazin magmatic subcrustal din pătura bazaltică saturată diferă de aceea a unui bazin magmatic format în substratul zonelor oceanice, sau la adâncime mai mare în pătura peridotitică. În cazul celui care a generat ofiolitele din Munții Apuseni, magma tholeiitică saturată rezultată prin topirea substratului bazaltic la presiunea de aproximativ 15 Kb, a produs o mare cantitate de roci, în general efuzive, care conservă caracterele chimice ale magmei inițiale (fig. 11). Datorită proceselor de diferențiere, în bazinul magmatic subcrustal s-au separat și magme mai bazice care, pulsate spre suprafață, s-au diferențiat *in situ* în condiții de PT supracrustale, rezultînd micile corpuri ultrabazice și picritele citate în literatură (Kozlozsnik, 1905), roci care ca volum sînt infime în raport cu masa mare de roci bazice saturate care alcătuiesc ofiolitele generate de geosinclinalul alpin al Mureșului.

Aceste diferențiate emise în anumite momente ale acestui proces evolutiv din bazinul magmatic subcrustal se deosebesc între ele prin

compoziția chimică globală. De exemplu, în corpul de pe valea Marcului predomină rocile foarte bogate în olivină, pe când în corpul de pe pârâul Drumul Radei rocile ultrabazice se asociază cu gabbrouri a căror compoziție se apropie de aceea a gabbrourilor din corpul de la Almășel. Dar, cu

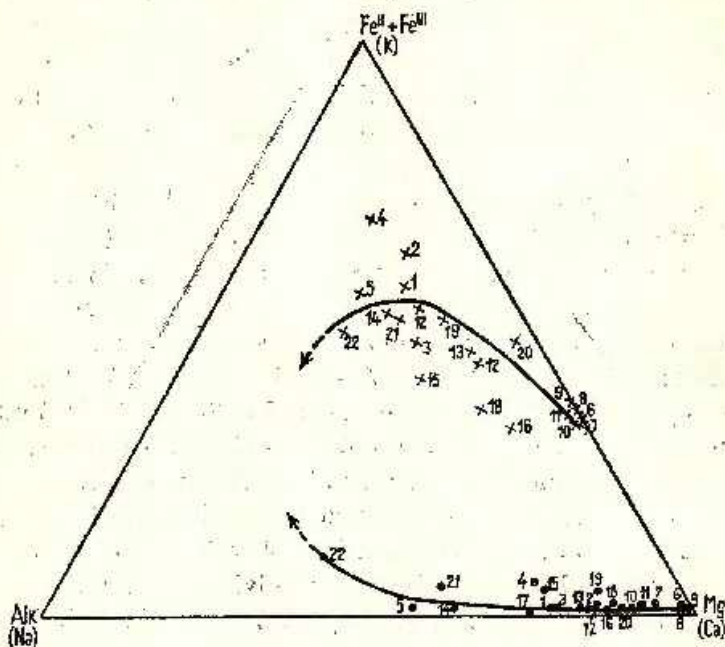


Fig. 11. -- Diagrama  $Fe^{2+} + Fe^{3+} (K)$ -Alk(Na)-Mg(Ca).

Diagramme  $Fe^{2+} + Fe^{3+} (K)$ -Alk(Na)-Mg(Ca).

toate că aceste corpuri sînt izolate, rocile din care sînt alcătuite formează pe diagrama din figura 11 o serie continuă, ceea ce demonstrează diferențierea lor succesivă din aceeași magmă bazaltică; particularitățile care apar sînt determinate în mare măsură de procesul de diferențiere *in situ* a fracțiunilor de magmă intruse (Savu, Udrescu, 1967). Astfel, se observă clar că în funcție de distribuția fierului, alcaliilor și magneziului, rocile ofiolitice se proiectează pe diagramă într-un cîmp apropiat de latura  $Fe^{2+} + Fe^{3+} - Mg$ , ultrabazitele situîndu-se în imediata apropiere a acesteia. Curba trasată pe diagramă arată că diferențierea a condus mai întîi la separarea unor produse bogate în Mg, după care magma reziduală s-a îmbogățit treptat în fier, iar în stadiul final ea a început să se îmbogățească slab în alcalii.

Sensul diferențierii în bazinul magmatic suberustal rezultă și din modul cum se proiectează rocile pe diagrama din figura 12, în funcție de cele trei elemente minore caracteristice în rocile bazice. Pe această diagramă cele patru grupe de roci analizate se situează în patru câmpuri diferite :

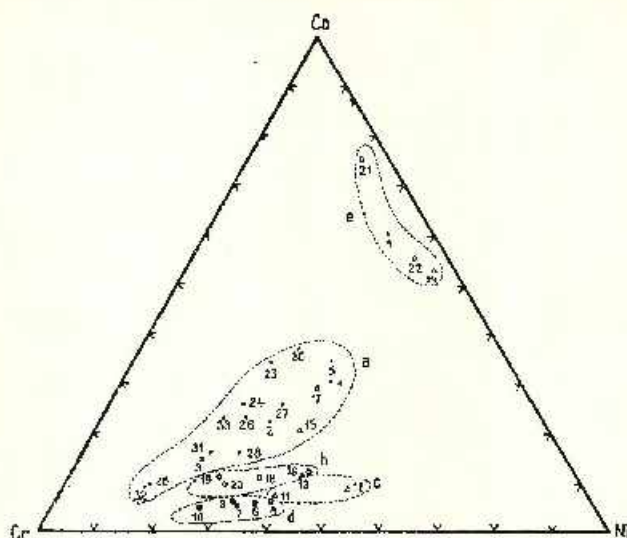


Fig. 12. — Diagrama Co-Ni-Cr.

Diagramme Co-Ni-Cr.

rocile efuzive formează câmpul (a), sub care se dispun în ordine, pe măsura scăderii conținutului de Co, câmpurile rocilor din corpurile de la Almășel (b), pârâul Drumul Radei (c) și valea Marcului (d).

În stadiul final al primei etape de evoluție a magmatismului inițial, în zona geosinclinală încep să-și facă apariția rocile cu cuarț hipoabisice (doleritele) sau intrusive (dioritele cuarțifere pegmatoidice și micropegmatitele), ceea ce arată că diferențierea magmei suberustale contaminată cu material din sial a condus la separarea unor magne bazice suprasaturate cu  $\text{SiO}_2$  și îmbogățite treptat în  $\text{Na}_2\text{O}$  (Savu, 1962 b). Această concluzie rezultă și din alura curbei trasată în funcție de conținutul rocilor ofiolitice în K, Na și Ca, care indică o evoluție de la o magmă bogată în calciu, spre magme care se îmbogățesc treptat în alcalii, în special Na. Pe diagrama din figura 12 ultimele roci se proiectează într-un câmp (e) apropiat de latura Co-Ni, ceea ce arată că ele sînt mai bogate în Co decît

restul ofiolitelor. Cu aceste roci se încheie de fapt prima etapă a evoluției magmatismului inițial alpin, care se caracterizează din punct de vedere orogenic printr-o evoluție liniștită; mișcările, care au survenit în zona geosinclinală, au avut numai un caracter de scufundare datorită proceselor de subsidență (S a v u , 1962 b).

### Concluzii

Datele rezultate din cercetarea distribuției elementelor majore și minore în rocile ofiolitice din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial alpin din Munții Apuseni conduc la următoarele concluzii :

Rocile ofiolitice au rezultat dintr-o intensă activitate vulcanică submarină, însoțită de punerea în loc a unor corpuri cu caracter intrusiv, în general de dimensiuni reduse.

Intruziunile de magmă ultrabazică au suferit după punerea lor în loc, un proces de diferențiere *in situ*, care a condus la formarea de roci peridotitice și melagabbroice. Corpul de gabbrouri de la Almășel însă este un corp compus care a rezultat dintr-o succesiune de intruziuni, a căror diferențiere de la gabbrouri cu olivină până la micropegmatite și diorite cuarțifere pegmatoide a avut loc în bazinul magmatic subcrustal.

Compoziția chimică a acestor roci indică o magmă bazaltică saturată primară, din care s-au diferențiat roci în care  $\text{SiO}_2$  variază de la 38,71 % la 53,11 %. Acest proces de diferențiere este scos în evidență de diferitele diagrame petrochimice construite. S-a arătat de asemenea, că rocile bazice din regiunea Roșia Nouă-Almășel prezintă caractere petrochimice asemănătoare cu cele ale ofiolitelor din Alpi.

Distribuția elementelor majore indică o îmbogățire a peridotitelor în Mg, iar a gabbrourilor și bazaltelor în fier, rocile cu cuarț tinzând să se concentreze în alcalii, mai ales Na.

Printre elementele minore se remarcă vanadiul, care în rocile bazaltice se comportă ca și în alte serii de roci tholeiitice, curba lui prezentând un maxim evident; în rocile ultrabazice și gabbrourele de la Almășel, curba lui indică o creștere în sensul creșterii conținutului de  $\text{SiO}_2$ .

Elementele Cr, Co și Ni sînt mai abundente în rocile ultrabazice de pe valea Marcului și în corpul de pe rîul Drumul Radei, decît în bazalte și în gabbrourele de la Almășel. Diferențele în privința conținutului acestor elemente în cele patru grupe de roci analizate sînt mai mari la Ni și Cr.

Bariul prezintă în general valori scăzute, iar Sr care se corelează în general cu Ca, se găsește în cantitate foarte scăzută în rocile ultrabazice.



Cuprul prezintă conținuturi asemănătoare datelor din literatură pentru aceste tipuri de roci. Conținuturile mai mari de Cu apar în rocile în care a fost pus în evidență și sulful.

Magma primară din care au rezultat rocile ofiolitice a fost o magmă tholeiitică saturată, formată în pătura bazaltică a mantalei superioare a Pământului. Această magmă s-a diferențiat în bazinul magmatic, astfel că succesiv au venit spre suprafață lave bazaltice, anarhesite, dolerite și dolerite cuarțifere, precum și intruziuni de roci ultrabazice, bazice și cu cuarț.

Formarea păturii bazaltice în partea de sus a mantalei este rezultatul schimbului de substanță dintre pătura peridotitică și scoarța sialică în timpul proceselor de topire și retopire în diferite cicluri tectono-magmatice.

## BIBLIOGRAFIE

- Buddington A. F., Fahey J., Vlissidis Angelina (1955) Thermodynamic and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. *Amer. Journ. Sci.* 253, 9.
- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel u. Stuttgart.
- Niggli P. (1945) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, I, II. Zurich.
- Ciocirdel R., Esca L. (1966) Essai de synthèse des données actuelles concernant les mouvements verticaux récents de l'écorce terrestre en Roumanie. *Rev. Roum. Géol.-Géophys.-Géogr. Ser. Géophys.* 10, 1, București.
- Giuscă D., Ciolicea G., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din Masivul Drocea (Munții Apuseni). *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V*, 1961, II, București.
- Ionescu Jana, Udrescu Constanța (1964) Contribuții la studiul geochimic al Masivului Highiş. *Stud. cerc. geol.* 9, 2, București.
- Savu H., Bercia J., Kräniner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Scient. Hung.* 13, Budapest.
- Goldschmidt V. M. (1954) Geochemistry. Clarendon Press, Oxford.
- Grin T. H., Ringvud A. E. (1968) Proizhojdenie bazaltovih magm. *Petrologična veština mantil.* Moskva (trad. din lb. engleză).
- Hamilton W., Mounljoy W. (1965) Alkali content of alpine ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 6, Oxford.
- Ianovici V., Giuscă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S. România. București.
- Kropotkin P. N. (1953) Sovremennia geofizicheskie dannie stroenii Zemli i problem proizhojdenii bazaltovoi i granitnoi magmi. *Izvestia AN. SSSR. ser. geol.*, 1, Moskva.
- Loczy L. (1918) Einige Betrachtungen über den geologischen Aufbau der Geosynklinalen des Siebenburgischen Erzgebirges im weiteren Sinne und der nordwestlichen Karpaten. *Földt. Közl.* XLVIII, Budapest.



- Lundegård P. H. (1946) Rock composition and development in Central Roslagen, Sweden. *Ark. Kem. Min. geol. A*, 23, 9, Stockholm.
- MacDonald G. A., Katsura T. (1964) Chemical composition of Hawaiian lavas. *Jour. Petrology*, 5, 1, Oxford.
- Nockolds S. R., Allen H. (1956) The geochemistry of some igneous rock series. *Part 3. Geochim. Cosmochim. Acta*, 9, 1/2, Oxford.
- Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. Șt. Acad. R.P.R.* V, 1, București.
- Rozlozsnik P. (1905) Die Eruptivgesteine des Gebietes zwischen den Flüssen Maros u. Körös an der Grenze der Komitate Arad u. Hunyad. *Földt. Közl. XXXV*, Budapesta.
- Savu H. (1962 a) Asupra unor iviri de roci ultrabazice din partea centrală a geosinclinalului Mureșului. *D. S. Com. Geol. XIV*, București.
- (1962 b) Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din Masivul Drocea. *An. Com. Geol. XXXII*, București.
- (1962c) Chimismul vulcanitelor jurasic-superioare—cretacic-inferioare din Munții Drocea. *D.S. Com. Geol. XIVII*, București.
- (1967) Die mesozoischen Ophiolithe der rumänischen Karpaten. *Acta Geol. Sci. Hung.* XI, Budapesta.
- (1968) Considérations concernant les relations stratigraphiques et la pétrologie des ophiolites mésozoïques de la Roumanie. *An. Com. Stat. Geol. XXXVI*, București.
- Udreșcu Constanța (1967) Paleotemperatura și geochimia gabbrourilor de la Cuiș (Munții Drocea). *D. S. Com. Stat. Geol. LIII*, 2, București.
- Socolescu M. (1940) Les affleurements de minerais de la région Vața-Șoimuș-Buceava-Săvirșin-Zam. *C. H. Inst. Géol. Roum.* XXIII, București.
- Stille H. (1933) Der geotektonische Werdegang des Karpatenbogens. *Geol. Heft*, VIII, Hanover.
- Stueber A. M., Goles G. G. (1967) Abundances of Na, Mn, Cr, Sc, and Co in ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, Oxford.
- Turekian K. K., Kulp J. (1956) The geochemistry of strontium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 10, 5/6, Oxford.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1960) *Igneous and metamorphic petrology*. McGraw-Hill, New York.
- Wager L. R., Brown G. M. (1968) *Layered igneous rocks*. Oliver and Boyd, Edinburgh-London.

## GÉOCHIMIE ET PÉTROLOGIE DES OPHIOLITES DE LA PREMIÈRE ÉTAPE D'ÉVOLUTION DU MAGMATISME INITIAL ALPIN DU MASSIF DE DROCEA (MONTES APUSENI)

(Résumé)

Dans ce travail, les auteurs établissent une comparaison entre la distribution des éléments majeurs et celle des éléments mineurs des principaux types de roches effusives et intrusives basiques et ultrabasiques de la première étape d'évolution du magmatisme initial des monts de Drocea et ils présentent des considérations sur la pétrogenèse des ophiolites. Le magmatisme



ințial se dezvoltă în zona mobilă intracontinentală la caracter de geosinclinală de sud a Munților Apuseni, constituită la începutul ciclului alpin de lungă durată de fracturi profunde care au luat naștere între blocul cristalin rigid de Poiana Ruscă și cel al Munților Drocea, Bihor și Gilău, în avânt pentru o importantă sutură ophiolitică (fig. 1). Acest magmatism se dezvoltă în trei etape: o primă etapă, care face obiectul acestei studii, începe la sfârșitul Triasului și se prelungește până la începutul Jurasicului superior, și două alte etape care cuprind Neocomul și Eocenul.

În plus diverse tipuri de roci din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial se găsesc în regiunea Roșia Nouă-Almășel (pl. IV), unde activitatea magmatică s-a manifestat prin importante coulăci sub-marinice care formează un complex bazaltic în care unele corpuri intruzive bazice și ultrabazice sunt incluse.

Printre cele mai caracteristice roci efuzive sunt bazaltii cu structură ophiolitică, deseori în fațete de pillow-lava, printre care se disting bazaltii amygdaloizi, bazaltii la olivină, hialobazaltii și variolite la care uneori se adaugă aglomerate și breșe vulcanice, mai rar veruri tachilitice, transformate parțial în palagonite, și uneori pietrite.

Rocele ultrabazice formează două mici corpuri cu structură stratificată. Corpul din valea Marcului este cel mai bazic și este constituit dintr-un orizont peridotitic inferior și un orizont superior de gabbro la olivină (fig. 2) reunit de o zonă de tranziție cu stratificație ritmică, formată din alternanțe de peridotite, melagabbro și gabbro la olivină care s'alterează radialmente (fig. 3). Corpul ultrabazic din riușeaua Radei este de asemenea constituit dintr-un orizont peridotitic care poartă un orizont de melagabbro, surmontat de un orizont de gabbro la olivină și de gabbro la magnetită. În calculul conținutului în  $TiO_2$ , s-a stabilit că aceste gabbrouri au cristallizat la o temperatură de aproximativ 1.020°C.

Compoziția chimică a mineralelor principale care formează rocele din aceste corpuri intruzive variază astfel încât olivina de tip  $Fe_{40}Fe_{34}$  este frecventă în peridotite în timp ce forstierita cu compoziția  $Fe_{20}Fe_{20}$  predomină în gabbro la olivină. Plagioclaza din melagabbro și din gabbro din aceste două corpuri ultrabazice este un labrador cu un conținut în anortită de 50% la 70%.

În timpul activității magmatice coulăci d'anamésite au avut loc și diorite și dolerite, dolerite porfirice și dolerite cuarțice parțial albiteizate au fost incluse în rocă. Corpul compus din Almășel (pl. IV) are la naștere în același timp, rezultând dintr-o intruziune succesivă de magma: la prima intruziune este constituită de gabbro și microgabbro la olivină și hiperite, la a doua de gabbro la diopsid (diabaz), gabbro la titan-magnetită vanadiferă, gabbro pegmatoid și uneori microgabbro, și la a treia de gabbro cuarțic, diorite cuarțice pegmatoid și micropegmatite. Aceste roci conțin plagioclază ( $An_{25}-An_{20}$ ), hornblende verde și prezintă structuri micrografice formate între cuarț și feldspat.

Soluțiile reziduale determină alterarea rocelor efuzive și intruzive în diferite fațete și ele cauzează mineralizări de pirite și chalcopirită.

Rezultatele analizelor chimice efectuate (tabele 1, 2, 3) au fost înscrise în diferite tabele și proiectate pe diagrame care caracterizează fiecare grup de roci: bazaltice, intruzive ultrabazice din corpul din valea Marcului și din riușeaua Radei și gabbroice din corpul din Almășel. Norma CIPW (tabel 4) indică relația  $An > Ab$  și conținutul ridicat de diopsid și hiperstena normalizate ca fiind caracteristice pentru

roches effusives et intrusives basiques. L'olivine apparaît en quantité plus petite de 5%, mais elle est plus fréquente dans certaines roches ultrabasiques, y dépassant 50%; le quartz n'apparaît que dans les roches plus acides. À la différence des autres ophiolites, les roches à quartz se caractérisent par la relation  $Ab > An$ .

Selon les paramètres magmatiques (tableau 5), les basaltes et la plupart des gabbros d'Almâşel correspondent aux magmas gabbroïdes, pyroxène-gabbroïdes et c-gabbroïdes et les roches à quartz aux magmas normal-gabbrodioritique et dioritique. Les roches des corps ultrabasiques correspondent aux magmas péridotitique, hornblendite-péridotitique, gabbroïde-cucuritique, gabbroïde, hawaïtique et miharaitique. Tous ces types de magmas sont le résultat d'une différenciation, dans le bassin magmatique sous crustal, d'un magma basaltique saturé qui a conduit d'une part à la séparation d'un magma ultrabasique et d'autre part aux magmas plus riches en  $SiO_2$ . Ce processus est aussi reflété par la position des roches sur les diagrammes des figures 4, 5 et 6 et surtout par le diagramme de différenciation de la figure 7; il en résulte que, bien que les roches appartiennent aux différents groupes pétrographiques et corps éruptifs différenciés *in situ*, en général, les courbes de leurs paramètres se superposent, en indiquant le même sens de différenciation et en soulignant ainsi la consanguinité de toutes les roches de la province ophiolitique des Monts Apuseni. Les points d'isofaïte se trouvent à  $si > 145$ , en caractérisant de la sorte le sens de la différenciation des provinces chalcocalcines.

Le caractère ophiolitique de ces roches ressort du diagramme de la figure 8, où les roches se situent dans le champ de projection des ophiolites des Alpes, en mettant ainsi en évidence la grande ressemblance des magmatites initiales des différentes régions du globe.

La teneur en Ga, Li, Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr, Cu et Pb des roches ophiolitiques connaît de grandes variations, enregistrées dans les diagrammes tracés selon la méthode Nockolds et Aden (1956) et présentées par groupe de roches dans les planches I, II et III.

On y constate une évidente discordance entre la courbe du Mg qui baisse puissamment des péridotites vers les gabbros et la courbe du Li qui indique des teneurs voisines à celles d'autres roches ophiolitiques. Ce comportement du Li démontre d'une part que les quantités dans lesquelles il est admis dans la position du Mg augmentent à mesure que la température baisse et d'autre part qu'il peut remplacer par diadochie le  $Fe^{2+}$ ,  $Ti^{4+}$  et peut être le  $Al^{3+}$ .

Dans les roches basaltiques qui reflètent l'évolution ininterrompue de la différenciation du magma basaltique sous-crustal (pl. I, fig. b), la courbe du V présente des analogies avec les courbes du V d'autres séries de roches similaires, analysées dans la littérature de spécialité.

Le chrome, le nickel et le cobalt sont plus abondants dans les roches ultrabasiques (surtout dans les péridotites) que dans les roches basiques ou à quartz. La variation de la teneur de ces éléments dans les quatre groupes de roches résulte aussi de la variation des valeurs de leurs rapports avec les éléments majeurs qu'elles remplacent dans le réseau cristallin des minéraux (tableau 9).

La teneur en Sr varie à peu près parallèlement à celle en Ca, mais, dans les gabbros à olivine d'Almâşel, il apparaît une discordance entre les courbes de ces deux éléments et on peut supposer que le Sr remplace tant le Ca du plagioclase que celui du clinopyroxène, minéral qui s'y trouve en grandes quantités. La courbe du Ba suit en général la courbe du K. La teneur en Pb est réduite dans les roches ophiolitiques. Le cuivre est plus abondant dans les roches où l'on a mis en évidence le soufre.

Les roches ophiolitiques basiques ( $SiO_2 = 45\%$  à  $52\%$ ) des monts de Drocca se projettent sur le diagramme de la figure 9 dans le champ des roches tholéitiques, donc, du point

de vue de la composition chimique, elles entrent dans le groupe des tholéites à moins de 5% d'olivine. Les roches ultrabasiques occupent le coin gauche du bas du diagramme et les roches à quartz se trouvent au-dessus de la diagonale qui, dans le cas des basaltes océaniques, sépare le champ des basaltes tholéitiques et celui des basaltes alcalins. Donc, il faut admettre l'existence de deux séries de magmas tholéitiques, à savoir une série subsaturée — océanique — qui évolue vers des magmas alcalins et une série saturée en  $\text{SiO}_2$  — les magmas initiaux des zones mobiles intracontinentales — qui évolue vers les roches à quartz.

La formation de ces deux séries de magmas tholéitiques dépend de la structure particulière du manteau supérieur, placé au-dessus des océans ou des continents. Dans les monts de Drocea, où la surface Moho se situe entre 33 km et 40 km, il est à présumer l'existence d'une couche à composition de basaltes saturés (fig. 10) qui sépare la couche péridotitique et l'écorce sialique et dans laquelle le magma basaltique (ophiolitique) du magmatisme initial prend naissance. L'origine de cette couche basaltique réside dans l'évolution prolongée des écus continentaux. Dans le domaine carpathique, par exemple, l'écorce sialique s'est formée le long des quatre cycles tectono-magmatiques (pré-baïkalien, baïkalien, hercynien et alpin) et on suppose que, pendant chaque cycle, le manteau supérieur a subi des fusions et de refusions successives; l'écorce sialique qui s'est affaïcée dans cette région (fig. 10) a été soumise au même processus et, par endroits, elle a été entraînée dans le pyrrolite formé, en saturant en  $\text{SiO}_2$  la partie supérieure du manteau sous-crustal; ainsi s'est formée la couche basaltique à épaisseur variable.

Vu le climisme des roches, le bassin magmatique qui a généré les ophiolites des monts de Drocea s'est formé par la fusion de cette couche basaltique à une pression d'environ 15 Kb, qui a produit une grande quantité de roches effusives qui gardent généralement les caractères chimiques du magma tholéitique initial et reflètent la direction de sa différenciation (fig. 11). Les processus de différenciation mènent à la séparation de magmas plus basiques, d'où résultent les corps intrusifs ultrabasiques. Ces magmas, à différents moments d'émission dans le processus évolutif de différenciation, sont différents par la composition chimique globale, mais sur le diagramme (fig. 11) ils forment une série pétrologique continue, ce qui souligne leur différenciation successive à partir du même magma basaltique saturé. La direction de ce processus ininterrompu de différenciation résulte aussi d'un autre diagramme (fig. 12), sur lequel les quatre groupes de roches se situent dans quatre champs de projection successifs, chacun engendrant l'autre.

La première étape du magmatisme initial s'achève avec des magmas basiques supra-saturés en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  (fig. 11) généralement plus riches en Co que les autres magmas tholéitiques (fig. 12).

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Diagrammes de variation des éléments mineurs et majeurs des roches basaltiques.

a, diagramme de variation du Si, Ca et Al; b, diagramme de variation du Li, Mg, V, Cr, Fe, Co et Ni; c, diagramme de variation du Ca, Sr, Ba, Na et K.



### Planche II

Diagrammes de variation des éléments mineurs et majeurs des corps ultrabasiques.

a, diagramme de variation du Si, Ga, et Al; b, diagramme de variation du Ca, Sr, Ba, Na et K; c, diagramme de variation du Li, Mg, V, Cr, Fe, Co, et Ni.

### Planche III

Diagrammes de variation des éléments mineurs et majeurs du corps de gabbros d'Almăşel.

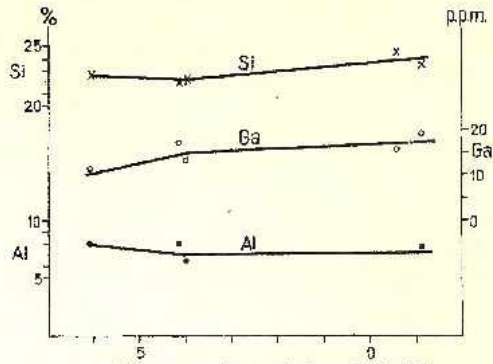
a, diagramme de variation du Si, Ga et Al; b, diagramme de variation du Li, Mg, V, Cr, Fe, Ni et Co; c, diagramme de variation du Ca, Sr, Ba, Na et K.

### Planche IV

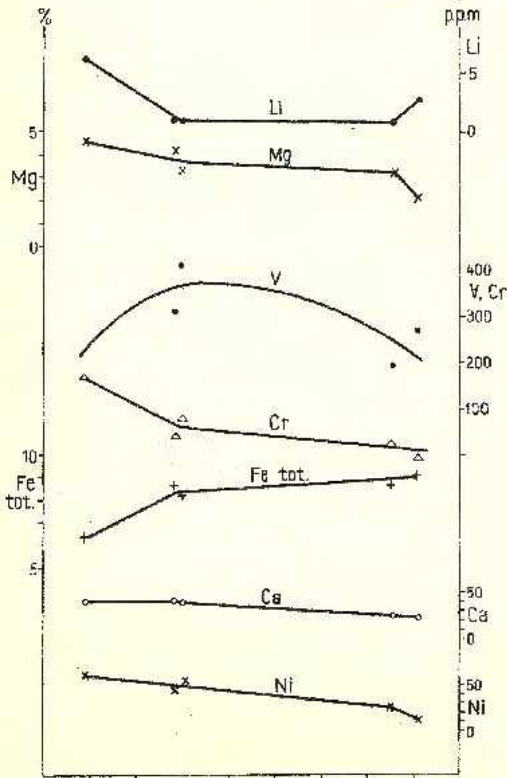
Carte géologique de la région Buceava-Roşta Nouă-Almăşel-Pietriş (monts de Drocea).

1, alluvions; 2, graviers néogènes; 3, pyroclastites andésitiques néogènes; 4, banatites; a, granodiorites; b, zone hydrothermalisée; 5, Aptien. Magmatites de la II<sup>me</sup> étape et dépôts sédimentaires; 6a, rhyolites, dacites, orthophyres, porphyres granitiques et granodioritiques; 6b, Crétacé inférieur; 6c, andésites à hornblende et augite; 6d, oligophyres et albitophyres; 6e, calcaires récifaux néocomiens et jurassiques supérieurs; 6f, basaltes, andésites, pyroclastites ± spilites; 6g, jaspes néocomiens et jurassiques supérieurs. Magmatites de la I<sup>ère</sup> étape: 7a, gabbros à olivine et hypérite; 7b, gabbros à diopside; 7c, microgabbros; 7d, diorites quartzifères pégnatoïdes et micropégmatites; 8, anamésites, dolérites, dolérites quartzifères; 9, péridolites mélagabbros, gabbros à olivine; 10, dolérites à olivine; 11a, agglomérats; 11b, tachillites; 12a, basaltes; 12b, pillow-lave; 12c, basaltes amygdaloïdes; 13, basaltes bréchiques à filons de calcite et zeolites; 14, minéralisations de pyrite (Py) et chalcopryrite (Cu); 15, faille de chevauchement; 16, faille; 17, position des couches; 18, galerie; 19, puits, 20, carrière.

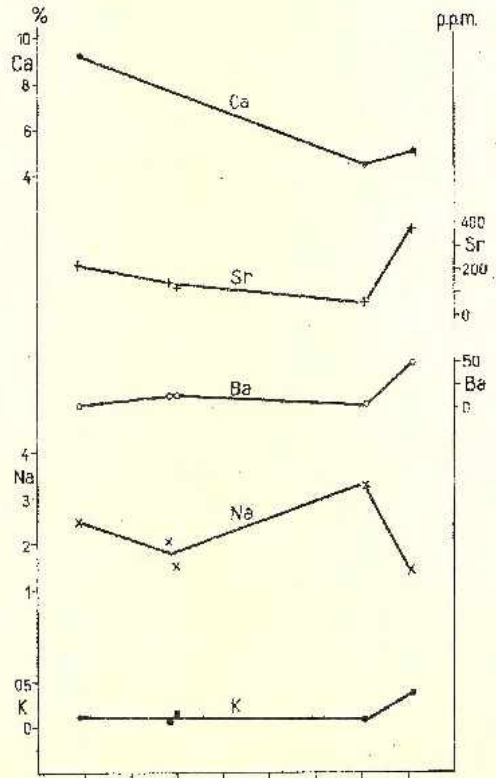
DIAGrameLE DE VARIaȚIE A ELEMENTELOR MINORE ȘI MAJORE  
DIN ROCILE BAZALTICE



a. Diagrama de variație a Si, Ga și Al

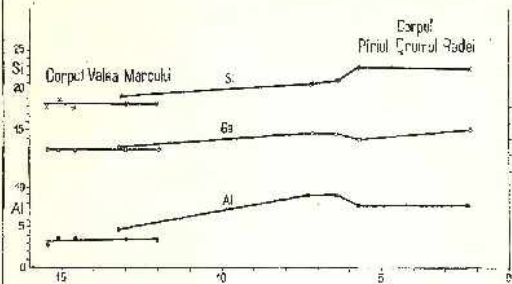


b. Diagrama de variație a Li, Mg, V, Cr, Fe, Ca și Ni

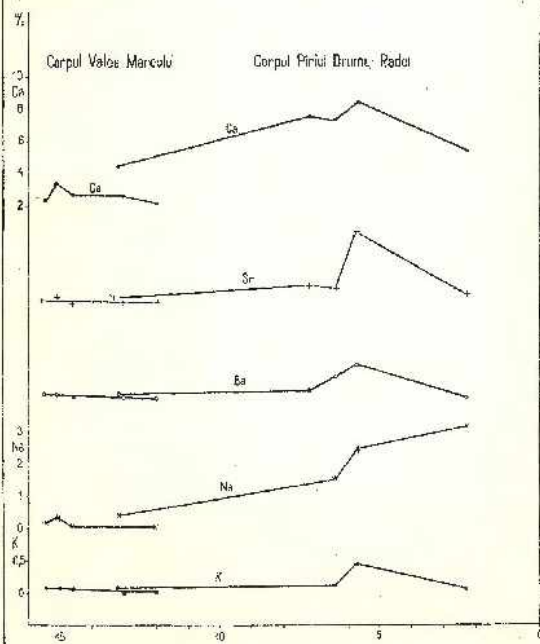


c. Diagrama de variație a Ca, Sr, Ba, Na și K

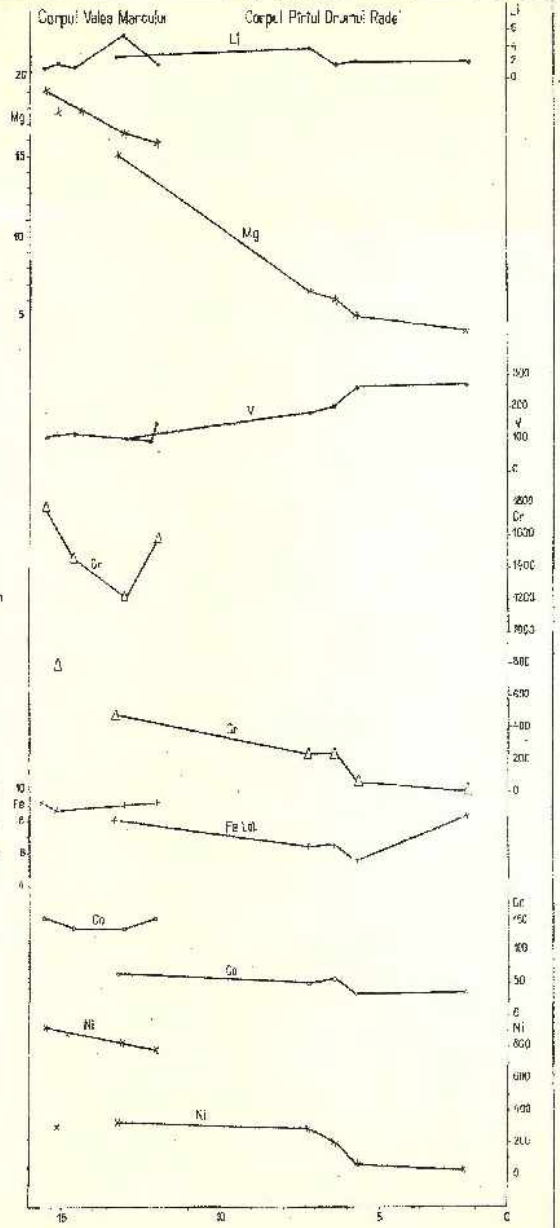
DIAGrameLE DE VARIATIE A ELEMENTELOR MINDRE ȘI MAJORE DIN CORPURILE ULTRABAZICE



a. Diagrama de variație a Si, Ga și Al



b. Diagrama de variație a Ca, Sr, Ba, Na și K

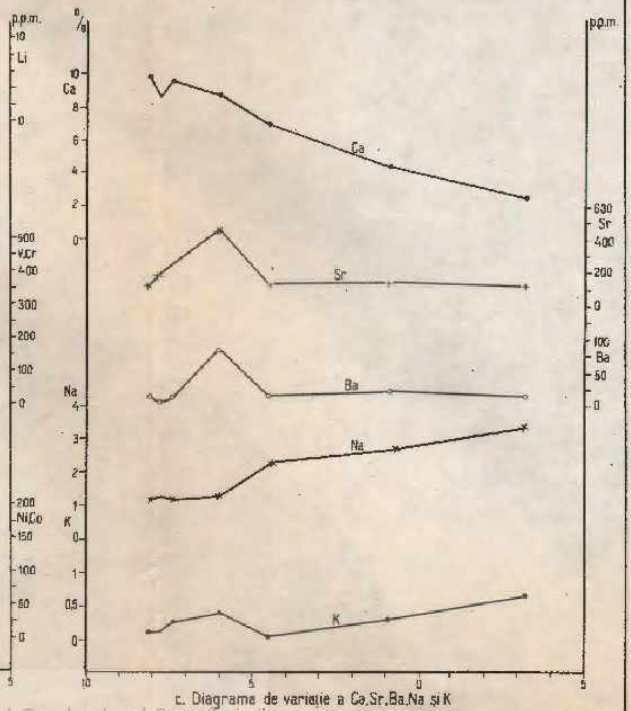
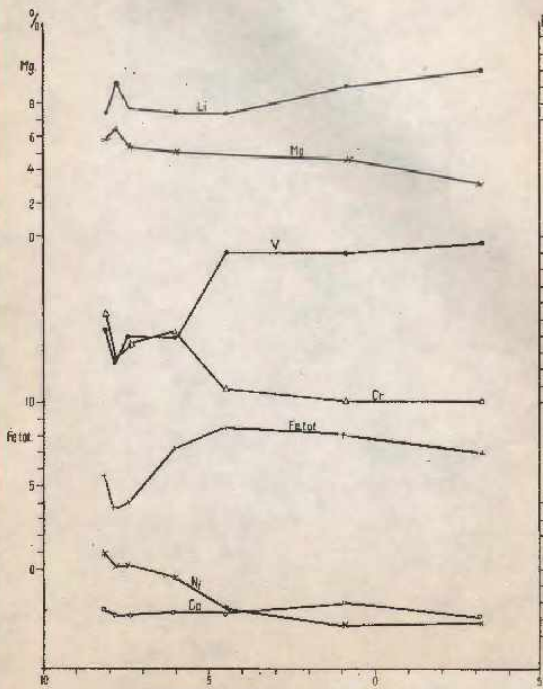
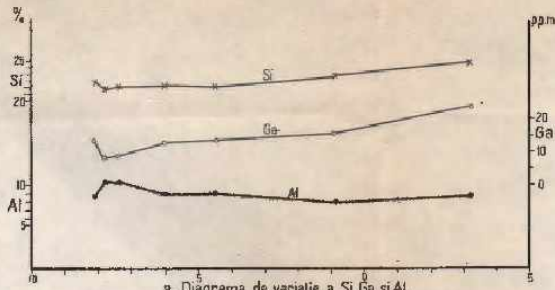


c. Diagrama de variație a Li, Mg, V, Cr, Fe, Co, Ni și Cu





DIAGrameLE DE VARIAȚIE A ELEMENTELOR MINORE ȘI MAJORE  
DIN CORPUL DE GABBRO DE LA ALMAȘEL





## CUPRINS

### MINERALOGIE

	<u>Pag.</u>
1. Antonovici Suzana, Borcea Maria. Contribuții la studiul semseyitului de la Baia-Mare . . . . .	11
2. Balintoni I. Asupra caracterului blastice al microclivului din migmatitele oculare de lângă Plaiu Fofil (Bîrsa Groșetului) . . . . .	21
3. Berbeleac I. Aluniții de la Voia (Munții Metalliferi) . . . . .	31
4. Borcea Maria, Antonovici Suzana. Contribuții la studiul fîlăp pitului de la Baia-Mare . . . . .	51

### PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

5. Kalmár I., Ionescu Doina. Considerații asupra vulcanismului tertonian din partea de NW a masivului Preluca (județul Maramureș) . . . . .	57
6. Mușat Al. I., Vasilescu Olimpia. Asupra prezenței unor elemente de roci bazice în breccile tectonice de la Arșița-Iacobeni (Carpații Orientali) . . . . .	83
7. Peltz S., Peltz Margareta. Contribuții petrografice și paleovulcanologice la cunoașterea părții de sud-vest a munților Gurghiu . . . . .	89
8. Ștefan R., Popovici I. Considerații privind intruziunile granito-dioritice de la Cazalgie Bair, Mihail Kogălniceanu (județul Tulcea) . . . . .	113
9. Teodoru I., Teodoru Camelia, Întorsureanu I. Cercetări petrografice în munții Călimani de nord . . . . .	129

### PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

10. Arion M., Ignat V. Considerații asupra migmatitelor din versantul sudic al munților Făgăraș . . . . .	151
11. Stan, N. Migmatitele de pe valea Șușița Verde și valca Porcului (munții Vlăcan) . . . . .	169

### PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

12. Papiu C. V. Litologia calcarelor mezozoice asociate bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (Munții Apuseni) . . . . .	187
13. Papiu C. V., Mînzatu Silvia, Iosef V. Asupra caracterelor petrologice ale bauxitelor din munții Bihorului (regiunea văii Galbină) . . . . .	209

### GEOCHIMIE

14. Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța. Geochimia și petrologia ofiolitelor din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial alpin din masivul Drocea (Munții Apuseni) . . . . .	219
--	-----



# CONTENU

(Résumés)

## MINÉRALOGIE

	Page
1. Antonovici Suzana, Borcea Maria. Contributions à l'étude de la semseyite de Baia-Mare . . . . .	17
2. Balintoni I. Concernant le caractère blastique de la microcline des migmatites ocellées des environs de Plaiu Foli (Bîrsa-Grosetului) . . . . .	29
3. Berbeleac I. Alunites de Voia (Monts Métallifères) . . . . .	49
4. Borcea Maria, Antonovici Suzana. Contributions à l'étude du feldspathoïte de Baia-Mare . . . . .	55

## PÉTROLOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES

5. Kalmár L., Ionescu Doina. Considérations sur le volcanisme tortonien du NW du massif Preluca (Maramureş) . . . . .	81
6. Muşat Al. I., Vasilescu Olimpiu. Sur la présence des éléments de roches basiques dans les brèches tectoniques d'Arsiţa-Jacobeni (Carpates Orientales) . . . . .	87
7. Peltz S., Peltz Margareta. Contributions pétrographiques et paléovolcanologiques à la connaissance de la partie SW des monts Gurghiu . . . . .	109
8. Ştefan R., Popovici I. Sur les intrusions grano-dioritiques de Cazalgic Bair, Mihail Kogălniceanu (Tulcea) . . . . .	128
9. Teodorescu L., Teodorescu Camelia, Întorsureanu I. Recherches pétrographiques dans la partie septentrionale des monts Călimani . . . . .	149

## PÉTROLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

10. Arion M., Ignat V. Considérations sur les migmatites du versant méridional des monts Făgăraş . . . . .	166
11. Stan N. Migmatites des vallées Şuşiţa Verde et Porcului (monts Vlcan) . . . . .	184

## PÉTROLOGIE DES ROCHES EXOGENES

12. Papiu C. V. Lithologie des calcaires mésozoïques associés aux bauxites du massif de Pădurea Craiului (Monts Apuseni) . . . . .	205
13. Papiu C. V., Minzatu Silvia, Iosof V. Sur les caractères pétrologiques des bauxites des monts Bihor (la région de la vallée Galbina) . . . . .	216

## GÉOCHIMIE

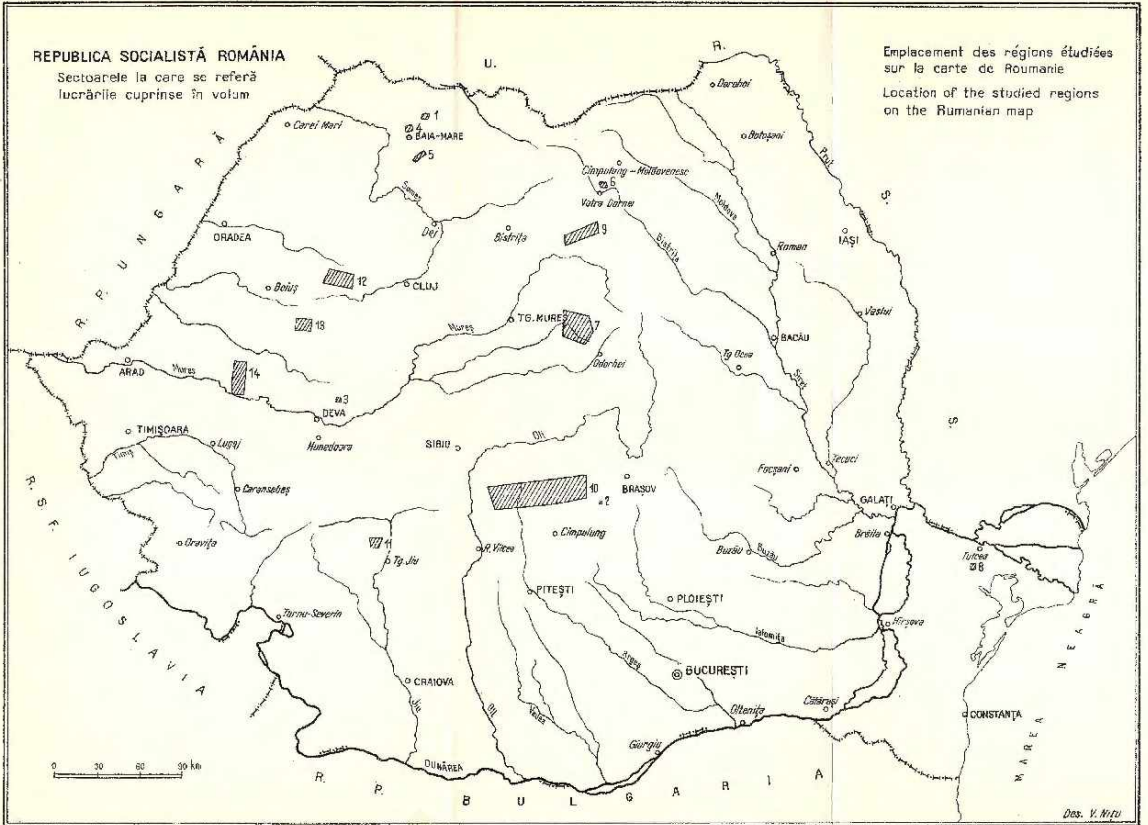
14. Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa. Géochimie et pétrologie des ophiolites de la première étape d'évolution du magnétisme initial alpin du massif de Drocea (Monts Apuseni) . . . . .	248
--	-----



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă lucrările cuprinse în volum

Emplacement des régions étudiées sur la carte de Roumanie  
Location of the studied regions on the Rumanian map



Redactor : MARGARETA FELTZ  
Tehnoredactor : P. MIHALCEA  
Corectori : ELENA BANDRARUR, GEORGETA BOMLEA  
Traduceri : MARGARETA HĂRJEU, FLOREIN CHIUTU  
Ilustrația : V. NITU

---

*Daș la culcu : aug. 1970. Bun de tipar : dec. 1970. Tiraj : 1.000 ex. Hârtie serie  
1 A. Permat 70 x 100/56 g. Celi de tipar : 16. Comanda 267. Pentru bibliotecă luătece  
de clasificare : 55 :0581.*

---

Întreprinderea poligrafică „Informația” str. Brezolanu nr. 23-25, București —  
România



Institutul Geologic al României







INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SEANCES

TOME LVI  
1968-1969

1. MINÉRALOGIE - PÉTROLOGIE - GÉOCHIMIE



Institutul Geologic al României