

INSTITUTUL GEOLOGIC

B.I.G.
95445

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINTELOR

VOL. LIX
1972

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE



BUCUREȘTI
1973



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LIX
(1972)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

95445

BUCUREȘTI
1973



Institutul Geologic al României

SUMARUL ȘEDINȚELOR

Ședința din 18 februarie 1972

Prezidează: M. Bleahu.

— Kráutner H. G., Mureșan M., Iliescu Violeta, Mînzatu Silvia, Vîjdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ioneică Magdalena, Andăr Anca, Anastase Ș. — Devonian-Carboniferul inferior, epimetamorfic din Poiana Ruscă (D.S. LIX/4).

— Papiu C. V., Iosof V., Medeșan Alexandra, Giușcă R., Papadopol Catrinel — Alcătuirea chimico-mineralogică și geneza unor argile neogene din Banat (p. 305).

Ședința din 25 februarie 1972

Prezidează: M. Bleahu.

— Rădulescu D. P., Lang B. — Sugestii pentru interpretarea structurii geologice a părții nordice a munților Gutii (D.S. LIX/5).

— Dimitrescu R., Iorga N., Covali Gabriela — Porfirele cuarțifere permieniene din pînza de Codru a munților Bihor-Gilău (p. 175).

— Teodoru I., Teodoru Camelia, Popescu-Tismăna Anca — Cercetări geologice și petrografice în munții Birgău de sud (p. 155).

Ședința din 3 martie 1972

Prezidează: M. Bleahu.

— Papaianopol I. — Două subspecii noi de Euxinocardium în Dacianul superior din Muntenia (D.S. LIX/3).

— Baltreș A. — Inventarul hydrozoarelor și chaetetidelor din România (D.S. LIX/3).



— Baltreș A., Brustur T. — Notă asupra unei faune barre-mian-inferioare din partea sudică a munților Hăghimaș (D.S. LIX/3).

— Lebenzon C. — Nannoplanctonul calcaros din stratele de Podul Secul și orizontul bazal al gresiei de Fusaru din valea Tărcuța (cursul superior al văii Tărcăului) (D.S. LIX/4).

Ședința din 10 martie 1972

Prezidează : M. Bleahu.

— Marele S., Dincă Al. — Prezența Gavialului în Pliocenul de la Peștera — Banat¹.

— Lebenzon C. — Nannoplanctonul calcaros al depozitelor oligocene și miocen-inferioare din cursul superior al văii Tărcăului (valea Tărcuța și valea Răchitiș (D.S.LIX/4)).

Ședința din 17 martie 1972

Prezidează : M. Bleahu.

— Hirtopanul. — Rocile cu sillimanit din munții Sebeș (p. 193).

— Rădulescu D. — Considerații asupra cronologiei proceselor vulcanice din munții Călimani, Gurghiu și Harghita (D.S. LIX/4).

— Kalmár I. — Pegmatitele din munții Preluca (p. 231).

Ședința din 24 martie 1972

Prezidează : M. Bleahu.

— Birlea V. — Recunoașteri geologice în Africa Centrală².

Ședința din 31 martie 1972

Prezidează : M. Bleahu.

— Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța — Granitoidele și gisturile cristaline de pe versantul sudic al munților Paring (Carpații Meridionali) (p. 101).

— Antonescu E. — Asociații palinologice caracteristice unor formațiuni cretacice din Munții Metaliferi (D.S. LIX/3).

— Pomirleanu V., Movileanu Aurelia, Morariu T., Mihálka Št. — Contribuții la studiul mineralizației polimetalice de la Ruschița (D.S. LIX/2).

^{1,2} Nu se publică.



Ședința din 7 aprilie 1972

Prezidează: M. Bleahu.

— Marinescu F. — Studiul asupra tafocenzelor de pe litoralul românesc al Mării Negre (D.S. LIX/5).

— Solomon I., Pop A. — Asupra prezenței unor minerale relictice în formațiunile epiclastice ale seriei de Tuliza din partea de NE a munților Retezat (p. 43).

— Apostolescu Rodica — Contribuție la studiul micelor de Voineasa-Cataracte (p. 21).

Ședința din 14 aprilie 1972

Prezidează: M. Bleahu.

— Țițeica Gabriela — Studiul transformării sol-gel la argilele tixotrope în funcție de timpul de repaos (p. 333).

— Bulgăreanu V., Momea Gh., Momea Lucia — Unele considerații limnologice asupra cuvetei lacustre Nuntași-Tuzla³.

— Nicolae I. — Notă asupra vârstei rocilor eruptive din zona Cheile Turzii (D.S. LIX/4).

— Balintoni I., Țîmpău T. — Despre prezența staninei în mineralizația hidrotermală de la Stinișoara-Cirlibaba (cristalinul Carpaților Orientali) (p. 39).

Ședința din 21 aprilie 1972

Prezidează: M. Bleahu.

— Mureșan M. — Seria de Izvorul Mureș -- o nouă formațiune paleozoică din Carpații Orientali (D.S. LIX/4).

— Kräutner H. G., Popa Gh. — Succesiunea litostratigrafică și tectonica Cambrianului inferior epimetamorfic (seria de Tulgheș) din regiunea Bălan — Carpații Orientali) (p. 251).

— Năstăseanu S. — Notă preliminară asupra Paleozoicului anchimetamorfic (formațiunea de Oslea) din Carpații Meridionali (D.S. LIX/4).

— Năstăseanu S. — Informații asupra lucrărilor celui de al VII-lea Congres internațional de stratigrafie și geologie a Carboniferului și imagini din R. F. Germania.⁴

³ Se publică în *St. tehn. econ.*, 11 5, București.

⁴ Nu se publică.



Ședința din 25 aprilie 1972

Prezidează: M. Bleahu.

— Brana V., Gridan T. — Rocile cu disten din partea de nord a munților Semenic⁵.

— Pieptea Vasilica, Ciornei A., Weingärtner R. — Mineralizația cupriferă de tip diseminat din corpul subvulcanic Suvorov, regiunea Moldova Nouă (D.S. LIX/2).

— Gridan T. — Micașturile cu cloritoid de la Poiana Finetului (munții Semenic) (p. 185).

— Antonovici Suzana — Contribuții la studiul andoritului de la Baia-Mare (p. 13).

Ședința din 28 aprilie 1972

Prezidează: M. Bleahu.

— Ghenea C., Codarcea Venera — Considerații geologice asupra unui profil de loessuri din Dobrogea de Sud⁶.

— Ghenea Ana, Iancu Rosette — Observații hidrogeologice în zona Agigea⁷.

— Lubenescu Victoria — Contribuții la studiul faunei badeniene din sud-vestul Transilvaniei (zona Sebeș-Alba-Cul) (D.S. LIX/4).

— Motăș I. C., Mihăilă N. — Lunadacna nov. gen. în bazinul dacic (D.S. LIX/3).

Ședința din 3 mai 1972

Prezidează: M. Bleahu.

— Stănoiu I. — Considerații asupra formațiunilor paleozoice din regiunea Virful lui Stan-Piatra Cloșani (Carpații Meridionali) (D.S. LIX/5).

— Lubenescu Victoria, Gheorghian Doina — Observații biostratigrafice pe valea Rodului (W de Sibiu) (D.S. LIX/4).

— Păvnotescu Viorica, Iliescu O., Radu A. — Asociația faunistică tortoniană de la Balta Sărată — județul Caraș-Severin (D.S. LIX/4).

⁵ Nu se publică.

⁶ Se publică în *St. tehn. econ.* H 5, București.

⁷ Se publică în *St. tehn. econ.* E 11, București.



— Manca Al. Z. — Asupra prezenței unei formațiuni cristalo-filiene în baza pinzei de Arieșeni (munții Bihor) (D.S. LIX/5).

Ședința din 5 mai 1972

Prezidează : M. Bleahu.

— Jipa D. — Granulometria sedimentelor recente ale Dunării de Jos (comunicare preliminară)⁸.

— Panin N. — Evoluția Deltei Dunării în timpul Holocenului⁹.

— Bulgăreanu V. — Depozitele submerse și paleodogeneza la lacul Băile Mitreni (județul Ilfov)¹⁰.

— Manca Al. Z., Mihăilă Maria — Contribuții la cunoașterea formațiunilor cristaline de la sud de Borsoc (Carpații Orientali) (p. 279).

Ședința din 8 mai 1972

Prezidează : M. Bleahu.

— Szűke Amalia — Vârsta neovuleanitelor și a mineralizației din zăcămintul hidrotermal Herja, Baia-Mare (Maramureș) (p. 143).

— Edelstein O., Răduț M., Bologa V., Cojoccea C., Götz A., Weisz G., Dragu Valentina, Istvan D., Babucea Ivonne — Sillurile andezitice din versantul nordic al munților Gutii (p. 49).

— Săndulescu M. — Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central) (D.S. LIX/5).

Ședința din 12 mai 1972

Prezidează : M. Bleahu.

— Georgescu B., Opreșcu Angela, Borcea Maria, Dumitrescu Maria, Pop Mihaela, Nicolescu Ana — Cercetări privind posibilitățile de valorificare a unui minereu piritos auro-argentifer cu conținut ridicat de arsenopirită din munții Banatului¹¹.

— Opreșcu Angela, Borcea Maria, Mitu Sabina — Cercetări preliminare privind posibilitățile de valorificare tehnologică a unui minereu complex din Carpații Meridionali¹².

^{8,9,10} Se publică în *St. tehn. econ.* H 5, București.

^{11,12} Se publică în *St. tehn. econ.* B 49, București.



— Georgescu B., Dumitrescu Maria, Boreca Maria, Mitu Sabina — Cercetări privind prepararea unui minereu piritos aurifer din munții Banatului¹³.

— Pandulescu C., Ene I., Drăgulescu Adela — Cercetări asupra posibilităților de valorificare a micașturilor cu disten din munții Lotrului¹⁴.

— Pandulescu C., Ene I., Drăgulescu Adela — Cercetări de preparare asupra micașturilor cu disten din munții Semenic¹⁵.

— Polici Georgeta, Drăgulescu Adela — Cercetări privind prepararea minereului de fier din zonele în extindere ale zăcămintului Iulia¹⁶.

Ședința din 19 mai 1972

Prezidează: M. Bleahu.

— Stănoiu I. — Zona Mehedinți-Retezat; o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali (D.S. LIX/5).

— Artin-Hinculov Luciana, Baltreș A., Țicleanu N. — Fauna de moluște bessarabiene de la Zmeuratu (județul Vileca). Contribuții la studiul taphonomic și paleontologic al asociației de fosile (D.S. LIX/3).

— Bordea S., Bordea Josefina — Noi date stratigrafice și structurale din nord-vestul munților Bihor (D.S. LIX/5).

— Micu M. — Microfaciesul cu *Pithonella ovalis* (Kaufmann) în Cretacicul superior din semiferăstra Bistriței (Carpații Orientali) (D.S. LIX/3).

Ședința din 23 mai 1972

Prezidează: M. Bleahu.

— Bandrabur T., Codarcea Venera — Contribuții la cunoașterea depozitelor pliocen-cuaternare din regiunea cursului superior al Mureșului¹⁷.

— Ciornei P. — Considerații geologice asupra apelor minerale din partea centrală a munților Maramureșului¹⁸.

^{13,14,15,16} Se publică în *St. tehn. econ.* B 49, București.

¹⁷ Se publică în *St. tehn. econ.* H 5, București.

¹⁸ Se publică în *St. tehn. econ.* E 11, București.



— **Panaite M., Bordea R., Biță I., Matsch Erika, Hurezeanu E.** — Mineralizația polimetalică de la Serind-Răchițele munții Vlădeasa (D.S. LIX/2).

— **Gheorghian M.** — Spiroculina — specii din Badenian descrise de L. Neugebosen (D.S. LIX/3).

— **Stoleriu Mariana** — Asupra unor specii de characee din Eocenul de la Rona-Jibou (D.S. LIX/3).

— **Trifan Georgeta** — Prezența speciilor *Austinocrinus radiatus* Anthula, *Conulus albogalerus* Klein și *Isomicraster faasi* Rouchadze, în Senonianul zonei Albești-Muscel (județul Argeș) (D.S. LIX/3).

Ședința din 26 mai 1972

Prezidează: M. Bleahu.

— **Russo Doina, Berza T., Iane Rosette** — Petrologia zonei de vest a masivului banatic de la Bocea (p. 65).

— **Întorsureanu I., Popescu Maria** — Contribuții la cunoașterea mineralizației de bor din zăcămintul Băișoara (Munții Apuseni) (D.S. LIX/2).

— **Solomon I.** — Asupra prezenței dacitelor în Caldera Fincel-Lăpușna din munții Gurgău (p. 135).

— **Vasilescu Gh., Liteanu E.** — Noi surse de ape termominerale în zona stațiunii Băile Herculane¹⁹.

— **Vasilescu Gh., Leac C., Pirvu Maria** — Despre existența apelor termominerale în zona municipiului Arad²⁰.

— **Gurău A.** — Zonalitatea geochimică a elementelor majore în zăcămintul de sulfuri metalice și magnetită de la Alfin-Tepe (Dobrogea Centrală) (D.S. LIX/2).

^{19,20} Se publică în *St. tehn. econ.* E 11, București.



CONTRIBUŢII LA STUDIUL ANDORITULUI DE LA BAIJA-MARE¹

DE

SUZANA ANTONOVICI²

Abstract

Contributions to the Study of the Andorite from Baia-Mare. This paper presents a study of the andorite pertaining to the Collection of the Geological Institute. The mineral described here is proceeding from the Baia-Mare, Baia Sprie mine; it is from this ore deposit that the andorite was described for the first time throughout the world. This paper presents the results of the macroscopical, microscopical, chemical and spectral researches completed with data regarding the paragenesis of the andorite both at Baia Sprie and the Dealul Crucii. In conclusion, some genetical considerations are presented.

Din grupa sulfo-sărurilor de argint, stibiu și plumb face parte și andoritul, un mineral mai rar, pe care l-am găsit și în colecția Institutului Geologic. Mineralul a fost descris pentru prima dată în lume din România.

Istoric. Andoritul, descris de Krenner în anul 1892, a fost considerat la început un mineral de argint și denumit după Andorv. Semscy, andorit. Mineralul studiat provenea de la Baia Sprie (Baia-Mare). Puțin mai târziu, Brögger³ (1892) descrie un mineral nou de la Oruro în Bolivia, pe care îl denumește sundtit. În 1897, Stelzner⁴ descrie din aceeași mină webneritul. Prior, Spencer (1898) au arătat că andoritul, sundtitul și webneritul sînt identice. Cercetările chimice și cristalografice ale lui Krenner (1930) s-au confirmat și de aceea s-a menținut denumirea de andorit, celelalte rămînd ca sinonimii.

¹ Comunicare în şedinţa din 25 aprilie 1972.

² Institutul Geologic. Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

³ Forh. Vidensk.-Selskab. Kristiania, 18; Groth's Zeitschr. 21, 193.

⁴ Groth's Zeitschr. d. geol. Ges. 49, 128.



Date asupra unor zăcăminte de sulfuri și sulfo-săruri sînt prezentate în diverse lucrări din care cităm : Helke (1938), Koch (1957), Walenta (1967).

În țara noastră andoritul este amintit de Manilici et al. (1965), de Rădulescu, Dimitrescu (1966), care în „Mineralogia topografică a României”, pe baza unui material bibliografic bogat, consemnează numeroase informații privind caracterele fizice și chimice ale andoritului și punctele de apariție în România ale acestui mineral.

Localizarea zăcămintului. Eșantioanele studiate de noi provin de la Baia-Mare, mina Baia Sprie și sînt înregistrate la Colecția Institutului Geologic cu nr. L-19741, 19937, 20754-20810.

Zăcămintul metalifer Baia Sprie este situat în NW Transilvaniei, pe versantul sudic al lanțului vulcanic Oaș-Guțu-Țibleș, la o distanță de 9 km de Baia-Mare. Zăcămintul este hidrotermal de natură filoniană. Formarea sa este pusă în legătură cu erupțiile de andezite din regiune. Filonul principal, cu orientare NE-SW și înclinare de 75° – 90° spre nord, are o serie de ramificații localizate în acoperișul și în culcușul său. În acest zăcămint se cunosc trei tipuri de mineralizație : pirită-cuprifera, auro-argintifera și polimetalică. Mineralizația polimetalică este aceea care formează filonul principal și unele din ramuri și cuprinde un număr foarte mare de minerale. Ea înglobează 68 minerale. Între acestea sînt : elemente native (sulf, arsen, aur, argint), oxizi (valentinit, cuarț, piroluzit, limonit), carbonați (calcit, ankerit, siderit, rodocrozit, ceruzit) sulfatați și wolframați (baritină, anglezit, melanterit, gips, wolframit, calcantit, felsöbanyit), fosfați, arseniați, antimoniati (cervantit, stîlbit, diadochit, szimplezit, pittieit), sulfuri, arseniuri, antimoniuri, sulfo-săruri (galenă, blendă, pirită, pirotină, calcopirită, mispichel, tetraedrit, marcasită, melnicovit, freieslebenit, polibazit, calcozină, plumbosit, covelină, cinabru, bournonit, bornit, realgar, auripigment, stibină, wurtzit, miargirit, berthierit, semseyit, proustit, pirargirit, xanthocon, tetraedrit).

În lista mineralelor menționate, în lucrarea lor asupra zăcămintului metalifer Baia Sprie Manilici et al. (1965) mai adaugă mineralele identificate în ultimul timp (scheelit, mousmedit).

Studiul mineralului. Forma de prezentare. Andoritul se prezintă sub formă de cristale alungite, columnare, de mărime pînă la 10-15 mm, cu striatii verticale, cu luciu metalic și culoare cenușie de plumb sau gri de oțel pînă la negru, urma este neagră, duritatea puțin mai mare de 3. Cristalele sînt mai rar izolate, de obicei mineralul este maclat sub cele



mai diferite forme : formă de cruce, cruce dublă, triplă, ca o stea cu multe rozete, combinații de mai multe stele suprapuse ; pe un cristal mare sînt fixate macle în formă de cruce, mai multe asociații radiare (pl. I, fig. 1-12 ; pl. II, fig. 1-6).

Andoritul se găsește de obicei în druze, fixat pe cuarț și asociat cu jamesonit, fizelyit sau plumozit. Uneori tot fixat pe cuarț, andoritul i se alătură blenda și pirită. Alteori asociația fixată pe cuarț este formată din andorit și stibină cu blendă. Destul de des andoritul i se alătură pirită, calcopirită, blendă și în cazuri mai rare bournonit. Calcozina apare și ea rar în aceste asociații. Baritina și calcitul însoțesc uneori cuarțul.

Forma cristalină. Primul studiu cristalografic al andoritului a fost făcut de Krenner în 1894, apoi completat de Prior, Spencer (1898). Acești cercetători au stabilit 28 de forme cristalogra-



Fig. 1. — Forma lung prismatică la cristalele de andorit :

Cristaux d'andorite de forme allongée prismatique :

y(031) ; a(100) ; l(230) ; m(110) ; i(011) ; n(210).



Fig. 2. — Forma lung prismatică la cristalele de andorit :

Cristaux d'andorite de forme allongée prismatique :

y(031) ; a(100) ; m(110) ; i(011) ; n(210) ; k(120) ; l(230).

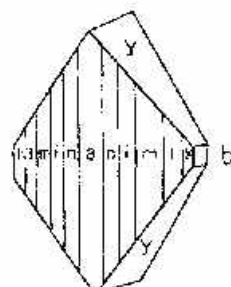


Fig. 3. — Forma scurt prismatică la cristalele de andorit :

Cristaux d'andorite de forme courte prismatique :

y(031) ; a(100) ; k(120) ; l(230) ; m(110) ; i(011) ; n(210) ; b(010).

fice și asociațiile acestora găsind fețele : (100) ; (010) ; (110) ; (120) ; (210) ; (430) ; (450) ; (101) ; (102) ; (111) ; (121) ; (131) ; (011) ; (032) ; (043) ; (021) ; (052) ; (031) ; (072) ; (091) ; (211) ; (241) ; (231) ; (434) ; (654) ; (302).

Formele cristalografice la andoritul studiat de noi sînt lung prismatic sau scurt prismatic (fig. 1, 2, 3). După cum se observă, fețele

cele mai bine dezvoltate și care apar aproape întotdeauna sînt : $y(031)$; $a(100)$; $n(210)$; $i(011)$. Mai rar se observă fețele : $m(110)$ și $l(230)$, iar fața $k(120)$ am observat-o destul de greu și numai la unele cristale. N-am putut deosebi fața $b(010)$ la cristalele de andorit cercetate de noi deși am avut la dispoziție un material bogat și cristale bine formate.

Microscopic, andoritul se prezintă în cristale scurte prismatice și striate după fața (001) , culoare albă, slab-cenușie, între aceea a bismutinei și a galenei dar mai închisă decît la amîndouă, pleocroism slab. Proprietățile andoritului sînt destul de asemănătoare cu ale altor sulfosăruri. Puterea de reflexie este la fel ca aceea a semseyitului, depășind pe aceea a bournonitului (pl. II, fig. 7, 8). Pată de ramdorit se deosebește, acesta prezentînd o structură în formă de parchet. Această structură apare destul de rar la andorit, în majoritatea cazurilor ea lipsește. Ceea ce-l deosebește însă vizibil de ramdorit cu care se aseamănă este comportarea la atacul cu reactivi. Reacția cu KOH se recunoaște imediat la andorit, acesta colorîndu-se în brun, pe cînd ramdoritul rămîne incolor $CuNO_3H$ amîndouă mineralele arată numai urmele unei influențe a atacului.

Date chimice. Asupra compoziției chimice a andoritului, $(Pb Ag_2) S Sb_2 S_3$ posedăm cîteva date ale analizelor efectuate, ale căror rezultate le dăm mai jos într-un tabel comparativ (H i n t z e, 1904) (tab. 1).

TABELUL 1

Nr. crt.	Proveniența	Sb	Pb	Ag	Cu	Fe	S
		%					
1	Bala Sprie	41,91	22,07	11,31	0,69	0,70	23,32
2	Bala Sprie	41,76	21,81	11,73	0,73	1,45	22,19
3	Bala Sprie	40,75	22,25	10,50	0,96	0,75	24,26
4	Oruro (Bolivia)	45,03	urme	11,81	1,49	6,53	35,89
5	Oruro (Bolivia)	40,88	24,30	10,25	0,65	0,53	23,10
6	Oruro (Bolivia)	41,09	21,07	9,07	1,35	2,55	24,53
7	Oruro (Bolivia)	41,31	24,10	10,94	0,68	0,30	22,06
8	Dealul Crucii	44,30	19,22	9,81	—	2,04	24,34

1, 2, 3 (P r i o r, 1898) ; 4 (T h e s s e n, 1892) ; 5, 6 (M a n n, 1897) ; 7 (P r i o r, 1893) ; 8 (K o c h, 1957).

Elemente minore. Pentru cunoașterea elementelor minore ce intră în constituția andoritului s-au făcut analize spectrale⁵, ce au constat din

⁵ I. Acsintovici, Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, București.



determinări pe cristale pure de andorit. Elementele minore a căror prezență a fost stabilită sînt : Cu, Pb, Zn, Ag, As, Sb, Co, Ni, Cr, Hg. Rezultatele analizei și variația elementelor minore sînt redată în tabelul 2.

Se constată că în afara cuprului care apare în cantități destul de mici (15) și bineînțeles a elementelor Co, Ni, Cr, Hg, care sînt sub limita dozabilă, celelalte elemente (Pb, Zn, Ag, As, Sb) au un conținut de 1000 sau chiar mai mare.

Menționăm că sînt primele date ce se referă la elementele minore din andoritul de la Baia Sprie.

TABELUL 2

Cu	Pb	Zn	Ag	As	Sb	Co	Ni	Cr	Hg
%	p. p. m.								
0,0015	>1000	1000	1000	>1000	>1000	s. l. d.	s. l. d.	s. l. d.	s. l. d.

În afară de zăcămintul de la Baia Sprie, din care a fost studiat andoritul prezentat în lucrarea de față, în România mai este citat acest mineral la mina Dealul Crucii (Baia-Mare), în asociație cu stibină și mai vechi decît aceasta. Se prezintă columnar, în cristale pînă la 5 mm. Fețele cristalografice găsite sînt b(010); m(110); și mai rar l(230); k(120); i(011); y(031).

Considerații genetice. Andoritul apare în zăcămintele hidrotermale de minereuri polimetalice, asociat cu diverse sulfuri și sulfo-săruri. În eșantioanele studiate de noi, cristalele de andorit sînt concreșcute pe cuarț, blendă, pirită, plumozit. Uneori andoritul mulează cristalele mineralelor principale formînd pe ele o crustă. Din această formă de prezentare se deduce că andoritul s-a format într-o fază hidrotermală de temperaturi mai joase și după apariția completă a mineralelor principale. Uneori, andoritul este însoțit și de fizelyit, care după unele ipoteze s-a format mai tîrziu decît andoritul, prin înlocuirea parțială a acestuia. O scădere a conținutului în stibiu și creșterea conținutului în plumb este o caracteristică a mineralelor tinere. Primul mineral de stibiu format va fi înlocuit cu un mineral de stibiu sărac în plumb iar acesta la rîndul lui cu altul mai bogat în plumb. S-ar putea ca soluțiile în timpul formării andoritului să devină mereu mai bogate în plumb și în cele din urmă să atingă o astfel de compoziție încît să nu mai cristalizeze andorit ci fizelyit. Această ipoteză presupune că andoritul să fie înconjurat mai

totdeauna de fizelyit. Cum această structură zonală nu apare și mai mult cele două minerale pot fi găsite separat, fiecare în altă parageneză, nu putem fi de acord cu această ipoteză.

Ideea formării andoritului și fizelyitului în același timp (Hiller, Walenta, 1960) este mai aproape de adevăr, întrucât depunerile de minerale bogate în stibiu (stibină, jamesonit, plagionit, bournonit) pot fi însoțite în aceeași măsură atât de andorit cit și de fizelyit sau numai de unul din aceste două minerale.

BIBLIOGRAFIE

- Helke A. (1938) Die jungvulkanischen Gold und Silber Erzlagerstätten des Karpathenbogens. *Archiv. Lagerstättenforsch.*, 66, Berlin.
- Hiller E., Walenta K. (1960) Zwei Mineralien der Andorit-Ramdohrit-Fizelyit Gruppe aus dem Schwarzwald. *N. Jb. Min.* 94/2, Stuttgart.
- Hintze C. (1904) *Handbuch der Mineralogie*. I, Leipzig.
- Koch S. (1957) Data on some rare sulphosalts. *Acta Szeged.* 10, Szeged.
- Krenner J. (1930) *Mineralogische Mitteilungen*. *Cbl. Min.* A, Stuttgart.
- Manilici V., Giușcă D., Stîopol Victoria (1985) Studiul zăcămintului de la Baia Sprie. *Mem. Com. Stat. Geol.* VII, București.
- Prior T. G., Spencer L. J. (1898) Ueber die Identität von Andorit. *Sundlit und Webnerit*, Z. K. 29, Budapest.
- Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966) *Mineralogia topografică a României*. Ed. Acad. R. S. România, București.
- Walenta K. (1967) Die Antimonführenden Gänge des Schwarzwaldes. *Jahrb. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 2, Berlin.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DE L'ANDORITE DE BAIJA-MARE

(Résumé)

Au groupe des sulfo-sels d'Ag, Sb et Pb se rattache aussi l'andorite. Le matériel examiné provient de l'exploitation minière de Baia Sprie (Baia-Mare) où il a été décrit pour la première fois dans le monde.

Le gisement métallifère de Baia Sprie situé dans le NW de la Transylvanie est de nature filonienne-hydrothermale, sa formation se rattachant aux éruptions d'andésites de la région. Dans ce gisement on a reconnu trois types de minéralisations ; pyrito-cuprifère, auro-argentifère et polymétallique. Le minéral présenté dans cet ouvrage revient au type de minéralisation polymétallique.



L'andorite se présente sous forme de cristaux allongés, bacillaires, gros jusqu'à 10-15 mm, montrant des striations verticales, un éclat métallique et la couleur cendrée du plomb ou grise de l'acier tirant vers le noir. Les cristaux n'apparaissent que rarement isolés, ils présentent ordinairement différentes formes de maillage : en forme de croix simple, de croix double, de croix triple, d'étoile. Fréquemment l'andorite apparaît dans les géodes, fixé sur du quartz et associé de jamésnite, fizélyite ou plumozite, parfois de blende et de stibine. Il y a des cas où l'andorite se trouve en compagnie de pyrite et de chalcopryrite.

Le minéral examiné apparaît sous forme de cristaux prismatiques allongés ou courts.

L'andorite apparaît sous forme de cristaux prismatiques courts et striés suivant (001). Il est de couleur blanche légèrement cendrée, entre la couleur de la bismuthine et de la galène; faible pléocroïsme. Approchant sensiblement des autres sulfo-sels on ne peut l'en distinguer qu'en présence des réactifs. Le KOH le fait colorer en brun, fait qui n'arrive pas à la ramdöbrité.

Afin de connaître la composition chimique de l'andorite nous présentons un tableau comparatif des résultats des analyses que nous possédons jusqu'à l'heure actuelle. Les analyses effectuées pour les éléments mineurs de l'andorite indiquent : Cu = 0,0015 % ; Pb = > 1000 (p.p.m.) ; Zn = 1000 (p.p.m.) ; Ag = 1000 (p.p.m.) ; As = > 1000 (p.p.m.) ; Sb = > 1000 (p.p.m.) ; Co, Ni, Cr, Hg sont inférieurs à la limite dosable.

Vu la forme dont il se présente on peut préciser que l'andorite s'est formé au cours d'une phase hydrothermale à basse température, succédant à l'apparition des minéraux principaux.



PLANȘA I

- Fig. 1, 2. — Maclarea cristalelor de andorit sub formă de cruce. $\times 5$.
Cristaux d'andorite maclés en forme de croix. $\times 5$.
- Fig. 3, 4. — Maclarea cristalelor de andorit sub formă de cruce dublă. $\times 5$.
Cristaux d'andorite maclés en forme de croix double. $\times 5$.
- Fig. 5, 6. — Maclarea cristalelor de andorit sub formă de cruce triplă. $\times 4$.
Cristaux d'andorite maclés en forme de croix triple. $\times 5$.
- Fig. 7, 8, 9, 10. — Maclarea cristalelor de andorit sub formă de stea. $\times 4$.
Cristaux d'andorite maclés en forme d'étoile. $\times 4$.
- Fig. 11, 12. — Maclarea cristalelor de andorit sub formă de stele suprapuse. $\times 4$.
Cristaux d'andorite maclés en forme d'étoiles superposées. $\times 4$.

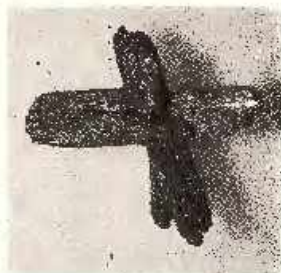




1



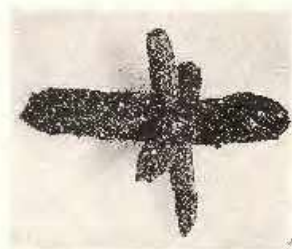
2



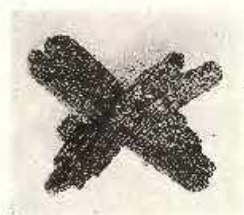
3



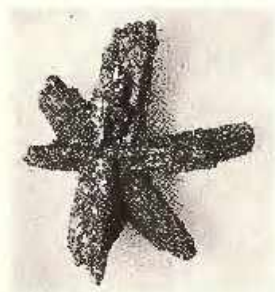
4



5



6



7



8



9



10



11



12

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

95445



PLANȘA II

- Fig. 1. — Maclarea cristalelor de andorit sub formă de stele suprapuse. $\times 5$.
Cristaux d'andorite maclés en forme d'étoiles superposées. $\times 5$.
- Fig. 2, 3, 4, 5. — Maclarea cristalelor de andorit sub formă de cruce, fixate pe un cristal. $\times 5$.
Cristaux d'andorite maclés en forme de croix, fixés sur un cristal. $\times 5$.
- Fig. 7. a, Cristal de andorit, Nic. II; $\times 70$.
a, cristal d'andorite. Nic. II; $\times 70$.
- Fig. 8. — a, Cristale de andorit; b, blendă; c, gangă. Nic. II; $\times 70$.
a, cristaux d'andorite; b, blende; c, gangue. Nic. II; $\times 70$.





1



3



2



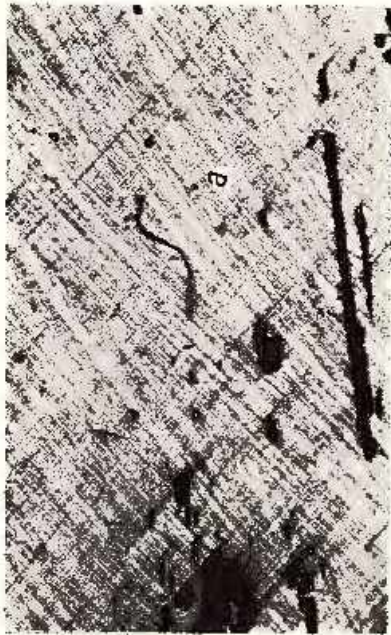
4



6



5



7



8



95445

MINERALOGIE

CONTRIBUȚIE LA STUDIUL MICELOR DE VOINEASA-CATARACTE¹

DE

RODICA APOSTOLESCU ²

Abstract

Contribution to the Study of Micas from the Voineasa-Cataracte Area. This paper deals with the micas from the Voineasa region for the first time as to their structural aspect. On this purpose there were carried out X-ray diffraction analyses, chemical analyses, as well as a complete study through ATD, TGA and dilatometrical analyses, completed by a microscopical study. The results obtained allowed to make some appreciations which yield data permitting to clear up the genesis of this pegmatitic body. In conclusion it is minutely stated that structurally the muscovite from Voineasa is of the 2M type, and the biotite of the 1M type, with a marked isomorphism, and being rather strongly affected by metasomatism.

Zăcămintul de pegmatit cu miche și feldspat Voineasa-Cataracte are formă lenticulară, masivă, traversată longitudinal de valea Lotrului.

Din punct de vedere geologic-geografic se încadrează în munții Lotrului, unitate care a fost studiată în viziunea de ansamblu dată Carpaților Meridionali de către Mrazec și Murgoci-Munteanu (1897) sinteză strălucită care a constituit baza tuturor cercetărilor efectuate ulterior. Mai târziu contribuții valoroase asupra ansamblului care găzduiește pegmatitul de Voineasa au mai adus Streckeisen (1930) și Codareea (1940).

Studii cu referire specială asupra pegmatitelor cu mică din munții Lotrului sînt în general puține. Printre ele lucrarea lui Ghika-Budești (1934) „Studii geologice și petrografice în munții Lotru” face

¹ Comunicare în ședința din 7 aprilie 1972.

² Institutul Politehnic București. Splaiul Independenței nr. 313, București.



unele considerații asupra compoziției mineralogice a structurii și genezei ivirilor de pegmatit, pe care le consideră ca rezultat al recristalizării rocilor cristaline sub influența unor mineralizatori ce proveneau dintr-un bazin magmatic adiacent.

Avramescu³ încearcă pentru prima oară o zonare a pegmatitului de Voineasa separînd patru zone de la exterior spre interior :

Zona cu structură grafică constituită din feldspați de potasiu și sodiu, cuarț și biotit care predomină asupra muscovitului ;

Zona cu țesătură grăunțoasă formată din cristale cu dimensiuni mici în care feldspatul plagioclaz, cuarțul și muscovitul apar în proporții aproximativ egale ;

Zona de dezvoltare maximă cu feldspat de potasiu, plagioclazic sau pertitic cu foarte puțin cuarț ;

Zona centrală formată din cuarț masiv, cu puțin plagioclaz și cu cristale de mică exploatabilă.

Cercetări detaliate au fost efectuate de I.P.L. (fost T.P.E.M.) (Ministerul Minelor)⁴ în anii 1955 și continuate din 1962 pînă în prezent.

Pegmatitele care apar în regiune sînt localizate în seria de paragense, micașisturi și roci amfibolice, și au o formă lenticulară sau tabulară dispuse concordant în masa rocilor. Dimensiunea acestor corpuri pegmatitice este foarte variabilă, avînd lungimi între 30-300 m și grosimi de 4-30 m. Deosebit ca dimensiune, parageneză și structură este corpul Cataracte, care atinge o lungime de 2500 m și o lățime de 700 m caracterizat totuși prin lipsa unei dispoziții zonale a mineralelor componente și prin structura predominant grafică sau apografică.

Corpul Cataracte este considerat ca aparținînd zonei centrale, fiind cantonat în complexul cristalin al mezocatazonei, în care gnaisele constituie roci-gazdă.

Structurile din acest corp sînt : pegmatoide, grafice și apografice (granofirice). După dimensiunea granulelor au fost împărțite în : probe cu dimensiuni > de 5 cm medii (1-5 cm) și fine (< 1 cm).

Procentual structurile sînt reprezentate astfel : 15-20 % structură pegmatoidă ; 50 % structură grafică ; 30-35 % structură apografică.

Mineralele paragenezelor sînt reprezentate prin :

Minerale principale :

Feldspat calco-sodic — albit $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$;

— oligoclaz $\text{Ab}_x\text{An} - \text{Ab}_2\text{An}$;

³ C. Avramescu. Raport geologic. Arh. M.M.P.G. București.

⁴ Raport geologico-miner. 1969. Arh. Într. Minieră, Râmnicu-Vilcea.



Feldspat potasic -- microclin $KAlSi_3O_8$;

Cuarț — SiO_2 ;

Muscovit — $KAl_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$;

Biotit — $K(Mg, Fe)_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$.

Minerale accesorii :

Apatit — $Ca_5F(PO_4)_3$;

Granați;

Turmalină.

Sporadic pot apărea calcit, zeoliți, beril și minerale metalice : pirită, calcopirită și oxizi de fier. Statistic s-a stabilit că raportul dintre mineralele principale nu se menține același estimându-se un conținut mediu mineralogic de : 60-70 % feldspat, 25-30 % cuarț, 5-10 % mîce.

În cadrul corpului pegmatitic se poate vorbi de o alternanță de zone în care predomină fie feldspatul de sodiu, fie cel de potasiu, zone bogate în mîce sau mai slab mineralizate, prezentînd adesea cuiburi de cuarț. Nu s-a putut stabili o lege de distribuție a mineralizației, aceasta avînd un caracter aleator.

Dintre mineralele principale la Voineasa, mîcele au făcut obiectul exploatării încă înainte de 1916, zăcămint fiind considerat și astăzi o sursă principală de mică albă.

Zăcămintul de pegmatit Voineasa este considerat, datorită dimensiunile sale neobișnuite, unul din giganții acestui tip de roci, suscitînd astfel un deosebit interes în privința genezei sale, problemă disputată și încă neelucidată.

Considerăm că studiarea atentă a micelor, care după cum am arătat statistic reprezintă numai 5-10 %, răspîndite foarte neuniform în corpul pegmatitic, dar constituind un fond important de materie primă, va avea o contribuție importantă la descifrarea unor probleme nelămurite încă. În acest sens, prezenta lucrare și-a propus să studieze mîcele de Voineasa sub aspectele fizico-chimice, mineralogice și structurale, contribuind la cunoașterea și la descrierea cît mai completă a lor.

Literatura de specialitate, Tatarinov (1967), face o sinteză asupra celor mai importante lucrări care s-au ocupat în general de pegmatite și de condițiile lor de formare, arătînd că tipul granitic este cel mai răspîndit ; putem afirma că paragenezele tipului granitic sînt în linii generale întîlnite și în zăcămintul de la Voineasa, unde pe lângă mineralele petrogene (feldspați potasici, cuarț, feldspați calco-sodici și biotit) mai apar și mineralele formate prin aportul mineralizatorilor (muscovit, turmalină, spodumen).



Astfel se arată că după *F e r s m a n* structurile grafice, constituite din microclin și cuarț s-au format la temperatura de 700°-600°C, interval în care apare și biotitul. Feldspatul potasic cristalizează între 600°-500°C, fază în care se consolidează și cuarțul α de temperatură joasă precum și mineralele formate prin aport volatil, între care în principal muscovitul.

Dimensiunile cristalelor în corpul pegmatitic Voineasa nu ating valori prea mari, din acest punct de vedere zăcămintul fiind deosebit de alte tipuri citate în literatură.

Ulterior concepția lui *A. E. F e r s m a n* din lucrarea „Pegmatitele” a fost viu disputată apărind teorii noi: *E. N. K a m e r o n* (1942), *K. A. V l a s o v* (1946), *R. W. G o r a n s o n*, *W. T. S c h a l l e r* și *K. K. L a r d e s* (1925), fiecare căutând să elucideze problemele legate de geneză.

Contribuții valoroase asupra formării mineralelor din pegmatite au adus *D. S. K o r j i n s k i* cu teoria recristalizării selective și *A. N. Z a v a r i ț k i*, acesta din urmă ajungând la concluzia că muscovitul s-a format numai pe cale metasomatică din corpurile filoniene ale rocilor magmatice, prin recristalizarea lor.

Micelile din pegmatite sînt în general larg cristalizate și pot fi atribuite la trei generații, formate în condiții specifice. Cele din generația I s-au format odată cu cuarțul pe locul de descompunere a feldspaților, cînd textura pegmatitului nu este încă individualizată. Cele din generația a II-a și a III-a s-au format pe cale metasomatică în filoane cu particularități texturale conturate, înlocuind feldspații și cuarțul.

Studiul fizico-chimic, mineralogic și structural al micelilor de Voineasa-Cataracte

Asupra pegmatitului de Voineasa, așa cum a reieșit din lucrările consultate, s-au întreprins cercetări care au urmărit numai aspecte pur geologico-petrografice, acestea rezumîndu-se la prospectare-explorare în diferite faze și studii microscopice. În ceea ce privește cercetarea micelilor, ele nu au făcut obiectul special al vreunui studiu.

În prezenta lucrare ne-am propus să analizăm micelile din punct de vedere fizico-chimic, mineralogic și structural, în care scop am efectuat pentru prima dată un studiu termic complet prin analize termice diferențiale, termogravimetrice și dilatometrice. De asemenea s-au analizat aspecte macro- și microscopice pentru punerea în evidență a relațiilor structurale și texturale ale rocii, analize difractometrice în raze X, pentru



conturarea aspectelor de structură, stabilirea grupurilor spațiale și elucidarea unor probleme legate de polimorfismul și izomorfismul micelor de Cataracte.

Compoziția chimică teoretică a celor mai importante mîce este :

	Muscovit	Biotit	Flogopit
SiO ₂	45,27	37,64	43,19
Al ₂ O ₃	38,40	5,32	12,22
Fe ₂ O ₃	—	8,33	—
FeO	—	22,50	—
MgO	—	12,51	28,99
K ₂ O	11,81	9,84	11,29
H ₂ O	4,52	3,76	4,31

Datorită înlocuirii izomorfe în rețeaua cristalină adesea apar deviații cu variații în limite largi de la chimismul teoretic. Analiza chimică a biotitului de Cataracte efectuat de noi în cadrul IUEMIN, pentru elementele importante, ne-a dat următoarele rezultate :

	Biotit 71	Biotit 69
SiO ₂	35,16	34,89
Al ₂ O ₃	19,68	20,83
CaO	0,38	0,28
MgO	8,46	8,60
K ₂ O	8,40	8,80
Li ₂ O	0,052	0,093
Na ₂ O	—	—
Fe ₂ O ₃ + FeO	23,28	23,08

Din punct de vedere chimic se observă că biotitul de Cataracte are o compoziție deosebită de cea teoretică, SiO₂ fiind mai scăzut, iar Al₂O₃ simțitor mărit; în același timp fierul total este aproximativ cu 30 % mai mic, în timp ce MgO este de asemenea diminuat cu cca 30 %. Aceste conținuturi ne îndreptățesc să eliminăm diagnosticarea lui ca fiind flogopit, lucru ce este confirmat și de analiza difractometrică, așa cum vom vedea în continuare.

Analiza muscovitului la elementele principale s-a apropiat de cea teoretică, cu variațiile permise de izomorfismul acestuia :

SiO ₂	45,11	MgO	1,34
Al ₂ O ₃	31,12	Fe ₂ O ₃	1,99
K ₂ O	9,50	P.C.	6,09
Na ₂ O	0,97		



Studiul termic a condus la următoarele rezultate :

a) Analiza termică diferențială a fost efectuată pentru control pe un derivatograf de tip MOM-Budapesta și pe un aparat construit prin



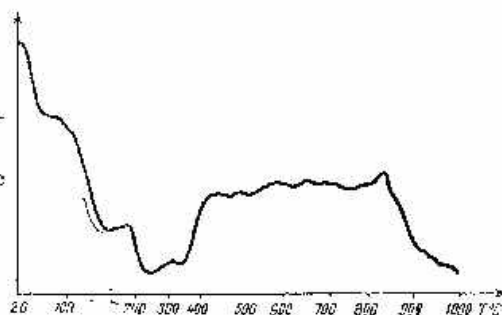
Fig. 1. — ATD pentru muscovitul de Cataracte — cu derivatograful de tip MOM-Budapesta.

ATD pour la muscovite de Cataracte — avec le dérivatographe de type MOM-Budapest.

autodotare în laboratorul de cristalografie din I.P.B. Diagramele obținute sînt ilustrate de figurile 1 și 2 pentru muscovit și de figurile 3 și 4 pentru biotit.

Fig. 2. — ATD pentru muscovitul de Cataracte — cu aparat tip I.P.B.

ATD pour la muscovite de Cataracte — avec appareil type I.P.B.



Ambele variante de lucru au pus în evidență în cazul muscovitului, două efecte endoterme între 300°-350°C și la cea 860°C. Prima inflexiune se datorește eliminării apei higroscopice pînă la cea 100°C, continuată

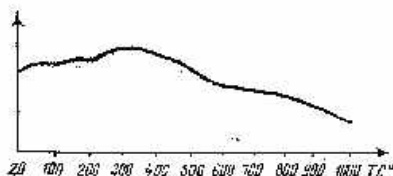


Fig. 3. — ATD pentru biotitul de Cataracte, cu derivatograf tip MOM-Budapesta.

ATD pour la biotite de Cataracte, avec dérivatographe type MOM-Budapest.

de eliminarea unei părți a apei moleculare reprezentată în structură prin grupul oxidril (OH). Cea de-a doua inflexiune, caracteristică muscovitului, arată că apa moleculară continuă să se elimine și în această fază avansată de încălzire, datorită așa cum vom arăta alungirii rețelei, care permite



eliminarea grupurilor oxidrilice, prinse între straturile tetraedrice și octaedrice ale structurii muscovitului. Slaba dezvoltare a inflexiunii endoterme de la 360°C arată că această transformare nu are un caracter de schimbare structurală ci este o modificare în entalpia sistemului. Această

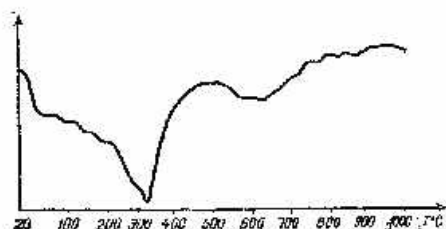


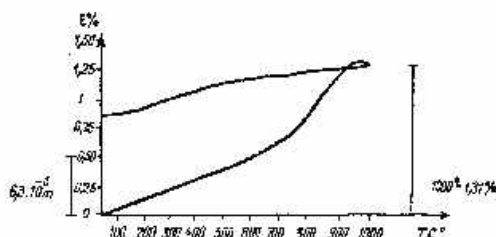
Fig. 4. - ATD pentru biotitul de Cataracte, cu aparat tip I.P.B.

ATD pour la biotite de Cataracte, avec appareil type I.P.B.

afirmație este de altfel confirmată de analiza în raze X a muscovitului ars la 1000°C, care ne arată că până la această temperatură nu s-a produs încă nici o schimbare structurală de apariție a unor noi aranjamente, care sînt caracterizate în general prin reacții exoterme puternice.

Fig. 5. - Curba de dilatație pentru muscovitul de Cataracte cu un dilatomtru tip Leitz.

Courbe de la dilatation pour la muscovite de Cataracte avec un dilatomètre type Leitz.



În cazul biotitului diagramele pun în evidență, alit primul efect de eliminare a apei, care prezintă pentru temperatura de 350°C aceeași alură ca și în cazul muscovitului. Deosbirile apar evidente de la 600°C în sus,

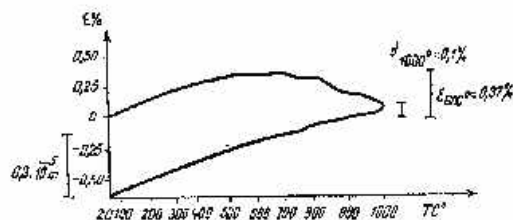


Fig. 6. Curba de dilatație pentru biotitul de Cataracte cu un dilatomtru tip Leitz.

Courbe de la dilatation pour la Biotite de Cataracte avec un dilatomètre type Leitz.

cînd alura curbei prezintă aspecte net diferite datorate pe de o parte chimismului, pe de altă parte structurii sale interne trioctaedrice, în care pozițiile octaedrice sînt populate în mare parte de magneziu și fier.

b) Analizile dilatometrice au fost efectuate cu un dilatomtru tip Leitz. Punctele de transformare evidențiate de analizile termice diferen-



țiale apar și în diagramele de dilatație, atât pentru muscovit (fig. 5) cât și pentru biotit (fig. 6). În plus din aceste curbe a reieșit alungirea pe baza căreia s-a calculat deformația ε % raportată la lungimea probei de 12,5 mm.

TABELUL 1

Valorile deformații ε % calculate din diagramele de dilatație

Proba	$\varepsilon_{600^{\circ}}$ %	$\varepsilon_{1000^{\circ}}$ %	ε_r %
Muscovit II 69	+ 0,50	+ 1,31	+ 0,85
Muscovit I	+ 0,47	+ 1,25	+ 0,72
Biotit II 69	- 0,37	- 0,1	- 0,3
Biotit 71	- 0,37	+ 0,14	- 0,75

Dilatațiile au scos în relief următoarele :

La încălzire pînă la 1000°C muscovitul prezintă o alungire continuă, deformația fiind maximă la această temperatură cu valori de 1,25-1,31 %; schimbările de pantă indică efectele endoterme de eliminare a apei semnificate mai înainte. Biotitul are o alungire maximă pînă la 600°C de cca 0,37 % menținându-se constantă pînă la cca 700°C ca după aceea să înceapă să se contracte pînă la 1000°C, ajungînd la valori de 0,1-0,14 %;

La răcire muscovitul își menține deformația, valoarea diminuîndu-se la 0,75-0,85 %. Aceasta arată că după ciclul de încălzire-răcire, volumul muscovitului crește în proporția amintită. Biotitul la răcire continuă să se contracte, ajungînd în final să prezinte o deformație negativă variînd între 0,6-0,7 %. Aceasta arată că volumul biotitului scade în aceeași proporție.

Dilatația la încălzire este mai mare la muscovit datorită structurii sale dioctaedrice, cu legături chimice ceva mai slabe în pătura octaedrică raza Al^{2+} fiind de 1,43 Å, iar compactitatea în rețea mai mică (vezi formula chimică structurală).

La biotit în pătura octaedrică Al^{2+} este înlocuit în proporție mare de Mg^{2+} și Fe^{2+} , raza ionică a magneziului fiind de 1,60 Å. Aceasta conduce la o compactitate a rețelei, nepermițînd o dilatație accentuată la încălzire. În general dilatația este mai accentuată între păturile care conțin ionii de



K^+ și unde legăturile sînt mai slabe, permițînd și elivajul foarte bun al micelor.

e) Analizele termogravimetrice ale muscovitului (fig. 7) și biotitului (fig. 8), efectuate cu o termobalanță B-60 de tip SETARAM — Franța,

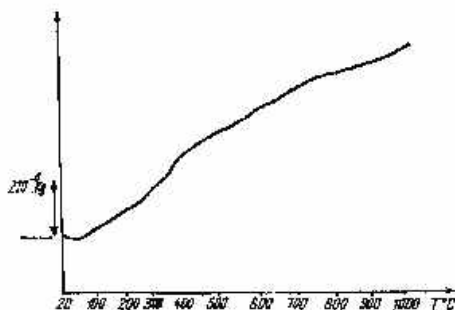


Fig. 7. — ATG pentru muscovitul de Cataracte cu termobalanța B-60 SETARAM-Franța.
ATG pour la muscovite de Cataracte avec la thermobalance B-60 SETARAM-France.

au arătat că prin încălzire pînă la 1000°C mineralele respective prezintă pierdere în greutate, care sînt datorate eliminării apei higroscopice și în special celei moleculare.

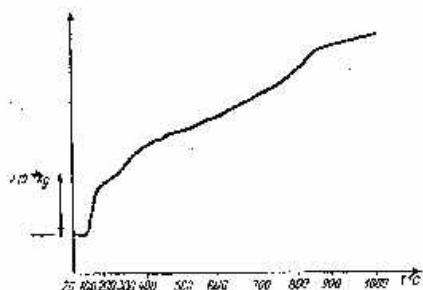


Fig. 8. — ATG pentru biotitul de Cataracte cu termobalanța B-60 SETARAM-Franța.
ATG pour la biotite de Cataracte avec thermobalance B-60 SETARAM-France.

În tabelul 2 sînt date valorile pierderilor în greutate.

TABELUL 2

Proba	Greutatea probei kg	$\Delta G_{600^\circ C}$ kg	$\Delta G_{1000^\circ C}$ kg
Muscovit	$5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-6}$	$6,5 \cdot 10^{-6}$
Biotit	$5 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-6}$	$6,1 \cdot 10^{-6}$



de O și Al, luate convențional în figura 13; prin similitudine au fost indexate ca plane de tip (001) și o serie de plane paralele cu acesta.

În cazul muscovitului planul 9,81 Å este de tip (002), iar cel 2,49 Å de tip (008) aceasta permițând să apreciem parametrul c ca având o valoare de cca 20 Å pentru 2 strate.

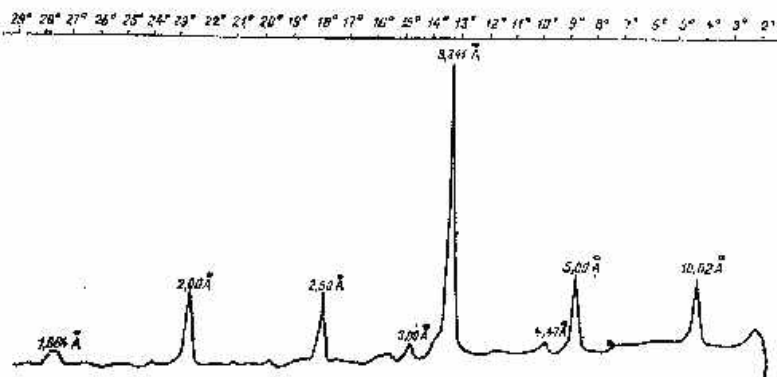


Fig. 10. — Analiza difractometrică a muscovitului de Cataracte ars la 1000°C, cu difractometrul TUR-M-61-R.D.G.

Analyse difractométrique de la muscovite de Cataracte calcinée à 1000°C, avec diffractomètre TUR-M-61-R.D.G.

Similitudinea pledează pentru încadrarea muscovitului într-un tip asemănător.

2. Pentru muscovitul încălzit la 1000°C (fig. 10) nu se semnalează schimbări structurale, planele de difracție principale fiind ușor deviate, datorită creșterii de volum a rețelei cristaline, cum s-a desprins din curba de dilatație. Planele principale corespund în acest caz valorilor 10,02 Å, 5,00 Å, 3,34 Å și 2,50 Å.

3. Pentru biotitul 69 natural (fig. 11) și biotitul 71 natural (fig. 12) analizele difractometrice au reliefat corespondențe în ambele cazuri cu biotitul tip Miheev; diferențele mici considerăm că trebuie puse pe seama existenței unor tipuri izomorfe diferite în cazul biotitelor de Cataracte. De altfel analiza chimică după Miheev este foarte apropiată, cu o ușoară creștere a Al_2O_3 în cazul biotitului de Cataracte, care influențează poziția planului 3,29 Å ce corespunde păturii octaedrice în care se fac substituiri izomorfe ale Al^{2+} prin fier fieric (fig. 13). Apariția unor vârfuri suplimentare, care își găsesc corespondențe cu plane de difracție ce apar la muscovit 5,02 Å, 2,50 Å, 3,72 Å, ne indică faptul că acest biotit a suferit un proces

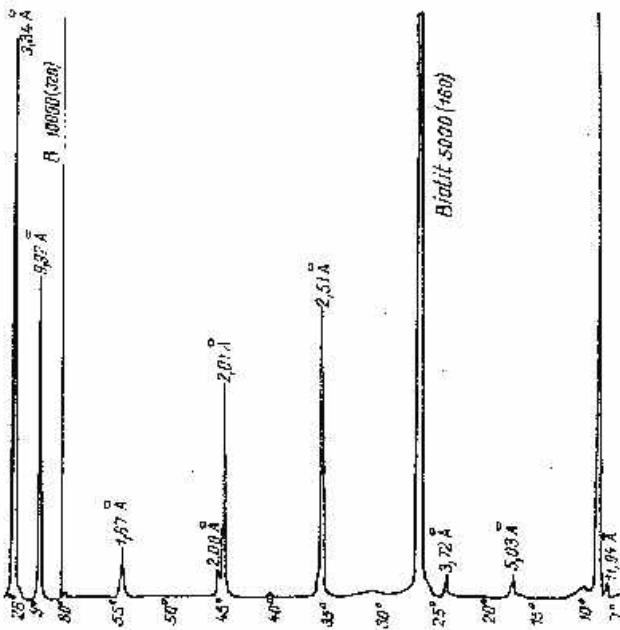
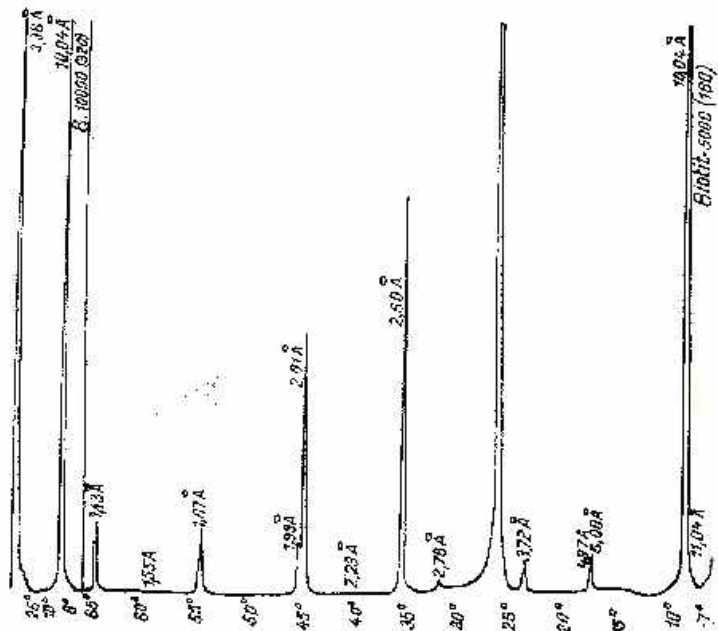


Fig. 11. — Analiza difractorică a biotitului 69 natural de Cataracte cu difractorul sovietic DRON-1.

Analyse diffractométrique de la biotite 69 naturelle de Cataracte avec le diffractomètre soviétique DRON-1.

Fig. 12. — Analiza difractorică a biotitului 71 natural de Cataracte cu difractorul sovietic DRON-1.

Analyse diffractométrique de la biotite 71 naturelle de Cataracte avec le diffractomètre soviétique DRON-1.



de transformare, probabil în timpul recristalizării și al substituției din faza de metasomatoză.

4. Biotitul încălzit la 1000°C (fig. 14) nu a prezentat vreo transformare importantă de natură structurală. Se confirmă micșorarea volumu-

Fig. 13. — Tipul de structură a micelor (din B r a g g).
Type de la structure des micas (de B r a g g).

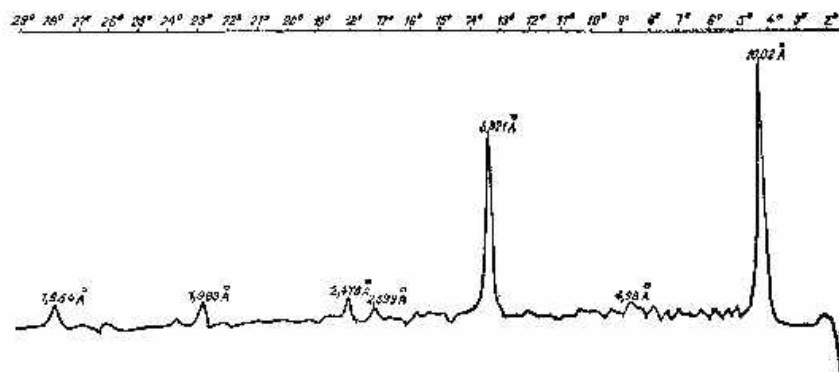
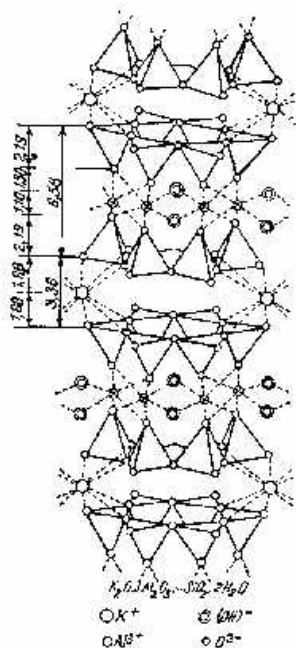


Fig. 14. — Analiza difractometrică a biotitului de Cataracte ars la 1000°C, cu difractometrul tip TUR-M-61-R.D.G.

Analyse difractométrique de la biotite de Cataracte calcinée à 1000°C, avec diffractomètre type TUR-M-61-R.D.G.

lui prin deplasarea spre stînga a vîrfurilor principale la 10,02 Å, 3,32 Å, 2,47 Å, 1,98 Å.

Analizele în raze X ne-au permis să apreciem că micelile de Voineasa-Cataracte pot fi încadrate în următoarele tipuri structurale (după Y o d e r și S m i t h (1956) citate în lucrarea lui D e c r e t al. (1965).

Muscovitul dioctaedric aparține grupului spațial C2/c, cu α și β de 95° și parametrul $c = 20$ Å pentru 2 strate; polimorfismul este de tip 2 M₁, indicat de vîrfurile corespunzătoare de 9,81 Å, care marchează planul de difracție (001) pentru stratul tetraedric exterior (fig. 13).

Biotitul trioctaedric aparține grupului spațial C2/m cu α și β de 100° și parametrul $c = 10$ Å pentru un strat; polimorfismul este de tip 1M.

c) Un studiu macroscopic al răspîndirii micelilor de Voineasa ne-a pus în evidență zone de concentrații, avînd aspectul de pachete tip joe de cărți, bare sau facies de greisen, cu dimensiuni variabile ale plăcilor de mică. Se semnalează concreșteri de biotit și muscovit care pot fi considerate epitaxiale.

Studiul microscopic al micelilor a evidențiat prezența în muscovit a unor enclave relict de microclin din faza de metasomatoză sodică a feldspatului de potasiu, cînd excesul de potasiu rezultă la substituirea microclinului prin oligoclaz a facilitat formarea muscovitului.

Biotitul prezintă sporadic la microscop incluziuni negre, probabil cărbunoase de origine organică, natura acestora rămînînd a fi elucidată. Micele contribuie în mare parte la apariția structurilor pegmatoidice, reprezentate în proporție de 15-20% și a faciesului de greisen, compactitatea rocii fiind mai mică decît în cazul structurilor perlitice-grafice din corpul Cataracte.

Aceste caracteristici structural-texturale ale rocii, datorate apariției micelilor în corpul pegmatitic, influențează procesele de sfărîmarea, prin apariția unor plane de fisurare ce devin plane de intensificare a forțelor interne.

Semnalarea spectroscopică și chimică a litiului în mică în special biotit (vezi analiza chimică din studiu) arată posibilitatea existenței unor termeni litiniferi, posibili datorită metasomatismului suferit de biotit și confirmat la analiza difractometrică.

Concluzii

Studiul micelilor de Voineasa-Cataracte ne-a permis încadrarea lor structurală și elucidarea unor aspecte legate de izomorfismul și polimorfismului acestora.



Putem conchide că la temperaturi în jurul a 600°C izomorfismul este posibil separat numai în cadrul seriei muscovit și respectiv biotit, ceea ce este în concordanță cu teoriile formării acestor minerale, teorii care nu au semnalat pînă acum vreo mică cu o compoziție intermediară între muscovit și biotit. Apariția epitaxiilor de creștere a cristalclor de muscovit, biotit în zăcămintul Voineasa-Cataracte are o altă semnificație, care credem că se datorește atît substituițiilor metasomatice cît și creșterii prin recristalizare, discutate în partea introductivă. Muscovitul s-a format în regiunea de temperatură joasă a zonei liquidus din sistemul albit-ortoclaz-silice, experiențele lui Y o d e r, S m i t h (1956) demonstrînd condiții de presiune și temperatură deosebite.

Biotitul teoretic este reprezentat printr-o serie izomorfă ai căror termeni puri sînt flogopitul (magnezian) și annitul (feros). În lucrarea sa T u r n e r, V e r h o o g e n (1960) arată că prin experiențele lui H. P. E n g s t e r cîmpul de stabilitate a annitului pur situează formarea acestui termen în domeniul de temperatură cuprinsă între 400°-800°C, termenii de temperatură mai scăzută fiind mai puțin feroși.

În cazul biotitului de Cataracte analiza chimică ne-a pus în prezența unui termen izomorf mai puțin feros și care indiscutabil nu poate fi flogopit (vezi analiza în raze X). Conținutul de 0,052-0,093 LiO₂ ne indică un proces accentuat de transformare a biotitului și care apreciem că are loc în faza de substituție metasomatică prin aport de mineralizatori. Toate aceste argumente ne fac să apreciem că temperatura de formare a biotitului este cuprinsă între 600°-700°C, căreia normativ îi corespunde asociația sanidin + fayalit -| SiO₂.

Studiul micelor de Voineasa credem că ajută la elucidarea și pledează în favoarea unei geneze mai complexe, în care metasomatismul a jucat un rol deosebit, corpul de pegmatit fiind rezultatul mai multor substituiri duse adeseori pînă la termenii finali (aparitia muscovitului și oligoclazului).

BIBLIOGRAFIE

- Brown G. (1961) *The X ray identification and crystal structures of clay minerals*. London.
- Codârcea A. I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol.* XX, București.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1965) *Rock forming minerals*. Longmans, III, London.



- Chika-Budești Șt. (1934) Studii geologice și petrografice în Munții Lotrului. *An. Inst. Geol.* XVI, București.
- Mackenzie R. C. (1957) The differential thermal investigations of clays. Mining Society, London.
- Mihnev V. I. (1965) Rentgenometriceschii opredeliteli mineralov. Leningrad.
- Mrazec L., Murgoci-Munteanu G. (1897) Contributions à l'étude pétrographique des roches de la zone centrale des Carpathes Méridionales. *Bul. Soc. Șt.* 6, București.
- Streckeisen A. (1930) Observațiuni geologice în Carpații Meridionali între Valea Oltului și Valea Jiului. *D. S. Inst. Geol.* XVII, București.
- Tatarinov P. M. (1967) Condiții de formare a zăcămintelor de minereu metalifere și nemetalifere. Ed. tehnică, București.
- Turner F., Verhaagen J. (1960) Igneous and metamorphic Petrology. Mc. Graw Hill, New York-Toronto-London.
- Zelیمان I. G. (1948) Fabricarea produselor de mică. (Traducere din lb. rusă), Moscova.
- Yoder H. S., Smith J. (1956) Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. *Mineral. Mag.* 31.
- * * * (1966) Powder diffraction of file ASTM. S.U.A.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES MICAS DE VOINEASA-CATARACTE

(Résumé)

Les micas examinés reviennent au corps pegmatitique de Voineasa-Cataracte, unité géologique-structurale des Monts Lotru. Les structures du corps pegmatitique de Cataracte sont : pegmatoides, graphiques et apographiques (granophyriques) les deux dernières très abondantes.

Les paragenèses des minéraux sont représentées principalement par : des feldspaths chalco-sodiques et potassiques, du quartz, des micas, mélangés à des minéraux de la phase pegmatitique, tourmaline, apatite, zéolites, béryl etc.

Dans le gisement de Cataracte les minéraux principaux sont en proportion moyenne de : feldspaths 60-70 % quartz 25-30 % et micas 5-10 %. À présent tous les minéraux principaux sont intéressants pour l'industrie.

Dans cet ouvrage on fait pour la première fois une étude détaillée des micas de Voineasa-Cataracte, pour cause on a effectué des analyses de tous les points de vue (diffractométrique, chimique, A.T.D., A.T.G., dilatométrique et microscopique).

La corrélation des résultats obtenus conduit à des conclusions sur la structure des micas et à des appréciations sur les types de polymorphisme.

Au point de vue structural la muscovite revient au groupe spatial $C2/c$ à polymorphisme de type $2M_1$, et la biotite au groupe spatial $C2/m$ à polymorphisme de type 1 M.

L'analyse diffractométrique révèle (fig. 11 et 12) que la biotite a été transformée par métasomatose, un argument en ce sens étant aussi l'apparition du LiO_2 au cours de l'analyse chimique.



L'analyse dilatométrique révèle après le cycle chauffage-refroidissement des micas de Cataracte, un accroissement appréciable du volume au cas de la muscovite (fig. 5) avec allongement permanent du préparé jusqu'à 1000°C suivi d'une faible contraction pendant le refroidissement; au cas de la biotite son volume se réduit finalement — jusqu'à 700°C l'analyse montre un allongement, de 700°C à 1000°C il commence à se contracter, phénomène qui continue largement aussi au cours du refroidissement (tab. 1).

La biotite de Voineasa est un type isomorphe de la série phlogopite-annite, montrant une teneur réduite en Fe et élevée en Al_2O_3 , qui cependant n'est pas de la phlogopite (analyse diffractométrique et chimique).

L'étude des micas de Cataracte nous a permis de faire des appréciations sur la genèse du corps pegmatitique notamment: il présente une genèse complexe, rattachée à la phase pegmatitique au cours de laquelle le métamorphisme a joué un rôle important, des substitutions successives conduisant à la formation de la muscovite aux dépens du feldspath potassique.



DESPRE PREZENȚA STANINEI ÎN MINERALIZAȚIA HIDROTHERMALĂ DE LA STÎNȘOARA-CÎRLIBABA (CRISTALINUL CARPAȚILOR ORIENTALI)¹

DE

ION BALINTONI, TIT ȚÎMPĂU²

Abstract

About the Presence of Stannite in the Hydrothermal Mineralization from Stînșoara-Cîrlibaba Area (East Carpathian Crystalline). The presence of stannite in the framework of the crystalline rocks from the East Carpathian is pointed out; it is associated with pyrite, chalcopyrite, biende and galena. The unconformable position along the fracture and the features of this paragenesis argue in favour of its hydrothermic origin of acid plutonic affiliation.

La cca 3 km S de centrul comunei Cîrlibaba, în versantul nordic al muntelui Stînșoara, spre izvoarele pîrfului cu același nume, a fost semnalată încă din secolul trecut o mineralizație cuprifерă, explorată cu galerii scurte de coastă. Rezultatele obținute s-au plasat probabil sub cerințele de conținut ale acelei vremi și lucrările au fost abandonate.

Cercetările întreprinse în vara anului 1971³ au relevat fapte interesante și anume: prezența staninei, mineral de staniu mai rar, și caracterul hidrotermal al mineralizației.

Cadrul geologic ce găzduiește mineralizația este constituit din epimetamorfite aparținînd seriei de Tulgheș. După Bercia et al. (1971)⁴

¹ Comunicare în ședința din 14 aprilie 1972.

² C. M. Succava, Lab. Min. Frasin.

³ I. Balintoni, T. Țîmpău, Raport asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase întreprinse în zona Cîrlibaba, 1971. Arh. I.P.E.G. Cîmpulung-Moldovenesc.

⁴ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan, Violeta Iliescu. Monografia zonei cristalino-mezozoice a Carpaților orientali. 1971. Arh. I.P.E.G. Cîmpulung-Moldovenesc.



regiunea se înscrie în complexul superior Tg₂ sedimentogen-vulcanogen acid al aceleiași serii polimetamorfice. Rocile din zona Stănișoara sînt următoarele: șisturi cuarțo-muscovito-cloritoase, cuarțo-muscovito-grafitoase, cuarțo-feldspato-muscovitice (roci porfiroide) și calcare cristaline. Berecia et al. (1971)⁵ plasează calcarele în seria de Țibău de vîrstă carbonifer-inferioară, metamorfozată în orogeneza hercinică. Regiunea poartă amprenta numeroaselor mișcări suferite fiind cutată și compartimentată prin falii direcționale și transversale. Mai importante sînt faliile direcționale pentru că au servit drept căi de acces unor soluții hidrotermale.

Mineralizația impregnează șisturi cuarțo-muscovito-cloritoase, în apropierea unui nivel de șisturi cuarțo-feldspato-muscovitice. Macroscopic se remarcă cuiburi de clorit și porfiroblaste de albit, mineralele metalice fiind asociate cu cloritul. Succesiunea fișilor de culoare deschisă și întunecată conferă rocii o textură rubanată care o diferențiază de șisturile adiacente. Sulfurile vizibile macroscopic sînt pirita și calcopirita. Pe lîngă impregnații ele formează și filonașe concordante sau transversale pe șistozitate. Distribuția mineralilor metalici este destul de omogenă iar observațiile microscopice au pus în evidență în ordinea frecvenței următoarea paragenză; minerale metalice primare: calcopirită, pirită, stanină, blendă, galenă, pirotină; minerale de gangă: cuarț, clorit, albit, muscovit; minerale de alterație: limonit, covelină, casiterit.

Calcopirita apare în cristale și plaje poligrulare de forme variate, rareori observîndu-se fețe cristalografice și se asociază cu blenda și galena care sînt însă mult subordonate.

Pirita se prezintă în granule diseminate și uneori în mici aglomerări. Idiomorfismul său este redus parțial datorită alterării superficiale și parțial unor deformări. Sînt cazuri cînd calcopirita și uneori blenda pătrund pe fisurile piritei.

Blenda se asociază cu calcopirita și galena. Caracteristice pentru blendă sînt incluziunile de dezamestec de calcopirită observabile la mărimi puternice. Ele au forme alungite și sînt orientate, marcînd o rețea rectangulară. Incluziunile apar cu frecvență variabilă chiar în același granul. Examinată în imersie cu nicolii încrucișați, blenda arată o falsă anizotropie datorată reflexiilor pe incluziunile de calcopirită, care prin dispunerea lor evidențiază structura plajelor.

Identificarea staniinei la Stănișoara prezintă interes ca o contribuție la îmbogățirea inventarului mineralogic al țării noastre și ca o posibilă indicație de hidrotermalism. Determinarea microscopică a staniinei a fost

⁵ *Op. cit.* pct. 4.



verificată spectrografic și microchimic obținându-se (microchimic) clorură de Sn și K (pl. fig. 4). Stanina (pl. fig. 1) formează cristale hipidiomorfe diseminat neuniform în banda mineralizată asociate cu calcopirită (pl. fig. 2) și microfilonașe pe fisuri în unele minerale ale paragenezei (pl. fig. 3). Relațiile sale cu celelalte minerale indică depunere ulterioară. Observată în imersie cu nicolii încrucișați arată urme de clivaj. Se deosebește de blendă prin absența incluziunilor de calcopirită, culoarea cenușie mai deschisă, mod de alterare și aspectul mai colțuros al granulelor, cu goluri interioare.

Galena are frecvență redusă prezentându-se în mici granule xenomorfe asociate cu calcopirită și blenda, iar pivotina există doar ca incluziuni în pirită.

Ganga este constituită din cuarț, clorit ferifer, albit și foarte puțin muscovit. Mineralele secundare sînt rezultatul alterării superficiale a sulfurilor primare. Limonitul formează pelicule și uneori mase pămîntoase pe planele de șistozitate ale rocii mineralizate provenind prin alterarea pirită, calcopirită și staninei. La microscop se surprind diferite stadii de limonitizare a sulfurilor, procesul avansînd de la exterior către interiorul cristalelor. Din stanină prin alterare pe lingă limonit rezultă casiterit și covelină, asocierea acestora fiind caracteristică. Casiteritul cu aspect criptocristalin, rareori dă mici cristale bine individualizate. Covelina se întîlnește frecvent împreună cu calcopirită bordînd cristalele și plajele acestora și uneori marcînd fisuri insesizabile altfel.

Considerații genetice și concluzii. Argumentele genezei hidrotermale a mineralizației de la Stînișoara sînt: insinuarea pe o fractură direcțională care la scară locală este discordantă cu direcția formațiunilor petrografice; prezența staninei, cunoscută mai ales în parageneze hidrotermale; faptul că stanina constituie umplutura unor filonașe foarte fine care străbat minerale de gangă și calcopirită; îmbogățirea în clorit ferifer dispus în agregate neorientate precum și în porfiroblaste de albit a rocii-gază în porțiunea mineralizată.

Apariția staninei și existența incluziunilor de dezamestec de calcopirită în blendă pledează în favoarea unor soluții mineralizate de origine magmatică cu temperaturi de cea 350°-400°C. Eroziunea nu a scos la suprafață roci magmatice, dar mineralizații hidrotermale fără relații certe cu un magmatism vizibil mai există și în alte puncte ale Carpaților Orientali, (Ostra, Gemenea-Slătioara, Mestecăniș etc.). Considerăm că mineralizația de la Stînișoara reprezintă un element în sprijinul următoarei idei :



crystalinul Carpaților Orientali găzduiește produsele unei etape metalogenetice de vîrstă alpină, asociată probabil unui magmatism plutonic acid, fără afiliație cu vulcanismul neogen.

SUR LA PRÉSENCE DE LA STANNINE DANS LA MINÉRALISATION HYDROTHERMALE DE STÎNIȘOARA-CÎRLIBABA (CRISTALLIN DES CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

Dans cet article on décrit la minéralisation du cristallin des Carpates Orientales constituée d'une paragenèse où apparaissent la stannine accompagnée de pyrite, chalcoppyrite, blende et galène.

Tenant compte du fait qu'elle comble en discordance une fissure, autant que des caractères de sa paragenèse, notamment présence de la stannine, des inclusions d'exsolutions de chalcoppyrite dans la blende, on est à même d'affirmer qu'il s'agit d'une minéralisation mésothermale rattachée au platonisme acide.



EXPLICAȚIA PLANȘEI

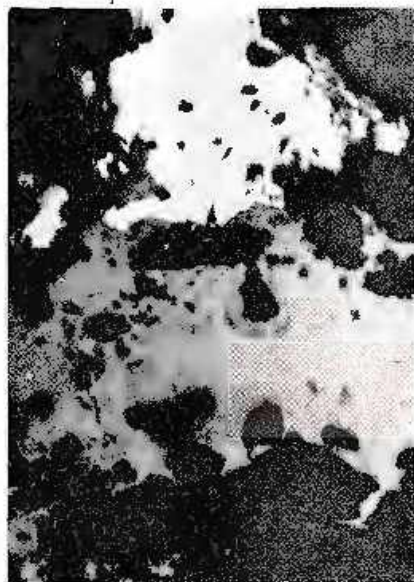


EXPLICAȚIA PLANȘEI

- Fig. 1. — Cristal de stannină cu alterare zonară în zona marginală. Nic. II; $\times 90$.
Cristal de stannine montrant une altération zonée vers la périphérie. Nic. II; $\times 90$.
- Fig. 2. — Stannină în contact cu calcopirită. Fațele de contact sînt rectilinii. Nic. II; $\times 147$.
Stannine au contact avec la chalcopirite. Les surfaces de contact sont rectilignes. Nic. II; $\times 147$.
- Fig. 3. — Microfilonaje de stannină în albit. Nic. II; $\times 147$.
Microfilonnet de stannine dans l'albite. Nic. II; $\times 147$.
- Fig. 4. — Cristale de clorură de K și Sn obținute prin reacția microchimică. Nic. II; $\times 90$.
Cristaux de chlorure de K et Sn obtenus par la réaction microchimique. Nic. II; $\times 90$.



I. BALINTONI. Stanina de la Stinișoara-Cirlibaba.



1



2



3



4

4

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



ASUPRA PREZENȚEI UNOR MINERALE RELICTE ÎN FORMAȚIUNILE EPICLASTICE ALE SERIEI DE TULIȘA, DIN PARTEA DE NE A MUNTILOR RETEZAT¹

DE

IOAN SOLOMON, ALEXANDRU POP²

Abstract

On the Presence of Some Relict Minerals in Epiclastic Formations of the Tulișa Series from the NE Part of the Retezat Mountains. The relict minerals, staurolite, oligoclase, and muscovite recently identified in the Paleozoic epiclastites of the Tulișa Series point out the existence of some as yet unknown sources of clastic materials in the region under investigation. The authors consider that the Proterozoic mesometamorphic schists of the Sebeș-Lotru Series, wherein the mineralogical parageneses frequently comprise the mentioned minerals, have constituted the source of these relict minerals.

Introducere. Regiunea la care ne referim este situată la extremitatea nord-estică a munților Retezat, fiind cuprinsă între văile Riu Bărbat și Bărușoru.

Aici, șisturile cristaline ale seriei de Tulișa alcătuiesc o stivă nu prea grossă, în general cu extindere redusă, ce se dezvoltă sub forma unor lambouri rămase din vechea acoperitură de roci paleozoice metamorfozate.

Cercetările efectuate la sfârșitul secolului trecut de către *Inkey* (1891), *Schafarzik* (1900) continuate de *Nópcsa* (1905) au arătat că șisturile și filitele slab metamorfozate din masiv pot fi atribuite grupelor I și II separate de *J. Böckh*.

Ulterior, șisturile slab metamorfozate din autohtonul danubian au format obiectul cercetărilor efectuate de *Mrazec* (1904), *Manolescu*

¹ Comunicare în ședința din 7 aprilie 1972.

² Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Str. Caransebeș nr. 1, București.



(1937), Palinc (1937), Gherasi (1937), Pavelescu (1953), Pavelescu și Pavelescu (1969).

În partea de nord a masivului Retezat, studiile efectuate de Pavelescu și Pavelescu (1964) au arătat că șisturile seriei de Tulîșa, afectate de un metamorfism dinamic, stau transgresiv peste formațiunile seriei de Drăgășan și rocile granitoide. Autorii menționează că materialul constituant al rocilor seriei de Tulîșa provine din dezagregarea șisturilor seriei de Drăgășan și a granitoidelor subiacente. Acest material este alcătuit din granule rulate de cuarț, feldspat și epidot din fragmente de actinot, muscovit, sericit și clorit.

Cercetările mai recente efectuate de Micu³ și de către Solomon, Micu, Pop, Tomescu⁴ au adus contribuții la cunoașterea stratigrafiei și petrografiei formațiunilor aparținând seriei de Tulîșa.

Lucrarea de față își propune să aducă noi date asupra compoziției petrografice și mineralogice a rocilor din seria de Tulîșa și asupra sursei materialului inițial.

Considerații stratigrafice. Între valea Rîu Bărbat și valea Bărușoru stiva de sedimente paleozoice metamorfozate, dispusă transgresiv peste șisturile seriei de Drăgășan, începe în bază printr-un nivel de microconglomerate metamorfozate, dezvoltate cu precădere în partea estică a regiunii (bazinul văii Bărușoru). Tot în acest sector se întâlnește în partea bazală a seriei nivelul de calcare cenușii-negricioase, stratificate. La vest de valea Bărușoru sedimentarea începe cu o alternanță intimă de microconglomerate, în pachete metrice, cu șisturi cuarțo-sericito-cloritoase cu grafit.

Sedimentarea se continuă pînă spre partea superioară cu roci terigene, cuarțo-albitice cu sericit, clorit și grafit între care sînt intercalate nivele lentiliforme de microconglomerate, uneori cenușii-verzui alături negricioase. În această stivă mai apar intercalații de filite cenușii-argintii cu cloritoid, șisturi cenușii-verzui cloritoase cu albit, epidot și uneori actinot (fig.).

În unele din nivelele de microconglomerate, în care macroscopic se observă prezența granulelor rulate de cuarț și albit, apar pe planele de

³ C. Micu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri de mangan în partea de NE a munților Retezat. 1965. Arh. M.M.P.G. București.

⁴ I. Solomon, C. Micu, Al. Pop, C. Tomescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice și geochemice pentru minereuri neferoase în munții Retezat, zona văii Rîu Bărbat. 1969. Arh. M.M.P.G. București.



Sedimentarea în zona de țârm, intensivă și cu un grad de sortare mai redus, a condus la acumularea materialului grosier nu numai în momentul transgresiunii ci pe un interval larg de sedimentare. Acest proces se face remarcabil în sedimentele metamorfozate ale seriei de Tuliza prin dispunerea microconglomeratelor pînă la partea superioară a stivei.

Eșantioanele studiate au fost colectate de pe un afluent stîng al văii Bărușoru, creasta din dreapta Văii de Munte, un afluent drept al Văii de Munte și creasta din dreapta pirîului Corbului.

În microconglomerate și în filite, mineralele relict sînt reprezentate prin granule rulate de cuarț, plagioclaz, staurolit, muscovit, zircon, ilmenit, apatit și granule de minereu.

Cuarțul. Granulele de cuarț cu grade de rulare foarte diferite, în general nu ne dau indicații precise asupra naturii rocilor inițiale.

Plagioclazul. Acest mineral se prezintă în granule ovoidale sau aproape perfect rotunjite, indicînd un grad avansat de rulare. Granulele alungite au dimensiuni cuprinse între 4 și 10 mm, iar cele rulate, diametre cuprinse între 1 și 8 mm.

Plagioclazul este maclat polisintetic sau albit-Karlsbad. Determinările pentru stabilirea conținutului în anortit, după unghiul de extincție simetrică, au dat valori cuprinse între 28 și 34% An. Aceste valori sînt caracteristice pentru un oligoclaz bazic și pentru un andezin.

Staurolitul. Mineralul relict care ne-a furnizat cele mai prețioase indicații asupra naturii rocilor din care provine este staurolitul. Mineral tipomorf, staurolitul apare în șisturile cristaline aluminosae din Carpații Meridionali în seria de Sebeș-Lotru. În șisturile cristalofiliene ale acestei serii staurolitul se asociază cu almandinul, oligoclazul, distenul, muscovitul și biotitul.

În șisturile cristalofiliene ale seriei de Tuliza, staurolitul relict se prezintă în granule cu un grad avansat de rulare, granule al căror diametru este cuprins între 0,1 și 2 mm. Cristalele de staurolit nu sînt alterate și prezintă un pleocroism caracteristic (pl. I, fig. 1, 2, 3).

Muscovitul. Muscovitul se întîlnește în cristale tabulare, larg dezvoltate (pl. II, fig. 1, 2, 3). Asociat cu lamele de clorit și sericit muscovitul alcătuiește păturele cu o structură lepidoclastică, ce alternează cu benzi granoelastice alcătuite din cuarț și oligoclaz.

Cristalele de muscovit au diametre cuprinse între 2 și 8 mm.

Dintre mineralele accesorii remaniate în șisturile seriei de Tuliza remarcăm granulele rulate de zircon, apatit, ilmenit și magnetit.



Concluzii. Șisturile cristaline ale seriei de Tulișa s-au format prin metamorfozarea în condițiile scăzute de temperatură și presiune ale faciesului de șisturi verzi, subfaciesul cu clorit, a unor sedimente preponderent terigene. Sursa materialului clastic a constituit-o rocile seriei de Drăgășan și granitoidale preexistente așa după cum menționează Pavelescu și Pavelescu (1964) la care completăm noi, se adaugă rocile mezometamorifice ale seriei de Sebeș-Lotru.

Aceste considerații sînt în concordanță cu dispunerea cristalinelor de Sebeș și Lotru, care în partea nordică și estică a munților Retezat mărginește geosinclinalul danubian.

În șisturile cristalofiliene ale seriei de Sebeș-Lotru și numai în aceste șisturi paragenezele mineralogice includ minerale de tipul celor descrise ca relict în formațiunile paleozoice ale seriei de Tulișa.

BIBLIOGRAFIE

- Gherasi N. (1937) Étude pétrographique et géologique dans les Monts Golcanu et Tarcu. *An. Inst. Géol. Roum.* XVII, București.
- Inkey B. v. (1891) Die Transylvanischen Alpen von Roterturmpäss bis zum Eisernen Tor. *Math. u. Naturw. Berichte.* IX, Budapest.
- Manolescu G. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan (Carpathes Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Géol. Roum.* XVII, București.
- Mrazec L. (1904) Sur les schistes cristallins des Carpathes Méridionales (versant roumain). *C. R. Congr. Géol. Intern.* IX, Vienne.
- Nópesa F. (1905) Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár Deva, Ruszkabanya. *Mitt. a.d. Jahrb. d.k. unq. Geol. Anst.* XIV, Budapest.
- Paliuc G. (1937) Étude géologique et pétrographique du massif du Parng et des Munții Cimpii (Carpathes Méridionales-Roumanie). *An. Inst. Géol. Roum.* XVII, București.
- Pavelescu I. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a munților Retezat. *An. Com. Geol. Roum.* XXV, București.
- Pavelescu Maria (1964) Geologia și petrografia văii Jirului românesc între Oslea și Petroșeni. *An. Com. Geol. Roum.* XXXIII, București.
- Pavelescu Maria (1969) Zonal correlation in the crystalline schists of the Southern Carpathians. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13, Budapest.
- Schafarzik F. (1900) Über die geologischen Verhältnisse der SW-lichen Umgebung von Clopotiva und Malmoviz. *Jahresb. d.k. unq. geol. A.f.* 1898, Budapest.



SUR LA PRÉSENCE DE CERTAINS MINÉRAUX RELICTS DANS LES FORMATIONS ÉPICLASTIQUES DE LA SÉRIE DE TULIȘA, PARTIE DE NE DES MONTS RETEZAT

(Résumé)

Les schistes cristallins épicyclastiques de la série de Tulișa qui constituent l'objet du présent ouvrage sont cantonnés à l'extrémité NE des Monts Retezat entre les vallées du Rîu Bârbat et du Bârșoru. L'empilement de schistes terrigènes de la série de Tulișa, reposant transgressivement sur les schistes de la série de Drăgșan, débute à la partie basale par des microconglomérats métamorphisés suivis d'un niveau de calcaires gris-noirâtre stratifié. À la partie supérieure de la pile on rencontre des roches terrigènes quartzo-albitiques à séricite, chlorite et graphite, parmi lesquelles s'intercalent des niveaux de microconglomérats sériciteux à chloritoïde et schistes chloriteux à albite, épidote et actinote.

Il y a des niveaux de microconglomérats où à l'œil nu on observe de nombreux feuilletés de muscovite, largement développés mesurant plus de 8 mm en diamètre.

Au microscope, dans les microconglomérats et dans les phyllites sériciteuses on a reconnu des minéraux relictés, formés à des températures élevées, provenus de la désagrégation de certaines roches mésométamorphiques. Les minéraux relictés sont représentés par des grains roulés de quartz, d'oligoclase, d'andésine, de staurotite et par des paillettes de muscovite. On a également reconnu des grains de zircon, d'apatite, d'ilménite et de magnétite.

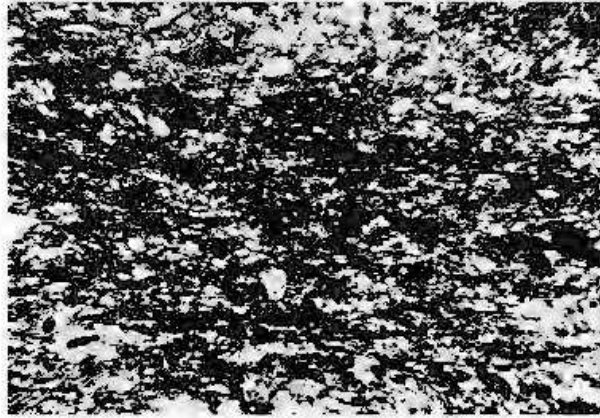
Les auteurs de cet ouvrage considèrent que les minéraux relictés, romaniés dans les formations épicyclastiques paléozoïques de la série de Tulișa proviennent de la désagrégation des schistes de la série de Sebeș-Lotru dans laquelle les minéraux susmentionnés apparaissent fréquemment. Cette remarque est en concordance avec la disposition des formations de la série de Sebeș-Lotru sur la bordure du géosynclinal danubien, où se sont accumulées les formations de la série de Tulișa.

PLANȘA I

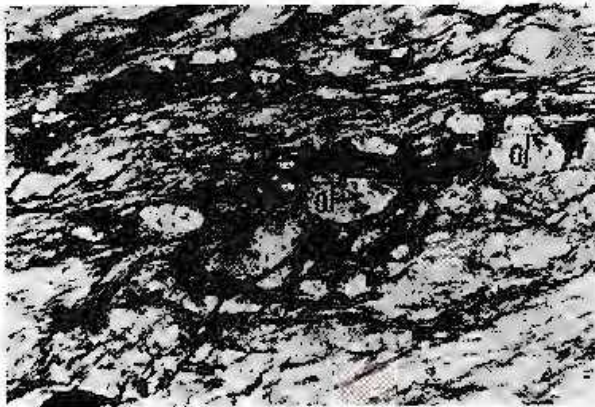
- Fig. 1. — Șist cuarțo-albitic, metapsamitic. Nic. + ; x 10.
Schiste quartzo-albitique, métapsamitique. Nic. + ; x 10.
- Fig. 2. — Șist cuarțo-sericitos cu oligoclaz (Ol) rulat. Nic. II ; x 70.
Schiste quartz-sériciteux à oligoclase (Ol) roulé. Nic. II ; x 70.
- Fig. 3. — Filit sericitos cu muscovit (ms), microcutat. Nic. + ; x 70.
Phyllite sériciteuse à muscovite (ms), microplissée. Nic. + ; x 70.



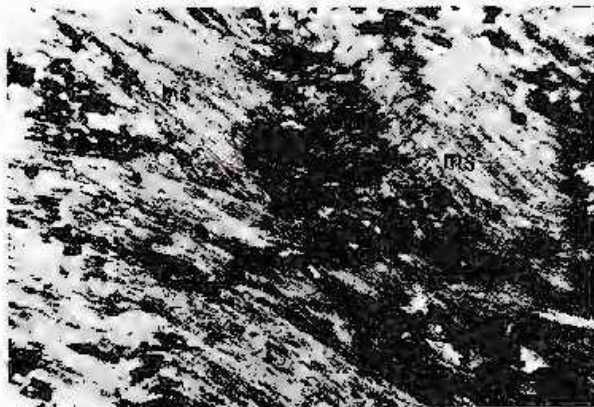
I. SOLOMON, AL. POP. Minerale relictice în formațiunile epiclactice ale seriei de Tulisa. Pl. I.



1



2



3

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



Institutul Geologic al României

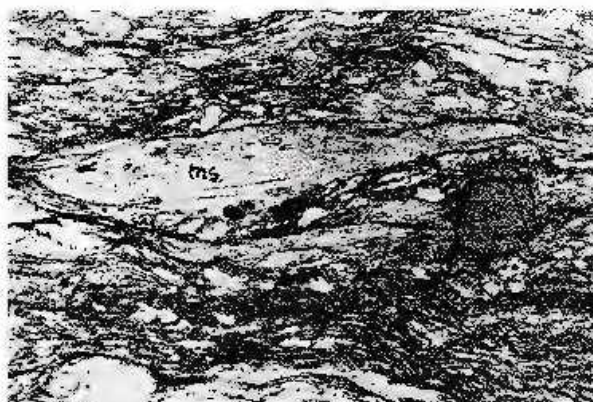


PLANȘA II

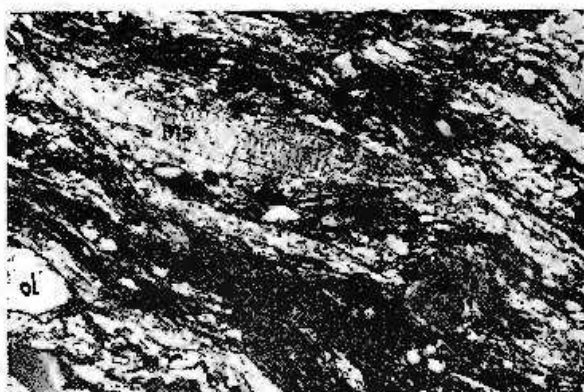
- Fig. 1. — Metapsamit cu staurolit (st) și muscovit(ms) relicte. Nic. II; $\times 70$.
Métapsammite à staurolite (st) et muscovite (ms) relictés. Nic. II; $\times 70$.
- Fig. 2. — Metapsamit cu relicte de muscovit, staurolit și oligoclaz. Nic. I; $\times 70$.
Métapsammite à muscovite, staurolite et oligoclases relictés. Nic. I; $\times 70$.
- Fig. 3. — Filit cu chloritoid și relicte de muscovit. Nic. II; $\times 70$.
Phyllite à chloritoïde et à muscovite relictés. Nic. II; $\times 70$.



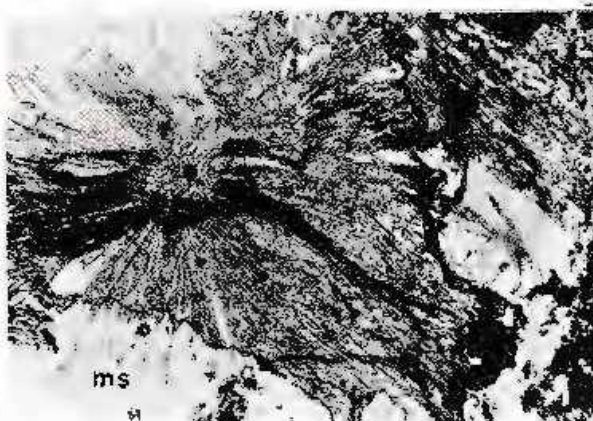
I. SOLOMON, AL. POP. Minerale relictice în formațiunile epiclastice ale seriei
de Tulîşa. Pl. II.



1



2



3

Institutul Geologic. Dări de seamă ale şedinţelor, vol. LIX/1.



Institutul Geologic al României



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

**SILLURILE ANDEZITICE DIN VERSANTUL NORDIC
AL MUNȚILOR GUTII¹**

DE

OSCAR EDELSTEIN², MARIAN RĂDUT³, VASILE BOLOGA³, CONSTANTIN
COJOCEA³, ANDREI GÖTZ⁴, GRZA WEISZ⁴, VALENTINA DRAGU⁵, DUMITRU
ISTVAN⁵, IVONNE BABUCEA⁵

Abstract

Andesitic Sills from the Northern Slope of the Gutii Mountains. In this paper it is specified that most andesite ± olivine bodies, which were recognized along the northern slope of the Gutii Mts, had occurred like sills. These sills are distributed in the Sarmatian rocks in two alignments parallel to the limit between the volcanic rocks and sedimentary formations at about 1 km of the mountainous steep slope; they evidence this limit. Sills 0.5-100 m thick and 150-6000 m long demonstrate the complex character of volcanic apparatus which had displayed an activity along the northern slope of the Gutii Mts after the deposition of the Pannonian (E zone). The microlaccolithic body of the quartziferous andesite with amphiboles and pyroxenes from the Neresenul Mare is the single outcrop, which due to the form of its deposit and petrochemical peculiarities, could have suggested the continuation, over the Romanian territory, of the alignment of hypoabyssal bodies from the territory of USSR.

Lipsit de centre tradiționale de minerit, versantul nordic al munților Gutii a fost în mai mică măsură decît versantul lor sudic un cîmp de atracție pentru cercetătorii geologi. De-abia în a doua jumătate a secolului al XIX-lea, într-o serie de lucrări cu caracter general, se fac unele observații asupra depozitelor sedimentare din această zonă.

¹ Comunicare în ședința din 3 mai 1972.

² Întreprinderea de prospecțiuni și explorări geologice „Maramureș Baia-Mare”. Str. Victoriei nr. 146, Baia-Mare.

³ Centrula minereurilor neferoase Baia-Mare. Str. Bicaș nr. 1, Baia-Mare.

⁴ Institutul de cercetări și proiectări pentru industria metalelor neferoase și rare. Str. Victoriei nr. 154, Baia-Mare.

⁵ Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni București. Cal. Griviței nr. 64, București.



Contribuții de seamă la studiul Miocenului și Neogenului din bazinul Maramureșului au Patrușlin (1952), Dimitrescu (1952), Bleahu (1952), Năstăsescu (1953), Mutihac (1953), Moțaș (1953), Moisescu și Tudor (1955). Un rol important în cunoașterea stratigrafiei și a structurii geologice a regiunii îl au studiile lui Gherman și Ichim (1955)⁶ și cele, mai recente, ale lui Iliescu et al. (1964)⁷.

Cercetarea geologică sistematică a corpurilor eruptive neogene situate în cadrul formațiunilor sedimentare de la N și E de stiva de andezite piroxenice post-pannoniene a fost efectuată de Popescu, Marinescu și Dimitrescu (1954)⁸ pentru zona dintre Certeze și Remeți și de către Gheorghiiță (1964) pentru zona Remeți-Sarasău. În anii 1967 și 1968, Stan et al.^{9,10} execută prospecțiuni pentru minereuri neferoase în regiunile Bixad-Moișeni-Huta Tecelui și respectiv Remeți-Săpînța, iar în anul 1970, în cadrul unor lucrări de recunoaștere echipa de prospecțiuni Baia-Mare face unele referiri la această zonă¹¹.

Cercetări petrografice și petrochimice au fost întreprinse de Institutul Geologic începând din anul 1970 (Borcoș et al., 1971¹² și 1972¹³;

⁶ E. Gherman, T. Ichim. Raport geologic asupra regiunii Sighet-Săpînța. 1955. Arh. M.M.P.G. București.

⁷ Gh. Iliescu, Maria Iliescu, D. Georgescu, Lenuța Georgescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu din bazinul Maramureșului și bazinul Oașului. 1964. Arh. I.G.P. București.

⁸ I. C. Popescu, Ioana Marinescu, R. Dimitrescu. Studiul petrografic al eruptivului din regiunea Certeze-Remeți (Baia Mare). 1954. Arh. I.G.P. București.

⁹ N. Stan, L. Scariat, Ilcana Scariat. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în regiunea Bixad-Moișeni-Huta Tecelui (Baia Mare). 1967. Arh. I.G.P. București.

¹⁰ N. Stan. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase (Hg, Au, Ag) în sectorul Remeți-Săpînța. 1968. Arh. I.G.P. București.

¹¹ Echipa de prospecțiuni Baia Mare. Proiectul lucrărilor geologice Baia Mare -- Prospecțiuni pe perioada 1971-1972. 1971. Arh. IPEG „Maramureș”, Baia Mare.

¹² M. Borcoș, Ioana Gheorghiiță, B. Lang, F. Marinescu, Viorica Mindroiu, S. Peltz, Dolina Russo, N. Stan, Constantina Stanciu, Constanța Udrescu, Cecilia Vasiliu, Ernestina Volanski. Studiul zăcămintelor și al structurilor vulcanice cuprinse între v. Hirza și v. Băița și al zonei de nord din bazinul văii Săpînța. 1971. Arh. Inst. Geol. București.

¹³ M. Borcoș, S. Boștinescu, B. Lang, I. Hirtopanu, F. Marinescu, Viorica Mindroiu, S. Peltz, N. Stan, Constantina Stanciu, Amalia Szökc, Constanța Udrescu, Cecilia Vasiliu, Ernestina Volanski. Studiul metalogenetic al regiunii Baia Mare în vederea măririi potențialului ei economic, în ceea ce privește minereurile auro-argenifere și neferoase, Zăcămintele Herja, Baia Sprie, Șuior. 1972. Arh. Inst. Geol. București.



Lang, 1972). Fotopolos et al.¹⁴ au efectuat prospecțiuni gravimetrice iar Cristescu, Ștefanciu¹⁵ au redactat harta aeromagnetice a munților Gutii.

Prospecțiunile de mare detaliu pe care echipa de prospecțiuni le-a efectuat în anul 1971 în perimetrele Remeți și Agriș, pentru stabilirea potențialului geoeconomic aduc informații noi asupra structurii geologice a acestei regiuni de graniță dintre bazinul Maramureșului și munții Gutii.

În nota de față, se prezintă observațiile preliminare ale acestor lucrări, urmînd ca rezultatele studiilor detaliate, în curs de executare să constituie obiectul unei lucrări ulterioare.

Domeniul aflat la nord de aparatele vulcanice impunătoare ale versantului nordic al munților Gutii constituie un monoclin cu căderi sudice de 10°-20° constituit din depozite tortoniene, sarmațiene și pannoniene; în care, în afara nivelelor de tufuri — dintre care, tuful de Remeți este bine individualizat — se mai interpune un complex variat de siluri andezitice și de corpuri cu caracter hipoabisic.

Identificarea și în special corelarea formațiunilor este dificil de realizat din cauza numărului redus de aflorimente din această zonă de piemont, în care doar văile mai adînci — toate tributare Tisei și cu orientarea generală N-S — înlătură depozitele cuaternare. Acest neajuns este compensat însă de trăsăturile geomorfologice deosebit de sugestive.

1. Descrierea formațiunilor. Tortonianul alcătuiește axul anticlinalului Sarasău-Iapa (Ilieșcu et al., 1964) și este constituit din marnă și gresii.

Sarmațianul este reprezentat în bază printr-un complex în care rolul precumpănitor îl au gresiile fine, de culoare cenușie, constituite din cuarț, sericit și biotit, cu liant argilos, sortare bună și rulare slabă. Frecvent se intercalează argile marnoase, muscovitice, fine, de culoare cenușie. Abundența unor variate tipuri de bio- și mecanoglife, ca și alternanța aproape ritmică a marnelor și gresiilor sînt specifice părții inferioare a complexului. Din punct de vedere biostratigrafic, pachetul descris reprezintă Buglovianul. El este caracterizat printr-o asociație micro-

¹⁴ S. Fotopolos. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice de detaliu din regiunea Maramureș, Zona nord Baia Mare pentru localizarea aparatelor vulcanice. 1967. Arh. I.G.P. București.

¹⁵ T. Cristescu, A. Ștefanciu. Harta aeromagnetice a munților Gutii. Zona Remeți-Săpînța-Valea Agrișului. 1972. Arh. I.G.P. București.



faunistică în care *Cibicides lobatulus* (Walker și Jacob) apare în erupție. Probele recoltate din aceste formațiuni au mai pus în evidență prezența formelor :

Articulina problema Bogd.

Bolivina cf. *B. spathulata* Williamson

Către partea superioară a complexului crește ponderea argilelor mar-noase, muscovitice, fine, plastice, în care, se observă, local, impresiuni carbonificate de plante, greu determinabile. Nivelele de material ceneritic sînt mai dese decît în partea bazală a complexului. Într-un eșantion colectat de noi dintr-un asemenea nivel, I. Măldărescu a sesizat microscopic prezența unor fragmente de andezit intens adularizat cu textura pastei ușor fluidală.

Din cele două puncte fosilifere identificate, unul pe valea Cărbunăriște iar celălalt pe valea Baia, s-a recoltat o bogată asociație faunistică cuprinzînd :

Cardium (*Cerastoderma*) *gleichenbergense* Papp

C. (*Cerastoderma*) cf. *vindobonensis* Sok

C. obsoletum jekeliusi Papp

Ervilia dissita dissita Eichw.

Miliolina consobrina sarmatica Gerke

M. circularis (Born)

M. reussi Bogdanov

M. akneriana (d'Orb.)

Elphidium incertum (Will.)

Cornuspira involvens (Reuss)

Articulina tammanica Bogdanov

Flintina cf. *corporata* Bogdanov

Sphaeridia moldavica Mac. Cehan și Paghida

Leptocythere praebosqueti Suzin

Valvata sp.

Această asociație atestă Volhînianul. Prezența formei *Sphaeridia moldavica*, în număr mare de exemplare, indică și existența Bessarabianului.

Pannonianul a fost recunoscut paleontologic în încă două puncte în afara celor descrise de predecesori : unul aflat la nord-vest de Cornul Șărampăului și un al doilea la obârșia văii Racoș-Tecen, unde este reprezentat prin marne cenușii și nisipuri argiloase, muscovitice, fără stratificație.

Vîrsta pannoniană a acestor depozite este precizată de următoarea asociație faunistică :



Melanopsis vindobonensis Fuchs
Melanopsis bouëi multicosata Handmann
Limnocardium conjungentiiforme Sag
Pisidium sp.
Hydrobia sp.
Cyprideis seminulum (Reuss)
Gyraulus sp.

Identificarea în versantul stîng al văii Pereșul Sec a unei asociații cu *Limnocardium humilicostatum* Jekelius și *Gyraulus turisticus* Jekelius¹⁶ atestă și prezența Slavonianului (Pannonian inferior, zona C).

Tufurile apar intercalate atît în formațiunile sarmațiene cît și în cele panoniene, dar au o frecvență mai mare în primele. În treimea superioară a pachetului de gresii și marne sarmațiene, se individualizează tuful de Remeți¹⁷ care prin aspectul său caracteristic și prin poziția stratigrafică bine determinată, la partea superioară a Buglovanului constituie un orizont reper pentru zona cuprinsă între granița cu U.R.S.S. și Săpînța. (Deși am întîlnit un tuf similar la Agriș și Mara, nu avem încă certitudinea corelării lui cu tuful de Remeți).

Tuful de Remeți este o rocă de culoare verzuie sau albicioasă, cu aspect pelitic, cu o stratificație imperfectă, local cu desfaceri în fragmente paralelipipedice, în care cu ochiul liber se observă cristale de cuarț, feldspat și biotit. La microscop, se constată că fenocristalele apar cu contururi atît angulare cît și hipidiomorfe. Rar, cristalele de cuarț prezintă relicte de corodare magmatică.

Cristalele bine dezvoltate de plagioclazi au 30-40 % An și prezintă macle complexe (albit-Karlsbad) iar cele mai fine au 70 % anortit.

TABELUL 1

Participarea procentuală și dimensiunile mineralelor

	%	Dimensiuni mm
cuarț	5	0,01-1,5
feldspat plagioclaz	5	0,03-0,3
biotit	1	0,2
masa de bază, sticloasă	89	

Biotitul apare în cristale lamelare, uneori cu aspecte de torsionare.

¹⁶ Determinările au fost efectuate de către Teodora Ghiu de la Întreprinderea Geologică de Prospectiuni, București.

¹⁷ Denumire atribuită de E. Gherman și T. Ichim (1955).



Sticla, care constituie masa de bază a tufului prezintă aspecte sferulice și de flamă. Din devitrifierea ei, neomogenă, au rezultat minerale argiloase. Secundar, apar : limonitul, calcitul, calcedonia, sideritul, zeoliții. Pirita se observă sporadic.

Tuful de Remeți are o grosime de cea 25 m.

Nivelele de tuf, superioare din punct de vedere stratigrafic tufului de Remeți, par să fie mai puțin acide decât acesta. Două astfel de apariții sînt bine dezvoltate în cursul mediu și superior al văii Cărbunăriște.

Rocile eruptive din versantul nordic al munților Gutii au fost studiate în detaliu, relativ recent de către Stan et al. (1967); Stan (1968) și de un colectiv al Institutului Geologic. În nota de față, nu se prezintă decît cu totul sumar descrieri petrografice — doar în măsura în care acest lucru este implicat de necesitatea înțelegerii particularităților entităților eruptive separate și de relevarea unor date noi.

Scopul lucrării este de a face cunoscută precizarea morfologiei corpurilor eruptive și de a releva o parte a semnificațiilor pe care datele noi, prezentate, le au în interpretarea structurii versantului nordic al munților Gutii.

Andezitul cuarțifer cu amfiboli și piroxeni de Neresen constituie proeminențele Neresenul Mare (Mireșul Mare) și Neresenul Mic. Este o rocă de culoare cenușie-deschisă, cu structură porfirică și textură masivă în care, cu ochiul liber se observă fenocristale de plagioclazi și hornblendă.

TABELUL 2

Participarea procentuală și dimensiunile mineralelor

	%	Dimensiuni mm
plagioclaz	30	4,0-0,2
augit	5	0,7-0,1
hipersten	1	0,3
hornblendă	10	2,5-0,2
pastă	54	
din care :		
plagioclaz	30	0,2-0,01
cuarț	10	0,3-0,05
augit	10	0,2-0,03
amfibol	3	0,2-0,03
magnetit	1	

Plagioclazul este bine dezvoltat, idiomorf, fără corodări semnificative și prezintă maclo complexe, mai frecventă fiind aceea de tipul albit-Karlsbad. Zonarea este în general fin alternantă, normală, cu rare și slabe recurențe ; nucleul are o compoziție mai bazică, $An_{50}-An_{70}$ iar



zonele periferice corespund unui termen mai acid, A_{10} , dar uneori apare și o zonare inversă, caz în care zonele exterioare au 70 % An iar nucleul 40-50 % An. Adeseori, din cristal se păstrează doar o bordură îngustă, nucleul este înlocuit cu calcit și minerale argiloase.

Piroxenii sînt reprezentați prin augit și, cu totul subordonat, prin hipersten. Zonele marginale ale augitului, în partea mai profundă a corpului eruptiv sînt transformate în amfibol care trece la rîndu-i în clorit.

Hornblenda, brună și verde, apare doar ca relicte în centrul cristalelor, în rest este aproape complet înlocuită printr-un agregat format din augit, plagioclaz și opacit, rar biotit.

Cuarțul apare în granule xenomorfe-hipidiomorfe, în cuiburi neregulate și înglobează plagioclazi tabulari, fiind ultimul mineral primar format.

Pasta, holocristalină, este constituită predominant din microlite de plagioclazi, în parte xenomorfe, precum și din cuarț, augit și amfiboli.

Dintre mineralele secundare, mai frecvent este cloritul, care apare pe seama piroxenilor și a hornblendei.

Sericitul se dezvoltă în cristalele de plagioclazi. Ca neominerale, se înfălesc zeoliți, cuarț și calcedonie, carbonați, minerale argiloase.

Cercetătorii anteriori — care au utilizat pentru andezitul din Neresen o nomenclatură variată: porfir microdioritic sau diorit porfir cuarțifer (Gheorghiu, 1964) sau, mai recent, andezit cuarțifer (Stănet al., 1967; Borcoș et al., 1971) — l-au considerat drept corp discordant. Lucrările pe care le-a efectuat echipa de prospecțiuni Baia-Mare indică o altă situație.

Andezitul de Neresen formează un corp hipoabisic dispus concordant în formațiunile sarmațiene, cu caracter lacolitic, dar cu o configurație complexă care nu este încă suficient cunoscută.

În extremitatea estică, grosimea corpului eruptiv se reduce gradat iar acoperișul și culcușul său sînt paralele între ele și concordante cu complexul psefitic-pelitic al Volhinianului, care nu este deranjat din poziția cu care apare în general în regiune: azimut cădere $200^{\circ}/18^{\circ}-20^{\circ}$. Este posibil ca versantul vestic al dealului Neresenul Mare, unde lucrările de foraj au evidențiat poziția aproape verticală a rocilor sedimentare, să reprezinte zona prin care s-a făcut punerea în loc a corpului.

Sillurile andezitice constituie o formă de zăcămint specifică versantului nordic al munților Gutii. Deși, în ansamblu, din punct de vedere petrografic, se raportează andezitului piroxenitic, există unele variații mineralogice, care asociate cu particularitățile structurale ale corpurilor precum și cu regiunea în care se dezvoltă permit separarea a două tipuri principale: andezit cu augit ± olivină și andezit cu hipersten și augit.

Andezitul cu augit ± olivină este o rocă de culoare cenușie-închisă, cu textură masivă și structură porfirică, în care cu ochiul



liber se recunosc doar fenocristale de plagioclazi și de melanocrate. Macroscopic, roca constitutivă a sillurilor se deosebește greu de andezitul piroxenit emis din aparatele vulcanice mari situate în bazinul văilor Mara și Nadoșa (aparate sugerate de Rădulescu, Lang, 1972). Îi sînt însă caracteristice vacuolele umplute cu minerale secundare și o bandă de culoare brună, cu o grosime de 3-4 mm, care apare la marginea fragmentelor de rocă.

La microscop, se constată că plagioclazii apar în cristale tabulare, ușor corodate, cu macle de tipul albit-Karlsbad, formînd uneori concreșteri neregulate.

Zonarea este fină și normală, cu slabe recurențe. Plagioclazii larg dezvoltăți au 70 % An iar cei microlitici 70-80 % An. Nucleul reprezintă 80 % din volumul cristalului și are o compoziție de 75-80 % An iar zona exterioară, la rîndul său, fin zonată, are 55-65 % An. Uneori, această zonă lipsește. Dintre melanocrate, predomină augitul care formează cristale prismatice, cu forme puțin perfecte sau agregate de cristale mici. Adesea este maclat. Include granule fin rotunjite de magnetit sau de plagioclaz ; frecvent este transformat în clorit și limonit.

Mineralele secundare, serpentinul, cloritul, carbonații și limonitul apar, în general, cu contururi șterse, dar au în unele cazuri forme care amintesc de olivină. Într-un asemenea agregat au putut fi observate în câteva eșantioane și relicte de olivină.

Uneori, în centrul acestor pseudomorfoze apare un mineral de culoare galben-oranje, probabil iddingsit.

TABELUL 3

Participarea procentuală și dimensiunile mineralelor

	%	Dimensiuni mm
plagioclaz	25	2,6-0,1
augit	10	2,0-0,08
piroxeni și olivină	25	1,0-0,05
pasta	50	
din care :		
plagioclazi	25	0,1-0,05
piroxeni	20	
sticlă	5	

Pasta prezintă aspecte variate : în zonele în care microlitele de plagioclazi sînt mai mici (0,02 mm) și aciculare, se scizează un caracter fluidal iar în acele zone în care microlitele de plagioclazi sînt mai larg dezvoltate (0,2 mm) și au un habitus tabular, nu se mai observă vreo orientare. Mineralele secundare, cloritul, serpentinul și limonitul, cărora li se asociază calcitul, formează majoritatea pastei. Piroxenii proaspeți apar în procente reduse. Mineralele de neoformăție, depuse în pori neregulați, colomorfe, sînt reprezentate prin calcit, siderit, clorit, zeoliți, limonit, silice amorfă sau fibroradlară.



Roca astfel descrisă alcătuiește, între văile Săpînța și Șugatagul Mic, corpuri¹⁸ insinuate pe stratificația complexului marno-grezos al Sarmatianului, cu grosimi ce variază între 0,5-25 m, în medie 7-12 m și care se extind pe direcție pe lungimi cuprinse între 150-6000 m. Extinderea pe înclinare a fost confirmată prin foraje pe o distanță de 150 m, dar ea este probabil mult mai mare, de ordinul a 2-3 km.

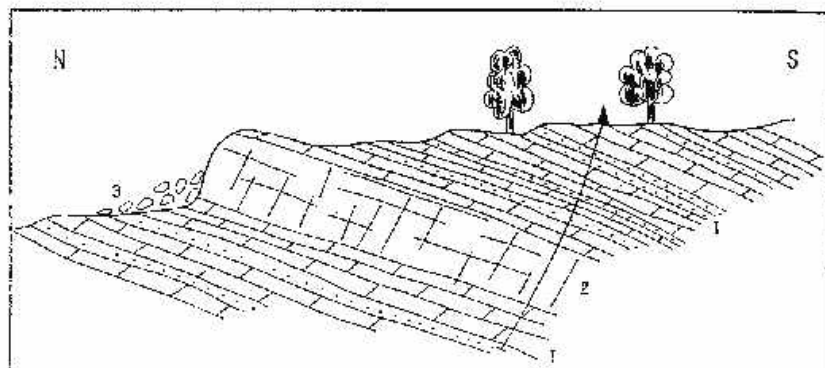


Fig. 1. — Microrelieful generat de sill.

1, marna, greșil; 2, andezit; 3, eroziție.

Microrelief généré par les sills.

1, marne, grès; 2, andésites; 3, érosions.

Deosebit de caracteristică este morfologia de „val de pământ” pe care o generează sillurile. „Capătul de strat” al sillului este trădat de o treaptă a reliefului, cu o denivelare de 4-20 m, cu panta nordică abruptă și cu înclinare sudică de 15°-20°.

Diacлаzele de răcire, reprezentate prin suprafețe netede, uneori cu umplutură argilosoasă, sînt pregnant conturate pe trei direcții dintre care una este însăși planul sillului, iar celelalte două sînt perpendiculare pe acesta.

Andezitul cu augit \pm olivina de Cherec. Este o varietate a tipului descris anterior, de care se deosebește prin faptul că

¹⁸ Dintre lucrările pe care le-am putut consulta, raportul lui Jliescu et al. (1964) este acela în care se menționează pentru prima dată existența unor silluri andezitice în zona Remeș. Ulterior, Stăn et al. (1967) și, apoi Borceș et al. (1971) descriu din punct de vedere petrografic andezitul care constituie sill-urile, fără a intra, însă amplitudinea extinderii acestora.

este mai larg cristalizat, astfel încât fenocristalele nu se pot practic diferenția de pastă, existând o serie continuă de dimensiuni de la cristalele mari pînă la cele mai fine. Cu o astfel de structură, roca se apropie mult de aspectul unui diorit-porfirit sau chiar de acela al unui microdiorit.

TABELUL 4

Participarea procentuală și dimensiunile mineralelor

	%	Dimensiuni mm
plagioclaz	25	3,0-0,03
augit	19	1,0-0,1
hipersten	5	0,7
magnetit	1	0,1-0,07
pasta	59	
din care:		
plagioclaz	35	
piroxeni	23	
magnetit	1	

Microscopic, plagioclazul apare în cristale bine dezvoltate, sub formă de agregate maclate complex sau ca granule tabulare și xenomorfe. Prezintă zonalitate pregnantă.

Principalul mineral melanocral este augitul care trece, uneori, marginal în amfiboli. Frecvent, piroxenii sînt substituiți prin cloritul și serpentin. Sporadic se întîlnește cuarțul, în granule xenomorfe care mulează cristalele de feldspat și augit. Uneori astfel de cuiburi de cuarț îi se asociază calcita și zooliții ceea ce denotă că cel puțin în parte, cuarțul este format ulterior.

Structura rocii prezintă variații. În unele eșantioane, cristalinitatea e mai pronunțată, generația porfiritică nu se mai delimitează net, structura este microdioritică. Mai frecventă este structura de diorit porfirit în care se conturează bine agregate de fenocristale de plagioclaz și augit.

Apar, de asemenea structuri andezitice.

O varietate în care generația porfiritică predomină net apare în Cioncașul Nuțului, abrupt aflat la cca 500 m E de dealul Cherec.

Pasta alcătuește doar 10-20 % din masa rocii și ocupă interstițiile dintre cristale.

Cherecul Mare și Cherecul Mic reprezintă de asemenea un corp concordant cu sedimentarul, un sill de dimensiuni mari, microlacolitic: 2000 m lungime, cca 100 m grosime în zona de maximă dezvoltare, prezentînd forma unei lentile plan convexe.

Andezitul cu hipersten și augit de Agriș. Corpurile de andezit cu hipersten și augit de Agriș dau o notă cu totul specifică peisajului versantului nord-estic al munților Gutii. Ele formează un abrupt discontinuu, orientat NW-SE, cu o denivelare de aproape 100 m, care se



dispune la 1 km NE de abruptul aproape continuu care jalonează limita dintre curgerile andezitului piroxenitic, post-ponţian şi rocile sedimentare ale bazinului maramureşean.

Roca are o culoare cenuşie, textură masivă, uşor vacuolară. Cu ochiul liber, se observă feldspaţi plagioclazi şi prisme lungi, bine dezvoltate, de melanocrate. Este foarte caracteristică abundenţa oxizilor de fier în cui-buri pe suprafeţele de alterare.

TABELUL 5

Participarea procentuală şi dimensiunile mineralelor

	%	Dimensiuni mm
plagioclaz	30	6,0-0,1
augit	5	1,6-0,1
hipersten	10	4,0-0,2
magnetit	2	0,2-0,01
pastă	53	
din care:		
plagioclazi	28	0,15-0,01
piroxeni	20	0,2
sticlă	5	

La microscop, se constată că plagioclazul are granulaţie heterogenă, pe lângă cristale şi agregate de 5-6 mm, se disting în pastă cristale de până la 0,1 mm. Maciarea e complexă iar zonarea fină, cu variaţii de compoziţie mici, în jur de 70 % An. Dintre mineralele melano, erale, predomină hiperstenul care apare în cristale prismatice caracteristice. Alterarea afectează iniţial granulele mărunte şi bordura cristalelor care sînt înlocuite de clorit şi calcit. Pasta este constituită din plagioclaz lamelar-acicular şi hipersten lung, prismatic, substituit aproape integral prin clorit. Ca minerale secundare, în pastă, mai apar calcit şi limonit. Este caracteristică abundenţa vacuolelor şi porilor umpluţi cu minerale de neoformaţiune, calcit, serpentin, zeoliţi aciculari, limonit.

Andezitul cu hipersten şi augit de Agriş formează un aliniament de abrupturi (de „pietre”), orientat NNW: Virful Clivei, Piatra Ciocului, Piatra Şarapăului şi Piatra Tisei. Sînt de asemenea, corpuri eruptive concordante cu sedimentarul şi care pe direcţie au forma unor lentile plan-convexe.

Precizarea morfologiei şi extinderii corpurilor eruptive din versantul nordic şi nord-estic al munţilor Gutţi permite unele observaţii cu caracter general.

2. Raporturile dintre sillurile andezitice şi aparatele vulcanice majore din versantul nordic al munţilor Gutţi. Mult timp, s-a considerat că



volumul mare de vulcanite care alcătuiește versantul nordic al munților Gutii este produsul unuia sau al mai multor centre de emisie amplasate, fie în centrul ariei de dezvoltare a acestor tipuri de vulcanite, fie pe un aliniament orientat NW. Ideea că în această zonă au activat aparate mai complexe care au ajuns în stadiul de calderă a fost exprimată recent de către Rădulescu, Lang (1972). Precizarea caracterului de sill al majorității corpurilor eruptive care bordează stiva de vulcanite neogene (este surprinzător paralelismul liniei de aflorare a sillurilor, cu abruptul care jalonează limita vulcanite — formațiuni sedimentare) subliniază și mai pregnant caracterul complex al aparatelor vulcanice majore care au activat în versantul nordic al munților Gutii. Poziția sillurilor sugerează centre de emisie situate în zona acestor aparate iar diferențele mineralogice dintre sillurile din zona Remeți și cele din zona Agriș sint, poate, încă o dovadă a existenței celor două caldere localizate de către Rădulescu și Lang.

Momentul punerii în loc a sillurilor este greu de precizat. Toate ivirile de roci sedimentare care vin în contact direct cu sillurile — de care sînt ușor afectate termic — și care au putut fi datate paleontologic aparțin Sarmatianului. Dar e foarte probabil că vîrsta lor este mult mai recentă. Întrucît, pe considerente petrografice paralelizăm sillurile cu dyke-ul de andezit piroxenic cu olivină care apare pe valea Runcului-Săpînța, la cascadă și care străbate andezitele piroxenice post-poniene, încadrăm sillurile din versantul nordic și nord-estic în generația de manifestări eruptive ulterioare momentului în care aparatele din prima generație au atins stadiul de calderă.

3. Formarea abruptului din nordul și nord-estul masivului eruptiv. Problema formării abruptului din nordul și nord-estul masivului eruptiv a fost reluată recent de către Rădulescu, Lang (1972). Analizînd critic ideile sugerate de cercetătorii anteriori, care au avut în vedere fie efectul eroziunii diferențiale, fie existența unei fracturi, autorii menționați propun o altă explicație: actualul abrupt reprezintă structura primară a curgerilor de lave oprite în fața unui „perete-obstacol”, constituit din roci sedimentare, abruptul de roci eruptive conturîndu-se în ultimă instanță, datorită mișcării de basculă N-S a masivului eruptiv.

Existența unor abrupturi similare (Piatra Tisei, Piatra Șarampăului, Piatra Ciroiului, vîrfurile Clivei, Cherecul) cu o înălțime de pînă la 100 m în roci quasi-tabulare intruse — abrupturi dispuse paralel, la 1 km de „ma-



rele abrupte” furnizează și alte explicații genezei abrupturilor în roci andezitice fără a nega rolul pe care l-au putut avea „peretele-obstacol” și mișcarea de basculă.

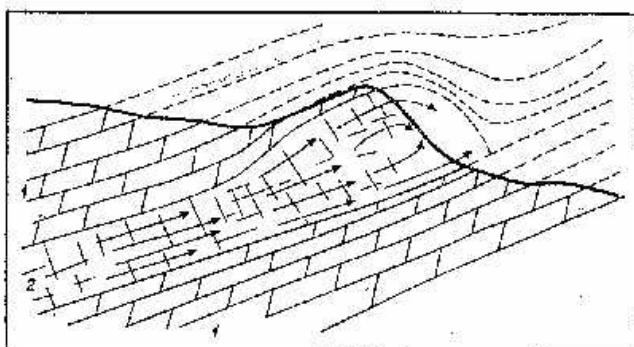


Fig. 2. — Formarea abruptului în roci eruptive.

1, roci sedimentare; 2, andezit.

Formation de l'abrupte dans les roches éruptives.

1, roches sédimentaires; 2, andésite.

Întrucît este greu de presupus că insinuarea magmei pe stratificație a putut fi stăvilită de un plan de falie, sau de un obstacol constituit din roci sedimentare similare cu cele prin care s-a intrus, considerăm că atât abrupturile mai mici ale sillurilor din zona Remeți, (inclusiv cel de cea 40 m înălțime din Cherceul Mic), cât și acelea, mai mari, din Piatra Șarapăului și Piatra Cirolului au rezultat ca urmare a unei eroziuni diferențiale care a fost favorizată însă și de existența sistemului atât de bine conturat al diaclazelor de răcire. Trebuie avută în vedere și probabilitatea că frontul actual al sillurilor se află la o distanță mică de frontul primar, care ne imaginăm că ar fi avut profilul unei aripi de avion.

4. Continuarea pe teritoriul țării noastre a liniamentului de corpuri cu caracter hipoabisic de pe teritoriul U.R.S.S. Corpurile cu caracter hipoabisic sînt bine conturate și studiate pe teritoriul Ucrainei. Ele sînt reprezentate printr-o gamă variată de roci cu cristalinitate pronunțată (Spitkovskaja, 1965); gabbrodiahaze, cuarț, gabbroporfirite, diorit-porfirite, cuarț-diorit-porfirite și granodiorit-porfirite, granodiorit-porfirite, microgranodiorite precum și prin dacite și plagioliparite. În ceea ce privește încadrarea structurală a acestor roci, părerile cercetătorilor sovietici sînt împărțite. E. F. Maleev (1964), V. P. Kos-



tiuk (1961) și L. D. Danilovici (1963) consideră toate aceste roci ca reprezentând zone de înrădăcinare ale complexului de vulcanite. Merlici (1965) și Spitkovskaja (1965) deosebesc două tipuri genetice :

o formațiune cu caracter subvulcanic legată genetic de efuzivele din lanțul Vihorlat-Gutii și

un al doilea tip, reprezentat prin intruziuni hipoabisice și de care sînt legate produse efuzive, acide, leucocratice.

Între aceste două formațiuni — subvulcanică și hipoabisică — există diferențe atât structurale cît și de vîrstă.

Pe teritoriul țării noastre, existența unor manifestări subvulcanice legate de aparatele vulcanice majore este evidentă (Rădulescu, Borcoș, 1968; Giușcă, Ciofilica, Udubașa, 1969). Prin particularitățile sale petrochimice (Lang, Mindroiu, 1972)¹⁹ petrotecturale și — într-o oarecare măsură — prin morfologia corpului pe care-l formează, andezitul de Neresen este singura apariție la zi din versantul nordic al munților Gutii, care ar putea sugera continuarea pe teritoriul țării noastre pe direcție NW-SE a aliniamentului de corpuri hipoabisice.

Prospecțiunile geofizice (Fotopolos, 1967²⁰, Andrei et al., 1970²¹) sugerează însă posibilitatea existenței la est a unor corpuri similare, dar care nu au ajuns la suprafață.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Lang B., Peltz S., Stan N. (1972) Evoluția vulcanismului neogen în partea de vest a munților Gutii (Negrești-Selni-Băița). *Sf. tehn. econ.* I 6, București.
- Gheorghită I. (1964) Contribuții la cunoașterea eruptivului neogen din regiunea Remeți-Săpînța-Sarasău (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* L/2, București.
- Giușcă D., Ciofilica G., Udubașa C. G. (1969) Metallogenesis associated to neogene vulcanism in the Romanian Carpathians. *Rev. Roum. Géophys. et Géogr.* București.
- Lang B. (1972) Date noi privind chimismul andezitelor cu piroxenii din nordul munților Gutii. *Sf. tehn. econ.* I 6, București.
- Lazarenko E. K., Lazarenko E. A., Barișnikov E. K., Malighina O. A. (1963) Mineraloghia Zakarpatia. *Izd. Lvovskogo Universiteta*, Lvov.

¹⁹ B. Lang, Vioreca Mindroiu. Studiul geochimic al andezitelor piroxenice pliocene din nordul munților Gutii, 1972. *Arh. Inst. Geol.* București.

²⁰ *Op. cit.* pct. 14.

²¹ J. Andrei, E. Ionescu, E. Ciucur, I. G. Nedelcu. Sinteza datelor geofizice din eruptivul neogen al zonei Baia Mare, 1970. *Arh. IGA.* București.



- Merlici B. V. (1957) Zakonomernosti o formirovanii rlnutnogo erudenentia vlskovskogo raiona Zakarpattia. *Gheol. sbornik Ivovskogo gheol. obscestva*, 4, Lvov.
- (1965) Sviazi verhneneoghenovogo magmatizma i rudochenezu Zakarpattia s glubin-nimi razlomami. *Karp.-Balk. gheol. asoŭiaŭia, VII Kongress Doklad, I, Sofia.*
 - Slavik I., Spitskovskaia E. M., Rudinet R., Civerckio I. (1968) Tepi neoghenovih pogrebennih vulcanov v iujnoi ciasi Zakarpatskogo vnutrennego prohiba. *Gheol. sbornik-Ivovskogo gheol. obscestva*, 11, Lvov.
- Rădulescu D., Borcos M. (1968) Aperçu général sur le déroulement du volcanisme néogène en Roumanie. *An. Com. Stat. Geol. XXXVI*, București.
- Lang B. (1973) Sugestii pentru interpretarea structurii geologice a părții nordice a munților Gutii. *D. S. Inst. Geol. LIX/5*, București.
- Spitskovskaia S. M. (1965) Neoghenovii ghipabissalnie intruzii Zakarpattia. *Autoroferal disertatie*, Lvov.
- (1969) Glubinosii formitovania intruzivnih obrazovanii neoghenovogo magmaticeskogo kompleksa Zakarpattia. *Gheol. sbornik Ivovskogo gheol. obscestva*, 12, Lvov.

SILLS ANDEZITICUS DANS LE VERSANT SEPTENTRIONAL DES MONTS GUTII

(Résumé)

Les versants de N et de NW des Monts Gutii représentent une structure monoclinale à pendages vers le S et le SW de 10° à 20°, constituée de dépôts tortoniens, sarmatiens et pannoniens surmontés d'une pile de pyroclastites et d'andésites à pyroxènes d'âge post-pannonien épaisse de plus de 900 m.

À environ 1 km N et NE de la limite d'entre le massif de roches volcaniques et les formations sédimentaires, ces dernières comportent un complexe varié de sills andésitiques épais de 0,5 à 100 m et longs de 150 à 6000 m, situés presque parallèlement à la limite susmentionnée.

Les sills qui affleurent au sud de Remeți sont constitués d'augite ± olivine alors que les sills de la zone d'Agris-Vad sont constitués de manière prédominante d'hypersthène.

La position des sills suggère que les centres d'émission se trouvaient dans la zone des appareils volcaniques de grandes dimensions et les différences minéralogiques entre les sills de Remeți et ceux d'Agris seraient un argument de plus en faveur de l'existence des deux calderas localisées par Rădulescu et Lang (1972) dans les bassins des vallées de Mara et respectivement de Nadoșa.

Il est difficile de préciser le moment de la mise en place de ces sills.

Les affleurements de roches sédimentaires qui prennent directement contact avec les sills, datés par des moyens paléontologiques, indiquent le Sarmatien. Il n'est toutefois pas exclu qu'ils ne fussent plus récents. Étant donné qu'à partir d'arguments pétrographiques nous parallélisons les sills avec le dyke d'andésites pyroxéniques à olivine qui affleure dans la vallée du Runcu-Săpința, aux cataractes, recoupant les andésites pyroxéniques post-pannoniennes, les sills reviennent aux manifestations éruptives ultérieures au moment où les appareils de la première génération avaient atteint le stade de caldera.



Le microrelief engendré par les sills laisse voir un gradin morphologique dont le dénivelllement est de 4-20-100 m et dont la pente septentrionale est abrupte alors que celle méridionale présente un pendage de 15°-20°. L'abrupt qui touche parfois 100 m est le résultat de l'érosion différentielle, favorisée par un système de diaclases de refroidissement, mises bien en évidence en trois directions dont l'une est le plan même du sill et les deux autres sont perpendiculaires à celui-ci. Toutefois pour expliquer la formation de l'abrupt on doit tenir compte aussi de la possibilité que le front actuel des sills se trouve à une faible distance du front primaire dont le profil est en aile d'avion.

Quant à la continuité en direction NW-SE, sur le territoire de la Roumanie, de l'alignement des corps hypoabyssaux connus sur le territoire de l'U.R.S.S., au stade actuel de nos connaissances, nous pouvons affirmer qu'en tenant compte des particularités pétrochimiques, pétrotexturales et de la morphologie du corps qu'elle constitue (microlaccolite complexe), l'andésite de Neresen est le seul affleurement du versant septentrional des Monts Gutii qui pourrait suggérer cette continuité.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique du versant septentrional des Monts Gutii (d'après la carte géologique de l'Institut Géologique, au/200000^e, 1967, avec des compléments).

1, andésite quartzifère à biotite de Pleşca Mare ; 2, andésite à pyroxènes et olivine ; 3, sills d'andésite à augite \pm olivine (de Cherec) ; 4, sills d'andésite à hypersthène \pm olivine (d'Agriş) ; 5, andésites à pyroxènes post-pannoniennes, agglomérées ; 6, andésites quartzifères à amphiboles et pyroxènes de Neresen ; 7, graviers et argiles quaternaires ; 8, marnes, sables et grès pannoniens et pliocènes ; 9, marnes, grès et tufs sarmatiens ; 10, tuf de Remeji ; 11, marnes et grès tortoniens ; 12, caldéras ; 13, failles ; 14, éboulements ; 15, limites géologiques ; 16, position des couches ; 17, gisement fossilifère ; 18, forages exécutés.

DISCUŢII

M. B o r c o ş. Care este legătura dintre andezitele cuarţifere tip Mireş şi silluri în vederea susţinerii unui aliniament tectono-vulcanic care se extinde de pe teritoriul URSS şi RSR ?

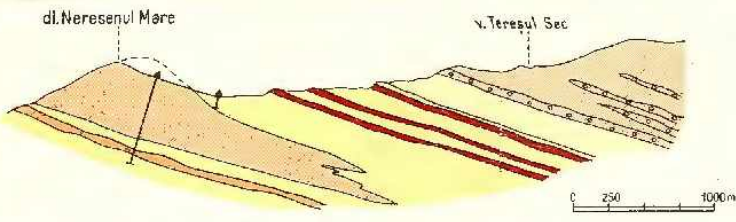
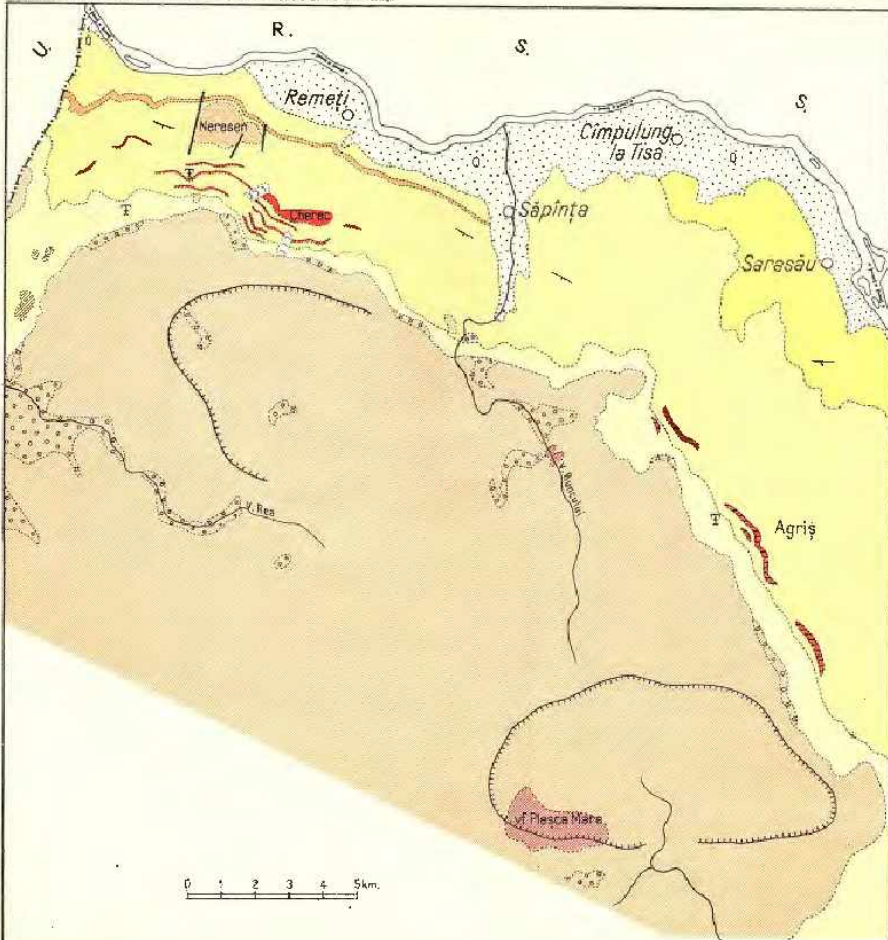
O. E d e l s t e i n. În stadiul actual al cunoaşterii, nu se sesizează o legătură între sillurile de andezite piroxenice şi andezitul cuarţifer de Neresen. Din această cauză se poate avansa ideea conform căreia corpul de Neresen este singura apariţie la zi care ar putea sugera continuarea pe teritoriul ţării noastre a aliniamentului de corpuri hipoabisice cunoscut pe teritoriul URSS.



SCHIȚA GEOLOGICĂ A VERSANTULUI NORDIC AL MUNTILOR GUTĂ

(După harta geologică a Institutului Geologic, scara 1:200.000, 1967, cu completări)

O EDELSTEIN et al. Sifurile andezitice din versantul nordic al munților Gută



LEGENDA

- | | | | |
|---|---|----|----------------------------|
| 1 | Andezit cuarțifer cu biotit de Pleșca Mare | 10 | Tufii de Remetei |
| 2 | Andezit piroxenitic cu olivină | 11 | Marne și gresii tertoniene |
| 3 | Sifuri de andezit cu augit + olivină (de Cherec) | 12 | Caldere |
| 4 | Sifuri de andezit cu hiperstan + olivină (de Agriș) | 13 | Fracturi |
| 5 | Andezite piroxenice postpannoniene, aglomerate | 14 | Pornituri |
| 6 | Andezitul cuarțifer cu amfibol și piroxeni de Neresen | 15 | Limite geologice |
| 7 | Pietrisuri și argile cuaternare | 16 | Poziție stratelor |
| 8 | Marne, nisipuri și gresii panonice și pliocene | 17 | Punct fosilifer |
| 9 | Marne gresii și tufuri sarmațiene | 18 | Foraje executate |

Poziția calderelor după Pădușescu P. Dan și Lang B. (1972)

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

PETROLOGIA ZONEI DE VEST A MASIVULUI BANATITIC
DE LA BOCȘA¹

DE

DOINA RUSSO, TUDOR BERZA, ROSETTE IANÇ²

Résumé

Pétrologie de la partie occidentale du massif banatitique de Bocșa. Dans le cadre du massif banatitique de Bocșa on a distingué une unité de bordure constituée par deux zones, externe et de transition, caractérisées par un chimisme subalcalin, et une unité centrale chalcocalcine. La zone externe présente une structure à bandes parallèles (schlieren) de roches monzonitiques, monzodioritiques, diorit-gabbroïques et syénitiques de ségrégation ; la zone de transition est principalement monzodioritique à larges „schlieren” de monzogranites alors que l'unité centrale est granodioritique. Un trait saillant de l'unité de bordure est la présence des pyroxènes monocliniques à exsolutions d'orthopyroxènes et sporadiquement du bronzite-hypersthène ; les feldspaths potassiques des deux unités sont représentés par le microcline intermédiaire.

On considère que le massif de Bocșa a été mis en place en deux étapes ; durant la première étape s'est formée l'unité de bordure et durant la seconde étape l'unité centrale.

Introducere

Masivul Bocșa reprezintă cea mai extinsă ivire dintre plutonitele laramice, cunoscută la noi în țară sub denumirea de „banatite”.

Prezentînd un relief îmbătrînit, cu dealuri mici și mijlocii ce culminează în Cula Arinieșului — 550 m, masivul se extinde la nord de valea Rîrzavei, căreia îi este tributară întreaga rețea hidrografică din sud ; în partea de nord, majoritatea ogașelor se varsă în riul Pogăniș. Păduri întinse, întrerupte doar de poieni sau culturi, acoperă întregul masiv,

¹ Comunicare în ședința din 26 mai 1972.

² Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.



îngreunind observațiile geologice, dar deschiderile bune de pe văi au compensat această penurie. Amintim printre cursurile de apă mai importante Arinișul, valea Bărbosului, valea Simizilor, Vornicul și valea Pietrii.

Deși masivul Bocșa se află în imediata apropiere a unei zone clasice — Ocna de Fier — asupra căreia există o bogată literatură geologică, mineralogică și minieră, cercetările întreprinse pînă în 1931, cînd apare lucrarea lui C o d a r c e a asupra regiunii Ocna de Fier-Bocșa Montană, au avut un caracter tangențial, cu totul general, în zona de care ne ocupăm.

Din bogata listă de lucrări pe care o aflăm în istoricul dat de C o d a r c e a (1931), reținem doar cercetările lui G. H a l a v á t s care face între 1889-1891 prima ridicare geologică a masivului Bocșa și lucrarea din 1908 a lui P. R o z l o z s n i k și K. E m s z t, un studiu complex petrografic și chimic al banatitelor. Aceștia din urmă consideră că rocile denumite trahite de G. H a l a v á t s la Bocșa, sînt granodiorite puse în loc sub forma unui lacolit.

C o d a r c e a (1931) prezintă detaliat banatitele din sudul văii Bîrzavei, ocupîndu se însă și de cele din masivul Bocșa, pe care-l consideră un mare lacolit format preponderent din granodiorite.

C o n s t a n t i n o f (1954-1956)³ studiază geologia regiunii Bocșa separînd în cadrul banatitelor granodiorite, granodiorite cu piroxeni, monzonite cuarțifere, roci hidrotermalizate și diverse roci filonice.

În 1971 R u s s o⁴ separă în vestul masivului un „facies de bordură” de natură monzonitică, în care se pot deosebi și șlire de diferențiate mai bazice, monzodiorite și diorit-gabbrouri.

Geologia regiunii

Situat în partea cea mai internă a domeniului supragetic, masivul Bocșa este amplasat într-o regiune constituită din șisturi cristaline, roci sedimentare paleozoice, mezozoice și neozoice, primele însoțite de porfire.

³ D. C o n s t a n t i n o f. Cercetări geologice și petrografice între Bocșa Română și Valea Mare. 1954. Arh. Inst. Geol. București.

D. C o n s t a n t i n o f. Raport geologic asupra regiunii Bocșa Montană — Fîrlug. 1955. Arh. Inst. Geol. București.

D. C o n s t a n t i n o f. Raport asupra cartării geologice în regiunea Fîrlug -- Ezeriș -- Zorlențu Mare. 1956. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ D o i n a R u s s o. Studiul petrografic al părții de NW a masivului banatic de la Bocșa. 1971. Arh. Inst. Geol. București.



Fundamentul cristalin a fost întâlnit în două zone situate pe marginile masivului banatitic: una în nord-vest la Valeapai și una în sud în Tilva Drenii, rămasă ca un petec din acoperișul corpului. Aceste formațiuni cristaline fac parte din zona Bocșița-Drinoxa, separată de Codarcea (1931) în cadrul complexului de gnaise micacee, ce se întinde de la Ezeriș pînă la Oravița.

În zona nordică metamorfitele aflorază pe râul Pogăniș și afluenții acestuia, fiind reprezentate prin șisturi biotitice — muscovit și paragnaise cu biotit, cu rare intercalații de amfibolite și calcare cristaline. Șisturile biotitice se diferențiază prin predominanța biotitului față de cuarț și o redusă cantitate de plagioclaz, An_{25-30} , muscovitul puțin sau nu, să lipsească. Paragnaisele, în schimb, prezintă strătulețe alcătuite din cuarț și plagioclaz, în alternanță cu pături subțiri de biotit. În ambele tipuri petrografice pot uneori să apară mici porfiroblaste de granat.

Amfibolitele au o paragenză simplă: hornblendă comună și actinolitică și mici cantități de plagioclaz An_{25-30} și cuarț. Prezența unor intercalații de calcare cristaline este evidențiată de existența skarnelor de la contactul cu masivul banatitic.

În lungul râului Pogăniș, ce urmează aproximativ direcția unei falii majore din regiune, NE-SW, se observă o zonă de diafereză, unde șisturile devin predominant muscovitice. În cadrul acestora, în afara muscovitului primar apare și unul retromorf, format prin creșterea cristalinității sericitului, muscovitul rămînînd practic unicul filosilicat.

Pe baza paragenzelor descrise mai sus, metamorfismul acestor șisturi, poate fi apreciat ca de stadiu mediu (Winkler, 1970) sau sub-faciesul staurolit-almandin, din faciesul amfibolitelor cu almandin (Winkler, 1966).

În marginea sudică a masivului Bocșa, la est de ogașul Bichiștin, coborînd din Tilva Drenii pînă la Birzava, aflorază o altă zonă de șisturi cristaline, alcătuite în genere din paragnaise biotitice sau cuarțo-feldspatice.

Paragnaisele biotitice sînt caracterizate prin șistozitate plană și prezintă paragenza plagioclaz An_{17-35} , microclin, cuarț și biotit; gnaisele cuarțo-feldspatice sînt asemănătoare, cu excepția biotitului, care apare cu totul subordonat. Uneori în aceste roci se pot întîlni muscovitul și cloritul, aceștia fiind însă datorati fenomenelor de retromorfism.

Codarcea (1931) citează în această regiune blocuri de amfibolite cu structură eclogitică, în care foștii granați sînt recunoscuți după contururile lor pătratice sau hexagonale și structura centrică.



Lipsa muscovitului primar în aceste șisturi indică depășirea izogradului de stabilitate a acestuia, metamorfismul avînd loc în condițiile stadiului înalt (Winkler, 1970) adică subfaciesul sillimanit-almandin-ortoză, al faciesului amfibolitelor cu almandin (Winkler, 1966).

Atît în zona nordică, cît și în cea sudică, de șisturi cristaline, se constată existența unui metamorfism de contact, legat de punerea în loc a masivului banatitic. Deși preponderente sînt fenomenele de recristalizare termică, s-au întîlnit și manifestări clare de aport chimic.

Metamorfismul termic este reprezentat prin apariția unui biotit de neoformație în paragnaise, a cordieritului în unele roci porfirice antebanatitice din zona de la Valeapai și a andaluzitului în paragnaisele biotitice din zona sudică. Metamorfismul cu aport chimic este ilustrat de fenomenele de injecție feldspatică pe paleosomul silicatat al șisturilor cristaline și de skarnizarea lentilelor de calcare cristaline.

Feldspatizarea banatitică remarcată deja de Codarcea în Tilva Drenii și de Constantinof în zona nordică — se recunoaște prin apariția unor migmatite paralele, lenticulare, oculare și chiar glandulare, în care se observă la microscop microcline intermediare nemaclate, asemănătoare cu cele din banatite, orientate pe direcția șistozității rocilor.

Skarnele au fost întîlnite numai în zona nordică, prezentînd minerale ce pot fi repartizate la două parageneze: una pirometasomatică — granat, diopsid, forsterit, plagioclaz An_{40-45} , flogopit, calcit I, și una hidrometasomatică — minerale epidotice, minerale serpentinitice, calcit II și pirită.

Tot legată de fenomenele de aport chimic poate fi considerată apariția frecventă a snopilor de turmalină, în vecinătatea masivului banatitic, aceasta deosebindu-se de prismele izolate, existente de obicei în șisturile cristaline din zona Boeșița-Drimoxa.

În concluzie, metamorfitele din regiunea Bocșei au suferit un metamorfism regional de stadiu mediu în zona nordică și de stadiu înalt în cea sudică, fiind apoi afectate termic și chimic de intruziunea banatitică.

Paleozoic și Mezozoic. În dealul Forunga din estul satului Valeapai, pe cca 600 m se conturează în șisturile cristaline un mic graben, unde succesiunea depozitelor paleozoice și mezozoice este următoarea:

Ortocuarțite și microconglomerate cuarțitice slab cimentate, cu matrice silicioasă de precipitare, în care se recunosc fragmente remaniate



de meta cuarțite și mai rar de paragnaiso. Între acestea se intercalează șisturi negre argiliteice cărbunoase.

În cadrul acestor depozite s-au remarcat două nivele de porfire, de 1-2 m grosime, care se intercalează între ortocuarțitele și șisturile negre descrise mai sus. Având în vedere că sedimentele în care se intercalează porfirele sînt după Năstăsescu, Boldur (1964) carbonifere, considerăm deci și rocile eruptive de aceeași vîrstă. De altfel, și pe malul stîng al Pogăniului, în imediata vecinătate a banatitelor, se află o curgere mai mare de porfire de același tip, care a fost asociată pînă acum ansamblului banatitic.

În satul Bărbosu aflorază un rest din acoperișul corpului, alcătuit din porfire riolitice, cu textură rubanată, pe care le atribuim de asemenea magmatismului paleozoic.

Calcarele masive organogene, care se dispun în dealul Forunga, fie pe ortocuarțitele carbonifer-superioare, fie direct pe șisturile cristaline, au fost datate de diverși cercetători ca jurasice. Examine în secțiuni subțiri acestea se dovedesc a fi constituite din fragmente de calcar, meta-cuarțite romaniate, rare granule de turmalină și foște de muscovit, cimentate cu o matrice microcristalină de carbonat. Au fost recunoscute⁵ de asemenea resturi organice reprezentate de orbitoline și alge calcaroase de tipul *Archaeolithothamnium* (pl. I, fig. 1, 2, 3, 4). Prezența acestor resturi permite atribuirea calcarelor Cretacicului inferior și anume Urgonianului.

Cretacicul superior apare într-o carieră din dealul Forunga și pe valea Iuga (Codarcea, 1935), fiind reprezentat prin șisturi argiloase cu intercalații lenticulare de conglomerate.

Neogen și Cuaternar. Sedimentarul tortonian este alcătuit din calcare de tip Leitha întilnite în dealul Forunga (Șoigan, 1957)⁶, iar Cuaternarul este reprezentat prin terasele Bîrzavei și Pogănișului și de aluviuni.

Structura masivului banatitic

În cadrul jumătății de vest a corpului de la Bocșa s-au putut contura două unități cu caractere petrologice și structurale distincte: A) unitatea de bordură și B) unitatea centrală. Deși faciesul rocilor din par-

⁵ M. Săndulescu, cărnia îi mulțumim pe această cale.

⁶ P. Șoigan, Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Comunei Valeapai — Banat, 1957. Arb. Inst. Geol. București.



tea externă este puternic contrastant față de centrul masivului, prin existența unei zone de tranziție, trecerile de la o unitate la alta nu sînt niciodată tranșate, limitele fiind adesea dificil de urmărit. De altfel, ca în toate banatitele și la Bocșa se observă că deși foarte variate mineralogic, acestea trec unele în altele aproape insesizabil; de aceea limitele șlirelor trasate pe hartă trebuie privite în sensul subliniat mai sus, adică prin treceri gradate, deși pentru a face mai sugestivă distribuția diverselor diferențiate, am recurs totuși la limite cartografice. Distingerea, mai departe în unitatea de bordură, a două zone: marginală (A_1) și de tranziție (A_2), pe care am amintit-o mai sus, a condus la descifrarea structurii complexe a masivului; în acest mod, vom vorbi mai departe de trei complexe de roci, dispuse diferit spațial.

Cu toate că în genere, se observă atît pe teren cît și în analizele modale că rocile din zona marginală pot fi regăsite uneori în zona de tranziție și invers, separația pe care am făcut-o între acestea se datorează următoarelor caractere:

Chimismul mai alcalin al zonei marginale, în care se dezvoltă pe larg monzonitele, față de natura mai calcică a zonei de tranziție, unde suprafața cea mai mare este ocupată de monzodiorite.

Existența a numeroase șlire în zona marginală, unele chiar imposibil de cartografiat, datorită dimensiunilor foarte reduse, față de caracterul mai omogen al zonei de tranziție unde șlirele de monzogranite separate acoperă o suprafață unitară remarcabilă.

Șlirele din zona marginală merg de la bazice, de tipul gabbrouilor, pînă la pregnant alcaline, pe care le-am separat în zonele de roci sienitice de segregatie. În schimb, diferențiatele din zona de tranziție se apropie mult de rocile din centrul masivului.

Unitatea centrală se diferențiază net, prezentînd o remarcabilă omogenitate petrografică și chimică.

A_1) *Zona marginală* se dezvoltă în vestul masivului ca o fișie continuă între râul Pogăniș și râul Birzava, avînd o lățime de cca 3 km. Alcătuită în cea mai mare parte din monzonite și monzodiorite, zona marginală prezintă șlire de diorit-gabbrouri, sau monzogranite, în partea cea mai externă putînd fi urmărită o zonă de roci sienitice.

A_2) *Zona de tranziție* ale cărei limite sînt trasate mai mult sau mai puțin arbitrar, atît spre exterior cît și spre interior, este alcătuită predominant din monzodiorite, ce formează o fișie întreruptă doar de două șlire mai largi de monzogranite. Lățimea acestei zone este de aproximativ



un kilometru, iar orientarea ei este paralelă cu cea a șlirelor din zona marginală și probabil cu limitele masivului Bocșa; în această zonă toate fiind paralele cu direcția principală structurală a cristalinelui, NE-SW.

Această distribuție a zonelor mari separate, cât și a șlirelor individuale deosebite în cadrul acestora, ne permite interpretarea lor ca o unitate de bordură, deosebită de unitatea centrală.

B) *Unitatea centrală*. Dacă pe teren este dificil de sesizat diferența dintre monzodioritele zonei de tranziție și granodioritele unității centrale, microscopic acestea se recunosc prin existența piroxenilor în rocile care alcătuiesc zona de tranziție, spre deosebire de absența totală a acestora în partea centrală.

Deși în mare unitatea centrală apare cea mai omogenă din punct de vedere petrografic și în această parte se pot întâlni unele roci cu caractere oarecum diferite, atât structural cât și chimic. Astfel, pot fi remarcate zone cu granodiorite porfirice, situate îndeosebi în sudul regiunii și de asemenea unele separații dioritice subordonate cantitativ.

Descrierea principalelor minerale

Diversele tipuri petrografice ale banatitelor de la Bocșa sînt alcătuite din plagioclazi, feldspat potasic, cuarț, biotit, amfiboli, piroxeni, minerale accesorii și secundare. Mai importanți din punct de vedere petrogenetic feldspații, amfibolii și piroxenii au fost studiați detaliat cu ajutorul măsuței universale.

Feldspații plagioclazi se reinținesc cu cîteva trăsături comune în majoritatea rocilor banatitice: idiomorfism accentuat cu habitus prismatic, zonări în general normale și mai rar recurente, fiind permanent maculați. Grupați pe tipuri petrografice (tab. 1) plagioclazii prezintă conținuturi anortitice relativ diferite, ce se corelează bine cu împărțirea în zonele structurale din cadrul masivului.

Se remarcă astfel, că în rocile din unitatea de bordură, indiferent dacă acestea sînt bazice diorit-gabbrouri, sau alcaline-monzonite, plagioclazii sînt bogați în anortit variind în genere între 40-50% An. Uneori se observă nuclee mai bazice, care pot avea pînă la 70-80% An, corodate și bordate de zone neregulate mai acide, ce în marginea cristalului pot coborî la An₂₀ (fig. 1). În afara acestora pot apare adesea și mantelări ale plagioclazului de către feldspatul potasic (fig. 2).



Menționăm că în zona de roci sienitice de la valea Grinilor a fost întâlnit și un albit pur, rezultat evident din decalcifierea plagioclazilor mai bazici, după cum dovedește abundența epidotului; acest proces are însă un caracter de temperatură înaltă și nu este hidrotermal.

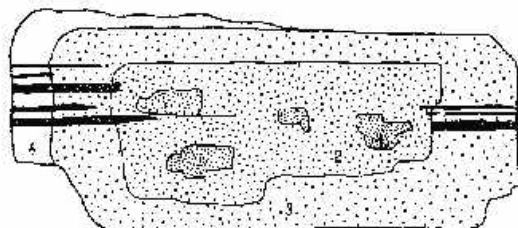


Fig. 1. — Plagioclaz cu nucleu bazic și bordură albitică.

1, 60-70% An; 2, 30-40% An; 3, 20-25% An; 4, albit.

Plagioclase with basic nucleus and albitic border.

1, 60-70% An; 2, 30-40% An; 3, 20-25% An; 4, albit.

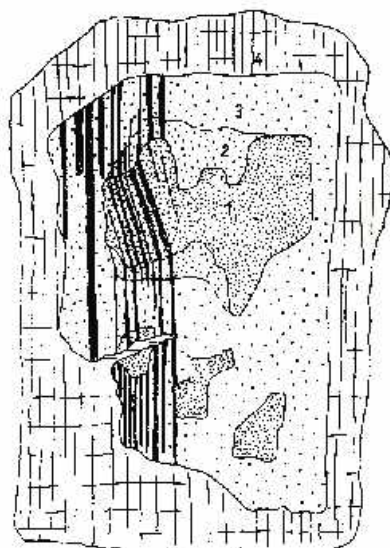


Fig. 2. — Plagioclaz zonat mantelat de feldspat potasic.

1, 60-70% An; 2, 30-40% An; 3, 20-25% An; 4, microclina intermediară.

Zoned plagioclase mantled by potassic feldspar.

1, 60-70% An; 2, 30-40% An; 3, 20-25% An; 4, intermediary microcline.

În schimb, în unitatea centrală plagioclazi, deși zonați, nu prezintă diferențe prea mari ale conținutului în anortit în cadrul cristalului, valorile maxime fiind de 50% An și minime de 35% An.

TABELUL 1

Variația conținutului în An %

Rocile	Valori minime	Valori maxime	Valori curente
Sienite	0	50	30
Monzonite	20	80	30-40
Monzodiorite	33	55	50-40
Diorit gabbrouri	41	60	55-50
Monzogranite	28	50	40-30
Granodiorite	35	50	40

O caracteristică a plagioclazilor din unitatea de bordură este finețea crescândă a maclelor odată cu bazicitatea rocilor.

În ceea ce privește starea structurală a feldspaților plagioclazi, din toate rocile masivului Bocșa, proiectarea lor în vecinătatea curbelor



de joasă temperatură demonstrează cristalizarea acestora în condiții plutonice.

Feldspații potasici, micro- și criptopertitici, care apar în rocile masivului banatitic de la Bocea, se dezvoltă sub două aspecte: mezostază microcristalină formînd împreună cu cuarțul matricea rocilor cu structură

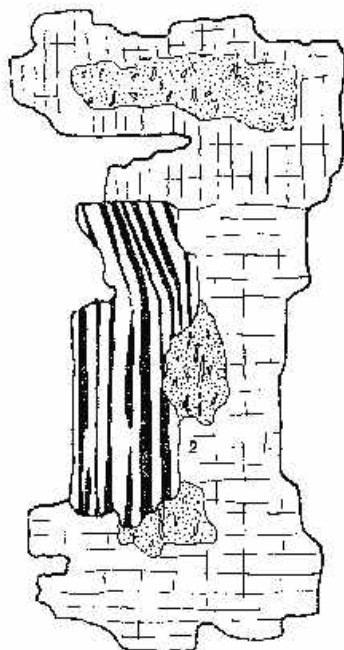


Fig. 3. - Plagioclaz și feldspat potasic perititic inclus în feldspat potasic limpede nepertitic.

1, feldspat potasic perititic; 2, feldspat potasic nepertitic.

Plagioclase and perthitic potassic feldspar included within clear non-perthitic feldspar.

1, perthitic potassic feldspar; 2, non-perthitic potassic feldspar.

porfirică (monzodioritele și unele monzonite de la contact), sau ca ultim mineral cristalizat larg, înglobînd cristalele anterioare și devenind poikilitic, uneori cu evidente caractere de metasomatoză, în monzonite și chiar în granodioritele unității centrale (fig. 3 și pl. II, fig. 1).

Feldspații potasici prezintă culori deschise în diferite nuanțe: roz-intens în rocile sienitice, roz-palid în unele monzonite și monzodiorite, cenușiu uneori chiar negru în alte monzonite și de obicei alb sau cu nuanțe rozii în granodioritele unității centrale. De remarcă că feldspații potasici cu culori mai intense prezintă la microscop fie un pigment extrem de fin — cei cenușii, fie ace de 2-3 microni dispuse într-o rețea foarte fină — cei cu culori roz-intens.

Măsurătorile de unghi al axelor optice au indicat valori relativ constante în diferitele tipuri petrografice, determinările cele mai frecvente fiind de 60°-66°. Din contră, măsurarea unghiului de extincție ng/\perp

(010) a dat valori în general mai coborîte în monzonitele zonei marginale (4° - 8°), pe cînd în zona de tranziție și unitatea centrală valorile cele mai frecvente sînt de 12° - 13° . Menționăm că și în rocile sienitice din zona marginală feldspatul potasic prezintă același unghi de extincție, adică 12° .

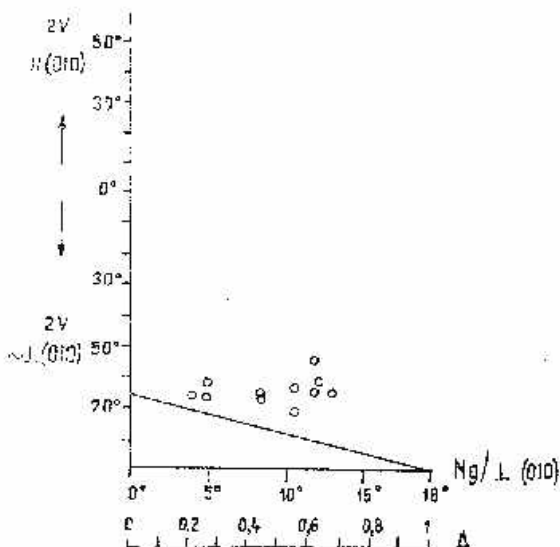


Fig. 4. — Diagrama Marfunin-Laves.
Marfunin's-Laves' diagram.

Proiectînd aceste două constante optice pe o diagramă combinată după Marfunin (1961) și Laves, Vishwanathan (1967) (fig. 4) se constată că toate măsurătorile reprezintă microcline sanidinice în concepția lui Laves.

Din punct de vedere al triclinității, pe aceeași diagramă putem observa că feldspatii potasici din banatitele de la Bocșa sînt de fapt microcline intermediare cu triclinitate variabilă între 0,2-0,7 și nu ortoze, cum au fost considerați pînă în prezent. Muclarea în grătar caracteristică microclinelor este însă foarte rar observabilă la microscop, apărînd doar în unele monzonite și monzogranite din zona de tranziție. În mare însă, se observă o creștere a triclinității de la unitatea de bordură, la unitatea centrală. Trebuie să menționăm totodată, o observație interesantă asupra feldspatiilor potasici din rocile monzonitice ale zonei marginale și anume, existența unor cristale perlitice (dezamestecurile perlitice deși omniprezente sînt în genere fine, avînd frecvent forme bizare, cuneiforme) înconjurate de o zonă de microclin intermediar clar, omogen; de altfel, coexistența a două tipuri de feldspatii alcalini este sesizată și prin triclinități variabile în cadrul aceluiași cristal, aceasta crescînd spre margini,

iar tipurile de cristalizare poikilitică prezentînd valorile cele mai mari (pl. II, fig. 2).

Amfibolii sînt constituenți aproape permanenți ai rocilor banatitice de la Bocșa, lipsind doar în unele monzonite sau diorit-gabbrouri.

Deși măsurătorile de unghi al axelor optice și de extincție c/ng prezintă variații ce nu pot fi corelate cu alcătuirea petrografică a rocilor, trebuie să menționăm existența mai multor tipuri de amfiboli ce se deose-

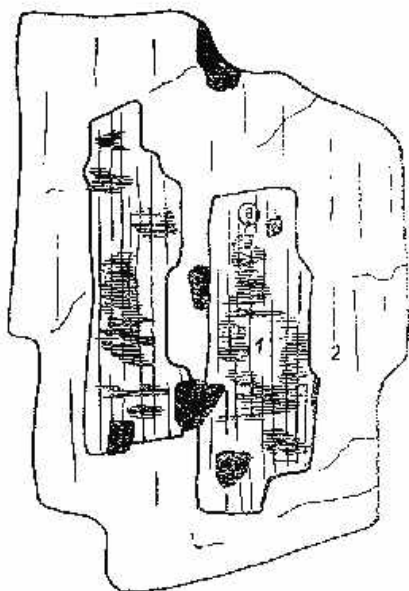


Fig. 5. — Pseudomorfoză de hastingsit după augit.

Pseudomorphose of hastingsit after augite.

besc prin culori de pleocroism. În general în granodioritele din unitatea centrală apare o hornblendă comună cu următoarea schemă de pleocroism: ng și nm — verde, np — verde-palid; uneori culorile sînt mai șterse și după ng și nm.

În schimb, în rocile din unitatea de bordură, culorile de pleocroism ale amfibolilor sînt mai variate; pe lângă tipul descris în granodiorite, ce apare subordonat, se întîlnesc frecvent hornblende, prezentînd după ng și nm — verde-olive și după np — verde-gălbui-palid. Mai apare un amfibol cu pleocroism în nuanțe verzi-albăstrui mai intense sau mai șterse, ca în rocile sienitice de la valea Grinilor.

În unele cazuri — monzonitele de pe valea Pietrii — s-a observat coexistența a doi amfiboli în cadrul aceluiași cristal, cu centrul verde-albăstrui-palid și cu o zonă externă verde-olive. Mai trebuie remarcat de

asemenea că în monzonite, foarte dese sînt pseudomorfozele de amfibol verde-olive, posibil hastingsit, după clinopiroxeni (fig. 5).

Atît după culorile de pleocroism, cit și din măsurătorile de unghi al axelor optice, — 2 V variînd între 56°-90°, dar frecvent fiind în jur de 70° și din unghiul de extincție c/ng între 16 și 28, se deduce o variabilitate chimică a amfibolilor din aceste banatite, datorată probabil unui exces de sodiu.

Piroxenii reprezintă principala caracteristică mineralogică a rocilor din unitatea de bordură a masivului Bocea. Au fost descoperiți ortopiroxeni și clinopiroxeni interesanți prin structurile de dezamestec pe care le prezintă.

Ortopiroxenul a fost întîlnit rar, în monzonitele din zona marginală și este frecvent alterat într-un agregat bastitic (pl. II, fig. 3). Atunci cînd este proaspăt, a putut fi măsurat unghiul — 2 V ce variază între 58°-68°, indicînd un bronzit la limita cu hiperstenul. Menționăm că acești termeni sînt lipsiți de pleocroism.

Clinopiroxenul este un constituent frecvent al monzonitelor, monzodioritelor și diorit-gabbrourilor, putînd însă să existe ca relice în hornblendă, chiar și în monzogranitele unității de bordură, dar nu a fost niciodată întîlnit în unitatea centrală.

Clinopiroxenii sînt de asemenea lipsiți de pleocroism și au unghiuri — 2 V destul de variabile, între 40°-66°, cele mai frecvente valori fiind între 56°-60°. Unghiul de extincție c/ng este extrem de variabil — uneori chiar în cadrul aceleiași secțiuni subțiri, fiind cuprins între 17° și 60°, frecvent între 32°-42°. Această variabilitate, mai curînd specifică augitelor decît diopsidelor, ne permite a denumi acești piroxeni ca augite diopsidice, și este probabil datorată — ca și în cazul amfibolilor — prezenței sodiului în rețea (D e e r et al., 1963).

O particularitate a clinopiroxenilor din aceste roci, regăsită doar în banatitele de la Surduc⁷ și în granitoidale de la Tisnana (B e r z a, 1972) este apariția unor lamele de dezamestec de fază fero-magneziană (pl. II, fig. 4), probabil ortopiroxen asemănător celui separat în cristale independente. Aceste dezamestecuri foarte fine sînt inegal dezvoltate în diferite porțiuni ale unui cristal, reprezentînd probabil în jur de 10 % din volumul cristalului gazdă. Orientarea acestor plane este aproximativ perpendiculară

⁷ Doina Russo (1969) Caracterile structurale și chimice ale corpului banatitic de la Surduc (Banat). Comunicare în sesiunea de comunicări științifice a Institutului de Geologie — Geografie al Acad. R.S.R.



lară pe axul C, cu care fac unghiuri între 6° și 18° , fiind astfel cvasi-paralele cu fața (001); în cazul cristalelor maclate după (100) apar aspecte caracteristice de „herring bone”.

Petrografia rocilor banatitice

Mai variate decât au fost considerate pînă acum, rocile din masivul banatitic de la Bocșa aparțin mai multor tipuri petrografice, a căror recunoaștere a permis descifrarea structurală a corpului. Ținînd cont de

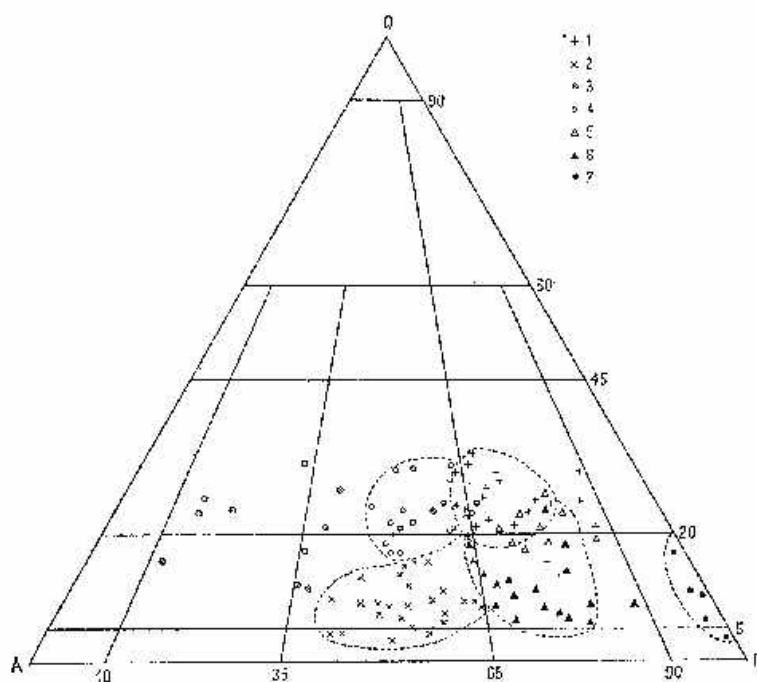


Fig. 6. — Diagrama QAP (după Streckeisen).

1, granodiorite; 2, monzonite; 3, roci sienitice de segregatie; 4, monzogranite; 5, monzodiorite (zona de tranziție); 6, monzodiorite (zona marginală); 7, diorit-gabbrouri.

Diagram QAP (according to Streckeisen).

1, granodiorites; 2, monzonites; 3, sienitic segregation rocks; 4, monzogranites; 5, monzodiorites (transitional zone); 6, monzodiorites (marginal zone); 7, diorite-gabbros.

amplasarea în unitățile și zonele amintite și folosind diagrama de clasificare mineralogică cantitativă a lui Streckeisen (1967), au fost separate câmpurile diorit-gabbrourilor, monzodioritelor, monzonitelor, monzogranitelor și granodioritelor, precum și roci sienitice de segregatie (fig. 6).

Diorit-gabbrourele se proiectează pe diagrama *QAP* în câmpul specific lor, deși după mineralele normative calculate din analizele chimice, ele se proiectează fie ca monzogabbrouri, fie ca monzodiorite, datorită atribuirii potasiului din biotit ortozei normative.

Am adoptat această denumire compusă, datorită caracterului plagioclazilor, ce au conținuturi anorlitice oscilante în jurul valorii An_{50} .

Aceste roci apar numai în zona marginală a unității de bordură, diferențiindu-se ca șlire în monzodiorite, de care se deosebesc prin scăderea cantității de ortoză și creșterea corespunzătoare a mineralelor melancrate.

Caracterele specifice diorit-gabbrourilor sînt: structurile echigranulare, care le diferențiază de cele mai multe tipuri de roci existente în zona marginală, acestea din urmă prezentînd în general structuri mai mult sau mai puțin porfirice; asocierile glomeroporfirice de piroxeni sau uneori de biotit și hornblendă; plagioclazii foarte fini macleți polisintetic, mai puțin zonați decît în alte tipuri; culoarea neagră datorată indicelui *M* în limite normale pentru aceste roci, adică între 25-42.

Limitele procentuale și dimensiunile mineralelor ce intră în alcătuirea lor pot fi urmărite în tabelul 2.

Monzodioritele prezintă poate cele mai variate aspecte dintre banatitele de la Bocșa, apărînd ca un punct nodal din care se despart diversele tipuri pe care le-am amintit. Astfel există roci cu caractere comune între monzodiorite și diorit-gabbrouri, sau între monzodiorite și granodiorite; de aceea pe teren, trecerile între aceste varietăți sînt practic insesizabile, numai studiul microscopic permițînd separarea lor.

În zona marginală monzodioritele au structuri asemănătoare monzonitelor, în timp ce în zona de tranziție, ele prezintă caractere ale granodioritelor. Uneori analizele mineralogice cantitative ale monzodioritelor proiectîndu-se chiar în câmpul rocilor granodioritice, distincția față de rocile din unitatea centrală, s-a făcut la microscop prin recunoașterea piroxenilor, specifici numai unității de bordură.

De obicei roci de culoare cenușie-închisă, monzodioritele pot prezenta și alte culori, tocmai datorită acestor caractere de trecere; cînd cantitatea de ortoză crește se observă o nuanță roz, iar cînd plagioclazul este în cantitate mare, roca devine cenușie-deschisă.

Caracterele structurale sînt de obicei date de existența unei mezo-staze mărunt cristalizată, alcătuită în principal din cuarț și feldspat potasic și formînd o matrice tipică rocilor porfirice, în care apar fenocristale de plagioclaz zonat și biopiriboli.



TABELUL 2

Compoziția modală a rocilor banatice

Tip petrografic	Limite % Dimensiuni mm	Quartz	Plagioclaz	Feldspat potasic	Fierbrändă	Biotit	Piroxeni	Accesorii	M
Diorit-gabbrouri	L.	4-12,5	51,7-64,2	0-2,5	2,8-22,5	7,4-21,5	0-10,3	0,7-4	25-42
	D.	0,02/0,02	0,5/1,5	0,03/0,08	0,5/1	0,7/1	0,6/1,5	—	—
Monzonidone	L.	4-23,3	35,9-62,2	0,6-2,3	0-18,1	1,7-13,7	0,4-15,5	0,7-3	15-40
	D.	0,02/0,02 0,2/0,3	0,04/0,08 3/6	0,03/0,08 0,5/0,8	0,05/0,3 0,5/3	0,04/0,04 0,7/1,2	0,1/0,1 0,6/1,4	—	—
Monzonite	L.	3-23,2	25,2-51,5	2,6-4,5	1,9-18	0-2,2	0-12,8	1,2-3,9	18-30
	D.	0,02/0,02 0,5/1	0,12/0,20 2,5/5	0,10/0,20 2,5/4	0,2/0,4 0,7/2	0,1/0,1 0,8/1	0,1/0,1 0,5/1,5	—	—
Monzogranite Zona marginală	L.	10,5-23	28,5-40	2,3-5,0	2-12,6	2,6-5,5	0-1	0,8-2,7	6-21
	D.	0,02/0,02 0,5/1	0,1/0,2 0,5/1	0,1/0,2 2/1	0,2/0,4 0,7/1	0,1/0,1 0,8/1	0,1/0,1	—	—
Monzogranite Zona de trecere	L.	14,8-28,8	30,7-55,3	1,3-2,34,7	1-6,8	1,9-22,5	0,8-1,6	0,8-3,4	5-20
	D.	0,02/0,02 1,2/2,5	0,06/0,08 2,5/3	0,06/0,08 1/2	0,02/0,04 1/2	0,5/0,5 3/3	0,1/0,1	—	—
Granodiorite	L.	17,4-27,5	35,3-50	1,5-24,8	4-12,8	3,2-14,6	—	0,7-2,1	10-26
	D.	0,02/0,02 1,2/2	0,1/1 2,5/4	0,1/0,1 1/2	0,5/1 1/5	0,8/1 3-3	—	—	—



Monzonitele sînt tipice zonei marginale, deși ele pot fi întîlnite ca șlire necartabile și în zona de trecere. În diagrama *QAP*, ele formează un grup omogen în cîmpul specific lor, dar pot îmbrăca aspecte destul de variate. Astfel, în zona de la valea Bărbosu-valea Grinilor, apar monzonite porfirice de culoare cenușie pînă la neagră, datorită dezvoltării unor fenocristale de plagioclaz fumuriu. Alteori, ca pe valea Vornicului, deși tot cenușii-negre, ele se pot recunoaște datorită unor cristale poikilitice de microclin intermediar, ce atinge dimensiuni pînă la 2 cm².

Un alt mod de prezentare a monzonitelor este întîlnit pe valea Pietrii și pe valea Reiban, unde structura acestora este aproximativ echigranulară, iar feldspatul potasiu le imprimă o culoare slab-rozie.

Caracterele microscopice specifice monzonitelor sînt date de prezența mezostazei de microclin intermediar, ca ultim mineral ce cristalizează, corodînd mineralele anterioare pe care le înglobează poikilitic (pl. II, fig. 1).

În afara unei zone înguste de pe valea Bărbosu, unde hornblenda este singurul constituenț mafic, de obicei ea este asociată cu biotitul, în cantități variabile. Piroxenii încep să apară mai departe de contactul cu șisturile cristaline, la început în cantități minore, ca nuclee ale cristalelor de hornblendă și apoi chiar în cristale solitare.

Monzogranitele apar și în zona marginală sub forma unor șlire înguste, dar ele se dezvoltă cu precădere în zona de tranziție, cele două zone de ocurență conferindu-le de altfel și aspecte structurale diferite.

Monzogranitele din zona marginală sînt separații mai acide în cadrul rocilor monzonitice, păstrînd aceeași parageneză și structură, dar cu raporturi procentuale deosebite ale mineralelor leucocrate. Ceva mai aparte însă, sînt monzogranitele din zona de tranziție care pe lîngă structura porfiriecă foarte clar evidențiată, atît față de monzodioritele în care sînt cantonate cît și față de granodioritele unității centrale, cu care vin în contact spre est, prezintă și cîteva minerale cu caractere deosebite. Astfel, cuarțul apare ca granule policristaline cu contururi îndințate între diverșii indivizi și extincții ondulatorii amintind porfiroblastele de cuarț din cristalin, iar biotitul are un pleocroism foarte slab, de la galben la brun-roșcat, cu totul aparte de cel din rocile banatitice în care biotitul este brun-deschis la verde-brun, chiar negru. O altă caracteristică mineralogică a acestor monzogranite din zona de tranziție este și existența unei cantități relativ ridicate de minerale accesorii, pînă la 3,4 %, în care sfenul este principalul component.



Date fiind caracterelor amintite mai sus, monzogranitele au fost grupate în tabelul 2 în funcție de zonele de apariție.

Rocile sienitice de segregajie apar numai în zona marginală a unității de bordură pe fondul monzonitic, fiind caracterizate printr-o creștere a cantității de feldspat potasic. Având în vedere în primul rând tocmai caracterul de aport metasomatic al îmbogățirii potasice, rocile au fost cartografiate unitar, deși în proiecția *QA1'* ele pot apărea în cimpurile sienogranitelor, sienitelor, sau chiar în cele ale monzogranitelor și monzonitelor, evidențiind variații cantitative ale mineralelor leucocrate (fig. 6).

Trebuie însă menționat faptul că și din punct de vedere mineralogic s-au sesizat unele diferențe: astfel, pe un afluent al văii Grinilor, aflorează o rocă cu aspect sienitic alcătuită din microclin intermediar, albit, puțin cuarț, amfiboli — unii cu pleocroism în tonuri verzui iar alții cu tonuri verzi-olive la verde-albăstrui — epidot în snopi și turmalină shorlitică.

Aici, introducerea feldspatului potasic este clar tardivă după cum sugerează apariția sa ca filonete anastomozate. Acest proces este dublat foarte repede de o activitate pneumatolitică evidențiată de prezența turmalinei epidotizate și a albitului, conferind acestor roci din valea Grinilor un aspect cu totul particular.

În restul masivului, zonele de roci cu chimism sienitic se caracterizează prin apariția unor mari cantități de feldspat potasic mărunț cristalizat, cu dimensiuni asemănătoare cuarțului, amintind prin culoare de rocile aplitice. Mineralele mafice sînt rare, fiind reprezentate de cristale mărunte de hornblendă sau foite de biotit. Nu s-au observat niciodată epidotul sau turmalina. Din punct de vedere cantitativ mineralogic, o astfel de rocă poate avea următoarea compoziție modală: cuarț — 10,5%; plagioclaz zonat și mantelat An^{50-20} — 28,5%; microclin intermediar — 50%; hornblendă — 6%; biotit — 3,3%; accesorii — 1,7%.

Pe teren aceste zone, ce ar putea fi denumite și „de feldspatizare” prezintă aspectul unor îmbibări cu microclin intermediar a unui fond de rocă anterior, trecerile spre roca neafectată fiind gradate. Deși fișile individuale de feldspatizare au dimensiuni decimetrice pînă la metrice, ele apar grupate în zone ce pot fi cartografiate și urmăresc direcția structurală principală NE-SW.

Granodioritele ocupă în întregime unitatea centrală, avînd uneori variații structurale sau mineralogic-cantitative; de altfel, în majoritatea lucrărilor cunoscute asupra banatitelor de la Bocșa, întregul masiv era considerat ca fiind alcătuit din roci granodioritice.

Deși parageneza acestor roci este constantă — plagioclaz, cuarț, feldspat potasic, biotit, hornblendă și minerale accesorii — variațiile în procentajul acestor minerale duc la o dispersie a proiecțiilor pe diagrama *QAP*, în care majoritatea analizelor modale se proiectează în câmpul granodioritelor, spre limita cu rocile granitice, dar unele probe depășesc această limită, în timp ce altele pătrund în câmpul monzodioritic.

Variațiile de structură sînt date de apariția unor zone de facies porfiric, cea mai importantă fiind în sudul masivului pe cursul râului Bîrzava; în acest caz rocile au culoare mai rozie în timp ce în faciesurile echigranulare, în care toate mineralele ating dimensiuni milimetrice, culoarea este mai albă și aspectul rocii este granitic.

Rocile filoniene banatitice, care străbat masivul, sînt reprezentate prin micropegmatite și apfite, kcratofire, andezite și lamprofire. Dintre acestea cele mai frecvente sînt filoanele apfite și lamprofirice, în general de dimensiuni mici, dar unele filoane andezitice pot ajunge pînă la grosimi de 6-7 m.

Toate tipurile petrografice amintite au fost supuse unor intense procese de alterație hidrotermală, care adesea fac imposibilă de recunoscut natura primară a rocii. Zonele de dezvoltare mai importantă a acestui fenomen au fost conturate pe hartă în cula Arinieșului, valea Pietrii, și dealul Medveș. Asociațiile de minerale secundare caracteristice sînt: illit-caolinit, caolinit-montmorillonit, montmorillonit-clorit, formînd o zonalitate în jurul căilor de acces. Filoanele observate sînt alcătuite din minerale metalice — pirită cupriferă — și gangă de cuarț sau baritină.

Chimismul rocilor banatitice

Avînd în vedere structura masivului de la Bocea, în care am diferențiat cele două unități (cea de bordură, cu două zone) cu caractere petrologice distincte, am căutat ca analizele chimice să fie cît mai reprezentative în cadrul fiecăreia și le-am grupat în modul corespunzător.

În tabelul 3 se pot urmări astfel valorile oxizilor pentru diverse tipuri de roci analizate, gabbrouri, monzonite și monzodiorite din zona marginală, monzodiorite și monzogranite din zona de tranziție, și granodiorite din unitatea centrală; au mai fost de asemenea anexate analizele chimice ale unui apfit și ale unui filon andezitic.

În aceeași ordine, în tabelul 4 au fost calculate valorile Niggli și magmele la care aparțin aceste roci. În tabelul 5 se dau cantitățile de



Nr. probe: Oxizi %	Grupul rocilor din zona marginală							Grupul rocilor din zona de tranziție				Grupul rocilor din unitatea centrală			Loc. filoniene		
	193	300	199	231	411	150	406	414	341	123	328	517	87	171	241	5	17
SiO ₂	50,94	54,49	55,15	56,20	56,56	57,13	57,15	57,23	58,95	61,04	63,01	61,37	62,85	63,28	63,54	74,91	61,10
Al ₂ O ₃	19,29	14,36	20,76	16,99	17,30	20,29	17,48	16,74	17,17	18,82	16,94	16,01	17,52	16,53	17,58	14,51	17,73
Fe ₂ O ₃	4,57	3,80	2,97	3,49	2,32	2,57	3,13	3,15	2,12	2,99	1,26	2,57	2,53	2,40	0,53	0,83	2,41
FeO	4,44	5,01	3,00	3,53	4,99	2,44	3,72	4,10	3,08	2,05	2,80	2,32	1,96	2,14	2,30	0,22	2,48
MnO	0,00	0,18	0,15	0,00	0,00	0,12	0,00	0,09	0,00	0,11	0,07	0,09	0,17	0,00	0,00	0,02	0,18
MgO	4,31	5,21	2,94	2,85	3,16	2,40	2,86	3,62	2,19	2,30	1,92	3,38	2,90	2,89	2,76	0,50	3,48
CaO	9,05	8,38	5,50	7,84	6,99	4,55	5,97	6,80	5,36	3,75	5,05	4,91	3,80	5,44	5,42	0,98	3,94
Na ₂ O	2,93	2,66	3,75	3,42	3,16	3,53	3,10	3,41	3,59	3,80	4,06	3,83	3,40	3,40	3,41	3,50	3,80
K ₂ O	1,67	2,76	3,48	4,14	3,72	4,45	4,83	3,05	2,97	3,62	3,21	2,71	2,95	2,71	2,77	4,20	2,75
TiO ₂	1,12	0,96	0,82	0,90	0,81	0,80	0,85	0,86	0,83	0,50	0,58	0,61	0,68	0,60	0,62	0,15	0,57
O ₂	0,54	0,31	0,45	0,36	0,32	0,33	0,32	0,35	0,25	0,18	0,21	0,20	0,14	0,18	0,18	0,03	0,13
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,54	0,00	0,00	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	0,10	0,00	0,08	0,03	0,06	0,06	0,00	0,03	0,10	0,00	0,11	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,03
Li ₂ O+	0,71	1,52	0,17	0,64	0,54	1,14	0,47	0,46	1,40	0,56	0,60	1,26	0,63	0,72	0,72	0,56	1,12
H ₂ O-	—	—	0,17	—	—	0,6	—	—	—	0,19	—	—	0,24	—	—	0,24	0,28
Total	99,67	99,67	100,39	100,49	100,33	99,92	99,88	99,89	99,65	99,91	99,82	99,67	99,81	100,09	99,83	100,32	100,00

193, valea Ariniș, gâmbrou; analist Rosette Ianc; 300, valea Ariniș, monzodorit, analist Rosette Ianc; 199, gâșul Botului (afluent Ariniș), monzodorit, analist Simina Bunea; 231, gâșul Reban (Bârboșu), monzolit, analist Rosette Ianc; 411, valea Pie-
liti (Doca Română), monzolit, analist Rosette Ianc; 150, valea Bârboșu, monzolit, analist Simina Bunea; 406, gâșul Burașu
Ramă, monzolit, analist Rosette Ianc; 44, afluent sting, valea Vortianchi, monzodorit, analist Rosette Ianc; 341, valea Cărpiniș-
Cala Arinișului, monzodorit, analist Rosette Ianc; 123, valea Bîrzava, monzodorit, analist Simina Bunea; 328, afluent drept,
valea Simizi, monzodorit, analist Rosette Ianc; 517, afluent Bîrzava (Medves), granodorit, analist Rosette Ianc; 87,
valea Simizi, granodorit, analist Simina Bunea; 171, valea Văter-poiana Floră, granodorit, analist Rosette Ianc; 241, valea Sîrniș,
granodorit, analist Rosette Ianc; 5, valea Bîrzava, aplit granolitic, analist Simina Bunea; 17, valea Bîrzava, dykeandezitic, analist
Simina Bunea.



TADELUL 4

Vărbile Nişaghi

Nr. probei	193	300	199	231	411	150	406	444	941	123	328	517	87	171	241	5	17	
<i>si</i>	132,21	148,16	158,80	163,70	165,46	180,50	175,84	170,02	205,96	214,3	228,48	210,79	227,4	224,49	228,67	442	208	
<i>al</i>	29,50	23,00	36,80	29,16	29,82	39,00	31,69	29,30	34,75	38,8	36,19	52,40	37,4	34,55	37,44	48,0	35,6	
<i>for</i>	35,22	49,80	28,00	29,04	32,39	24,30	29,92	33,47	27,07	26,2	22,51	30,86	29,1	26,97	23,25	8,8	31,7	
<i>c</i>	25,15	21,40	17,70	24,46	21,90	15,90	19,67	21,64	19,72	14,1	19,61	18,06	14,8	20,07	20,98	6,4	14,3	
<i>alk</i>	10,13	11,79	17,50	17,34	15,90	20,20	18,72	15,59	18,46	20,9	21,69	18,68	18,7	17,82	18,33	35,9	18,4	
<i>k</i>	0,27	0,41	0,38	0,44	0,44	0,46	0,51	0,37	0,35	0,38	0,34	0,32	0,36	0,34	0,35	0,44	0,32	
<i>mg</i>	0,47	0,52	0,47	0,44	0,47	0,47	0,44	0,48	0,47	0,46	0,46	0,56	0,53	0,53	0,81	0,48	0,56	
<i>gz</i>	-8,32	0,99	-11,2	-5,66	1,88	-5,7	0,97	7,65	32,14	30,7	41,71	36,07	52,6	53,22	56,37	198,4	34,4	
<i>ti</i>	2,18	1,96	1,80	1,97	2,00	1,86	1,87	1,92	1,63	1,26	1,58	1,57	1,95	1,60	1,68	0,7	1,4	
<i>eltra</i>	0,71	0,60	0,63	0,84	0,68	0,63	0,66	0,65	0,73	0,54	0,87	0,59	0,50	0,77	0,90	0,72	0,45	
<i>Q</i>	33,55	31,35	34,6	34,77	36,34	39,1	36,69	37,39	42,69	43,1	44,21	42,83	46,2	45,86	46,66	61,3	43,3	
<i>L</i>	43,20	36,55	51,1	44,56	43,68	48,8	45,96	42,39	44,15	44,8	44,68	42,10	40,8	41,46	43,15	30,5	42,3	
<i>M</i>	23,25	29,10	14,3	20,67	19,99	12,1	17,36	20,22	13,15	12,1	11,11	14,98	13	12,69	10,19	8,1	14,4	
<i>T</i>	0,49	0,32	0,33	0,26	0,30	0,28	0,26	0,30	0,30	0,25	0,25	0,27	0,24	0,32	0,34	0,08	0,28	
<i>α</i>	0,61	1,02	0,35	0,73	1,08	1,6	1,05	1,35	3,02	3,3	3,89	2,98	4,42	0,47	5,26	27,6	3,1	
Magma	belgilitica	sonalit-dioritica	leucocristalina	si-monzonitica	sonita-monzonitica	leuco-monzonitica	si-monzonitica	sommit-monzonitica	cuart-dioritica	cuart-dioritica	leuco-dioritica	leuco-tonalitica	cuart-dioritica	leuco-tonalitica	leuco-tonalitica	leuco-tonalitica	aplit-granitica	metacuart-dioritica



TABELUL 5
Cantitatea standard din cântări % (după Burri) și analize modale

Nr. probei	193	300	199	231	411	150	406	444	341	123	328	517	87	171	241	5	17
O	2,37	4,82	2,8	2,3	3,42	4,1	3,48	6,15	12,05	10,6	12,31	13,44	16	16,81	15,33	32,1	12
Or	10,01	16,75	20,5	24,55	22,03	26,5	28,80	13,18	17,83	21,5	19,06	16,21	17,5	16,16	16,47	25	16
Ab	26,71	24,53	33,5	30,81	28,50	31,5	28,08	30,88	32,76	34,5	30,63	34,83	31	30,83	30,80	32	31,6
An	35,11	10,03	25	18,86	22,15	20,5	19,71	21,56	22,06	17	18,63	18,75	18	22,08	24,65	5	18,5
Coard	—	—	4,5	—	—	7,1	—	—	0,29	7,3	—	—	6,6	—	—	4,3	5,5
Wo	1,32	7,11	—	5,96	3,04	—	2,12	2,06	—	—	1,31	—	—	0,81	—	—	—
Isn	12,09	14,86	6,4	8,17	9,60	4,1	7,97	10,08	6,88	3,9	5,33	9,45	5,5	7,50	7,66	—	7,8
Hy	3,76	5,51	2,8	3,05	6,13	2,3	3,61	4,33	3,86	1,2	3,58	1,87	2	1,68	3,21	11	2,1
Mt	4,85	4,08	3	3,66	2,44	2,7	3,30	3,32	2,25	3,1	1,32	2,72	2,5	2,53	0,56	—	2,5
Ru	—	—	0,5	—	—	0,4	—	—	0,45	0,3	—	—	0,5	—	0,17	0,1	0,4
Tit	2,37	2,07	—	1,89	1,92	—	1,80	1,80	—	—	1,23	1,29	—	1,26	0,79	—	—
Cp	10,8	0,62	0,7	0,71	0,63	0,7	0,63	0,59	0,50	0,5	0,41	0,40	0,3	0,36	0,36	—	0,3
Ce	—	—	—	—	—	—	—	—	1,38	—	—	1,05	—	—	—	—	—
P7	0,18	—	—	0,05	0,10	—	—	0,05	0,18	—	0,10	—	—	—	—	—	—
Cuarț	4	5,5	5,5	6,6	4,2	8,5	3,3	10	18	18	16,8	21,3	23,6	18,7	20,15	—	—
Ortoză	2,5	12,7	25	35,6	31,5	29,8	44,4	19	16,2	23,5	15,8	15,3	20,7	18,7	20,15	—	—
Plagioclaz	64	51,3	55,7	33	35,3	47,3	30,1	51	46,3	40	49,4	37,7	38,8	49,7	47,47	—	—
Piroxen	10,3	9,4	7,8	6,8	16	0,7	12,5	6	?	?	?	?	?	?	?	—	—
Hornblendă	3,0	10,3	6,9	6,9	9	9	3,7	8	8	11	8,2	11,4	10,4	7,2	8,5	—	—
Biolit	13,3	8,7	3,9	8,9	10	0,9	5,9	11	9,7	4,7	8,1	11,5	5,6	3,7	7,2	—	—
Accesorii	2,7	1,9	1,9	2,1	3	3,7	—	2	1,8	2,7	1,6	2,8	0,9	1,2	0,8	—	—
An/An - Ab din cantitatea normă	57	44	43	38	44	39	41	41	40	33	34	35	37	41	44	—	—
An % Fedorov	57-54	51-38	55-42	40-34	50,40	62-23	48-40	47-38	40-35	38-35	50-28	38	40	50-40	50-40	—	—



TABELUL 6

Norma C. I. P. W. și bateriile QAP din normă

Nr. probei	193	300	199	231	411	150	406	444	341	123	328	517	87	171	241	5	17
Q	3,51	5,7	4,9	3,94	4,26	7,1	4,80	7,14	120,6	14,2	13,44	14,4	19,4	18,18	16,68	35,6	14,4
or	10,01	16,12	20,57	24,46	21,68	26,13	28,96	17,79	17,79	21,13	18,90	16,12	17,34	16,12	16,68	25,02	16,12
ab	24,63	22,53	31,44	28,82	26,72	29,34	26,20	28,82	30,39	31,96	34,58	31,96	28,82	28,82	28,82	29,34	31,96
an	34,47	19,18	25,30	18,90	22,24	20,02	19,74	21,41	21,96	17,79	18,35	18,63	18,07	21,68	24,46	5,00	18,63
hy	10,58	9,90	9,28	2,76	10,22	7,45	7,01	8,71	7,94	6,23	5,64	7,62	7,86	5,99	9,04	1,2	10,81
di	5,53	10,08	—	13,06	8,84	—	6,48	8,50	2,94	—	4,76	3,73	—	3,49	1,11	—	—
C	—	—	1,63	—	—	2,45	—	—	—	2,14	—	—	2,14	—	—	1,94	1,73
mt	6,73	5,57	4,41	5,10	3,25	3,71	4,41	4,41	3,02	4,41	1,86	3,71	3,71	3,48	0,70	0,23	3,48
hm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,64	—
ll	2,13	1,82	1,52	1,57	1,67	1,22	1,52	1,52	0,91	0,91	1,22	1,22	1,37	1,22	1,22	0,30	1,06
ap	1,31	0,67	1,01	1,01	0,67	1,01	0,67	0,67	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	—	0,34
Q	3	9	6	4	6	9	6	9	15	16	16	18	23	21	19	38	18
A	14	25	25	32	29	31	36	24	22	25	22	20	20	19	19	26	20
P	81	66	69	64	65	60	58	67	63	59	62	62	57	60	62	36	62
Clasif. care din QAP	mon-zogab-brou	mon-zodio-rit	mon-zodio-rit	mon-zodio-rit	mon-zodio-rit	mon-zodio-rit	mon-zenit	mon-zodio-rit	mon-zodio-rit	mon-zodio-rit	mon-zodio-rit	mon-zodio-rit	grano-diorit	grano-diorit	grano-diorit	aplit-granit	andezit

minerale standard calculate prin metoda Burri, iar pentru comparație s-au anexat analizele modale ale rocilor respective și conținuturile în anortit ale plagioclazilor calculate din valorile virtuale $An/An + Ab$, respectiv măsurate microscopic cu platina universală.

În sfârșit, în tabelul 6 s-au înscris cantitățile de minerale standard obținute prin metoda C.I.P.W., după care s-au recalculat și cele trei minerale felsice pentru a le proiecta în diagrama QAP . Comparând rezultatele astfel obținute, cu diagrama QAP din analiza modală, se constată unele diferențe: astfel, unele granodiorite și monzonite se proiectează în câmpul monzodioritelor, iar gabbroul analizat se deplasează spre monzogabbrouri. Accastă aglomerare a diverselor tipuri de roci banatitice în câmpul monzodioritelor, provine din metoda de calcul, potasiul din biotit fiind calculat ca ortoză virtuală.

Pentru a evidenția tendințele evolutive în cadrul banatitelor de la Bocșa, am preferat reprezentarea variațiilor principalilor oxizi și cationi în funcție de indicii de diferențiere Kuno ($MgO \times 100/MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O$) și Nockolds-Allen, celei bazate pe SiO_2 , întrucât acesta nu prezintă schimbări semnificative.

Fără a fi caracteristică pentru toți oxizii, în anumite cazuri — SiO_2 , $FeO + Fe_2O_3$, CaO — pe diagrama Kuno (fig. 7) se remarcă existența a două linii evolutive independente, în cadrul unității centrale și a unității de bordură, constituită din rocile zonei marginale și a zonei de trecere.

Observăm astfel, că există în zona marginală o diferențiere independentă pornind de la rocile bazice din șirele de gabbrouri și monzodiorite până la monzonite, ultimele solidificate fiind monzogranitele; în acest timp granodioritele din centrul masivului aveau o evoluție separată.

Pe baza indicelui de solidificare Kuno, s-a calculat și un indice alcali-calcic (fig. 8) a cărui valoare este 20,1 pentru rocile unității de bordură și 23,6 pentru rocile granodioritice din centrul corpului banatitic. Proiecția acestui indice față de cantitatea corespunzătoare de CaO (fig. 9) după Kuno (1959) care în câmpul seriilor alcaline pentru zona marginală, în timp ce rocile din zona de tranziție și unitatea centrală aparțin seriilor calco-alkaline.

Diagrama de variație cationică față de indicele Nockolds-Allen (fig. 10) prezintă aceeași dedublare a liniilor evolutive ale Si^{++} și K^+ , pentru ceilalți cationi fiind mai confuză.

Pe baza valorilor Niggli au fost construite următoarele diagrame de variație:

Diagrama *al-fm* (fig. 11 a) ce arată o aliniere femic-izofal-salic;



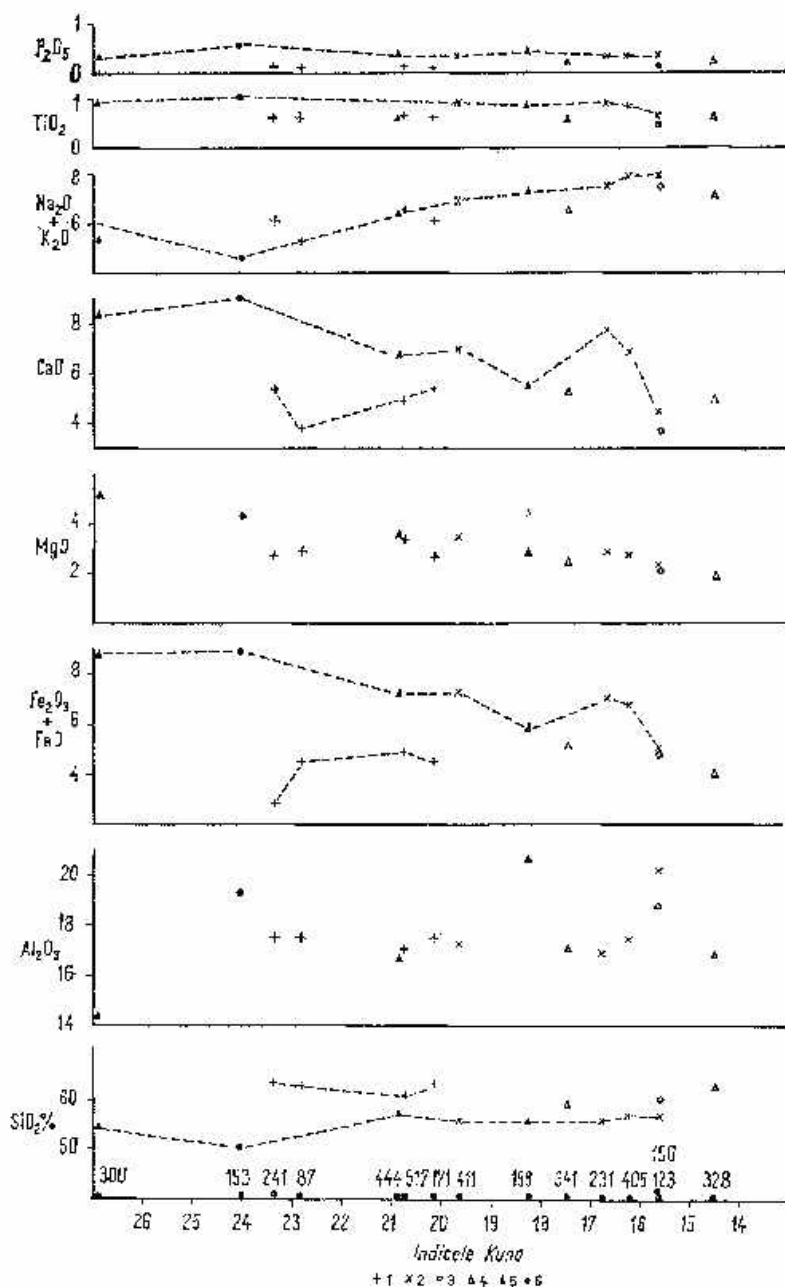


Fig. 7. — Diagrama de diferențiere Kuno.

1. graudiorite; 2. monzonite; 3. monzograuită; 4. monzodiorite (zona de tranziție); 5. monzodiorite (zonă marginală); 6. diorit-gabbrouri.

Kuno's differentiation diagram.

1. graudiorites; 2. monzonites; 3. monzogranites; 4. monzodiorites (transitional zone); 5. monzodiorites (marginal zone); 6. diorite-gabbros.



Diagrama *al-alk* (fig. 11 b) în care majoritatea analizelor se proiectează în câmpul de alcalinitate intermediară;

Diagrama *k-mg* (fig. 11 c) cu valori ridicate atât pentru *mg* cât și pentru *k*;

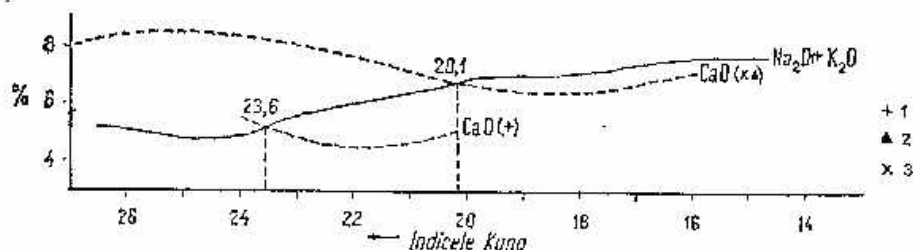


Fig. 8. — Diagrama alcali-calcică Kuno.

1, grupul rocilor centrale; 2, grupul rocilor din zona de tranziție; 3, grupul rocilor din zona marginală.

Kuno's alkali-calcic diagram.

1, central rocks group; 2, transitional rocks group; 3, marginal rocks group.

Diagrama *mg-cifm* (fig. 11 d) în care toate analizele se proiectează în câmpul mai calcic, cele din unitatea de bordură avînd Fe mai mare decît Mg, în unitatea centrală din contră Mg predominînd față de Fe.

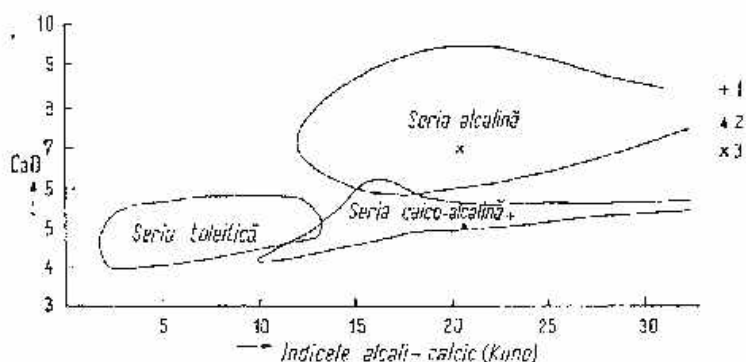


Fig. 9. — Diagrama seriilor magmatice Kuno.

1, grupul rocilor centrale; 2, grupul rocilor din zona de tranziție; 3, grupul rocilor din zona marginală.

Kuno's magmatic series diagram.

1, central rocks group; 2, transitional rocks group; 3, marginal rocks group.

Diagrama *QLM* în care monzodioritele și monzonitele zonei marginale se proiectează în apropierea liniei PF sau între aceasta și MF,

arătînd deci tendințe alcaline în timp ce granodioritele și monzodioritele zonei de tranziție se proiectează în cîmpul rocilor calco-alcaline (fig. 12);

Diagrama de diferențiere Niggli (fig. 13) în care repetatele întreprinderi ale curbelor arată că nu poate fi vorba numai de o simplă diferențiere prin fracționare, în care caz curbele ar fi avut un mers lin.

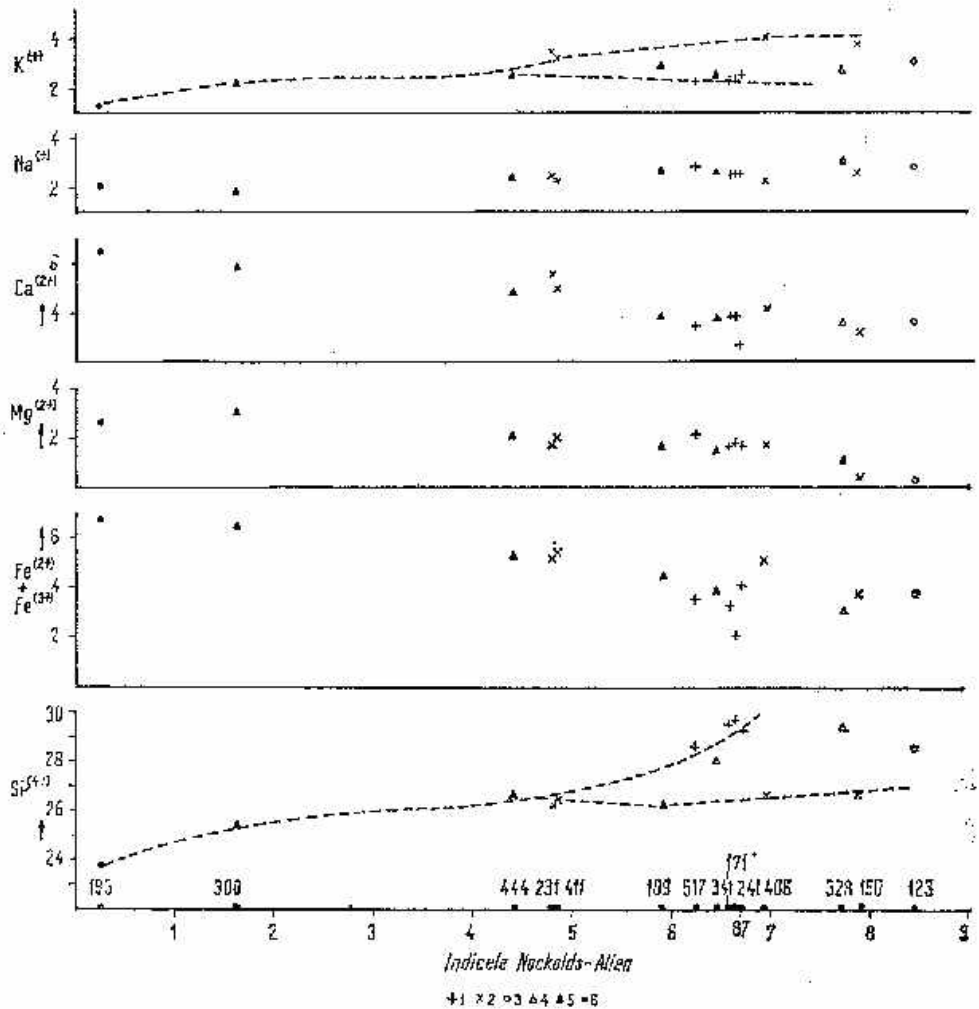


Fig. 10. — Diagrama de variație Nockolds-Allen.

1. granodiorite; 2. monzonite; 3. monzogranite; 4. monzodiorite (zona de tranziție); 5. monzodiorite (zona marginală); 6. diorit-gabbroai.

Nockolds-Allen's variation diagram.

1. granodiorites; 2. monzonites; 3. monzogranites; 4. monzodiorites (transitional zone); 5. monzodiorites (marginal zone); 6. diorite-gabbros.



Din tabelele 5 și 6 în care am trecut mineralele standard calculate prin metoda Burri și C.I.P.W., se pot face de asemenea observații interesante. Astfel, odată cu creșterea cantității de cuarț de la zona mar-

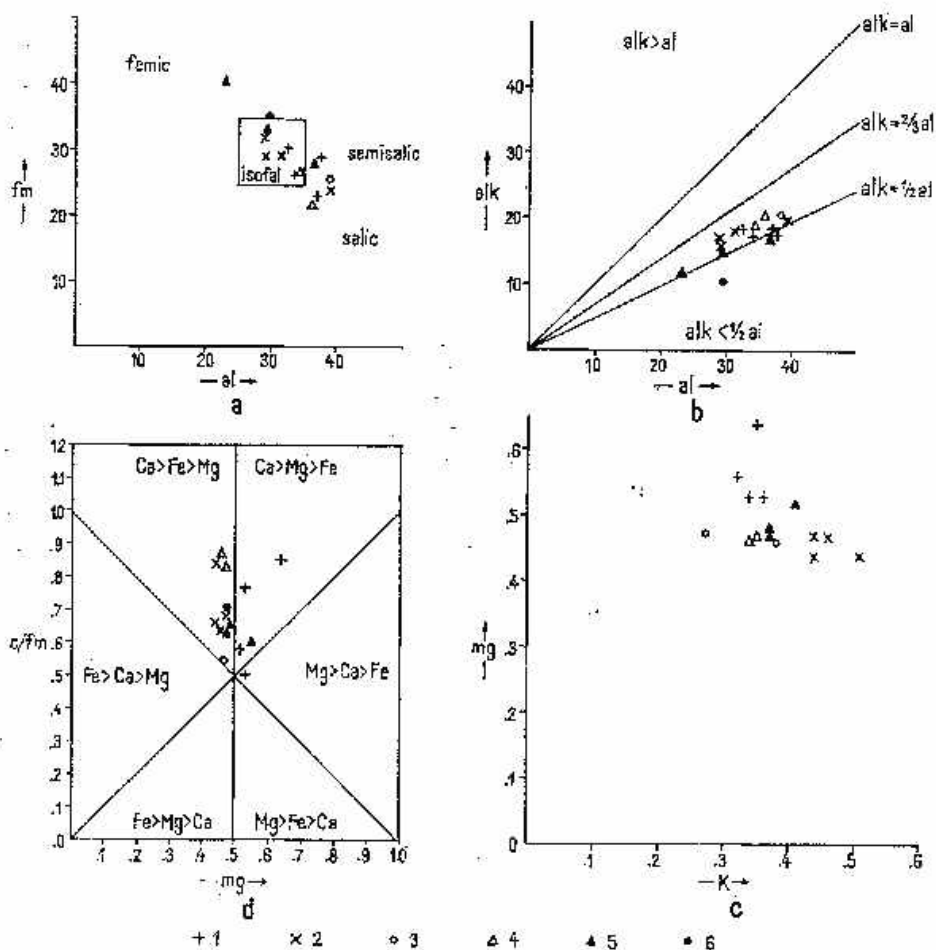


Fig. 11. — Diagrame: a, $al-fm$; b, $al-alk$; c, $k-mg$; d, $mg-c/fm$.

1. granodiorite; 2. monzonite; 3. monzogranite; 4. monzodiorite (zona de tranziție); 5. monzodiorite (zone marginală); 6. diorite-gabbroai.

Diagrame: a, $al-fm$; b, $al-alk$; c, $k-mg$; d, $mg-c/fm$.

1. granodiorite; 2. monzonite; 3. monzogranite; 4. monzodiorite (transitional zone); 5. monzodiorite (marginal zone); 6. diorite-gabbro.

ginală spre partea centrală, are loc o scădere în același sens a cantității de feldspat potasic. Se mai poate remarca de asemenea, că prezența piroxenilor în unitatea de bordură este materializată prin cantități relativ

ridicate de wolastonit normativ, în timp ce în unitatea centrală acesta lipsește sau este foarte puțin. Interesant este conținutul de fosfor calculat ca apatit sau C_p , care este sensibil mai ridicat în zona marginală față de cea de tranziție și unitatea centrală.

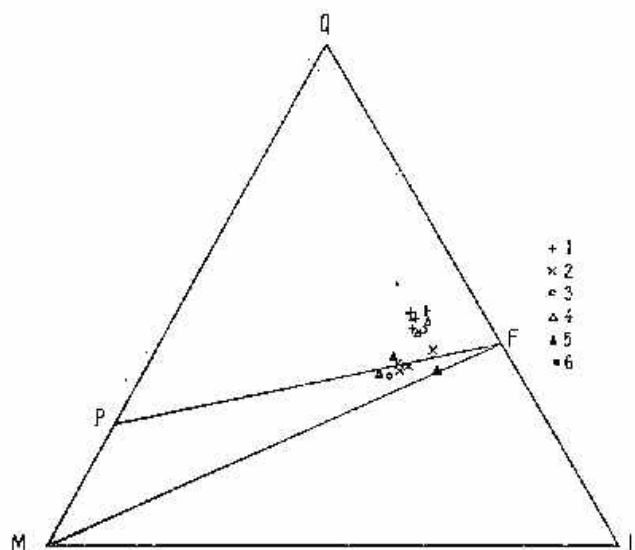


Fig. 12. — Diagrama QLM.

1, granodiorite; 2, monzonite; 3, monzogranite; 4, monzodiorite (zona de tranziție); 5, monzodiorite (zona marginală); 6, diorite-gabbros

Diagram QLM.

1, granodiorites; 2, monzonites; 3, monzogranites; 4, monzodiorites (transitional zone); 5, monzodiorites (marginal zone); 6, diorite-gabbros.

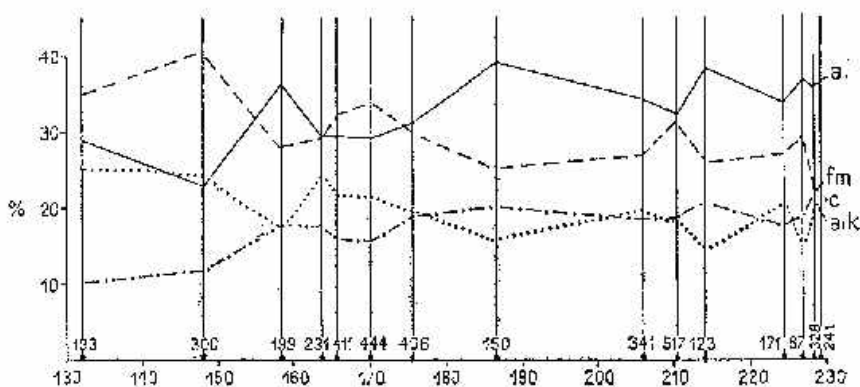


Fig. 13. — Diagrama de variație Niggli.

Niggli's variation diagram.

Calculând pe baza acestor valori cantitățile relative de cuarțeloide s-a construit figura 14 (după Carmichael, 1963), în care evoluția componentilor salici sugerează o legătură genetică între termenii bazici

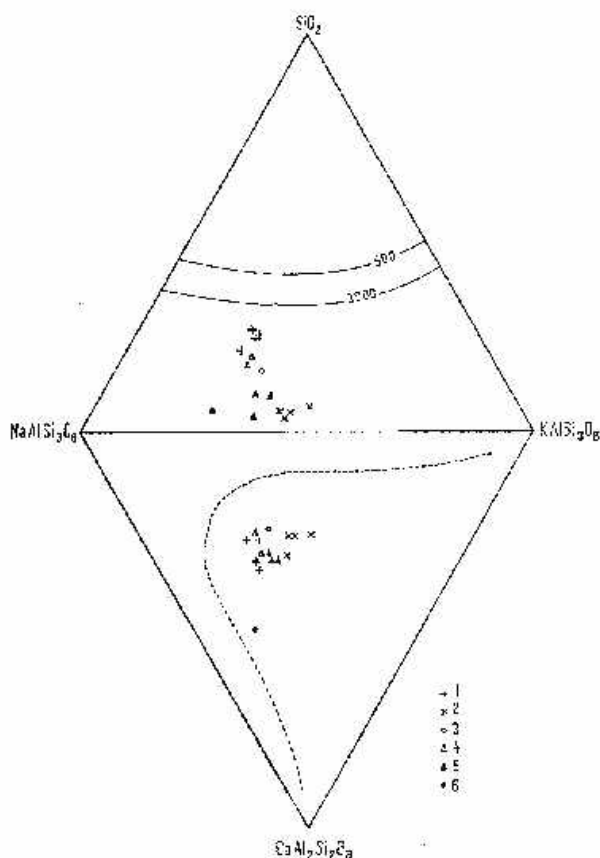


Fig. 14. — Diagrama Carmichael.
Carmichael's diagram.

și cei alcalini din zona marginală, caracterizată printr-o îmbogățire în potasiu, în timp ce rocile din unitatea centrală și zona de tranziție ocupă un cimp omogen.

Din toate aceste reprezentări, se poate observa atât caracterul net diferit, al zonei marginale din unitatea de bordură, față de unitatea centrală, cât și caracterul combinat al zonei de tranziție.

Considerații petrogenetice

Principalul rezultat al cercetărilor efectuate în partea de vest a masivului Bocșa este punerea în evidență a unității de bordură net deosebită de granodioritele unității centrale. În cadrul acesteia, s-a deosebit o zonă marginală în care pe un fond monzonitic se individualizează șlire mai bazice — diorit-gabbrouri pe de o parte și zone de îmbogățire în feldspat potasic — rocile sienitice de segregatie pe de altă parte; spre masiv s-a separat o zonă de tranziție, preponderent monzodioritică, cu rare șlire monzogranitice.

Întrucât cercetările noastre pînă în prezent s-au extins numai pe o jumătate din corpul banatic de la Bocșa, este greu de precizat dacă unitatea centrală și unitatea de bordură reprezintă variații petrografice în cadrul unui masiv unitar, sau din contră ele provin din intruziuni succesive, dar apropiate în timp.

Deși trecerea între zona marginală subalcalină și unitatea centrală calco-alcalină este gradată — zona de tranziție — este dificil de explicat apariția unității de bordură cu lățime de 2-3 km numai prin fenomene de diferențiere fracționată a unei magme normale granodioritice. Din această cauză, luînd în considerare contrastul evident dintre omogenitatea părții centrale și structura în șlire extrem de variată a unității de bordură, înclinăm să le considerăm pe acestea ca două intruziuni independente, evident consangvine. Acest lucru nu ar fi ceva excepțional, plutoni cu structură complexă fiind deja recunoscuți în banatite la Săvirșin (S a v u, 1967) sau Surduc (R u s s o)⁹ și numeroase alte cazuri, Deboullie (B o n n e, 1962), Idaho (H i e t a n e n, 1963), Ballons D'Alsace (G u é r i n, 1967).

În această ipoteză, prima dintre intruziunile ce alcătuiesc masivul Bocșa este reprezentată în caracterele ei inițiale de unitatea de bordură predominant monzonitică, în care sînt separate șlire mai bazice de diorit-gabbrouri și monzodiorite, altele mai acide — monzogranite și în partea cea mai externă o zonă pe care se eșalonează roci sienitice de segregatie.

Existența diorit-gabbrourilor, ubicuitatea clinopiroxenilor cu exoluții, prezența ortopiroxenului, precum și unele particularități geochemice (cantități ridicate de P și Ti), indică pentru unitatea de bordură de la Bocșa (de altfel ca și la Surduc, R u s s o, 1969)⁹ un caracter bazic mult mai pronunțat decît s-a considerat pînă în prezent.

Deși G i n ș e ă et al. (1966) recunosc o linie de diferențiere, de la magma banatică normală granodioritică la magme slab bazice, acest

⁹ Op. cit. pct. 7.



model este greu de aplicat în cazul corpurilor citate, deoarece zonele lor de afloriment se dezvoltă pe suprafețe de mai mulți kilometri. Mai plauzibilă ni se pare ideea că în anumite cazuri, magmele inițiale banatitice pot avea compoziții mai bazice decât cele granodioritice. Chimismul bazic poate fi explicat fie printr-o contaminare în zona de anatexie sialică cu material simatic, fie prin situarea nivelului de anatexie în stratul bazaltic al scuarței, fie chiar prin topiri în stratul granitic, dar într-o zonă a acestuia alcătuită în mod accidental din roci mai bazice.

Existența în aceeași zonă a unei îmbogățiri în elemente alcaline, ce culminează cu apariția șlirelor de roci sienitice, reprezintă un alt caracter particular al masivelor de la Bocea și Surduc. Asocierea unor roci cu tendințe alcaline cu altele de natură bazică și apariția unor tipuri petrografice în care cantități ridicate de alcalii coexistă cu un procent mare de calciu, a mai fost însă observată și în alte regiuni: plutonul banatitic de la Valja Strz, Iugoslavia (K a r a m a t a et al., 1967) masivul Ditrău (C o d a r e e a et al., 1957), Laghi, Italia (D e V e c c h i, 1965) și corpul de la Ballons d'Alsace, Franța (G u é r i n, 1967).

Concentrarea elementelor alcaline și în special a potasiului este interpretată ca un proces tardiv datorat unui transfer de silicați alcalini și/sau ioni alcalini prin migrarea ascendentă a unei soluții apoase, din magma în curs de cristalizare.

Acest fenomen a fost analizat de B o o n e (1962) în corpul sienitic de la Deboulle, SUA, în care apariția tardivă a feldspatului potasic este exprimată prin ecuația :

Plagioclaz ($Ab_{30}Ab_{70}$) + $1/2K_2SiO_3 \rightleftharpoons$ Ortoclaz ($Or_{70}Ab_{30}$) + mici cantități de K, Na și Ca, ce pot forma hornblende sau biotit sau pot fi îndepărtați ca ioni solubili. Feldspatul potasic ce apare prin reacția de mai sus este observat atât pe teren, în șlire de roci feldspatizate, cât și la microscop, unde în aceste roci dă structurile poikilitice caracteristice monzonitelor și corodează toate mineralele anterioare.

În contrast cu natura particulară a unității de bordură, granodioritele din unitatea centrală prezintă caractere petrografice și chimice normale pentru rocile banatitice descrise în țară (G i u ș c ă et al., 1966). Ele provin prin consolidarea plutonică a unei magne granodioritice sialice. Evoluția chimică a acestora este redusă, iar pe diagramele de variație prezentate, observăm că granodioritele nu pot fi încadrate în linia de diferențiere a unității de bordură. Trebuie să menționăm că deși feldspatul potasic și aici apare ca un mineral de cristalizare târzie, el nu se concen-

trează probabil datorită cantității mai reduse de volatile din acest tip de magmă.

Lipsa contactelor nete între unitatea de bordură subalcalină și unitatea centrală, considerăm că poate fi explicată prin intruziunea imediată a magmei granodioritice, înainte de consolidarea totală a primei. Menținerea acesteia într-un stadiu relativ plastic, asemănătoare faciesului de bordură de la Deboullie (Boone, 1962) a permis asimilarea sa pronunțată pe volume considerabile — zona de tranziție, în care piroxenii apar ca minerale relicte — justificând și lipsa enclavelor de roci alcaline sau bazice în granodiorite.

Singurele enclave observate în unitatea noastră centrală sînt de fapt acumulări de minerale melanocrate în unele zone cu contur circular centimetrice sau decimetrice, citate de altfel și în alte regiuni de apariție a banatitelor (Codarcea, 1931).

Astfel concepută, structura și evoluția magmatică a masivului Boeşa apare complexă, recunoscîndu-se existența unor magme anormale bazice cu tendințe alcaline, alături de magme normale granodioritice.

BIBLIOGRAFIE

- Berza T. (1972) Șisturi cristaline și roci granitoidale între valea Tismanei și valea Bistriței. *D.S. Inst. Geol.* LVIII/1, București.
- Boone G. M. (1962) Potassic Feldspar Enrichment in Magma : Origin of Sienite in Deboullie District, Northern Maine. *Geol. Soc. Am. Bull.* 73, Colorado.
- Carmichael I. S. E. (1963) The crystallisation of feldspar in volcanic acid liquids. *Quart. J. Geol. Soc. Lond.* 119, Londra.
- Codarcea A. I. (1931) Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană (Județul Caraș, Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* XV, București.
- (1935) Sur la présence du Crétacé supérieur à Valcapai. *Bull. Soc. Roum. Géol.* II, București.
- Codarcea-Dessila Marcela, Ianovici V. (1957) Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. Acad. R.P.R. secția geol. geogr.* II, 3-4, București.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1963) Rock forming minerals. Longmans, Londra.
- De Vecchi G. (1965) La presenza di rocce monzonitiche nel territorio di Laghi (Posina). *Mem. Acc. Patavina di SS. LL. AA.* 77, Padova.
- Ginșcă D., Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. St. Geol.* XXXV, București.
- Guérin H. (1967) Les faciès de bordure du granite des Ballons d'Alsace et de Servance (Vosges méridionales). *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.* 20, 1, Strasbourg.



- Hietanen Anna (1963) Idaho Batholith Near Pierce and Bungalow Clearwater County, Idaho. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 344-D, Washington.
- Karamata S., Knezović V., Antonijević I., Dvordjević M., Micić L., Divljan D., Drovenik M. (1967) Les roches magmatiques Crétacées - Tertiaires des Carpatho-Balkanides Yougoslaves. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 11, Budapesta.
- Kuno H. (1959) Origin of Cenozoic Petrographic Provinces of Japan and Surrounding Areas. *Bull. Volc. Ser. II*, Napoli.
- Laves F., Vishwanathan K. (1967) Relation between the optic axial angle and trilinearity of potash feldspars and their significance for definition of „stable“ and „unstable“ states of alkali feldspars. *Schw. Min. Petr. Mitt.* 47/1, Berna.
- Marfanin S. A. (1961) The relation between structure and optical orientation in potash - soda feldspars. *Inst. L. Mallada Cours. y Conf.* 8, Madrid.
- Năstăseanu S., Boldur C. (1964) Observații în legătură cu prezența Carboniferului și Doggerului la Valcăpai (Banat). *D.S. Com. Geol.* Lf2, București.
- Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1967) Contribuții la studiul geochimic al rocilor banatitice de la Săvișin (Munții Drocca). *D.S. Com. Geol.* LII/2, București.
- Stroekkeisen A. L. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 2-3, Stuttgart.
- Winkler H. G. F. (1966) La genèse des roches métamorphiques, Ed. Ophry, Paris.
- (1970) Abolition of Metamorphic Facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and a Classification based on Isograds in Common Rocks. *N. Jb. Miner.* 5, Stuttgart.

PETROLOGY OF THE WESTERN ZONE OF THE BOCȘA BANATITIC MASSIF

(Summary)

The Bocșa Banatitic Massif, of a Paleocene age, is emplaced in the crystalline schists from the Supergetic domain of the South Carpathians; the contact metamorphism shows both isochemical aspects through the occurrence of neo-formation biotite and andalusite, and the allochemical ones—skarnizations, feldspathizations and tourmalinizations.

In the western half of the Bocșa body, two units with distinct petrological and structural features could be outlined: A) the border unit and B) the central unit. Although the facies of the outer part rocks is strongly contrasting to the centre of the massif, the passings from one unit to another are never clear-cut due to the existence of a transition zone. Thus in the border unit, two zones were differentiated, A₁—marginal zone and A₂—transitional zone.

Although, it is generally observed, both on the field and in the modal analyses, that the marginal zone rocks can be sometimes found again in the transition zone and conversely, the distinction we have made between them is due to the following features:

The more alkaline chemistry of the marginal zone, wherein the monzonites display a wide development, as against the more calcic nature of the transition zone, where the largest surface is occupied by monzodiorite;

The existence of numerous schlieren in the marginal zone, some of them even impossible to be mapped because of their very reduced dimensions, as against the more homogeneous character of the transition zone, where the schlieren of monzogranites cover a remarkably unitary surface ;

The marginal zone schlieren pass from the basic ones of the gabbro type into the conspicuously alkaline ones, which we have distinguished in the segregation syenitic rock zones. In exchange, the differentiation products from the transition zone are closer to the rocks of the massif's centre ;

The central granodioritic unit is clearly different, presenting a remarkable petrographic and chemical homogeneity.

The Banatitic rocks from Boeşa — diorite-gabbros, monzodiorites, monzonites, monzogranites, granodiorites and the segregation syenitic rocks — are built up of plagioclase-feldspars, potassic feldspars, quartz, biotite, amphiboles, pyroxenes, accessory and secondary minerals. More important, from the petrogenetic point of view, the feldspars, amphiboles and pyroxenes have been studied in detail with the help of the universal stage.

The plagioclase feldspars are found with some common features, in most of the Banatitic rocks : increased idiomorphism, generally normal zonality and more seldom recurrent, being permanently twinned. The anorthitic contents of the plagioclase feldspars, from various petrographic types, are noticed in Table 1. In the border unit rocks, these present more basic cores — 70-80 per cent An — corroded and bordered by more acid irregular zones, which may come down at the border of the crystal to An_{20} (Fig. 1). Besides these ones, mantling of the plagioclase feldspars by the potassic feldspars may often occur (Fig. 2).

Micro- and cryptoperthitic potassic feldspars are developing under two aspects : microcrystalline mesostasis together with the quartz forming the matrix of the porphyric structure of rocks (monzodiorites and some monzonites from the contact of the body), or as the last widely crystallized mineral, including the earlier crystals and becoming poikilitic, sometimes with evident metasomatic features, in monzonites and even in the granodiorites of the central unit (Fig. 3, Plate II, Fig. 1.).

Plotting the values of the optic axial angle and of the extinction angle $Nz/\perp(010)$, on a combined diagram according to Marfuni (1962) and Laves and Vishwanathan (1967) — Fig. 4 — it is stated that the potassic feldspars from the Banatitic rocks represent sanidine microclines in Laves' view. As regards the triclinicity, it is observed that these are in fact intermediary microclines with Δ variable between 0.2 and 0.7, although the tartan twinning has been observed only exceptionally in some monzonites and monzogranites from the transitional zone.

Often, in the marginal zone monzonites, the existence of some perthitic crystals surrounded by a zone with clear homogeneous intermediary microcline is observed ; moreover, the coexistence of two types of alkaline feldspars is observed due also to various triclinicities within the same crystal, this one increasing towards the borders, and the poikilitic crystallization presenting the highest values (Plate II, Fig. 2).

The amphiboles show angles — $2V$ and c/Nz extremely variable ; on the basis of the pleochroic colours, common hornblende with green shades developed dominantly in granodiorites and hastingsitic hornblende with olive-green or blue pleochroism, which occur only in subalkaline rocks, could be distinguished : sometimes they are found as pseudomorphoses of the olive-green hornblende after clinopyroxenes in border unit rocks.

The pyroxenes represent the main mineralogical feature of the border unit rocks, they being entirely lacking in the central unit. Orthopyroxenes — bronzite at the limit with



the hypersthene — and clinopyroxenes have been distinguished. The latter are devoid of pleochroism; they have $-2V$ angles between 50° - 60° and c/Nz angle extremely variable, but frequently between 32° - 42° , values characteristic of augites.

A peculiarity of these pyroxenes is represented by the exsolution lamellae quasiparallel to the face (001), of an iron-magnesium phase, probably orthopyroxene similar to that occurring in independent crystals (Plate II, Fig. 4).

The chemical analyses of the rocks from the western part of Bocsa Massif (Table 3) have been calculated in Table 4, 5 and 6. The petrochemical diagrams (Fig. 7-11) point out, on the one hand, two evolutionary distinctive lines for the central and border unit (Kuno's and Nockolds-Allen's diagrams) and on the other hand, the variable character from basic to subalkaline of the border unit and the calc-alkaline nature of the central unit granodiorites.

Although the passing between these two units is graded through the existence of the transitional zone, it is difficult to explain the occurrence of the border unit, 2-3 km wide, only through fractional differentiation phenomena of a granodioritic Banatitic magma. For this reason, taking into account the obvious contrast between the homogeneity of the central part of the massif and the extremely variable schlieren structure of the border unit, we are inclined to consider them as two independent intrusions, obviously consanguineous.

In this hypothesis, the first of the intrusions is represented in its initial features by the border unit, predominantly monzonitic, in which more basic diorite-gabbro and monzodioritic schlieren and more acid monzogranites are separated, and in the outermost part, a zone in which segregation syenitic rocks are spaced out.

The existence of the diorite-gabbros, the ubiquity of clinopyroxenes with exolutions, the presence of orthopyroxenes as well as some geochemical peculiarities — high amounts of P and Ti — indicate, for the Bocsa Border Unit, a more marked basic character that it has been considered until nowadays for the Banatitic rocks. The more basic chemistry can be explained either by a contamination in the stalic anatexis zone with sinatic material, or through the emplacement of the anatexis level in the basaltic layer of the crust, or even through melting in the granitic layer, but in one of its zones built up, accidentally, of more basic rocks.

The concentration of alkaline elements, and especially of potassium, in the border unit rocks, which culminates with the occurrence of the segregation syenitic schlieren is interpreted as a late process, due to a transfer of alkaline silicates and/or alkaline ions, through the ascending migration of an aqueous solution, from the magma in the course of crystallization (Boone, 1962).

The absence of the clear-cut contact between the border unit and the central one may be explained by an immediate intrusion of the granodioritic magma, while the subalkaline border unit was still in the plastic stage, permitting its assimilation on considerable volumes — the transition zone in which the pyroxene still maintain themselves as relict minerals — justifying the absence of alkaline or basic rock enclaves in granodiorites.

EXPLANATION OF PLATE

Plate III

Geological map of the Bărbosu-Bocsa Vasiovei Region (Bocsa Banatitic Massif).

1, Quaternary; 2, Pannonian. Banatitic rocks: 3, α , aplites and micropegmatites; λ , lamprophyres and andesitic dykes; 4, granodiorites; a, porphyric; 5, segregation syenites;



6, monzogranites : a, porphyric ; 7, monzonites : a, porphyric ; 8, monzodiorites ; 9, diorite-gabbros. 10, Upper-Cretaceous ; 11, Lower-Cretaceous Irgonian ; 12 a, quartz-porphyrites ; b, rhyolitic porphyries (Permian ?) ; 13, Upper-Permian – Carboniferous ? ; 14, crystalline schists ; 15 a, contact phenomena ; b, skarnizations ; c, hydrothermal phenomena ; 16, faults.

PLANȘA I

Fig. 1, 2. — *Orbitoline*. Dealul Forunga, Valeapai. $\times 70$.

Orbitolines. Forunga Hill, Valeapai. $\times 70$.

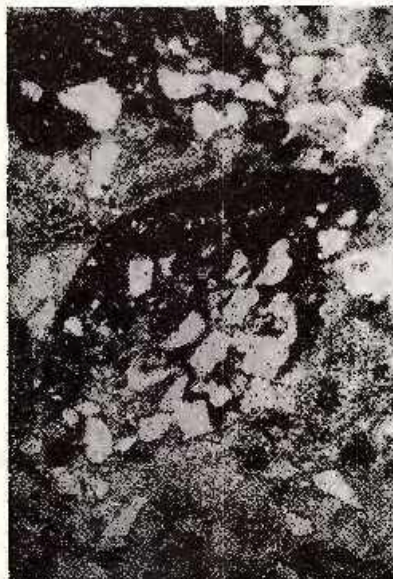
Fig. 3, 4. — *Archaeolithothamnium*. Dealul Forunga, Valeapai. $\times 70$.

Archaeolithothamnium. Forunga Hill, Valeapai. $\times 70$.





1



2



3



4

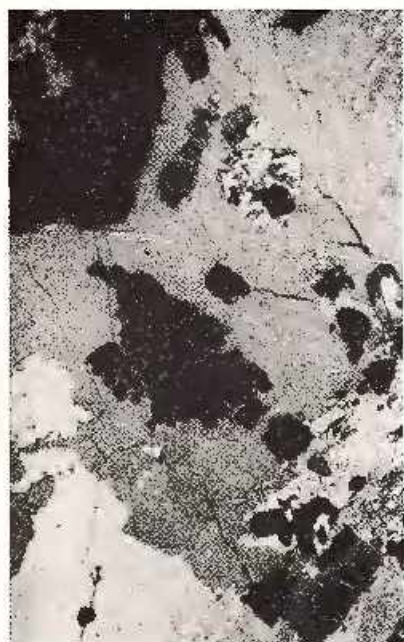
Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/1.



PLANȘA II

- Fig. 1. — Feldspat potasic poikilitic. Valea Pietrii, Nic. 4; $\times 40$.
Poikilitic potassic feldspar. Pietrii Valley. Nic. 4; $\times 40$.
- Fig. 2. — Feldspat potasic perlitic bordat de feldspat potasic neperlitic. Valca Bărbosu, Nic. — ;
 $\times 40$.
Perthitic potassic feldspar bordered by non-perthitic potassic feldspar. Bărbosu
Valley. Nic. — ; $\times 40$.
- Fig. 3. — Ortopiroxen bastilizat. Ogașul Ciurani, Nic. — ; $\times 40$.
Bastitized orthopyroxene. Ogașul Ciurani. Nic. — ; $\times 40$.
- Fig. 4. — Angiți cu exoluții de ortopiroxen. Pftul Vornicul, Nic. 11; $\times 10$.
Angite with orthopyroxene exolutions. Vornicul Brook. Nic. 11; $\times 40$.





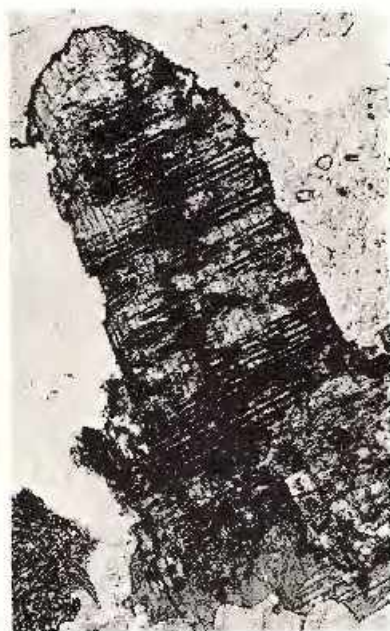
1



2



3



4

Instituțul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/1.



PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

**GRANITOIDELE ŞI ŞISTURILE CRISTALINE DE PE VERSANTUL
SUDIC AL MUNŢILOR PARÎNG (CARPAŢII MERIDIONALI)¹**

DE

HARALAMBIE SAVU, CECILIA VASILIU, CONSTANŢA UDRESCU²

Résumé

Granitoïdes et schistes cristallins du versant méridional des Monts Parîng (Carpathes Méridionales). Dans cette étude les auteurs s'occupent des schistes cristallins revenant aux séries de Lainici-Păiuş et de Drăgşan et des métagranitoïdes de la partie méridionale de la zone centrale des Monts Parîng. Les roches granitoïdes qui constituent la partie orientale du pluton synorogène de Şuşiţa, quoique affectées par le métamorphisme hercynien, maintiennent leurs caractères pétrographiques et chimiques proches de ceux des roches de la partie occidentale du pluton. Les transformations déterminées par le métamorphisme ont affecté la structure et la texture des roches conduisant à la substitution des minéraux primaires par des minéraux secondaires formés dans les conditions de l'isograde du chlorite. Ce phénomène a eu lieu avec introduction de H_2O en faible quantité, qui est entré dans le réseau des minéraux secondaires tels la séricite, le chlorite etc. La distribution des éléments mineurs dans la série des roches granitoïdes métamorphisées est normale, le comportement de ces éléments étant similaire à celui des éléments des granitoïdes du reste du pluton de Şuşiţa. Quelques déviations de la distribution des éléments mineurs s'observent chez les méladiorites. Les granites plus riches en feldspaths potassiques présentent les teneurs les plus réduites en Zr et Li et les plus élevées en Pb. Les minéraux des roches pegmatitiques se caractérisent par des teneurs réduites en Be et Sr. La muscovite présente cependant des teneurs élevées en Be, Li, Ga, Sn et Nb.

Introducere

Cercelările noastre privind geochimia şi petrologia granitoidelor din sudul munţilor Vulcan şi Parîng, începute în anul 1968, au abordat până în prezent atât granitoidele sinorogene de tip Şuşiţa, cât şi pe cele tardeorogene de la Stăneceşti şi Cărpiniş-Novaci, aducînd date importante

¹ Comunicare în şedinţa din 31 martie 1972.

² Institutul Geologic, Şos. Kiselefi nr. 55, Bucureşti.

asupra genezei plutonilor granitoizi din această regiune, evoluției magmei acide și distribuției elementelor chimice în rocile intrusive.

Lucrarea de față reprezintă continuarea acestor cercetări și abordează metagranitoidele situate imediat la sud de creasta principală a munților Parîng, între vîrfurile Molidviș (1757 m), Nedeiu (1599 m), Păpușa (2125 m) și stațiunea alpină Rîncea (1550 m). Cea mai mare parte a regiunii este situată în bazinul superior al văii Gilort; în partea de vest ea cuprinde și izvoarele văilor Sadu și Zănoaga.

Granitoidele din această regiune au fost discutate, în linii generale, în lucrările de sinteză elaborate de Streckeisen (1932), Ghika-Budești (1940), Codarcea și Pavelescu (1963), Pavelescu și Pavelescu (1970) și de Savu (1970). Cercetări mai detaliate au fost efectuate în 1966 de Arsenescu^{3,4,5} Arsenescu și Dragomir⁶ care prospectind partea de est a regiunii pentru diferite substanțe minerale utile, constată pe baza analizelor chimice, că granitoidele au rezultat dintr-o magmă acidă care a asimilat roci bogate în siliciu și sodiu. Menționăm de asemenea cercetările efectuate de Trifulescu⁷ și Gherasi et al.⁸.

Structura și petrografia plutonului granitoid și a șisturilor cristaline

Formațiunile geologice din regiune aparțin infrastructurii baicaliene a autohtonului danubian (Savu, 1970) și reprezintă prelungirea spre est a plutonului sinorogen de Șușița, situat în zona axială a structurii anticlinale majore Nedeiu-Șușița-Tismana⁹.

³ V. Arsenescu. Prospekțiuni geologice pentru minereuri de fier și alte substanțe minerale utile în Munții Parîng. Arh. I.G.P. 1966. București.

⁴ V. Arsenescu. Raport asupra prospekțiunilor geologice pentru fier, feldspat și elemente rare în perimetrele Valca Gilort — Valea Mare și Izvoarele Jietului, Munții Parîng. Arh. I.G.P. 1968, București.

⁵ V. Arsenescu. Raport geologic asupra prospekțiunilor pentru elemente rare, crom, nichel și roci grafitoase în Munții Parîng. Arh. I.G.P. 1969. București.

⁶ V. Arsenescu, N. Dragomir. Raport asupra prospekțiunilor geologice pentru minereuri de fier și metale rare în partea de sud a Munților Parîng. Arh. I.G.P. 1967. București.

⁷ M. Trifulescu. Prospekțiuni geologice pentru grafit și elemente rare și disperse în Munții Parîng. Arh. I.G.P. 1966. București.

⁸ N. Gherasi, Voichița Zimmermann P., Zimmermann, I. Solomon, V. Arsenescu. Raport de sinteză asupra prospekțiunilor geologice din cristalinal autohton — Carpații Meridionali. Arh. I.G.P. 1970, București.

⁹ H. Savu, Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu. Studiul geochimic și petrologic al metagranitoidelor din sudul Munților Parîng. Arh. Inst. Geol. 1972. București.



Caracteristicile structurale ale plutonului descrise în partea sa vestică (S a v u, 1970; S a v u et al., 1972 a), se mențin și în această regiune (pl. I). Astfel, învelișul său este constituit la nord din șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș și amfibolitele seriei de Drăgșan, care alcătuiesc flancul septentrional al anticlinalului, iar la sud din formațiunile seriei de Lainici-Păiuș puternic migmatizate, care formează sinclinalul Arșeni-Olteț. Acest sinclinal este încadrat între plutonul sinorogen de Șușița și cel tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci; el prezintă în această regiune o lățime foarte redusă în raport cu extremitatea sa vestică, astfel că pe creasta de la sud de Rinca formațiunile sale se îngustează pînă la 250 m.

Contactele plutonului sînt în general concordante cu foliația șisturilor cristaline. Același paralelism este evident atît pentru enclavele de șisturi cristaline din granite, cît și pentru apofizele de granite din șisturile cristaline. Axul structural al plutonului coincide cu cel al structurii anticlinale în care este localizat corpul și este paralel cu axul structurii sinclinale Arșeni-Olteț. Aceste caracteristici arată că acest corp reprezintă un pluton sinorogen, concordant cu structurile și disconform în raport cu stratificația formațiunilor metamorfice.

După cum rezultă din secțiunile geologice (pl. I), în zona de la izvoarele Gilortului seria de Drăgșan repauzează concordant peste seria de Lainici-Păiuș. Această situație ne determină să presupunem că în adîncime există o tranziție între cele două serii, așa cum s-a presupus (P a v e l o s c u și P a v e l e s c u, 1970), fapt ce s-ar explica prin relațiile de îndîntare ce se creează într-un geosinclinal între o serie vulcanogenă bazică pînă la vulcanogen-sedimentară și formațiunea sedimentară sincronă. Relațiile structurale actuale arată că activitatea magmatică și cea sedimentară au putut să înceapă concomitent în geosinclinal, prima în zona de la nord, situată în interiorul avant-fosei carpatice baicaliene (S a v u et al., 1971), iar cea de a doua în zona sudică, situată spre vechiul continent arhaic-carelian (pintenul valah); indicii în această direcție sînt intercalațiile rare de ortoamfibolite care apar în seria de Lainici-Păiuș. Într-o epocă mai tîrzie a Precambrianului superior însă, activitatea magmatismului inițial a fost mai intensă, astfel că produsele sale bazice, din care a provenit seria de Drăgșan, s-au extins mult spre sud, acoperind concordant formațiunile sedimentare din care a rezultat seria de Lainici-Păiuș (fig. 1).

De remarcat este faptul că în această regiune, cu altitudini de 2 000 m, pe flancul nordic al anticlinalului contactul plutonului se apropie foarte mult de amfibolitele seriei de Drăgșan. Această situație se poate ex-

plica pe baza observațiilor de mai sus, dacă admitem că plutonul este concordant cu structurile și disconform cu stratificația șisturilor cristaline. Fiind un corp intrusiv, el a străbătut seria de Lainici-Păiuș și a ajuns ca partea sa superioară să străbată și seria de Drăgășan, relație care a rezistat eroziunii la această altitudine mare.

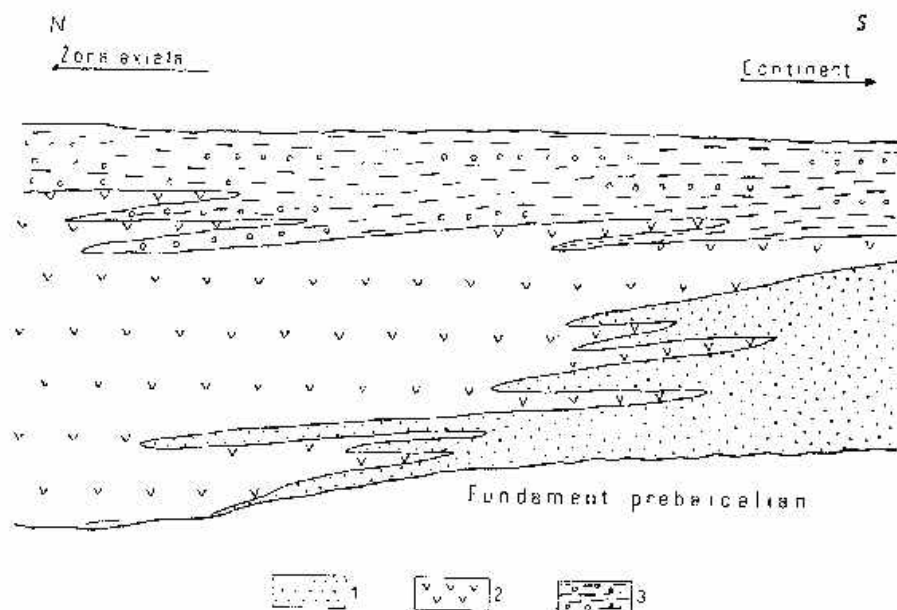


Fig. 1. - Relațiile stratigrafice dintre seriile de Lainici-Păiuș (1), Drăgășan (2) și Vulcan - „clastică” - (3), în timpul formării lor în geosinclinalul baicalian.

Stratigraphical relations among the Lainici-Păiuș (1), Drăgășan (2), and Vulcan - „clastic” - (3) Series during their formation in the Baikalian Geosyncline.

Plutonul granitoid de Șușița, ca și șisturile cristaline baicaliene din învelișul său, a fost afectat de metamorfismul regional hercinic, ale cărui efecte asupra infrastructurii baicaliene au fost foarte puternice în unele zone, în special în acelea care forman fundamentul structurilor sinclinale hercinice. Această parte a plutonului găsiindu-se în zona Vaidei-Bafailă-Nedeiu, care a suportat un sinclinal paleozoic din suprastructură, ale cărui formațiuni au fost erodate, rocile eruptive au fost metamorfozate în faciesul șisturilor verzi, iar șisturile cristaline refetormorfozate (adretromorfism, S a v u, 1970). Au rezultat astfel granite metamorfozate (laminare) sau metagranite.

A) *Seria de Lainici-Păiuș* este foarte puțin reprezentată în regiune. Ea constă în principal din paragneise și microgneise cu biotit și musco-

vit, rar gnaise cuarțo-feldspatice, în care se intercalează șisturi cuarțitice cu biotit, roci cu textură rubanată în general diaforizate, care alcătuiesc nivelele cele mai superioare ale seriei. Pe dealul Plescioara apare o intercalație de cuarțite grafitoase. Aceste formațiuni sînt slab migmatizate.

În partea de sud, în sinclinalul Arșeni-Olteț, rocile metamorfice care alcătuiesc nivele mai inferioare ale seriei, au provenit — ca și primele — tot dintr-un material grozos-cuarțitic, aleuritic, cu caracter flișoid, dar care a fost mai intens metamorfozat și în special migmatizat, așa cum am arătat anterior (S a v u, 1972; S a v u et al., 1972 b). În aceste condiții metamorfismul de tip danubian (— Abukuma) se pare că a fost mai puternic în sinclinalul Arșeni-Olteț, unde s-a ajuns la nivelul izogradului (zonei) sillimanitului (+cordierit +andaluzit) în sensul lui W i n k l e r (1970) și ceva mai slab pe flancul nordic al plutonului.

Sub influența retromorfismului rocile nu mai păstrează paragenezele primare. Cuarțul este recristalizat parțial, iar plagioclazul este alterat, tulbure și împănăt cu minerale secundare. Biotitul este înlocuit cu clorit, în timp ce lamelele de muscovit, mineral care predomină în unele roci asupra biotitului, sînt recristalizate parțial.

B) *Seria de Drăgășan* constă dintr-o alternanță caracteristică de amfibolite și gnaise amfibolice, în care se intercalează gnaise cuarțo-feldspatice cu biotit și benzi migmatice. Textura rubanată este o caracteristică esențială a rocilor din această serie (fig. 2).

a) Amfibolitele constau în principal din plagioclaz și hornblendă, cu care se asociază uneori biotit și minerale accesorii ca rutil, apatit, titanit și magnetit.

Plagioclazul este alterat și înlocuit cu o masă tulbure constituită din zoizit, albit și sericit. Amfibolul este reprezentat printr-o hornblendă comună cu următoarele caracteristici optice: N_g — verde-albăstrui; N_m = verde-brun; N_p = slab-gălbui — brun-pal; $eN_g = 25^\circ$. Este înlocuită în special pe margini de o hornblendă secundară fibroasă, actinolică, colorată în verde-pal ($eN_g = 15^\circ$), uneori și de clorit. Biotitul care apare rar este orientat paralel cu stratificația rocilor. Granulele de magnetit prezintă o aureolă de leucocen.

Uneori se întîlnesc amfibolite cu almandin, care nu diferă de cele de mai sus decît prin apariția acestui mineral în compoziția lor. Almandinul se prezintă în cristaloblaste de 1-3 mm diametrul, adesea cu structură poichiloblastică. Prezența acestor roci indică stadiul înalt (W i n k l e r, 1970) de metamorfism (faciesul amfibolitelor cu almandin — E s k o l a, 1920; T u r n e r, 1968) la care au ajuns și rocile din această serie.



b) Gnasele amfibolice constau în principal din plagioclaz, cu care se asociază amfibol, granat, cuarț și minerale accesorii. Plagioclazul alterat este înlocuit cu zoizit, sericit și albit. Cristalele prismatice de amfibol reprezintă o hornblendă cu următoarele caracteristici optice : $N_g = \text{verde-}$

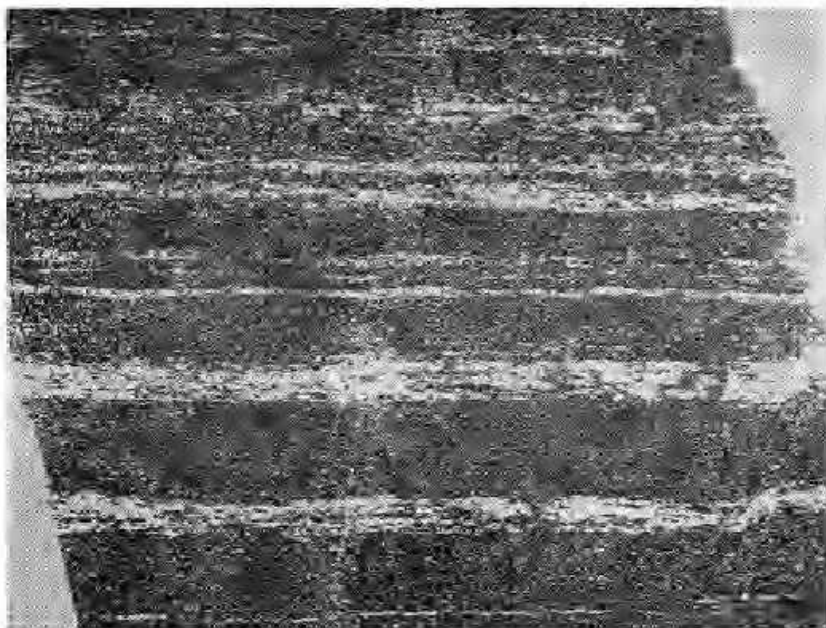


Fig. 2. — Textura rubanată caracteristică a amfibolitelor din seria de Drăgșan. Vîrful Parîng. Mărime naturală.

The banded texture characteristic of the Drăgșan Amphibolite Series. The Parîng Summit. Full-length dimension.

brun; $N_m = \text{brun-verzui}$, $N_p = \text{brun-pal-gălbui}$; $cN_g = 24^\circ$. Ele prezintă terminații fibroase de actinolit. Almandinul, ca și biotitul, sînt înlocuite parțial cu clorit.

C) *Rocile intrusive metamorfizate (metagranite)*, care alcătuiesc cea mai mare parte a plutonului, sînt reprezentate prin granodiorite, granite, granite cu feldspat potasie cenușiu și granite cu muscovit. Pe pîriul Romei, în masa granitoidelor se separă o intercalație de diorite cuarțifere cu amfiboli. Plutonul granitoid este străbătut de o suită de roci filoniene localizate în general pe fisurile longitudinale. Acestea au fost afectate de ascemenea de metamorfismul hercinic.



Intensitatea transformării rocilor granitoide este variabilă, în această zonă întâlnindu-se granitoide netransformate sau slab laminare, pînă la roci cu aspect de ortoșisturi sericito-cloritoase.

Acestea din urmă s-au format în cuprinsul unor zone de intensă laminare, în lungul cărora blocurile (solzii etc.) din infrastructura baicaliană s-au mișcat între ele în cursul cutărilor hercinice. Deoarece rocile nu au fost în întregime metamorfozate, în descrierea ce urmează vom folosi pentru nomenclatură termenul clasic, arătînd în fiecare caz transformările suferite.

a) Granodioritele și granitele cu biotit, rocile cele mai frecvente din masiv, constau din cuarț, feldspat plagioclaz, feldspat potasie, biotit și minerale accesorii.

În rocile mai puțin transformate se recunoaște uneori textura primară (relictă) slab gnaisică, iar mineralele deși alterate în mare parte sub acțiunea proceselor de autometamorfism sînt foarte puțin deformate.

Pe măsura accentuării transformărilor datorate metamorfismului hercinic apar particularități structurale și texturale noi. Granulele de cuarț care în rocile nemetamorfozate prezintă extincție ondulatorie, sub efectul stresului hercinic trec printr-o serie de stadii de transformare: într-un prim stadiu cristalele sînt aplatizate și fisurate, în ele formîndu-se frecvent lamele Boehm cu extincție puternic ondulatorie; într-un stadiu mai avansat cuarțul începe să recrystalizeze în granule fine, astfel că în stadiul cel mai avansat se transformă complet într-un mortar fin care formează benzi sau lentile, ce alternează cu benzi de minerale secundare formate pe scama feldspaților. În acest ultim caz roca devine un șist sericito-cloritos cu textură puternic șistoasă.

Transformările nu sînt totdeauna complete, astfel că și în rocile puternic laminate se mai întîlnesc relicte de cuarț și chiar din celelalte minerale, în special de feldspat potasie, în diferite stadii de transformare.

Plagioclazul este înlocuit complet cu minerale secundare ca sericit, caolinit, zoizit și albit. Și în acest caz se întîlnesc o serie de stadii de transformare, de la feldspat complet alterat, dar în care mineralele secundare sînt neorientate, pînă la situații în care acestea încep să se orienteze treptat în planul foliației S_2 pe măsura intensității stresului. În rocile laminate apar uneori separații lenticulare, care au rezistat deformării, în care plagioclazul alterat păstrează parțial maclele polisintetice, care sînt însă sparte și îndoite.

Feldspatul potasie, cum am arătat și cu alte ocazii (S a v u, 1970; S a v u et al., 1972 a), cînd se prezintă în megacristale este mai rezistent



la procesul de laminare, conservându-și chiar macla de Karlsbad, cînd aceasta există. În unele megacristale apar incluziuni de cristale de plagioclaz și de biotit dispuse cu alungirea perpendicular pe planul de șistozitate S_2 , plan în care sînt orientate lamele de biotit alterat și clorit din restul rocii, ceea ce arată că megacristalele de feldspat potasic s-au format înaintea metamorfismului hercinic. În cazul în care șistozitatea rocii este mai puternică, feldspatul potasic este și el deformat și spart, pe planele de spargere depunîndu-se albit și cuarț; în unele cazuri este și el sericitizat.

Biotitul care apare în lamele de dimensiuni reduse, este în general alterat și dispus paralel cu foliația S_2 . În transformarea biotitului se observă că într-un prim stadiu se separă o rețea de sajenit, după care el este cloritizat și deformat în planul S_2 , ca de altfel și lamelele de clorit care se formează pe scama sa, și care se asociază în acest caz cu granule fine de zoizit, sericit, cuarț etc.

Rocile mai puternic laminate prezintă culoare albă-slab-verzuie și șistozitate acuzată. Ele constau din granule de cuarț dispus în benzi sau lentile, sericit, clorit, rar stilpnomelan și granule fine de albit de neformație. În acest caz mineralele primare au recristalizat în întregime, iar cele secundare rezultate s-au orientat conform șistozității, fără a mai păstra relicele din granitul primar.

b) Granitele cu feldspat potasic cenușiu, ca și cele cu muscovit, apar în zona axială a plutonului granitoid și au fost afectate de același metamorfism hercinic. Rocile prezintă de obicei structură porfirică, uneori deformată, determinată de dezvoltarea feldspatului potasic pînă la cristale de 5-10 mm lungime. Aceste cristale prezintă structură perititică sau în grătar și includ cristale mai fine de plagioclaz. Cînd deformarea rocii este mai puternică, cristalele prezintă extincție rulantă sînt sparte și parțial sericitizate; pe planele de spargere se formează granule de albit. Sînt de obicei impregnate cu un praf fin, opac, care am stabilit că constă din grafit.

Celelalte minerale din aceste roci, reprezentate prin cuarț, plagioclaz, biotit, mai rar muscovit și minerale accesorii, se găsesc în diferite stadii de deformare și transformare. Unele granite cu feldspat cenușiu sînt lipsite de biotit și conțin ca mică numai muscovit.

c) Granitele cu muscovit se caracterizează prin prezența micii albe în compoziția lor, alături de cuarț, feldspat potasic și plagioclaz. Muscovitul se prezintă în lamele bine individualizate, care s-au format în stadiul final de consolidare a rocilor, fiind generate de soluțiile tîrziu-magmatice. Sub influența metamorfismului hercinic aceste roci sînt de asemenea transformate în metagranite.



d) Rocile dioritice și meladioritice de culoare verzuie îmbracă adesea o structură pegmatoidă. Ele sînt constituite din plagioclaz, amfibol, cuarț și minerale accesorii. În meladiorite predomină amfibolii.

Plagioclazul (An_0) se prezintă în cristale larg dezvoltate și alterate. Interstițiile acestor cristale sînt ocupate uneori de albit fin maclat de temperatură scăzută, care include cuarț, zoizit și mici lamele de muscovit. Amfibolul este o varietate slab pleocroică: Ng — Nm — Np = slab-verzui sau Ng — Np = brun, Np = brun-pal; $eNg = 21^\circ$. Este înlocuit parțial de o hornblendă fibroasă incoloră ($eNg = 17^\circ$). Mineralele accesorii sînt reprezentate prin apatit, titanit și magnetit.

D) Rocile *filoniene* sînt reprezentate prin granite pegmatoidे, porfiritice dioritice, porfiritice granodioritice, porfiritice granitice, apfite lamprofire și filoane de cuarț, roci asemănătoare cu cele descrise în partea de vest a plutonului granitoid (Săvulescu et al., 1971; Săvulescu et al., 1972 a).

a) Granitele pegmatoidे și pegmatitele apar ca filoane sau separații în granitele cu feldspat potasic cenușiu și în granitele cu muscovit de pe valea Gilortului, în zona cuprinsă între pîrîul Șetca Mare și pîrîul Măcăria. Sînt constituite din feldspat potasic cenușiu în cristale de 3-4 cm diametrul (fig. 3), albit și cuarț și conțin cuiburi de lamele de muscovit cu lățimea de

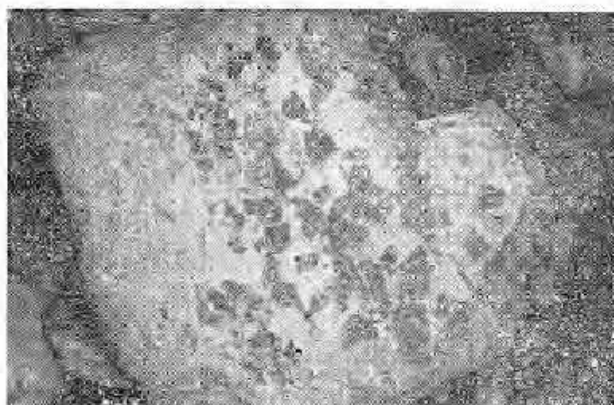


Fig. 3. — Structura unui filon de pegmatit cu cristale mari de feldspat potasic cenușiu (negru).

The structure of a pegmatite vein with grey (black) large potassic feldspar megacrystals.

2-3 cm. Feldspatul potasic, care prezintă structură perititică sau în grătar, este impregnat cu lamele de sericit orientate și cu un praf foarte fin și opac, probabil grafit. Uneori este înlocuit parțial de albit fin maclat de temperatură scăzută. Lamelele de muscovit formează pe margini concreșteri cu cuarțul, cu aspect vermicular.

b) Sub influența proceselor de autometamorfism și metamorfism hercinic celelalte roci filoniene au suferit transformări importante în structură și compoziția lor. Cele mai puternic laminate capătă o textură șistoasă, iar în alcătuirea lor se mai păstrează rar relice din mineralele primare. În rocile porfirice mai slab laminate se observă fenocristale de feldspați în diferite stadii de transformare, prinse într-o masă holocristalină mai mult sau mai puțin transformată. În porfiritele dioritice apar și pseudomorfoze după fenocristale de minerale melanocrate, alcătuite din hornblendă secundară de compoziție actinolit-tremolitică; Ng — Nm — verde deschis până la incolor; Np = slab-verzui-incolor; cNg = 15°-18°.

c) Lamprofirele constau dintr-o masă pîsloasă, constituită din amfibol fibros, zoizit, albit și magnetit, mai mult sau mai puțin șistoasă, în care se observă cuiburi de hornblendă secundară care a înlocuit un amfibol primar.

Petrochimia rocilor granitoide

Deoarece rocile granitoide din această regiune au suferit procese de metamorfism hercinic, care adesea le-au modificat caracterul primar, am considerat că un studiu petrochimic și geochimic al acestora ar fi util, atât pentru identificarea rocilor metamorfozate, cât și pentru a compara evoluția magmei din care au rezultat acestea cu evoluția magmei din care s-au format granitoidele din partea de vest a plutonului de Șușița, cercetată anterior (S a v u et al., 1971; 1972 a). În acest scop au fost analizate chimic principalele tipuri de roci din regiune (tab. 1).

De remarcat este faptul că între rocile din această serie granitoidă două sînt mai bazice, pe cînd celelalte sînt în general foarte acide, conținutul lor în SiO₂ ajungînd pînă la 74,59%. Ceilalți oxizi, după cum rezultă din diagrama Tyrrell (fig. 4), prezintă conținuturi variabile, care indică un proces normal de diferențiere, chiar și în domeniul limitat între 69-74% SiO₂, în care se situează rocile.

În domeniul rocilor bazice, datorită compoziției meladioritului bogat în CaO și MgO, proporția diferiților oxizi se modifică, astfel că curbele acestora prezintă o serie de inflexiuni care schimbă alura normală de variație a componentilor din seria granitoidă. În domeniul rocilor acide curbele de variație ale oxizilor prezintă tendință normal descendentă pentru CaO, Fe₂O₃ total și MgO, ascendentă pentru K₂O și practic constantă pentru Na₂O. În ultimii cinci termeni ai seriei se remarcă conținuturi de K₂O în general mai ridicate decît cele de Na₂O, caracteristică ce rezultă clar din diagrama din figura 5. În toate rocile acide s-a remarcat prezența unor mici cantități de grafit.



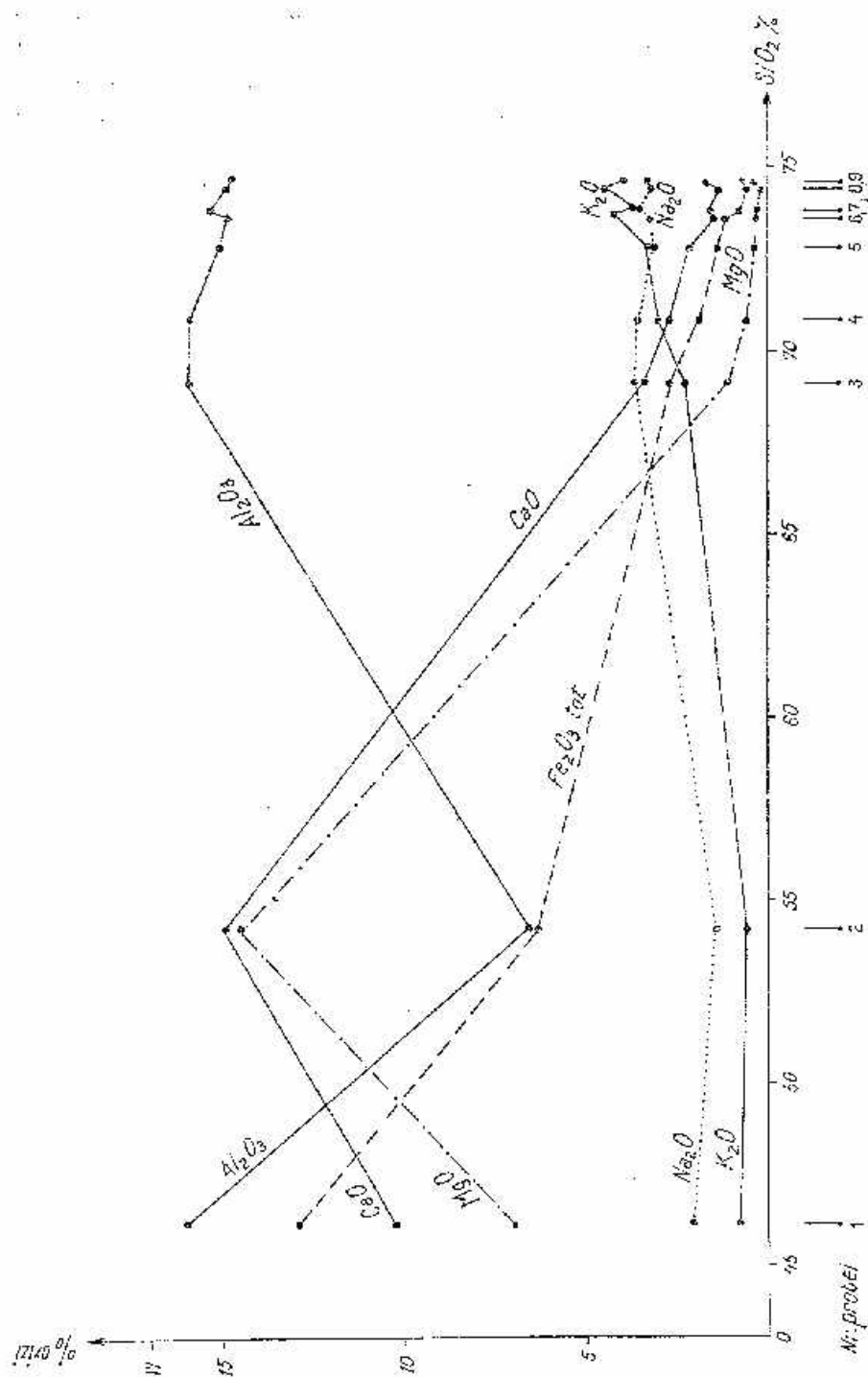


Fig. 4. — Diagrama Tyrrell. Tyrrell diagram.

Compoziții virtuale (tab. 2) din această serie granitoidă indică prezența olivinei în cantități mici în lamprofir și a diopsidului normativ în cele două roci bazice, în special în meladorit (47%), corespunzând amfibolului care predomină în această rocă. Rocile acide prezintă conținuturi

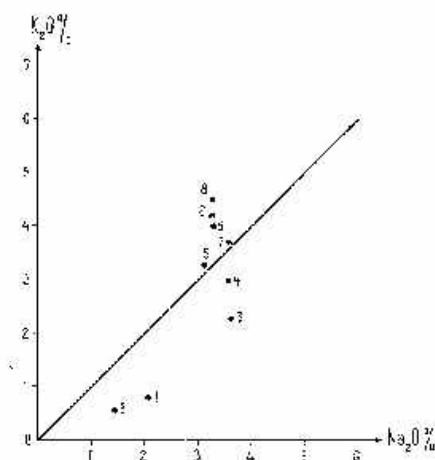


Fig. 5. — Diagrama $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$.
 $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ diagram.

mai ridicate de cuarț, albit și ortoză și mai scăzute de anortit și hipersten. Prezența corindonului normativ se face simțită mai ales în rocile cu muscovit și biotit.

Parametrii magmatici Niggli (Burri, 1959) indică proveniența acestei serii granitoide din magme calco-alkaline, între care se remarcă magmele gabbroidă, piroxenitică, trodnhjemitică și leucogranitică, diferențiate dintr-o magmă primară cu compoziție granodioritică (tab. 3). Caracterul pregnant calco-alkalin al seriei de roci granitoide, cu excepția lamprofirului, este pus în evidență de diagrama din figura 6, construită după modelul lui Wright (1969).

Particularitățile petrochimice ale rocilor granitoide vin să confirme cu anumite precizări de detaliu această concluzie. Astfel, pe diagrama $al : alk$ (fig. 7) majoritatea rocilor se proiectează în câmpul rocilor cu conținut intermediar de alcalii; excepție fac pe de o parte cele două roci bazice care se proiectează în câmpul sărac în alcalii și pe de alta, granitul cu feldspat potasic cenușiu și muscovit (analiza 8), care se situează în câmpul rocilor bogate în alcalii. Se remarcă tendința generală a acestei serii de roci de a se îmbogăți în alcalii, în special în K_2O .

Rocile acide bogate în minerale leucocrate se proiectează pe diagrama $al : fm$ (fig. 8) între câmpurile semisalic, subfemic și salic, în lungul

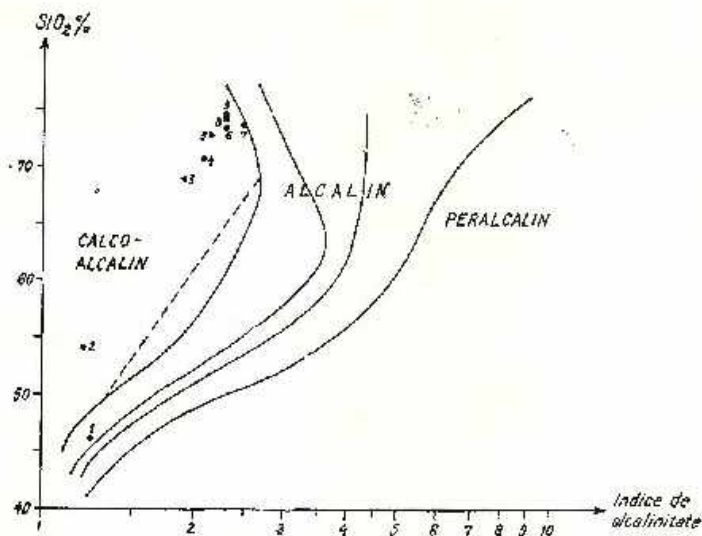


Fig. 6. — Distribuția rocilor granitoide pe diagrama de variație a raportului de alcalinitate.
Distribution of the granitoid rocks in the variation diagram of the alkalinity ratio.

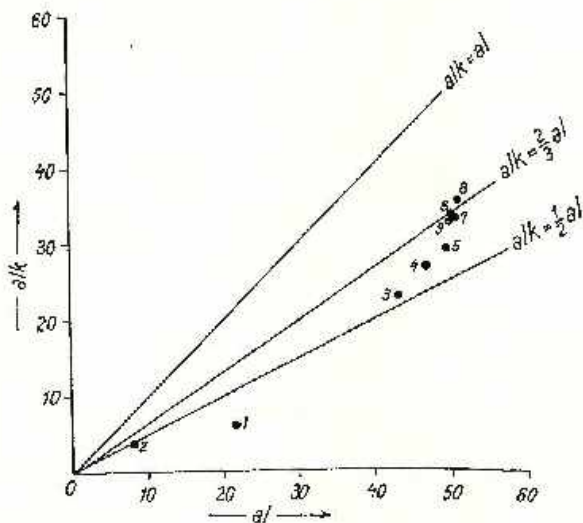


Fig. 7. — Diagrama al: alk.
al: alk diagram.

unei drepte care s-ar prelungi pînă în domeniul semifenic și fenic, unde se situează cele două roci bazice, scoțind în evidență diferențierea normală a seriei de roci dintr-o singură magmă primară. Caracterul predominant acid al acestei serii granitoide se remarcă și din gruparea strinsă

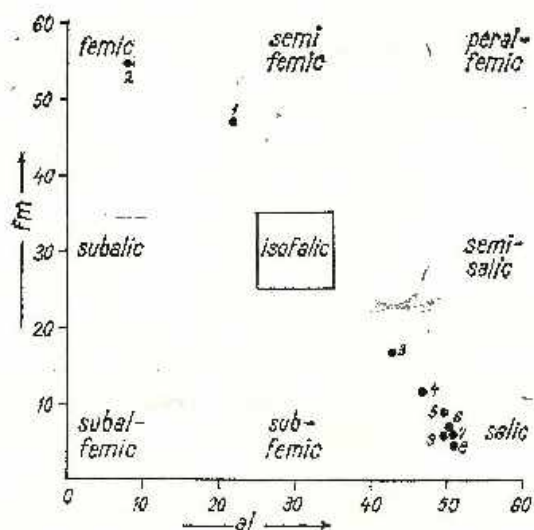


Fig. 8. — Diagrama $al : fm$.
 $al : fm$ diagram.

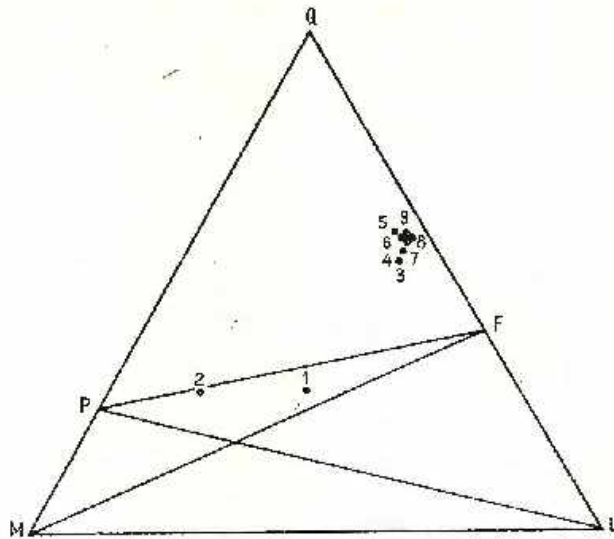
a rocilor pe diagrama QLM (fig. 9), într-un câmp situat în apropierea laturii QL , mai aproape de vârful Q decât granitoidele din plutonul tardocrogen de la Cărpiniș-Novaci (Savu et al., 1972 b). Rocile bazice se situează în apropierea liniei PP , meladoritul tinzînd să se apropie de latura QM .

Distribuția rocilor pe diagrama $k : mg$ (fig. 10), într-un câmp restrîns între diagonalele $0,7 k-0,7 mg$ și $1,0 k-1,0 mg$, urmărește în general sensul de diferențiere al magmei calco-alkaline. Meladoritul bogat în MgO se proiectează puțin în afara câmpului amintit.

Caracterul magmei granitoide primare de origine litogenă din care s-a diferențiat seria de roci granitoide rezultă clar din aspectul general al diagramei de variație a parametrilor Niggli (fig. 11). Parametrii al și alk prezintă o tendință de creștere continuă, în timp ce parametrii fm și c descreșc în sensul diferențierii; tendința aceasta este mai pronunțată la fm decît la c , primul ajungînd în ultimii termeni la valorile cele mai scăzute. În domeniul rocilor bazice toți parametrii prezintă inflexiuni datorită compoziției chimice particulare a meladoritului. Punctul de izofalie al seriei, $al = fm$, se situează la $si = 243$, iar intersecția între curbele pa-

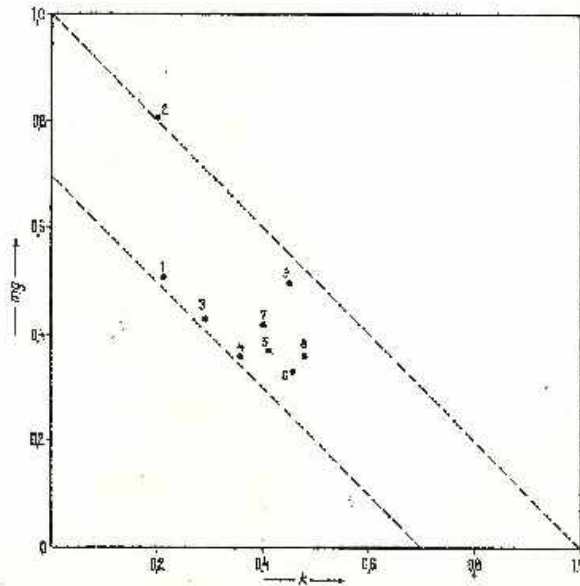


Fig. 9. — Diagrama QIM .
 QIM diagram.



parametrilor c și alk se găsește la $si = 283$. Faptul că parametrul fm este mai puternic descendent, începând de la $si = 320$, dovedește că cristalizarea magmei primare a condus la diferențiate foarte acide, din care au rezultat roci cu caracter leucocrat accentuat.

Fig. 10. — Diagrama kmg .
 $k:mg$ diagram.



Aceeași concluzie asupra diferențierii magmei din care au rezultat rocile din partea estică a plutonului granitoid de Șușița se poate deduce din diagrama *Q Or Ab* (fig. 12), pe care rocile se situează deasupra liniei

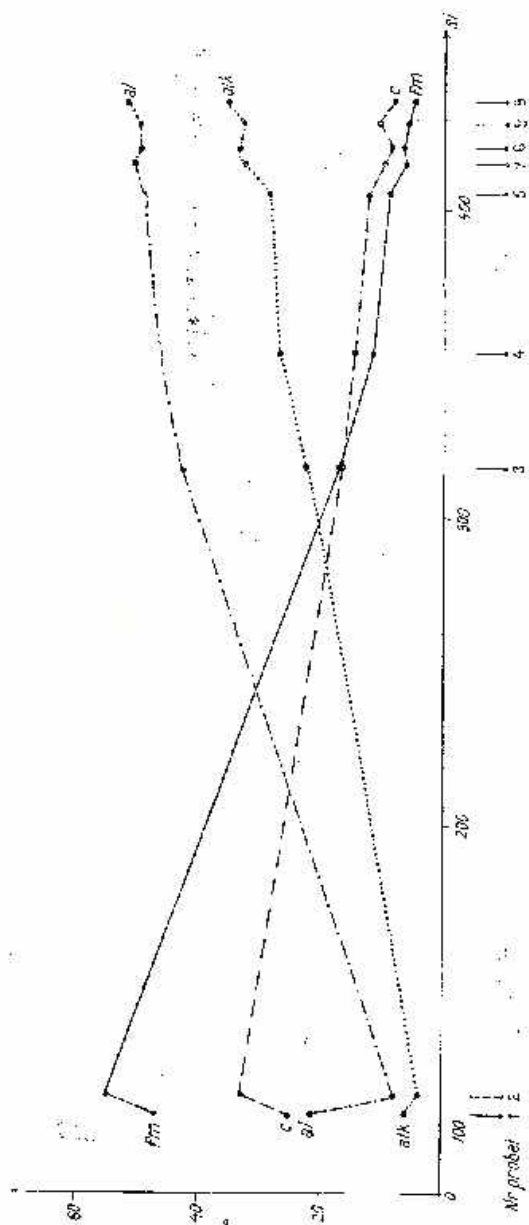


Fig. 11. — Diagrama de diferențiere a rocilor granitoide.
Differentiation diagram of granitoid rocks.



care delimitează domeniul de 500 bari al sistemului. Această particularitate conduce la concluzia finală că rocile granitoide din această regiune prezintă tendința de a se îmbogăți în mod deosebit în SiO_2 . Numai granitul cu feldspat potasic cenușiu și muscovit (analiza 8), cu conținutul cel mai ridicat în K_2O , se situează în câmpul minimului ternar (Tuttle și Bowen, 1958).

Rezultatele studiului petrochimic arată că transformările determinate de metamorfismul hercinic nu au influențat compoziția chimică a rocilor, ci au determinat numai înlocuirea mineralelor primare cu altele secundare.

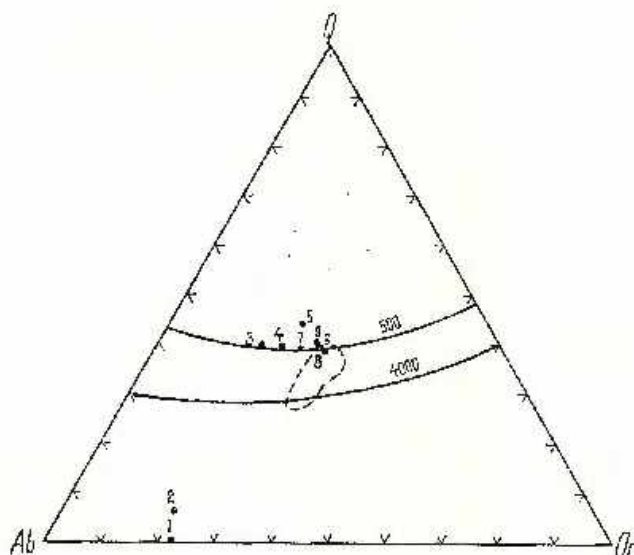


Fig. 12. — Diagrama *Q Or Ab*.
Q Or Ab diagram.

Distribuția elementelor minore

În studiul geochimic al granitoidelor afectate de metamorfismul hercinic s-a urmărit distribuția elementelor minore Pb, Cu, Ga, Ni, Co, Cr, V, Zr, Be, Ba, Sr și Li. Aceste elemente au fost determinate cantitativ prin spectrografie de emisie. Rezultatele acestor determinări sînt prezentate în tabelul 4, în care probele de la 1 la 9 reprezintă rocile analizate chimic în tabelul 1, probele de la 10 la 14 reprezintă alte roci granitoide și filoniene din regiune, iar ultimele două analize se referă la un feldspat potasic cenușiu și un muscovit din rocile pegmatitice separate în granitoidele de pe valea Gilortului.



TABELUL 1

Compoziția chimică a rocilor granitoid

Nr. crt. Nr. probei	1		2		3		4		5		6		7		8		9	
	Lamprofir		Mafiorit pegmatoid		Porfir dioritic laminat		Granit laminat		Granit cu muscovit slab laminat		Granit laminat		Granit pegmatoid masiv cu feldspat potasic ce-spat potasice cenușiu		Granit masiv cu feldspat potasic cenușiu și muscovit		Granit laminat cu muscovit	
Tipul de rocă	Lamprofir		Mafiorit pegmatoid		Porfir dioritic laminat		Granit laminat		Granit cu muscovit slab laminat		Granit laminat		Granit pegmatoid masiv cu feldspat potasic ce-spat potasice cenușiu		Granit masiv cu feldspat potasic cenușiu și muscovit		Granit laminat cu muscovit	
Localizare	Aliment drept al pârului Romanului		Aliment drept al pârului Romanului		Valea Romanului		Valea Romanului		Valea Romanului		Valea Romanului		Valea Gi-lortului		Valea Gi-lortului		Valea Gi-lortului	
	30	29	18	7	9	8	7	8	9	8	9	8	9	8	9	8	9	8
SiO ₂	46,11	54,24	69,11	70,85	72,85	73,57	73,57	73,57	72,85	73,57	73,57	73,57	73,57	73,75	74,43	74,59	74,59	74,43
Al ₂ O ₃	16,04	6,57	15,89	15,92	15,10	14,91	14,91	14,91	15,10	14,91	14,91	14,91	14,91	15,31	14,88	14,76	14,76	14,88
Fe ₂ O ₃	4,79	0,76	1,05	0,92	0,70	0,54	0,54	0,54	0,70	0,54	0,54	0,54	0,54	0,33	0,07	0,20	0,20	0,07
FeO	7,39	5,03	1,50	0,86	0,63	0,59	0,59	0,59	0,63	0,59	0,59	0,59	0,59	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46
MnO	0,16	0,15	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,04
MgO	6,95	14,56	1,09	0,56	0,42	0,31	0,31	0,31	0,42	0,31	0,31	0,31	0,31	0,33	0,20	0,36	0,36	0,20
CaO	10,33	14,99	3,45	2,75	2,17	1,47	1,47	1,47	2,17	1,47	1,47	1,47	1,47	1,58	1,36	1,73	1,73	1,36
Na ₂ O	2,11	1,46	3,67	3,61	3,16	3,27	3,27	3,27	3,16	3,27	3,27	3,27	3,27	3,63	3,25	3,30	3,30	3,25
K ₂ O	0,83	0,59	2,32	3,01	3,31	4,22	4,22	4,22	3,31	4,22	4,22	4,22	4,22	3,72	4,49	4,03	4,03	4,49
TiO ₂	2,02	0,52	0,41	0,23	0,15	0,11	0,11	0,11	0,15	0,11	0,11	0,11	0,09	0,03	0,05	0,07	0,07	0,03
P ₂ O ₅	0,27	0,05	0,12	0,07	(0,48)	0,04	0,04	0,04	(0,48)	0,04	0,04	0,04	0,03	(0,20)	0,04	0,03	0,03	0,04
CO ₂ (C gratis)	—	0,89	(0,25)	(0,33)	(0,48)	(0,20)	(0,20)	(0,20)	(0,48)	(0,20)	(0,20)	(0,20)	(0,20)	(0,20)	(0,38)	(0,38)	(0,38)	(0,38)
H ₂ O ⁺	3,20	0,83	1,14	0,82	0,62	0,69	0,69	0,69	0,62	0,69	0,69	0,69	0,63	0,63	0,27	0,40	0,40	0,27
S	0,02	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	100,22	100,46	100,05	99,98	99,68	99,97	99,97	99,97	99,68	99,97	99,97	99,97	100,08	100,08	99,92	100,31	100,31	99,92
Indicele de alcalinitate	1,25	1,21	1,90	2,10	2,15	2,33	2,33	2,33	2,15	2,33	2,33	2,33	2,51	2,51	2,33	2,33	2,33	2,33
Fe ₂ O ₃ :FeO	0,58	0,14	0,67	0,92	1,00	0,88	0,88	0,88	1,00	0,88	0,88	0,88	0,57	0,57	0,14	0,43	0,43	0,57
FeO: MgO	0,59	0,19	0,78	0,86	0,90	1,14	1,14	1,14	0,90	1,14	1,14	1,14	0,88	0,88	1,40	0,78	0,78	0,88



TABELUL 2

Compoziția normală (C. I. P. W.) a rocilor granitoide

Nr. crt.									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Minerale normative									
qu	—	1,08	29,88	31,60	36,84	34,44	34,20	31,50	35,40
or	5,00	3,34	13,34	17,79	19,46	25,02	21,68	26,69	23,91
ab	17,82	12,58	30,92	30,39	26,72	27,77	30,92	27,77	27,77
an	31,69	9,73	16,40	12,79	9,73	7,23	8,06	6,67	8,62
di	14,06	47,00	—	—	—	—	—	—	—
hy	16,19	21,86	4,02	1,93	1,40	1,23	1,33	1,16	1,56
ol	0,76	—	—	—	—	—	—	—	—
e	—	—	1,43	2,04	2,75	2,24	2,35	2,14	1,84
ap	0,67	0,34	0,34	0,34	0,34	—	—	—	—
cc	—	1,60	—	—	—	—	—	—	—
il	3,80	0,91	0,76	0,46	0,30	0,15	0,15	0,15	0,15
rut	6,96	1,16	1,62	1,39	0,93	0,70	0,46	0,23	0,23
Q %	—	6,4	40,3	39,8	44,4	39,5	39,4	38,8	40,6
Or %	21,9	19,6	18,0	22,2	23,4	28,7	25,0	30,0	27,5
Ab %	78,1	74,0	41,7	38,0	32,2	31,8	35,6	31,2	31,9

TABELUL 3

Parametrii Niggli

Nr. crt.	si	al	frt	c	alk	k	mg	cifm	ti	p	w	Qz	Q	L	M	Tipul de magmă
1	106,2	21,7	46,9	25,4	6,0	0,21	0,51	0,54	3,5	0,28	0,37	17,8	27,9	34,9	37,2	gabroidă
2	112,2	8,1	55,0	33,2	3,7	0,20	0,81	0,60	0,74	0,12	0,12	-2,6	28,1	15,7	56,2	piroxenitică
3	816,2	42,9	17,3	17,0	22,8	0,29	0,43	0,98	1,4	0,30	0,40	125,0	34,6	38,2	7,2	trondhjemitică
4	353,3	46,7	11,7	14,7	26,9	0,36	0,36	1,26	0,9	0,30	0,50	145,7	56,1	38,4	5,5	trondhjemitică
5	405,6	49,5	9,0	12,7	28,8	0,41	0,37	1,41	0,7	0,33	0,47	190,4	59,5	35,5	5,0	trondhjemitică-leucogranitică
6	420,9	50,2	7,2	8,9	33,7	0,46	0,33	1,24	0,34	—	0,43	186,1	58,5	37,8	3,7	leucogranitică
7	414,8	50,7	6,4	9,8	33,1	0,40	0,42	1,53	0,34	—	0,36	182,4	58,3	38,1	3,6	leucogranitică
8	434,8	51,2	4,9	8,4	35,5	0,48	0,36	1,71	0,35	—	0,22	192,8	58,7	38,3	3,0	leucogranitică
9	428,2	50,0	6,2	10,7	33,1	0,45	0,50	1,73	0,34	—	0,22	165,8	59,2	37,7	3,1	leucogranitică

Conținuturile de elemente minore au fost prelucrate, calculându-se rapoartele dintre aceste elemente și elementele majore cu care se asociază geochemic, precum și rapoartele dintre unele elemente minore (tab. 5). Pentru urmărirea comportării elementelor minore în timpul diferențierii seriei de roci granitoide, acestea au fost proiectate în diagrame de variație în funcție de indicele de diferențiere stabilit de N o c k o l d s și A l l e n (1953) și în diagrame binare.



TABELUL 4

Elemente minore (ppm) din rocile granitoidă și unele minerale componente

Nr. crt.	Nr. probei	Tipul de rocă	Localizare	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Zr	Be	Hf	Sr	I ₂
1	30	Lamprofir	Valea Jomonului	<3	28	17	85	37	130	155	145	<1	210	700	27
2	20	Melafiorit pegmatoid	Valea Romanului	<3	44	6	115	35	950	110	95	<1	155	130	4,5
3	18	Porfir dioritic laminat	Valea Romanului	7	<5	17	10	7	19	26	150	1,4	850	480	23
4	7	Granit laminat	Valea Romanului	9	<5	18	4	3	3	11	120	1,2	780	450	42
5	9	Granit cu muscovit slab laminat	Valea Romanului	14	<5	18	5	3	2,5	7,5	75	1,5	950	500	24
6	8	Granit laminat	Valea Romanului	19	>5	16	3,5	2,5	2	5,5	240	<1	970	810	19
7	6	Granit pegmatoid cu feldspat potasic cenușiu	Valea Gilortului	24	>5	17	3,5	2	4	<5	40	<1	820	400	<3
8	5	Granit masiv cu feldspat potasic cenușiu și muscovit	Valea Gilortului	27	20	15	3,5	2	2	<5	30	1,1250	320	<3	<3
9	4	Granit laminat cu muscovit	Valea Gilortului	22	<5	15,5	3	2	2	5,5	60	1	800	290	<3
10	11	Lamprofir	Pitul Bivanului	3,5	12	16	10,5	20	230	95	150	1,4	370	410	18
11	20A	Diorit pegmatoid	Valea Romanului	<3	57	16	28	19	75	46	150	<1	520	600	11
12	20	Porfir cuar/dioritic laminat	Pitul Romanului	<3	5	17	16	15	60	43	135	1,5	580	360	33
13	24	Granit laminat	Pitul Bălceasa	12	<5	21	5	3	2	6	100	1,5	1050	640	12
14	12	Granit laminat	Pitul Bovanului	15	<5	19	4,5	4	2	9,5	84	1,4	1050	700	27
15	2	Feldspat potasic cenușiu din pegmatit	Valea Gilortului	52	12	10							240	43	<3
16	3	Muscovit* din pegmatit	Valea Gilortului	<3	<5	130	5,5	<2		<5		5,3	9	<4	72

* In muscovit s-a determinat : Sn — 55 ppm ; Nb — 110 ppm.



TABELUL 5

Raporturile dintre elemente minore și majore din rocile granitoid

Nr. crt.	Nr. probei	$\frac{Co \times 10^3}{Fe^{2+}}$	$\frac{Mg}{Co \times 10^3}$	$\frac{Co \times 10^3}{Fe^{total}}$	$\frac{Li^{2+}}{Cr \times 10^3}$	$\frac{Fe^{total}}{Cr \times 10^3}$	$\frac{Cr}{Ni}$	$\frac{Co}{Ni}$	$\frac{Fe^{2+}}{V \times 10^3}$	$\frac{V \times 10^3}{Li}$	$\frac{Mg}{V \times 10^3}$	$\frac{V \times 10^3}{Fe^{total}}$	$\frac{Cr}{V}$	$\frac{Sr \times 10^3}{Ca}$	$\frac{Ca + K}{Ba \times 10^3}$	$\frac{K}{Ba \times 10^3}$	$\frac{Sr}{Ba}$	$\frac{Ca}{Sr} \times 10^3$	IV	$\frac{(Ba + Sr + K)}{(Ca + Mg)}$			
1	30	0,64	0,88	0,41	1,48	2,02	0,98	3,88	1,43	1,52	0,43	4,83	1,28	3,70	1,70	1,07	0,95	8,67	9,04	3,33	0,20	3,70	
2	29	0,89	0,40	0,79	2,94	1,91	2,59	179,24	21,40	8,26	0,30	20,75	3,55	1,25	2,48	8,64	0,12	1,16	3,16	0,84	0,17	10,55	
3	18	0,60	1,06	0,37	0,85	1,51	0,53	2,60	1,00	1,90	0,70	3,56	1,08	3,94	1,37	0,73	1,95	10,93	4,40	0,56	0,20	9,58	
4	7	0,45	0,88	0,23	0,80	1,18	0,30	0,47	0,23	0,75	0,75	1,72	0,78	3,23	0,84	0,27	2,29	10,00	3,07	0,58	0,21	11,28	
5	9	0,61	1,20	0,31	1,02	2,00	0,51	0,51	0,25	0,50	0,60	1,53	0,83	3,00	0,76	0,38	3,22	11,63	3,45	0,53	0,22	12,30	
6	8	0,54	1,31	0,20	0,76	1,84	0,42	0,53	0,24	0,57	0,71	1,45	0,79	2,89	0,66	0,36	2,95	8,81	2,77	0,32	0,20	13,72	
7	6	0,55	1,00	0,34	0,97	1,75	0,59	1,74	0,68	1,14	0,57	1,45	0,79	2,89	0,66	0,36	2,95	8,81	2,65	0,49	0,21	13,25	
8	5	0,55	1,68	0,49	0,97	2,91	0,85	4,00	0,19	0,57	0,57	1,45	0,79	2,89	0,66	0,36	2,95	8,81	3,35	0,26	0,20	14,28	
9	4	0,55	0,91	0,40	0,83	1,36	0,60	1,43	0,40	0,67	0,67	3,98	1,37	2,50	1,10	0,36	2,34	6,32	2,39	0,36	0,20	13,51	
10	11									21,90	1,90									1,11			
11	29A									2,67	0,68									1,15			
12	20									3,75	0,94									0,62			
13	24									0,40	0,60									0,61			
14	12									0,45	0,89									0,67			

Galiul. Cu excepția meladoritului care prezintă un conținut scăzut de Ga, ceea ce se explică prin cantitatea redusă de Al din această rocă (tab. 1), în celelalte roci din serie, acest element oscilează între 15 și 18 ppm, raportul $Ga \times 10^2 / Al$ fiind practic constant (0,20-0,22). Aceste relații reies clar din diagrama din figura 13, în care curba galiului este aproximativ paralelă cu cea a aluminiului.

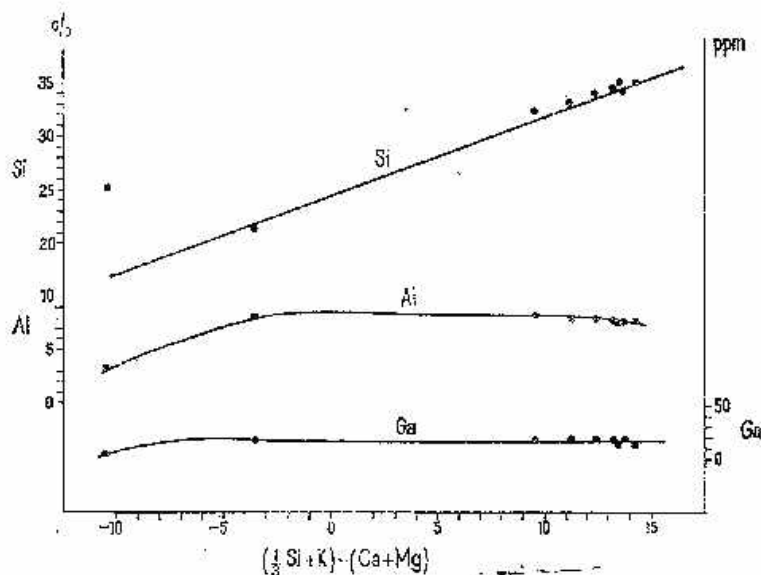


Fig. 13. — Diagrama de variație a Si, Al și Ga.

Si, Al, and Ga variation diagram.

În procesul de diferențiere a magmelor granitoide se constată că Ga se concentrează în special în muscovitul din produsele târzii, cu caracter pegmatoid, în care ajunge la 130 ppm.

Nichelul, cobaltul, vanadiul și cromul. Distribuția acestor elemente în seria de roci granitoide este normală, conținuturile lor scăzând de la rocile mai bazice (lanprofire și porfire dioritice), spre granite, în care oscilează în jurul unor valori reduse (tab. 4 și fig. 14). În meladorit, datorită cantității reduse de fier, aceste elemente prezintă conținuturi mai scăzute, astfel că pe diagrama din figura 11 roca se proiectează sub curbele lor de variație. Excepție face cromul care se concentrează în mod deosebit (950 ppm) în această rocă, în a cărei compoziție predomină amfibolul.

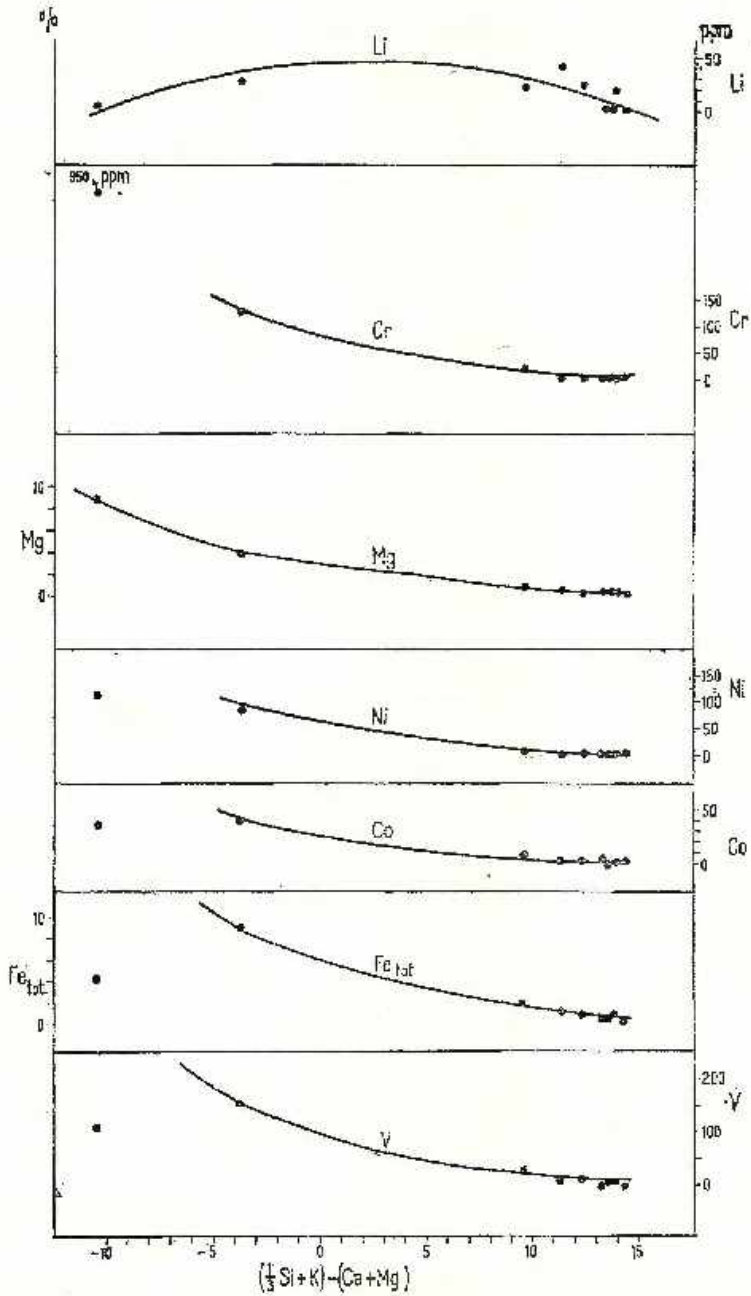


Fig. 14. - Diagrama de variație a Li, Cr, Mg, Ni, Co, Fe_{total} și V.
Li, Cr, Mg, Ni, Co, Fe_{total} and V variation diagram.

Rapoartele acestor elemente față de Fe_{total} scad de-a lungul seriei (tab. 5 și fig. 15), scădere care este mai pronunțată la începutul seriei.

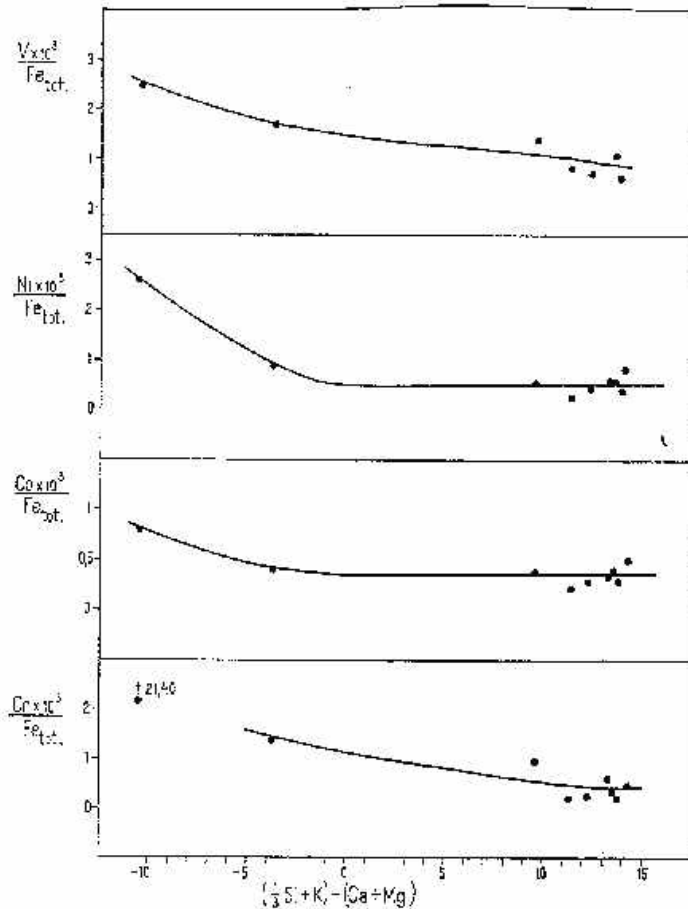


Fig. 15. — Diagrama de variație a rapoartelor V, Ni, Co și Cr față de Fe_{total} .

V, Ni, Co, and Cr ratio variation diagram against Fe_{total} .

În seria de roci granitoide Ni și Co pe de o parte și Cr și V pe de alta, sînt covariante, relații puse în evidență de diagramele din figurile 16 și 17, în care rocile se proiectează de-a lungul unor drepte. Conținutul ridicat de Cr din meladiorit determină ca această rocă să se proiecteze într-o poziție mai îndepărtată de dreapta de covarianță.



Fig. 16. — Relația Ni—Co în rocile granitoide,
Ni—Co relation in granitoid rocks,

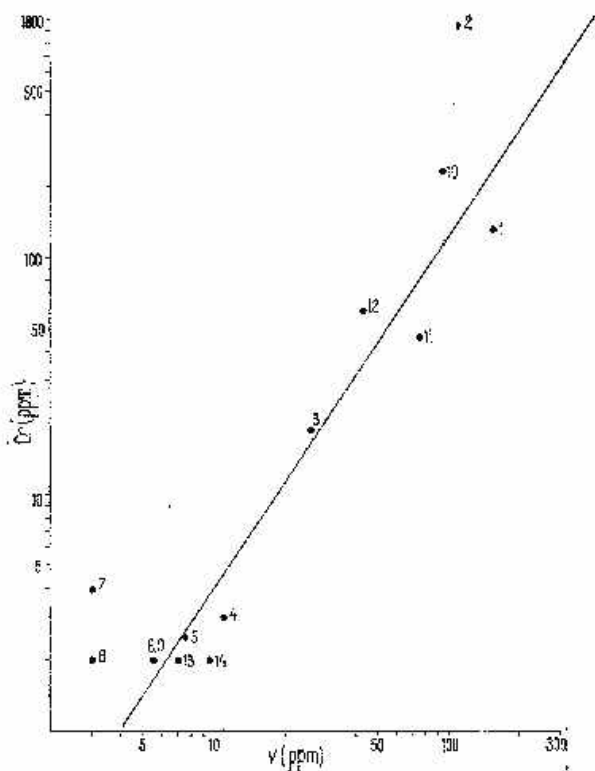
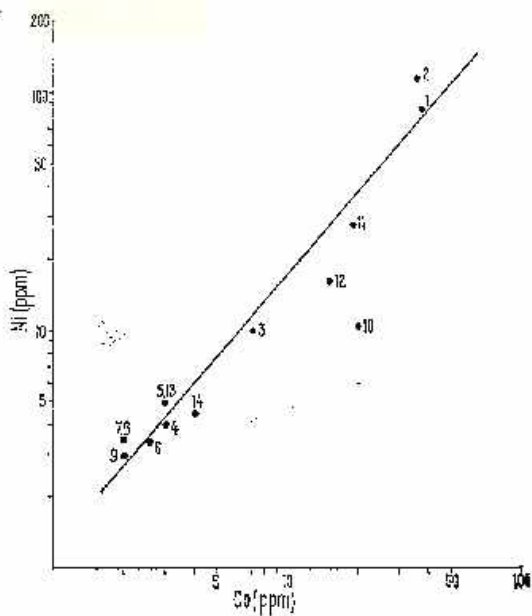


Fig. 17. — Relația Cr - V în rocile granitoide.
Cr - V relation in granitoid rocks.



Litiul. Curba de variație a Li (fig. 14) indică o creștere a conținuturilor acestui element de la meladiorite spre lamprofire, după care acestea scad în termenii acizi ai seriei (tab. 4). Cele mai scăzute conținuturi de Li (< 3 ppm) apar în granitele de pe valea Gilortului. În feldspatul potasic cenușiu din pegmatit conținutul de Li este de asemenea redus (< 3 ppm), pe când în muscovit el atinge 72 ppm.

Bariul. Conținuturile de Ba din rocile granitoide analizate se caracterizează prin valori mai mici în termenii bazei și prin valori ridicate în cei acizi. Curba de variație a Ba (fig. 18) este paralelă cu curba K, ele-

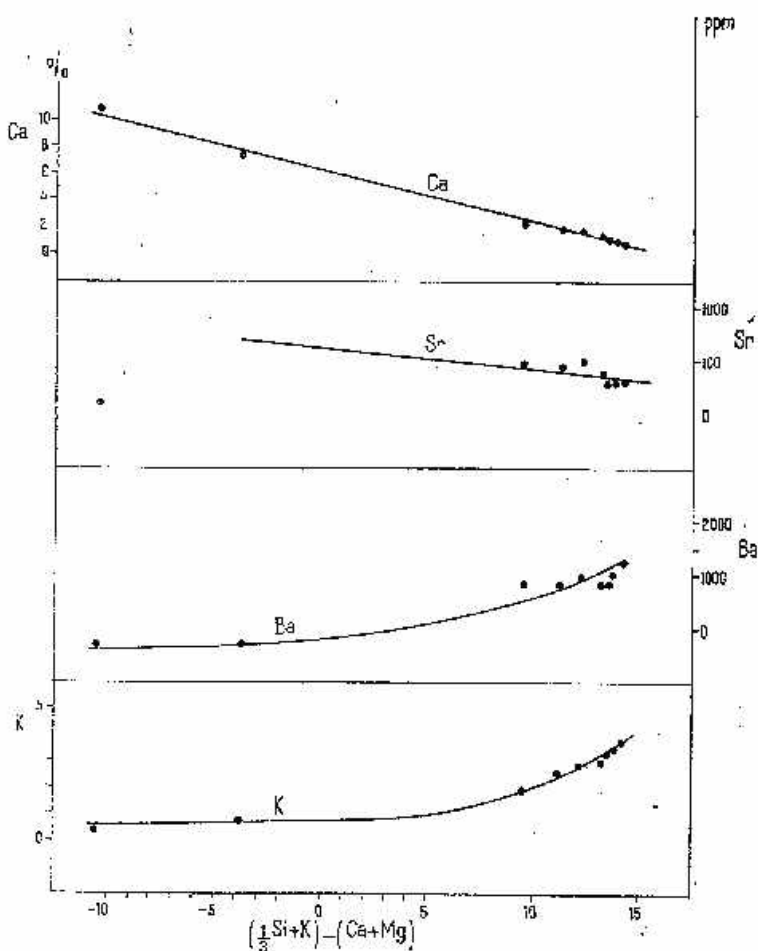


Fig. 18. — Diagrama de variație a Ca, Sr, Ba și K.

Ca, Sr, Ba, and K variation diagram.



ment pe care el îl înlocuiește izomorf în rețeaua feldspaților potasici și a micelor.

Covarianța strinsă dintre aceste două elemente în procesul de diferențiere a magmelor granitoide este ilustrată și de diagrama din figura 19.

Se constată că pe măsura diferențierii, magmele reziduale din care au rezultat rocile pegmatitice devin mai sărace în Ba, fapt ce reiese clar

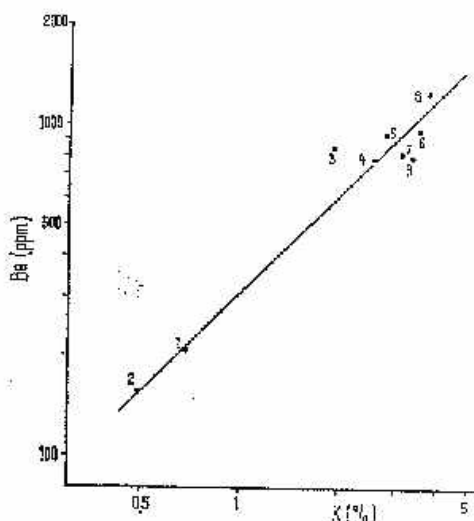


Fig. 19. — Relația Ba-K în rocile granitoide.

Ba—K relation in granitoid rocks.

din conținuturile reduse ale acestui element (240 ppm Ba) în feldspatul potasic cenușiu, precum și din cantitatea extrem de scăzută (9 ppm) din muscovit, mineral care, ca și feldspatul potasic, este un component caracteristic al rocilor pegmatitice de pe valea Gilortului. În mod corespunzător raportul $Ba \times 10^2/K$ oscilează în limite restrinse (2,39-4,40).

S t r o n ț i u l. În seria de roci granitoide analizate, conținuturile acestui element scad treptat (fig. 18), cu excepția unor granite laminate (analizele 13 și 14 din tab. 4), care prezintă conținuturi ceva mai ridicate și a meladioritului în care Sr are valoarea cea mai scăzută (125 ppm). În mineralele din rocile pegmatitice conținutul de Sr, ca și cel de Ba, prezintă valori scăzute: 43 ppm în feldspatul potasic și < 4 ppm în muscovit.

Raportul $Sr \times 10^3/Ca$ crește de-a lungul seriei de la 0,12 în meladiorite, până la 3,54 în granite. Raportul Sr/Ba scade ușor în lungul seriei, excepție făcând lamprofirul, în care acest raport are o valoare ridicată.

Z i r c o n i u l. Conținuturile de Zr cresc de la meladiorit spre lamprofire și rocile filoniene dioritice, după care ele scad spre termenii acizi

ai serici (tab. 4). Valorile cele mai mici se remarcă la granitele de pe valea Gilortului, în care conținutul de Zr variază între 30 și 60 ppm. Conținutul cu valoarea cea mai ridicată (240 ppm) din serie s-a determinat într-un granit laminat de pe valea Romanului.

Beriliu l. Acest element prezintă conținuturi în general scăzute în toată seria de roci granitoide ($< 1-1,5$ ppm). De remarcat că aceste valori sînt relativ mai mici decît cele din granitoidele sinorogene din partea de vest a plutonului de Șușița (S a v u et al., 1971). Numai în muscovitul din pegmatit Be atinge 5,3 ppm, valoare asemănătoare cu cea determinată în granitoidele hidrotermalizate de pe valea Jiului.

În același muscovit s-au determinat și conținuturi apreciabile de Sn (55 ppm) și de Nb (110 ppm), fapt ce se explică prin aceea că pegmatitele sînt produsele târzii ale diferențierii magmelor granitice, în care aceste elemente se concentrează de obicei (R a n k a m a și S a h a m a, 1950).

P l u m b u l. Conținuturile acestui element cresc în lungul seriei granitoide de la < 3 ppm în lamprofire și în rocile filoniene dioritice, pînă la 22-27 ppm în granitele de pe valea Gilortului (tab. 4). În feldspatul potasic cenușiu din pegmatit conținutul de Pb este de 32 ppm, valoare ce se explică prin substituția izomorfă a K (1,33 Å) cu Pb^{2+} (1,32 Å).

C u p r u l. Acest element prezintă valori mai ridicate în termenii bazicii ai seriei și valori foarte mici (< 5 ppm) în rocile granitice. Excepție face granitul masiv cu feldspat potasic cenușiu de pe valea Gilortului, în care Cu atinge 20 ppm.

Concluzii

Cercetările asupra granitoidelor afectate de metamorfismul hercinic arată că în partea de est a plutonului de Șușița, rocile primare au avut caractere petrografice și chimice apropiate de ale granitoidelor din partea vestică a plutonului.

Transformările determinate de metamorfismul hercinic au afectat structura și textura rocilor și au condus la înlocuirea mineralilor primare cu altele secundare, formate în condițiile izogradului cloritului. Acest fenomen s-a produs cu introducerea unei mici cantități de H_2O , care a intrat în rețeaua mineralilor secundare, cum sînt sericitul, cloritul și altele.

Se dovedește astfel că studiile petrochimice și geochimice sînt foarte utile pentru determinarea originii rocilor magmatice care au suferit un metamorfism izochimic.



Distribuția elementelor minore în seria de roci granitoide metamorfozate este normală și se comportă în linii generale în mod asemănător cu aceea din granitoidele sinorogene din partea de vest a plutonului de Șușița.

Unele abateri de la linia normală de distribuție a elementelor minore se observă în roca cea mai bazică din serie, meladioritul pegmatoid, care prezintă conținuturi reduse de Ni, Co, V și Sr și un conținut ridicat de crom.

Sub aspect regional, constatăm că granitele de pe valea Gilortului, roci mai bogate în feldspat potasic, se remarcă prin conținuturile cele mai reduse de Zr și Li și cele mai ridicate de Pb.

Mineralele care constituie componenții principali ai rocilor pegmatitice, diferențiatele târzii ale magmei granitoide, se caracterizează prin conținuturi reduse de Ba și Sr. Muscovitul în special se remarcă prin conținuturi ridicate de Be, Li, Ga, Sn și Nb.

BIBLIOGRAFIE

- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel u. Stuttgart.
- Codarcea A.I., Pavelescu I. (1963) Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de Paléochrome danubien des Carpates méridionales. *Asoc. Geol. Corp.-Balk. Congr. V, 1961, II*, București.
- Eskola P. (1920) The mineral facies of rocks. *Norsk. Geol. Tidsskr. 6*.
- Ghika-Budești Ș.I. (1940) Les Carpates méridionales centrales. *An. Inst. Géol. XX*, București.
- Nockolds S. R., Allen R. (1953) The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmochim. Acta, 4, 3*.
- Pavelescu I., Pavelescu Maria (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților meridionali (Munții Vulcan-Paring). *An. Inst. Geol. XXXVIII*, București.
- Rankama K., Sahama T. H. G. (1950) *Geochemistry*. Chicago.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. LVI/5*, București.
- (1972) Relația de timp și spațiu dintre cutarea seriei de Lămici-Păiuș și intruziunea granitoidelor tardeorogene de la Cărpiniș-Novaci (munții Paring). *D. S. Inst. Geol. LVIII/5*, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1971) Studiul petrologic și geochemic al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Șușița (Carpații meridionali). *An. Inst. Geol. XXXIX*, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1972a) Geneza granitoidelor și șisturilor cristaline din regiunea v. Sadului-Stăncești (munții Paring). *D. S. Inst. Geol. LVIII/1*, București.



- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1972b) Faciesurile granitoidelor din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci (Munții Parâng), petrologia și geochimia lor. *An. Inst. Geol.* XL, București.
- Streckeisen A. (1932) Observațiuni geologice în Carpații meridionali între valea Oltului și valea Jiuului, D. S. *Inst. Geol. Rom.* XVII, București.
- Turner F. J. (1968) *Metamorphic Petrology*. Mc. Graw. Hill, New York.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. America, Memoir*, 74.
- Winkler H. G. F. (1970) Abolition of Metamorphic Facies. *N. Jahrb. Min.* 5, Stuttgart.
- Wright J. B. (1969) A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.* 106, 4.

GRANITOIDS AND CRYSTALLINE SCHISTS ON THE SOUTHERN SLOPE OF THE PARÎNG MOUNTAINS (EAST CARPATHIANS)

(Summary)

In this paper the authors tackle the study of metagranitoids and crystalline schists from the infrastructure of the Danubian Autochthonous, located between the Sadu Valley and Păpușa Peak on the southern slope of the Parîng Mts.

Structure and petrography of the granitoid pluton and of the crystalline schists. The granitoids from this region represent the eastward extension of the Șușița synorogenic pluton located in the axial zone of the Nedelcu-Șușița-Tismana major anticline structure.

The cover of the pluton consists of the Lainici-Păiuș Series crystalline schists and the Drăgșan Series amphibolites, which build up the southern and the northern flanks of the anticlinal structure wherein the former is located (Plate I). The contacts of the pluton are conformable with the foliation of the crystalline schists, whereas the structural axis of the pluton coincides with the axis of the major anticline, this proving that the granitoid body represents a synorogenic pluton conformable with structures and unconformable with respect to the stratification of metamorphic formations.

In this region, the Drăgșan amphibolitic series is conformably overlying the Lainici-Păiuș Series (Plate I). This fact would be explained by the interpenetration relations (Fig. 1), which develop between a volcanogenous or volcanogeneous-sedimentary series (Drăgșan Series) and the synchronous sedimentary formation (Lainici-Păiuș Series). The initial formations have begun to develop concomitantly in the geosyncline, the basic ones in the northern zone, located in the innerside of the Baikalian Foredeep in the Carpathians, whereas the sedimentary ones in the southern zone, located nearer to the Archaic-Carelian old continent (Wallachian Spur). In the period when the volcanic activity of the initial magmatism had been more intense, its basic products had extended more southwards, conformably overlying the sedimentary deposits of the Lainici-Păiuș Series.

Both the granitoid pluton and the Baikalian crystalline schists of its cover were affected by the Hercynian regional metamorphism, whose effects on the infrastructure have been very strong in the zones which form the basement of the Hercynian structural synclines, so as the Vaidei-Rafailă-Nedelcu Zone, wherein the Șușița granitoid pluton was also involved (Plate I).



Although the Hercynian crystalline schists from the superstructure have been subsequently eroded, nevertheless the effects of the Hercynian metamorphism remained recorded in granitoid rocks, which had been metamorphosed (laminated) in the greenschist facies (metagranitoids), and in the Baikalian crystalline schists from the cover, which were metamorphosed (allotromorphism).

The Lainici-Păiș Series is consisting mainly of biotite and muscovite-bearing paragneisses more seldom of quartz-feldspathic gneisses, quartzitic schists with biotite and graphitic quartzites. These crystalline schists have been affected by artetic migmatization, and their metamorphism of the Danubian type (= Abukuma) took place on the southern flank of the pluton at the level of the sillimanite (+ cordierite + andalusite) isograd: it is somewhat weaker on the northern flank. Under the influence of the retromorphism process, the primary parageneses are frequently modified and replaced by new ones composed of secondary minerals.

The Drăgșan Series consists of a characteristic alternation of amphibolites and amphibolic gneisses, wherein the quartz-feldspathic gneisses with biotite and migmatic strips are intercalated (Fig. 2). In the paragenesis of some amphibolites the almandine, which indicates a rather advanced metamorphism stage (Winkler, 1970), namely under the conditions of the amphibolic almandine facies (Eskola, 1920; Turner, 1968), does frequently occur.

The intrusive rocks which have been affected by the Hercynian metamorphism (metagranitoids) are represented by granodiorites, granites, granites with grey potassic feldspar megacrystals and granites with muscovite; in the latter, separations of meladiorites and pegmatoid diorites do appear (Plate).

The granitoid pluton is crossed by a sequence of veined rocks usually localized along longitudinal fissures. The latter are represented by pegmatoid granites (Fig. 3), dioritic porphyrites, aplites, lamprophyres and quartz veins, rocks which were likewise affected by the effects of the Hercynian metamorphism (Fig. 3).

The intensity of alteration of granitoid rocks is varied, starting with non-metamorphosed or slightly laminated granitoids up to rocks displaying the aspect of sericitic-chloritous orthoschists. The latter have formed in some zones with an intense lamination along which blocks, scales, etc. from the infrastructure were displaced during the Hercynian movements.

In the non-laminated intrusive rocks the slightly gneissic primary texture was recognized, and the minerals although mostly altered under the action of the autometamorphism are but slightly deformed. As the effects of the Hercynian metamorphism became more accentuated, new structural and textural peculiarities did appear. Quartz crystals underwent a series of transformation stages: firstly they were flattened and fissured; then the quartz marked a recrystallization into fine grains, so that in the most advanced stage it has completely altered into a fine mortar, which formed strips or lenses alternating with secondary mineral strips formed on the expense of feldspars. In this case the rock becomes a sericitic-chloritous schist. In this process the plagioclase is altered into sericite, kaolinite, zoizite and albite, minerals that, accordingly to the transformations, begin to mark an increased orientation in the plane of the S_2 foliation.

The alterations are not always complete, and so in strongly laminated rocks there are met lens-like separations wherein quartz relicts, plagioclase crystals with polysynthetic twinings, and particularly interstitial potassic feldspar occur.

The potassic feldspar megacrystals offer a much greater resistance to the metamorphism process (lamination) than the other minerals, and than the interstitial potassic feldspar. The inclusions of plagioclase and non-deformed idiomorphic biotite crystals from relict megacrystals of laminated rocks are a doubtless evidence that the megacrystals have formed during the con-



solidation of the granitoid magma, hence before the Hercynian metamorphism and not subsequently to it.

In the alteration process of the biotite one may observe that in a first stage a saogenite network is to be distinguished, and later this mineral is replaced by chlorite which is oriented in the S_2 plane.

Petrochemistry of granitoid rocks. The chemical composition of granitoid rocks (Table 1) shows that excepting the diorites, most are very acid, SiO_2 reaching 74.59 per cent. The variation of other oxides indicates the normal differentiation process (Fig. 4). In the last five terms of the granitoid series it is observed that the contents of K_2O are generally higher than those of Na_2O (Fig. 5). The prevailingly dominant acid character of these rocks is also resulting from the values of normative components taking part in their composition (Table 2).

The Niggli's parameters (Table 3) indicate that the granitoid series derives from calc-alkaline magmas among which there may be noticed gabbroid, pyroxenite, trondhjemite and leucogranite magmas, differentiated from a primary magma showing a granodioritic composition. The clear-cut calc-alkaline character of magmas is pointed out in the diagram of the Figure 6, as well as in the variation diagrams of magmatic parameters (Fig. 7-10).

The character of the primary granitoid magma of lithogenous origin is evidenced by the diagram of the Figure 11 according to which the *al* and *stk* parameters present a continuous tendency towards increase, whereas *fm* and *c* decrease in the sense of the differentiation. The isophalic points of this *al = fm* series is situated at *st = 243*. The fact that the *fm* parameter is strongly decreasing has led to very acid differentiates from which rocks with a pronounced leucocrate character have resulted. This peculiarity is also resulting from the diagram *Q Or Ab* (Fig. 12) wherein the rocks are plotted above the line delimiting the field of 500 bars; solely the granite with grey potassic feldspar is located in the field of the ternary minimum (Tuttle, Bowen, 1958).

Distribution of trace elements. By means of the spectral analyses of granitoid rocks and of some component minerals, contents of Pb, Cu, Ga, Ni, Co, Cr, V, Sn, Be, Ba, Sr, and Li were determined.

The gallium is concentrated in pegmatoid differentiates, and the variation curve is parallel to that of Al (Fig. 13).

The contents of Ni, Co, V and Cr display a normal distribution; with some exceptions they decrease from more basic rocks to the more acid ones. Values of the ratio of these elements with respect to iron are decreasing along the series (Fig. 15). An obvious covariance may be observed between Ni-Co and Cr-V (Fig. 16, 17), which evidences the magma differentiation process. The curve of Li indicates an increase of contents of this element from meladiorite to lamprophyre, after which they decrease in the acid terms of this series.

The barium shows small contents in basic rocks and considerable values in the acid ones. The curve of Ba is parallel to that of K (Fig. 18). The covariance of these two elements results clearly from the diagram of the Figure 19. However, as the differentiation develops, the contents of Ba decrease so that the pegmatoid granites are the poorest as for this element. The contents of Sr decrease gradually along the series of granitoid rocks.

Zirconium marks an increase from meladiorites to lamprophyres and veined rocks, after which its values decrease to the most acid rocks. Beryllium shows reduced contents in the whole granitoid series, and only in the muscovite from pegmatite it increases up to 5.3 ppm. The contents of Pb rise from the more basic rocks to the most acid ones, whereas those of Cu decrease in this sense.



Conclusions. The Șușița synorogenic pluton — Baikalian — consists of a granitoid series whose evolution has followed the sense of the calc-alkaline magma differentiation. The primary magma was a granodioritic magma of lithogenous origin. The distribution of trace elements in these granitoids is, in general, normal. Some deviations from this direction may be observed as regards the behaviour of Ni, Co, V and Sr in basic rocks and of Zr and Li in granitoids rich in potassic feldspar.

The alterations determined by the Hercynian metamorphism did not modify the chemical composition of granitoid rocks, but they affected only their structure and mineralogical components, process which has occurred with the introduction of a small amount of H₂O that entered into the network of secondary minerals.

EXPLANATION OF PLATE

Geological map of the Sadu Valley-Păpușa (Paring Mountains).

1, alluvia, Hercynian Cycle; 2, Hercynian metamorphism, Baikalian Cycle; 3, lamprophyres; 4) pegmatoid granites (p), aplites (z), granitic porphyries (πγ), granodioritic porphyries (πγδ), dioritic porphyries (πδγ); 5, quartz veins (Q). Late-orogenic granitoids: 6, granites and granodiorites in the Cărpiniș facies. Synorogenic granitoids: 7a, granites with grey potassic feldspar megacrystals; 7b, granites and granodiorites; 7c, meladiorites and pegmatoid diorites with amphiboles; 8, artéritic migmatization phenomena. Drăgșan Series (volcanogeneo-sedimentary, metamorphosed): 9a, amphibolites, amphibolic gneisses and quartz feldspar gneisses; 9b, serpentinites (MS). Lainici-Păiuș Series: 9c, biotite and muscovite-bearing paragneisses, plagioclase-biotite microgneisses, quartzitic schists with biotite; 9d, graphite quartzites; 10, reverse fault; 11, fault; 12, foliation and lineation; 13, anticlinal axis; 14, synclinal axis; 15, cross-section line; 16, chemical and spectral analyses; 17, spectral analysis.

ÎNTREBĂRI ȘI DISCUȚII

M. Trifulescu. Dacă în seria de Lainici-Păiuș intră atât roci epimetamorfice cât și mezometamorfice și dacă se admite metamorfismul progresiv?

H. Sava. În zona cercetată metamorfismul seriei de Lainici-Păiuș s-a produs în condițiile faciesului amphibolitelor cu almandin, dar a suferit ulterior un proces de retromorfism hercinic.

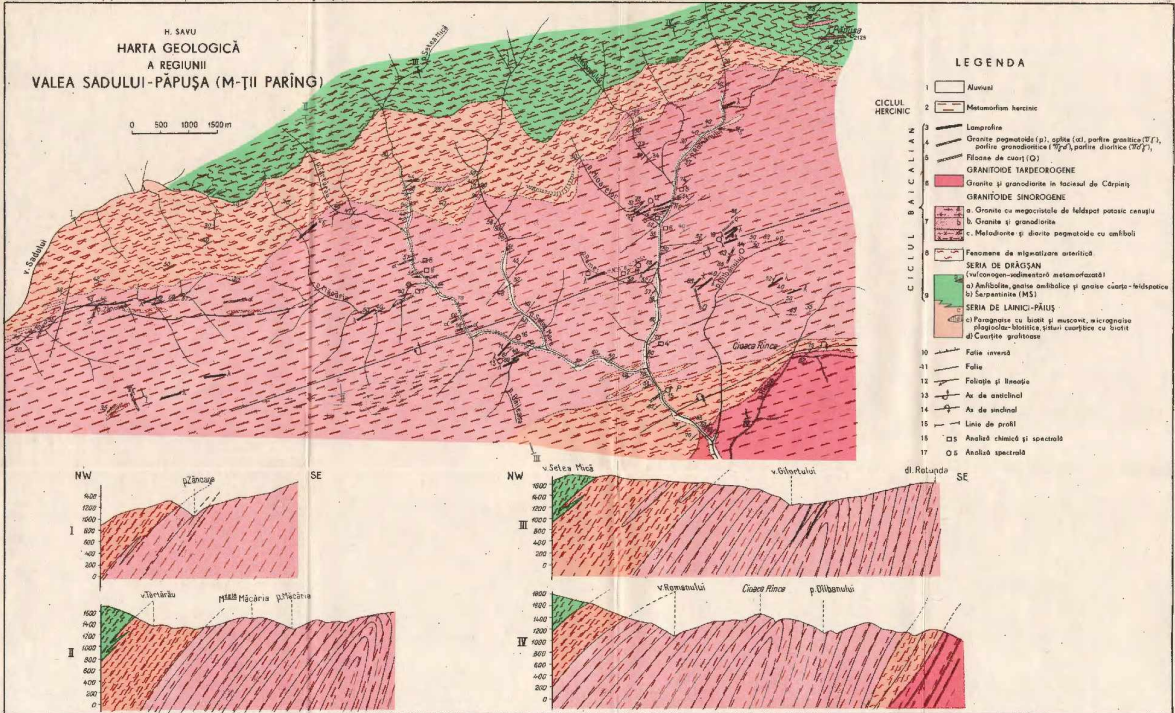
Dacă granitele de Șușița (echigranulare) nu străbat granitele orientate, metamorfozate? „Granitele de Șușița” (în sens petrografic) sînt de aceeași vîrstă (baikaliane) cu granitoidele laminate, care ulterior au fost metamorfozate în cursul orogenezei hercinice.

Dacă nu apare o structură deversată convergent paralel cu axul Novaci-Zăvideni?

Structurile marginale ale virgației din autohtonul danubian sînt deversate spre SSE.

M. Trifulescu. II. Sava. Consideră că granitul de Șușița este un granit metamorfozat, granitul ce a fost denumit de Ionescu-Bujor drept un granit echigranular. Căpola cristalină are o structură megascistitică convergentă către axul Novaci-Zăvideni.





PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

ASUPRA PREZENȚEI DACITELOR ÎN CALDERA FÎNCEL-
LĂPUȘNA DIN MUNȚII GURGHIU¹

DE

IOAN SOLOMON²

Abstract

On the Presence of *Dacites* in the Fincel-Lăpușna Caldera from the Gurguiu Mountains. The *dacites* from the subsoil of the Fincel-Lăpușna caldera pertain to the first effusive manifestations of the Neogene Volcanism in the Călimani-Gurguiu-Harghita Chain. According to chemical characters the *dacites* under study would belong to the magmatic quartz-dioritic type. The petrographical study has pointed out the mineralogical variations due to late magmatic and hydrothermal processes.

Introducere. Caldera Fincel-Lăpușna situată în nordul munților Gurguiu este cel mai dezvoltat aparat vulcanic neogen, cunoscut între valea Mureșului și valea Oltului.

Cercetările efectuate în ultimii ani au arătat că la alcătuirea calderii participă numai andezite (Rădulescu et al., 1964).

În lanțul vulcanic Călimani-Gurguiu-Harghita, prezența dacitelor este cunoscută în munții Călimani, în regiunea Drăgoiasa, unde sînt descrise ca cele mai vechi roci vulcanice (Savul, 1938; Savul, Mastacan, 1939). În partea de sud-est a munților Călimani, dacite cu hornblendă au fost studiate între Voivodeasa și Fagul Rusului (Peltz, Peltz, Vasiliu, 1970).

Cercetarea recentă a carotelor din forajul 23.402 executat de I.S.E.M. pe valea Fincelului ne-a permis să identificăm roci dacitice în subsolul calderii Fincel-Lăpușna.

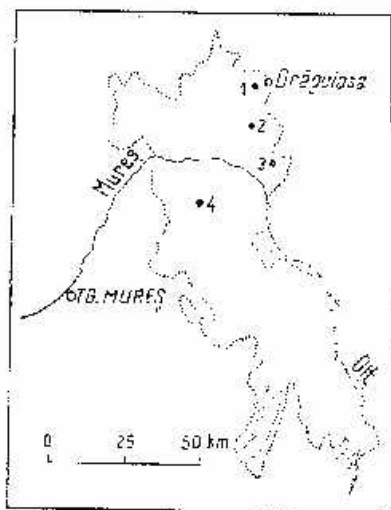
¹ Comunicare în ședința din 26 mai 1972.

² Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni. Str. Caransebeș nr. 1, București.



Examinarea petrografică-mineralogică și studiul petrochimic au contribuit la încadrarea rocilor cercetate în grupa dacitelor.

Date geologice generale. Structura geologică, petrografia și chimismul rocilor ce alcătuiesc caldera Fîncel-Lăpușna au fost prezentate detaliat în lucrările colectivului condus de Rădulescu (1964). Forajul 23.102 amplasat în partea superioară a văii Lăpușna, pe versantul drept, după



Localizarea dacitelor în lanțul vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita.

1, Drăgoiaș; 2, Voivodeasa; 3, Fagul Rusului; 4, Lăpușna.

Emplacement des dacites dans la chaîne volcanique de Călimani-Gurghiu-Harghita.

1, Drăgoiaș; 2, Voivodeasa; 3, Fagul Rusului; 4, Lăpușna.

ce a străbătut o zonă cu roci intens caolinizate și pirifizate, în care nu se recunosc constituenții inițiali, a întâlnit în jurul metrelui 280, o rocă slab alterată, cenușie, în care se disting fenocristale de plagioclaz, cuarț, biotit și hornblendă.

La suprafață în zona forajului sînt cunoscute andezite cu hornblendă brună și piroclastite aparținînd complexului vulcano-sedimentar.

Relațiile geologice între aceste formațiuni și dacite sînt dificil de precizat. Apreciem că sub placa de andezite cu hornblendă, se găsesc corpuri, probabil columnare de dacite, reprezentînd vechi centri de erupție ai primelor vulcanite din regiune.

Acești centri de erupție s-ar situa pe un aliniament vestic, față de cel stabilit în munții Călimani (fig.).

Localizarea dacitelor în bazinul hidrografic al văii Lăpușna ne-a determinat să adoptăm denumirea de „dacite de Lăpușna” pentru rocile ale căror aspecte petrografice și petrochimice le vom prezenta în continuare.



Aspecte petrografice. Megascopice dacitul de Lăpușna apare ca o rocă masivă cenușie — slab-brunie, cu structură porfirică și o textură vag fluidală. În majoritatea cazurilor se observă piritizări și slabe caolinizări pe fisuri.

La microscop, se distinge structura porfirică și cristalinitatea ridicată a masei fundamentale care prezintă o structură holocristalină-microgranulară. În masa fundamentală se remarcă fenocristale larg dezvoltate de plagioclaz, biotit, hornblendă și cuarț (pl., fig. 1).

Plagioclazul se întâlnește în cristale tabulare și prismatice, maclate după legea albit, albit-Karlsbad și albit-Ala. Cristalele sînt zonate normal, mai rar cu recurențe. În unele cazuri se observă o corodare accentuată a fenocristalelor zonate de către pastă. Conținutul în anortit este variabil, fiind cuprins între 28 % și 45 % An.

Plagioclazul din masa fundamentală se prezintă în granule xenomorfe, microlite prismatice și mai rar aciculare.

La cristalele de plagioclaz se observă o serie succesivă de transformări legate de procesele postmagmatice și hidrotermale.

Astfel într-o primă fază se distinge un proces de albitizare caracterizat prin îndepărtarea Ca, urmat de epidotizări, sericitizări și carbonatări hidrotermale.

Biotitul, în cristale tabulare, se dispune orientat, imprimînd rocii o textură ușor fluidală. Pleocroismul este normal; brun — galben-pal. Uneori fenocristalele includ microlite de plagioclaz. Se observă mai rar cloritizarea marginală a fenocristalelor. În masa fundamentală paietele de biotit sînt cloritizate.

Hornblenda este mineralul instabil care a fost înlocuit complet. În secțiuni subțiri, hornblenda se recunoaște numai după contur, fenocristalele fiind înlocuite printr-un agregat constituit din biotit (pl., fig. 2).

Dacă în cele mai multe cazuri, în vulcanitele neogene, în fazele magmatice finale lipsite de volatile, hornblenda devine instabilă și se opacitizează (Treiber, 1963; Peliz, 1969), după aspectele prezentate de hornblendele din dacitele de Lăpușna, admitem și o altă direcție de transformare magmatică, cînd în prezența volatilelor înlocuirea se face prin biotit. Procesul de înlocuire se continuă în timpul transformărilor hidrotermale prin cloritizarea biotitului.

Cuarțul, în fenocristale dezvoltate, prezintă uneori contururi hexagonale, altele însă, datorită proceselor de coroziune, se întâlnește rotunjit sau corodat (pl., fig. 3).



Frecvența mineralelor și dimensiunile acestora în dacitele de Lăpușna sînt redată în tabelul 1.

TABELUL 1

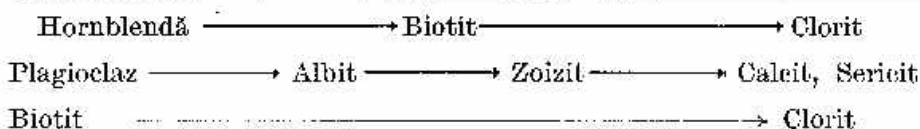
	Frecvența %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	33,0-35,0	3,80/1,52-0,16/0,14
Biotit	2,7-3,0	1,40/0,31-0,12/0,09
Hornblendă	0,8-2,5	2,40/1,70-0,40/0,30
Cuarț	1,5-2,5	1,14-0,40
Epidot	0,5-2,2	0,36/0,16
Magnetit și pirită	2,0-3,5	0,18/0,10
Pastă:	54,5-57,5	—
Plagioclaz	—	0,056/0,003-0,024
Cuarț	—	0,025-0,008
Biotit	—	0,056/0,015

Masa fundamentală este alcătuită din plagioclaz, cuarț și biotit, la care se adaugă magnetitul.

Transformările hidrotermale de temperatură scăzută sînt reprezentate prin: piritizări, silicifieri și caolinizări, toate localizate în jurul fisurilor.

În ansamblu, dacitele au suferit următoarele transformări mineralogice în faza magmatică tîrzie și în faza hidrotermală:

Faza magmatică Transformări magmatice tîrzii Transformări hidrotermale



Comparînd aspectele petrografice ale dacitelor din munții Călimani cu ale dacitului de Lăpușna se remarcă unele asemănări. Astfel se poate aprecia că dacitul de Lăpușna însumează caracterele mineralogice ale celor două tipuri; de Drăgoiasa și Voivodeasa prin prezența atît a cuarțului și biotitului cît și a hornblendei într-o masă granulară leucocrată.

Date petrochimice. Pentru o succintă caracterizare petrochimică a dacitului de Lăpușna ne-am servit de o analiză chimică efectuată pe o probă colectată la m 332. În zona de unde s-a colectat proba, dacitul



a fost mai puțin afectat hidrotermal totuși la microscop se disting slabe piritizări. Acest aspect este evidențiat și de analiza chimică în care conținuturile în FeO, S și H₂O sînt mai ridicate.

Analiza chimică a
dacitului de Lăpușna

		Valoarea parametrilor Niggli		Norma Niggli	
				Baza Katanorma	
SiO ₂	61,37				
Al ₂ O ₃	15,10				
Fe ₂ O ₃	3,72				
FeO	2,89	<i>si</i>	244	Cp	0,3
MnO	0,13	<i>al</i>	35	Ru	0,4
MgO	2,46	<i>fm</i>	26	Kp	4,9
CaO	4,33	<i>c</i>	18	Nc	24,4
Na ₂ O	4,36	<i>alk</i>	21	Cal	11,1
K ₂ O	1,34	<i>k</i>	0,17	Cs	1,7
TiO ₂	0,47	<i>mg</i>	0,55	Fs	4,2
P ₂ O ₅	0,10	<i>c/fm</i>	0,70	Fo	3,7
H ₂ O	3,31	<i>ti</i>	0,80	Pa	5,3
S	0,52	<i>qz</i>	69	Q	44,0
Total	100,10	<i>Q</i>	44,20	Py	0,9
		<i>L</i>	40,40	Q	18,5
		<i>M</i>	15,40		

Analist Maria Cristea.

Examinarea parametrilor Niggli conduce la concluzia că roca analizată aparține unei magme acide, salică pînă la izofală, intermediară alcalină cu *c* normal. Caracterul de magmă suprasaturată în silice este redat de valoarea ridicată a parametrului *qz*. Roca, după chimism, se încadrează la tipul de magmă cuarțdioritică.

Concluzii. Analiza petrografică-mineralogică și petrochimică a rocilor din forajul 23.402 a arătat că între constituenții edificiului vulcanic al munților Gurghiu se înscriu și dacitele.

Acest fapt conduce la concluzia că erupțiile dacitice cu care începe activitatea vulcanismului neogen sînt cu mult mai extinse decît se cunoștea anterior, în cadrul lanțului eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita.

Dacitul de Lăpușna aparține tipului magmatic cuarțdioritic.

Rocile inițiale au suferit transformări postmagmatice evidențiate prin înlocuirea totală a hornblendei cu biotit și prin albitizarea plagioclazului. În timpul proceselor hidrotermale a avut loc cloritizarea biotitului și epidotizarea, sericitizarea și carbonatarea plagioclazului.



Dacitele din munții Gurghiu, privite ca posibile surse metalogene pot deveni obiectul unor noi investigații.

BIBLIOGRAFIE

- Peltz S. (1969) Studiul petrografic al părții de sud-est a munților Călimani. *Sl. tehn.econ.* 1/4, București.
- Peltz Margareta, Vasiliu Cecilia (1970) Asupra prezenței dacitelor în partea de sud-est a munților Călimani. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 15, 2, București.
- Rădulescu D. (1961) Contribuții la cunoașterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* VI, 2, București.
- Vasilescu A., Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- Savul M. (1938) La bordure orientale de Monts Călimani. *An. Inst. Géol. Roum.* XIX, București.
- Mastacan G. (1939) Les dacites et la succession des éruptions volcaniques dans la région est des Monts Călimani. *C.R. Ac. Sci. Roum.* III, 2, București.
- Treiber I. (1963) Petrografia rocilor eruptive și metamorfice. Ed. didactică și pedagogică, București.

SUR LA PRÉSENCE DES DACITES DANS LA CALDÉRA DE FÎNCEL-LĂPUȘNA (MONTS GURGHIU)

(Résumé)

Dans la caldeira de Fincel-Lăpușna (partie septentrionale des Monts Gurghiu) on a récemment identifié dans un forage des dacites à biotite et hornblende. Compte tenu de leur position et de leurs relations avec les roches avoisinantes, les dacites sont situées à la partie basale de l'édifice volcanique et reviennent aux premières éruptions manifestées dans la chaîne volcanique de Călimani-Harghita.

Les dacites de Lăpușna sont constituées de phénocristaux de plagioclases, d'hornblende, de biotite et de quartz englobés dans une pâte holocristalline granulaire (tab. 1).

Les transformations subies par les minéraux au cours des processus magmatiques tardifs : biotitisation de la hornblende, albitisation du plagioclase, et au cours des processus hydrothermaux : chloritisation de la biotite, épidotisation, séricitisation et carbonatation ces plagioclases ont été reconnues par études pétrographiques.

L'étude pétrochimique a précisé que les dacites étudiées reviennent au type de magma quartzeux-dioritique.



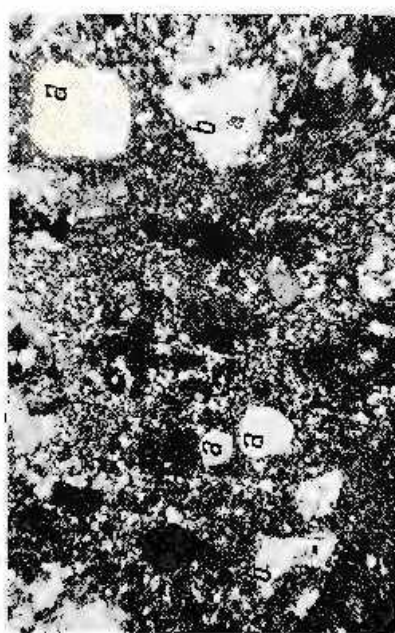
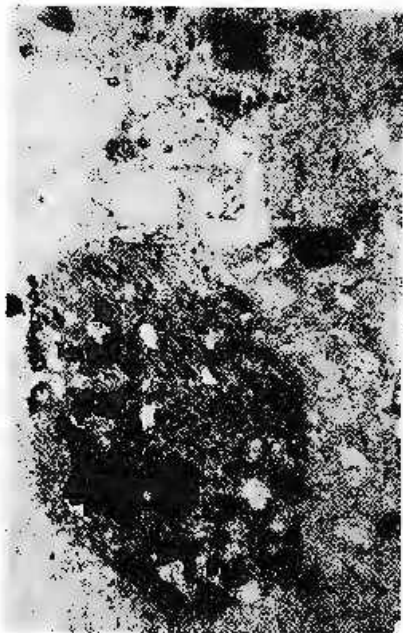
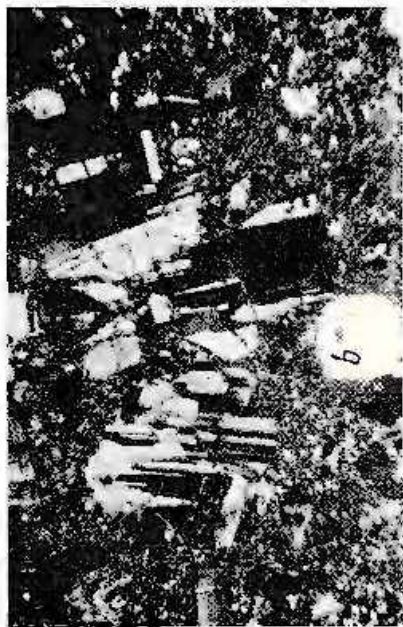
L'identification des dacites dans la structure des volcans des Monts Gurghiu complete l'image de la succession des eruptions neogenes tout en apportant des precisions sur le debut de l'activite volcanique dans cette region.



EXPLICAȚIA PLANȘEI

- Fig. 1. — Dacit de Lăpușna; Nic. + ; × 30. 1, Fenocristal de plagioclaz zonat; 2, fenocristal de cuarț.
Dacite de Lăpușna; Nic. + ; × 30. 1, Phénocristal de plagioclase zoné; 2, phénocristal de quartz.
- Fig. 2. — Dacit de Lăpușna; Nic. + ; × 30. Fenocristal de hornblendă substituit prin biotit.
Dacite de Lăpușna; Nic. + ; × 30. Phénocristal de hornblende substituée par la biotite.
- Fig. 3. — Dacit de Lăpușna; Nic. + ; × 30. Fenocristal de cuarț corodat.
Dacite de Lăpușna; Nic. + ; × 30. Phénocristal de quartz corodé.
- Fig. 4. — Dacit de Lăpușna; Nic. | ; × 30. 1, Fenocristal de cuarț; 2, fenocristal de plagioclaz; 3, fenocristal de biotit.
Dacite de Lăpușna; Nic. | ; × 30. 1, Phénocristal de quartz; 2, phénocristal de plagioclase; 3, phénocristal de biotite.

I. SOLOMON. Dacite în caldera Fînceel-Lăpușna.



Institutul Geologic. Dări de seamă ale sedințelor, vol. LIX/1.

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

VÎRSTA NEOVULCANITELOR ȘI A MINERALIZAȚIEI DIN ZĂCĂMÎNTUL HIDROTERMAL HERJA, BAIA-MARE (MARAMUREȘ)¹

DE

AMALIA SZÖKE²

Abstract

Age of Neovolcanites and of the Mineralization from the Herja Hydrothermal Ore Deposit, Baia-Mare (Maramureș). In this paper arguments are presented as regards the Upper Post-Pannonian age *str. s.* of the sub-volcanic and syneffusive formations from the Herja (Baia-Mare) polymetallic hydrothermal ore deposit and of the vein mineralization linked to it. Thus, the andesite bodies from the perimeter of the ore deposit are younger, and the mineralization is the result of a more recent metallogenic phase, than it has been so far presumed.

Zăcămintul hidrotermal Herja este situat la NE de orașul Baia-Mare (Maramureș) și face parte din unitatea vulcanică neogenă a munților Gutii.

Structura geologică a zăcămintului este determinată de prezența unei serii de dyke-uri și corpuri intrusive andezitice, de forme și dimensiuni foarte variate. Ele străbat prin depozite sedimentare de vîrstă eocenă și pannoniană (pl. I, II).

Judecînd după forma și alcătuirea petrografică a acestor corpuri eruptive, ele se leagă — după toate probabilitățile — de un corp subvulcanic, cu caracter de lacolit, de dimensiuni apreciabile (S z ö k e, 1968).

Datorită lucrărilor miniere, corpurile andezitice au putut fi urmărite în adîncime pe cîteva sute de metri (pl. I). Prin cercetări de detaliu executate în subteran și prin studii microscopice amănunțite (S z ö k e)³,

¹ Comunicare în ședința din 7 mai 1972.

² Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.

³ A m a l i a S z ö k e. Rapoarte anuale 1965, 1966, 1967, 1968, 1969, 1970. Arh. Inst. Geol. București.



noi am urmărit, atât pe verticală cât și pe orizontală variația alcătuirii petrografice a diverselor corpuri intrusiv. Studiile microtectonice și structurale petrologice executate ne-au ajutat de asemenea în descifrarea și reconstituirea modului de punere în loc a acestor neovulcanite intrusive.

Am putut deci constata că partea internă a dyke-urilor ce depășeau o anumită grosime (cea 20 m) și a corpurilor de dimensiuni mai mari, este alcătuită din cuarțdiorite sau din porfire cuarțdioritice, roci cu structură holocristalină granulară cu, — sau fără aspect porfirie. Părțile periferice ale corpurilor, precum și toată masa dyke-urilor de grosimi mai reduse, sînt formate din roci cu structură porfirie evidentă (andezite cu piroxenii și amfiboli). S-a putut constata de asemenea o evidentă tendință de îngroșare a corpurilor, spre părțile lor inferioare. Paralel cu această îngroșare, influența contact-metamorfică, exercitată de ele asupra depozitelor sedimentare înconjurătoare, a fost din ce în ce mai pronunțată, pe măsură ce înaintăm spre orizonturile inferioare ale zăcămintului. Stratificația formațiunilor sedimentare dispare treptat spre orizonturile inferioare, rocile devenind dure și compacte. La desăvîrșirea compactității rocii au contribuit, într-o fază ulterioară, și procesele de transformări hidrotermale, mai ales cele de silicifiere.

În această situație, s-au modificat considerabil proprietățile chimice și mai ales fizice ale rocilor sedimentare, încît mai tîrziu, în fața solicitărilor tectonice, ale au avut o comportare identică cu aceea a rocilor eruptive, de care sînt străbătute. Astfel se explică și faptul că, spre deosebire de alte zăcăminte similare, aici, filonele metalifere nu se efilează cînd străbat prin sedimentar, ci își mențin atît poziția cît și conținuturile pe care le au atunci cînd străbat prin roci eruptive.

Supuse la variate procese de transformare (contact-metamorfică, hidrotermală), rocile sedimentare și-au schimbat deci proprietățile inițiale, încît identificarea lor, paralelizarea cu depozitele sedimentare de la suprafață, precum și determinarea vîrstei lor, evident că a constituit o problemă deosebit de delicată.

Dificultatea problemei constă și în faptul că însăși litologia inițială a depozitelor sedimentare de diverse vîrste este destul de uniformă, predominînd argilele și marnele cu unele intercalații grezoase sau cineritice, iar resturile fosile sînt doar sporadice.

Pînă în ultimii ani, marea majoritate a informațiilor pe care le aveam în literatură se refereau doar la vîrsta depozitelor sedimentare care apar la suprafață. Acestea însă, date fiind motivele arătate mai sus, erau foarte greu utilizabile pentru identificarea formațiunilor sedimentare din sub-



teran. Or, fără determinarea mai exactă a acestora nici datarea corpurilor eruptive nu a fost posibilă.

Indicații cu privire la vîrsta formațiunilor sedimentare de la Herja, îi aparțin lui Pálffy (1915, 1916, 1917) și se referă la Dealul Herjei, deasupra orizontului Ø (galoria Ioachim), pînă unde a fost deschis zăcămintul la vremea aceea. Autorul consideră că depozitele sedimentare sînt reprezentate prin șisturi argiloase pannoniene.

Studiind depozitele sedimentare din partea de N și de E a regiunii Baia-Mare, Paucă (1952) le atribuie vîrstă paleogenă, miocenă (tortoniană și sarmațiană) și cuaternară. La aceleași concluzii au condus și cercetările micropaleontologice executate de Iorgulescu (1955).

Cioflică în 1956 stabilește pentru regiunea Baia-Mare trei faze de erupție cuprinse între sfîrșitul Tortonianului și începutul Ponțianului. Faza a II-a este fixată în Sarmațianul inferior și mediu, iar a III-a, după faza de exondare de la sfîrșitul Sarmațianului. Acest autor subliniază „apariția a trei cicluri metalogenetice strîns legate de cele trei cicluri magmatice”.

În 1958, Giușcă grupează produsele activității vulcanice în trei faze, cuprinse între Tortonianul superior și Pliocen. Autorul consideră că activitatea metalogenetică se stinge spre sfîrșitul Sarmațianului, cînd începe activitatea vulcanică a fazei a III-a.

Polonic și Polonic (1962) aduc argumente paleontologice cu privire la vîrsta eocenă, sarmațiană și pannoniană a depozitelor sedimentare din bazinul Chiuzbaia. Aceleași date, consemnate anterior într-un raport, au stat la baza întocmirii Ghidului Baia Mare, al Congresului Carpato-Balcanic de la București (Lanovici et al., 1961).

Pe harta geologică anexată ghidului, în regiunea Herja-Chiuzbaia sînt figurate „andezite de Scini”, despre care noi am arătat (Szöke, 1965) că aparțin la mai multe tipuri de andezite, care nu sînt sarmațiene, deoarece străbat, sau se suprapun peste depozite sedimentare pannoniene. În acestea din urmă, în forajul 19 din valea Chiuzbaia, am identificat *Congeris czjzeki*. Faptul că unele dintre andezitele considerate de cercetătorii anteriori ca fiind sarmațiene sînt în realitate pannoniene, noi l-am demonstrat și în valea Ilbei (Szöke, 1965 a).

În cazul zăcămintului de la Baia Sprie, Manilici, Giușcă, Stîopol (1965) consideră că procesele de mineralizare sînt legate de faza a II-a de erupție, care începe în Sarmațianul mediu și ține pînă în Pannonianul inferior.

În nota explicativă a Hărții geologice, scara 1 : 200.000, foaia Baia Mare (Gherasi, Bombiță, 1967), răspîndirea andezitelor sarmațiene



(„de Seini”) este limitată la partea vestică a regiunii Baia-Mare, iar pentru andezitele de Jereapăn, se arată că repauzează pe sedimente panoniene.

În schema evoluției magmatitelor subsecvente tardive din România, (Rădulescu, Borcoș, 1968), erupțiile sînt grupate în trei cicluri. Pentru munții Oaș-Gutii, autorii stabilesc două faze metalogenetice; prima în Sarmatian, după punerea în loc a andezitelor de Seini, iar a doua la mijlocul Pannonianului s.l., înainte de punerea în loc a andezitelor de Jereapăn (Herja). În ciclul III de erupții autorii cuprind: andezite bazaltice, andezite biotitice și microdiorite porfirice.

În succesiunea fazelor de crupție și metalogenetice, stabilite de Giușcă, Ciofliea, Udubașa (1969), pentru cele trei mari unități vulcanice ale țării, pentru munții Oaș-Gutii este figurată o singură fază metalogenetică, fixată la mijlocul Pannonianului s.l. Andezitele cu piroxeni și hornblendă (în care se încadrează și andezitele de la Herja) sînt plasate în partea inferioară a Pannonianului, iar ca ultime produse ale activității vulcanice, sînt trecute „andezite cu hornblendă”.

În legătură cu aceste două scheme trebuie să arătăm că ultimele manifestări vulcanice din munții Gutii au emis: andezite piroxenice de tip Igniș și andezite cu piroxeni și biotit de tip Gutin, iar microdioritele porfirice apar din abundență ca enclave atât în andezitele de la Herja, cît și în andezitele cu piroxeni și hornblendă (de Breze), în Valea Neagră (Szöke, 1966, 1970, 1971, 1972)⁴. De asemenea, faza metalogenetică nu putea să fie anterioară punerii în loc a andezitelor în care este cantonată mineralizația.

Dintre datele apărute în literatură cu privire la vîrsta depozitelor sedimentare din regiunea Baia-Mare, pe noi ne interesează în special acelea, în tema pe care o tratăm, care se referă la perimetrul zăcămintului Herja, sau la terenurile imediat învecinate și care ar putea să ne ofere puncte de sprijin în problema stabilirii momentului de punere în loc a corpurilor eruptive și implicit și a depunerii mineralizației. După cum am văzut însă, asemenea lucrări sînt destul de puține. Numai în ultimii ani a fost întocmită o lucrare privind geologia depozitelor sedimentare neogene, cuprinzînd întregul bazin al Băii-Mari (Ghiurcă, 1970)⁵.

⁴ Szöke Amalia. Rapoarte geologice privind regiunea Baia Mare. 1966, 1970, 1971, 1972. Arb. Inst. Geol. București.

⁵ V. Ghiurcă, Geologia bazinului neogen Baia Mare. Teză de doctorat. 1970. Universitatea București.



În rapoartele întocmite de către echipele TPEM^{6,7,8,9} s-a încetățenit ideea că zăcămintul Herja ar fi cantonat în „andezite de Seini”, de vîrstă sarmațiană.

În raportul de sinteză IPEG, Baia-Mare (1970)¹⁰, se arată că lavelle andezitului de Capnic-Jereapăn s-au pus în loc la finele Pannonianului superior *str.s.* Pentru corpurile subvulcanice se arată că stadiul actual (1970) al cercetărilor nu permite localizarea lor în timp și nici stabilirea semnificației lor în formarea acumulărilor de substanțe minerele utile.

În lucrările noastre anterioare (S z ö k e, 1968, 1971¹¹), în care am abordat probleme de vîrstă legate de zăcămintul Herja, în lipsa datelor paleontologice necesare trasării limitei superioare a depozitelor eocene, am fost nevoiți să recurgem la o convenție. Am considerat deci atunci, convențional, că depozitele sedimentare care conțin intercalații de piroclastite, cartate de noi la orizonturile \emptyset și +I Albert (pl. II), ar putea să fie sarmațiene. Am admis atunci (1968, 1971), că ele singure ar putea să reprezinte în regiunea noastră erupțiile sarmațiene și deci ar putea eventual să fie sinerone cu piroclastitele „andezitelor de Seini”, descrise în partea vestică a regiunii Baia-Mare, părere pe care azi, în lumina noilor date, nu o mai susținem nici măcar ca eventualitate.

De asemenea, în lucrările noastre la care ne-am referit, am considerat că depozitele aflate sub stratele cu intercalații de cinerite sînt eocene, iar cele care se suprapun lor, pannoniene. În astfel de situație am afirmat atunci că tot ce putem ști despre vîrsta corpurilor eruptive din zăcămintul Herja este că ele sînt post-sarmațiene.

În vara anului 1971, împreună cu F. I. M a r i n e s c u, am cercetat din nou toate orizonturile principale ale zăcămintului Herja, iar rezulta-

⁶ Raport geologic (preliminar) asupra lucrărilor de prospecțiuni detaliate, executate în perimetrul Nisirn-Băița și Chiuzbaia-Herja-Igniș, 1962. Arb. Comb. Min. Baia Mare.

⁷ Raportul lucrărilor geologice la sectorul Herja, pe anul 1962. 1963. Arb. Expl. Min. Herja.

⁸ Raport de sinteză asupra lucrărilor geologice la Sectorul Herja-Chiuzbaia, Regiunea Maramureș, pe anii 1961—1964. Arb. Expl. Min. Herja, Baia Mare.

⁹ Raport geologic minier cu situația rezervelor de minereuri complexe de la Exploatarea Minieră Herja, la 1 ianuarie 1965. Arb. Expl. Min. Herja, Baia Mare.

¹⁰ Raport de sinteză cu rezultatele lucrărilor de prospecțiuni din regiunea Baia Mare, în perioada 1959—1969, 1970. Arb. IPEG, Baia Mare.

¹¹ A m a l i a S z ö k e. Studiul petrologic și structural al neovulcanitelor de la Sud de Vîrful Igniș (Munții Gutâi). 1971. Arb. Inst. Geol. București.



tele obținute de noi au fost consemnate în rapoarte^{12,13}. Cercetările litologice și paleontologice executate au condus la concluzia că depozitele eocen-medii și superioare apar numai la orizonturile inferioare ale zăcămintului, adică la orizonturile: —VI, —VII, —VIII și —IX, unde argilele și argilele marnoase, intens afectate de procese de contact și hidrotermale, sînt foarte asemănătoare cu cele deschise în valea Firizei, în amonte de Baraj și de confluența cu Valea Romană.

Prezența depozitelor sarmațiene în perimetrul zăcămintului Herja este deocamdată incertă, limitîndu-se eventual la orizontul —IV. De la acest orizont în sus, pînă la suprafață, apar depozite sedimentare de vîrstă *pannonian-medie* și *superioară*, vîrstă demonstrată de prezența formelor de *Congerina zsigmondyi* și a numeroaselor resturi de plante incarbonizate, găsite la orizontul Ø, galeria transversală N nr. 1, sub orizontul cu intercalații de cinerite.

Printre depozitele *pannoniene* predomină argilele fine, micacee, în care, pe alocuri, (orizonturile Ø și +I Albert) se intercalează strate subțiri, sau bancuri nu prea groase de gresii și de piroclastite. Piroclastitele provin din centre de erupție, care au desfășurat o activitate explozivă în *Pannonian*. Acestea sînt aparate vulcanice neidentificate deocamdată, situate în afara regiunii de care ne ocupăm, deoarece în perimetrul nostru, erupții anterioare pucerii în loc a corpurilor intrusive nu sînt cunoscute.

În lumina acestor date, sîntem în măsură să aducem noi precizări cu privire la vîrsta corpurilor eruptive și a mineralizației filoniene legate de ele.

După cum rezultă din profilele geologice alăturate (pl. I, II,) corpurile andezitice din cuprinsul zăcămintului Herja străbat atît prin depozitele sedimentare eocene, cît și prin cele *pannonian-medii* și *superioare str.s.*, încît vîrsta lor poate fi considerată *post-pannoniană superioară str.s.*

Depozitele sedimentare *pannoniene* pot fi considerate deci termenul *post quem*, adică limita inferioară la care s-au putut pune în loc corpurile andezitice. Din această constatare rezultă clar, că ele în nici un caz nu

¹² Amalia Szöke. Studiul petrografic, structural și microtectonic al unor neovulcanite din regiunea Igriș, Munții Gutâi. 1972. Arh. Inst. Geol. București.

¹³ M. Borceș, S. Boștînescu, B. Lang, I. Hirtopanu, Fl. Marinescu, Viorela Mindroiu, S. Peltz, N. Stan, Constancia Stanciu, Amalia Szöke, Constanța Udrescu, Cecilia Vasiliu, Ernestina Volanschi. Studiul metalogenetic al regiunii Baia Mare, în vederea mării potențialului ei economic, în ceea ce privește minereurile auro-argentifere și neferoase, 1972. Arh. Inst. Geol. București, și IPEG, Baia Mare.



pot fi paralelizate cu andezitele sarmațiene „de tip Seini”, așa cum considerau mulți dintre cercetătorii anteriori.

O altă concluzie foarte importantă, care se desprinde din cele arătate mai sus este aceea că mineralizația hidrotermală filoniană, care străbate atât prin depozitele sedimentare pannoniene cât și prin corpurile eruptive care străpung aceste depozite, are și ea o vîrstă mult mai recentă decît s-a crezut pînă în ultima vreme.

Ne lipsesc deocamdată datele necesare stabilirii momentului în care au încetat procesele metalogenetice. Știm doar că andezitele piroxenice de tip Igriș nu sînt afectate de procese hidrotermale. Ele ar putea deci să fie considerate la ora actuală ca fiind termenul *ante quem* al mineralizației de la Herja, adică termenul care marchează momentul în care trebuia să fie deja încheiate procesele de mineralizare.

Nu este exclus însă, ca aceste procese să fi încetat ceva mai devreme, deoarece există corpuri înrădăcinate, probabil ceva mai tinere decît cele mineralizate, care nu au suferit efectele proceselor de mineralizare și nici fenomene de alterare hidrotermală prea pronunțate (pl. II). Procesele de argilizare, care se constată la contactul lor cu depozitele sedimentare pannoniene sînt de transvaporizare, produse în momentul punerii în loc a eruptivului și se manifestă numai în imediata vecinătate a planului de contact.

Ceea ce știm azi, pe baza datelor pe care le deținem pînă la ora actuală, și ceea ce putem afirma fără riscul de a greși prea mult, este că procesele de mineralizare au început să se manifeste după punerea în loc și după completa consolidare a corpurilor andezitice de vîrstă post-pannoniană superioară *str.s.*, și că ele s-au stîns înainte de revărsarea lavelor andezitice cu piroxenii a Igrișului.

Ideea post-pannoniană a andezitelor „de zăcămint” din regiunea Baia-Mare nu este inedită. Ea a fost exprimată în literatură pentru prima dată de către Pálffy (1915, 1916, 1917), atât pentru zăcămintul Herja, cât și pentru zăcămintele învecinate Dealul Crucii și Baia Sprie. Acest autor și-a formulat ideea pe baza unor congerii, identificate în subteran la Dealul Crucii și pe baza observațiilor făcute pînă la orizontul \emptyset , la Herja, și orizontul X, la Baia Sprie, pînă unde au fost deschise aceste zăcăminte pe vremea aceea. Eocenul din Herja a fost interceptat prin lucrări miniere mult mai tîrziu, la orizonturile inferioare, dar acesta nu are importanță în datarea eruptivului. Decisive din acest punct de vedere sînt depozitele cele mai tinere, prin care străbat corpurile eruptive.



Studiul mineralelor grele, executate de P a p i u, M a n e a (1962)¹⁴, asupra depozitelor neogene din regiunea Baia-Mare, au arătat că în nisipurile atribuite Pannonianului, nu se întâlnesc practic minerale de natură vulcanică, ci numai minerale provenite din cristalinul Carpaților Orientali. Acest punct de vedere a fost reconfirmat și în cadrul unei lucrări foarte recente, privind depozitele argiloase pannoniene din regiunea Baia-Mare (P a p i u et al., 1972)¹⁵.

În Dealul Crucii, N e d e l c u et al. (1970) fixează momentul de formare a mineralizației în intervalul dintre punerea în loc a andezitelor cu piroxeni și amfiboli de tip Capnic-Jereapăn și erupția andezitelor de Igniș. Ambele erupții sînt plasate de acești autori în Pannonian.

În raportul de sinteză IPEG, Baia-Mare (1970)¹⁶, sînt stabilite două faze metalogenetice și anume: prima, la liniile Sarmatianului, iar a doua, la sîfîrșitul Pannonianului *str.s.*

Noi vedem acum, că mineralizația din zăcămintul Herja este legată de andezite de vîrstă post-pannonian - superioară *str.s.* Aceste andezite alcătuiesc în perimetrul Herja o serie de corpuri subvulcanice, care în clasificarea lui T ö r ö k (1956, 1956 a), se încadrează în categoria formațiunilor subvulcanice sinefuzive. Formarea mineralizației trebuie deci considerată de dată mult mai recentă decît s-a crezut pînă acum.

Vîrsta întinerită a zăcămintului Herja poate să constituie un element important pentru orientarea viitoarelor cercetări pentru sulfuri polimetalice în formațiunile post-pannoniene.

BIBLIOGRAFIE

- Cioflica G. (1956) Studiul geologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Băița (Baia Mare). *Anal. Univ. C. I. Parhon, seria Șt. Nat.* 11, București.
- Gherasi N., Bombiță G. (1967) Notă explicativă la Harta geologică 1 : 200 000, Foaia Baia Mare, Com. Stat. Geol. București.
- Giușcă D. (1958) Die Entwicklung des Vulkanismus in der Gegend von Baia Mare. *Cong. Asoc. Carp.-Balc. Kiev.*

¹⁴ Corvin V. Papiu, Al. Manea. Studiul mineralelor grele din depozitele neogene de la Baia Mare, 1962. Arh. Inst. Geol. București.

¹⁵ Corvin V. Papiu, V. Iosol, A. Popescu, Irina Bratosin, Catriuci Papadopol, Florica Popescu, Elena Colios. Studii chimico-minerale asupra argilelor pannoniene din regiunea Baia Mare, 1972. Arh. Inst. Geol. București.

¹⁶ *Op. cit.*, pct. 10.



- Cioflică G., Udubașa G. (1969) Metallogenezis associated to neogene volcanism in the Romanian Carpathians. *Rév. Roum. de Géol. Géophys. Géogr. Série de Géologie*, 1, 13, București.
- Ianovici V., Giușcă D., Manilici V., Gherasi N., Jude R., Gheorghiiță I., Dimitrescu R. (1961) Ghidul excursiilor Baia Mare, *Congr. Asoc. Geol. Carp.-Baic*, București.
- Iorgulescu T. (1955) Microfauna unor profile din sectorul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D. S. Com. Geol. XXXIX*, București.
- Manilici V., Giușcă D., Stîlpoi Victoria (1965) Studiul zăcămintului de la Baia Sprie (Reg. Baia Mare). *Mem. Com. Geol. VII*, București.
- Marinescu F.I. (1964) Date noi privind sarmațianul și paunonianul din regiunea Baia Mare. *D. S. Com. Geol. L*, București.
- Nedeleu L., Bălașa E., Roșu N., Bordea R. (1970) Considerații noi asupra zăcămintului de la Dealul Crucii, pe baza rezultatelor unor foraje recente. *D. S. Inst. Geol. LV/2*, București.
- Pálffy M. (1915) A nagybánya bányaterület geológiai viszonyai. *Földt. Int. Évi. Jel. 1914-ről*.
- (1916) Nagybánya, Felsőbánya és Kisbánya bányageológiai viszonyai. *Földt. Int. Évi. Jel. 1915-ről*,
- (1917) Mlobabánya, Miszbánya és Láposbánya geológiai viszonyai. *Földt. Int. Évi. Jel. 1916-ről*.
- Paucă M. (1952) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N și E de Baia Mare. *D. S. Com. Geol. XXXIX*, București.
- Polonic P., Polonic Gabriela (1962) Contribuțiuni la studiul geologic al regiunii Chiuzbaia (Baia Mare), *D. S. Com. Geol. XLVII*, București.
- Rădulescu D., Borcoș M. (1968) Aperçu général sur l'évolution du volcanisme néogène en Roumanie. *An. Com. Stat. Geol. XXXVI*, București.
- Szöke Amalia (1965) Cercetări petrografice și structurale petrologice în Valea Chiuzbaia și în împrejurimi. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 13, 2, București.
- (1965 a) Observații petrografice, microtectonice și structurale petrologice în regiunea Văii Ilbei (Munții Gutli). *Acad. R. S. R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 10, 2, București.
- (1968) Structura unor corpuri eruptive din regiunea Herja, Baia Mare și fenomenele de contact și autometamorfice legate de ele. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 13, 2, București.
- Török Z. (1956) Problemele teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe. *Stud. cerc. geol. geogr. Acad. R.P.R. Filiala Cluj*, VII. 1—4, Cluj.
- (1958 a) A Kelemen-havasok, valamint a Görgényi-Hargita vulkáni lánc területén található fiatal eruptívum geológiai kutatásának módszertani kérdései. (Problemele metodologice ale cercetărilor geologice în masele eruptive tinere ale Munților Călimani precum și ale lanțului vulcanic Gurghiu-Harghita). Volum festiv, Universitatea Bolyai din Cluj (1945—1955), Cluj.



ÂGE DES NÉOVOLCANITES ET DE LA MINÉRALISATION DU GISEMENT HYDROTHERMAL DE HERJA, BAIJA-MARE (MARAMUREȘ)

(Résumé)

La structure géologique du gisement polymétallique de Herja a été déterminée par une série de dykes et de corps intrusifs subvolcaniques synéffusifs, qui traversent des dépôts sédimentaires d'âge éocène et pannonien (pl. I, II).

Les dépôts sédimentaires qui apparaissent dans les galeries sous-terraines étant intensément affectés par des processus de contact-métamorphiques et hydrothermaux jusqu'à ces derniers temps étaient considérés plus anciens qu'ils ne le sont en réalité. Cependant des recherches récentes ont conduit à conclure que les dépôts sédimentaires qui se trouvent sur le niveau de l'horizon — VI sont d'âge pannonien moyen et supérieur et ceux qui apparaissent en dessous de cet horizon sont éocènes. Il n'y a pas si longtemps qu'au dessus des couches à intercalations de pyroclastites considérées sarmatiennes on a mis en évidence la présence de *Congeria zsigmondyi* et des traces de plantes incarbonisées qui attestent son âge pannonien *str. s.*

Des filons métallifères traversent les dépôts sédimentaires éocènes et pannoniens moyens et supérieurs *str. s.* autant que les corps andésitiques subvolcaniques qui à leur tour percent toute la succession des dépôts sédimentaires. Cette situation unique en son genre, notamment que les filons ne s'effilent pas en passant des roches éruptives aux roches sédimentaires vient du fait que les dépôts sédimentaires (parmi lesquels prédominent les argiles à rares intercalations de couches de grès et de pyroclastites) ont été sujets à des phénomènes de contact métamorphique intenses pendant la mise en place des corps andésitiques. Aussi plus tard, étant donné les nouvelles propriétés physiques (résistance plus grande), leur comportement vis-à-vis des solutions tectoniques fut-il similaire à celui des roches andésitiques.

Le moment *post-quem* à la mise en place des corps subvolcaniques nous l'avons placé après l'accumulation des argiles pannoniennes supérieures *str. s.* Le terme *ante-quem* des processus de minéralisation nous le placerons au début des éruptions andésitiques pyroxéniques du Mont Igniz dont les laves ne furent pas affectées par des processus hydrothermaux. Par rapport aux conceptions antérieures, conformément auxquelles les phases métallogéniques s'achèvent à la fin du Sarmatien, à l'avis de certains auteurs, ou à la fin du Pannonien, à l'avis d'autres, nous montrons que la phase métallogénique dans la région de Baia-Mare continue aussi après le Pannonien supérieur *str. s.*

Cette constatation élargit la gamme des formations favorables à abriter certaines minéralisations intéressantes au point de vue économique

EXPLICATION DES PLANCHES

Planch e I

Coupe géologique à travers les galeries transversales N et S, gisement de Herja, Baia-Mare.



1, andésite à pyroxènes \pm hornblende : a, holocristallines porphyriques ; b, holocristallines granulaires ; 2, brèches tectoniques ; 3, Pannonien : surface — horizon IV ; Éocène : horizon — V) — horizon — IX ; contact — métamorphisés ; a, stratifiés ; b, non-stratifiés ; 4, silicifications ; 5, argilisations ; 6, calcifications ; 7, séricitisations ; 8, failles ; 9, filon.

Planche II

Coupe géologique à travers la galerie transversale N no 1, horizon \odot , gisement Herja, Baia-Mare.

1, andésites à pyroxènes — hornblende : a, holocristallines porphyriques ; b, holocristallines granulaires ; 2, brèches tectoniques ; 3, argiles noires pannoniennes à intercalations de pyroclastites ; 4, silicifications ; 5, calcifications ; 6, séricitisations ; 7, failles ; 8, carrières ; 9, argilisations.

ÎNTREBĂRI ȘI DISCUȚII

M. Bleahu : În raportul de sinteză elaborat de IPEG Baia-Mare tr. 1970 concluzia este că mineralizația de la Herja este de vîrstă permian-superioară *str. s. Tov. Szöke* propune o vîrstă post-pannonian-superioară *str. s. Mă* întreb dacă elementele paleontologice de care dispune îi permit a preciza că în formațiunile străbătute de mineralizație este cuprins absolut tot Pannonianul *str. s. Dacă* nu, nu se vede un punct de vedere sau tață de predecesori.

O. Edelstein. Este îmbucurător de constatat că studiile detaliate întreprinse în zona zăcămîntului Herja confirmă observațiile anterioare prezentate în Raportul de sinteză Baia-Mare prospecțiuni 1959-1969 elaborat de Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni — conform cărora mineralizația de la Herja, ca și din alte zăcăminte din estul zonei eruptive Baia-Mare este ulterioară Pannonianului. Eocenul apare și deasupra orizontului de bază, pe galeria Matei unde este reprezentat prin depozite în facies de fliș cu foraminifere aglutinante.

R. Jude. Comunicarea aduce o serie de date noi, față de comunicarea anterioară, din 1968, cînd aceleși actor susținea o vîrstă sarmatiană sau tortoniană a eruptivului.

R. Jude. Ce părere aveți despre datele lui P. Polonic? Dacă cunoașteți datele subsemnatului asupra zăcămîntului Herja și asupra vîrstei eruptivului?

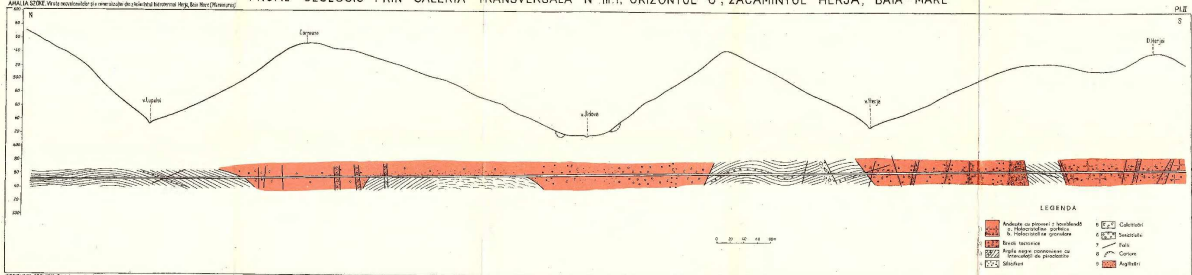
Amalia Szöke. Cunoșc, evident, atât datele lui P. Polonic și Gabriela Polonic cît și ale dv., cuprinse în Ghidul Baia Mare (1961) și le-am consemnat în istoric și în bibliografie.



ANALIZA GEOL. VEZICII MONTANILOR DE LA ZACĂMINTUL HERJA, BAIA-MARE

APAJIA SZŐR

PROFIL GEOLOGIC PRIN GALERIA TRANSVERSALĂ N nr.1, ORIZONTUL Ø, ZĂCĂMINTUL HERJA, BAIA-MARE



LEGENDA

	Ardeaz în depuneri / stratificată		Cărbuni
	Stratificarea orizontală		Șisturi
	Stratificarea orizontală		Faie
	Stratificarea orizontală în direcția de proiecție		Grăunți
	Stratificată		Argile

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

**CERCETĂRI GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE ÎN MUNȚII BÎRGĂU
DE SUD¹**

DE

ION TEODORU, CAMELIA TEODORU, ANCA POPESCU-TISMANA²

Abstract

Geological and Petrographical Researches in the South Birgău Mountains. In this paper it is proved that in the South Birgău Mts there are present the sedimentary formations assigned to the Oligocene, Miocene and Quaternary, as well as eruptive formations represented by microdiorites, porphyric microdiorites and andesites classified into two groups: the group of amphibole-bearing rocks and the group of pyroxene-bearing rocks. The form of deposit of this rocks is as follows: body, laccolith, sill, dyke. The hydrothermal solutions, which have circulated subsequently to the ascent towards the surface of the eruptive rocks, have led to the formation of some biotitization, sericitization, propylitization, silicification, chloritization, carbonation and pyritization zones.

Introducere

Lucrarea de față completează datele existente asupra munților Birgău de sud, în special în ceea ce privește reprezentarea cartografică a rocilor eruptive și procesele de transformări hidrotermale.

Zona pe care o prezentăm este situată între valea Leșului și râul Bistrița, afluenți ai Someșului Mare și cuprinde formele de relief cu cele mai mari altitudini din munții Birgău: vârful Heniul Mare (1610 m), vârful Muncel (1541 m), vârful Oala sau Miroslava (1605 m) și vârful Căsarul sau Tomnatecul (1690 m).

Existența acestor vârfuri care se ridică semnificativ deasupra sedimentelor paleogene vor parecă să ateste faptul că ei reprezintă o verigă din lanțul eruptiv Oaș-Gutii-Țibleş-Călimani-Harghita.

¹ Comunicare în ședința din 25 februarie 1972.

² Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.



Istorieul cercetărilor

Primele date privind geologia munților Bîrgău au un caracter informativ și se datoresc lui R i c h t o f e n (1860) care descrie riolite și trahite. K o c h (1880) separă o grupă a andezitelor cu cuarț, varietăți riolitice și diferite tipuri de andezite fără cuarț. P r i m i e s (1880) simplifică nomenclatura folosită, el separînd numai andezite și microdiorite. K r ä u t n e r (1930 a, b) indică vîrsta cocenă și oligocenă pentru formațiunile sedimentare din munții Bîrgău. A t a n a s i u et al. (1956) prezintă o lucrare completă asupra munților Bîrgău în care pe lângă descrierea formațiunilor sedimentare se ocupă și de formațiunile eruptive în cadrul cărora separă o fază subvulcanică (andezite cu amfiboli, andezite cu piroxeni, microdiorite, lamprofire) și una efuzivă (dacite, andezite de tip Dorna).

M i n z ă r a r u (1965) realizează un detaliat studiu mineralogic și petrografic al corpurilor subvulcanice din partea de nord a munților Bîrgău. În lucrare se arată că rocile eruptive sînt reprezentate prin andezite, microdiorite, dacite și tufite.

Geologia regiunii

În partea sudică a munților Bîrgău sînt prezente formațiuni sedimentare atribuite Oligocenului, Miocenului și Cuaternarului și formațiuni eruptive reprezentate prin andezite și microdiorite în care predomină amfibolii. Piroxenii apar alături de amfiboli în părțile marginale ale zonei de aflorare a rocilor eruptive din masivul Heniu și în părțile centrale în masivele Oala și Căsarul.

A) **Formațiuni sedimentare.** Formațiunile sedimentare ocupă o suprafață însemnată în regiunea cercetată. Stabilirea vîrstei lor este deosebit de dificilă datorită lipsei macrofosilelor caracteristice, fapt care a impus folosirea similitudinilor faciale și petrografice cu regiuni învecinate și a analizelor micropaleontologice. Ca urmare a acestei coroborări considerăm că formațiunile sedimentare pot fi atribuite Oligocenului, Miocenului și Cuaternarului.

1. *Oligocenul.* Cea mai mare parte din formațiunile sedimentare revine Oligocenului. Din punct de vedere petrografic se remarcă predominarea gresurilor și marnelor care formează strate cu grosimi de 10-100 cm, într-o alternanță continuă.



a) Gresiiile au o culoare cenușie-galbenă, cu nuanțe ce variază de la cenușiu-gălbui-închis la cenușiu-deschis. Au structură aleuritică, aleuro-psamitică și psamitică, textura fiind compactă. Sînt constituite din cuarț, feldspați plagioclazi, microclin, pertit, calcit, hidroxizi de fier, pirită și substanță organică. Cristalele identificate au contururi angulare, sub-angulare, rotunde și subrotunde.

Principalii constituenți rămin cuarțul și feldspații. În funcție de predominarea unuia dintre aceste minerale se pot separa (dar nu și cartografic) gresii cuarțitice și gresii feldspatice.

Cimentul este în general de umplere, mai rar de atingere, fiind alcătuit din calcit și din detritusul fin al mineralelor componente, uneori plus argilă.

La contactul cu rocile eruptive, gresiile sînt transformate datorită acestui contact și soluțiilor hidrotermale care au circulat după punerea în loc a rocilor eruptive. Modificările care apar vor fi prezentate în paginile următoare.

b) Marnele au o culoare cenușie-maronie de diferite nuanțe ce poate ajunge pînă la neagră. În secțiuni subțiri se observă o masă pelitică, mai rar aleuropolitică, caz în care au un aspect neuniform. În aceste ultime aspecte se disting granule mici de cuarț și feldspat, în rest fiind minerale argiloase, calcit și uneori pirită fin diseminată.

2. *Miocenul*. Depozitele miocene apar în partea de vest a regiunii. Ele sînt reprezentate prin microconglomerate, gresii și marne. Un criteriu principal în depistarea depozitelor miocene îl constituie culoarea. Se constată astfel că marnele au o culoare cenușie-albăstruie, net deosebită de a marnelor cenușii-maronii oligocene. Aceeași deosebire de culoare se observă și la gresii.

a) Microconglomeratele nu au fost găsite în loc, ele fiind identificate numai ca blocuri. Cu toate acestea considerăm că ele pot fi plasate în baza Miocenului.

Fragmentele de roci cristalofiliene sînt cuarțite și cuarțite muscovitice, cele sedimentare sînt gresii și marne iar cele eruptive, aplice. Dintre fragmentele de cristale predomină cuarțul căruiia îi urmează feldspații potasici (microclin, ortoză) și feldspații plagioclazi. Granatul, destul de sporadic, este probabil un grosular. Mineralele opace sînt reprezentate prin hematit și pirită.

Matricea este alcătuită dintr-un amestec de minerale argiloase, cloritoase și o pulbere de minerale opace.



TABELUL 1

Compoziția modală, dimensiunile și participarea procentuală a constituenților

	Dimensiuni mm	Participare %
Fragmente de șisturi cristaline	2/2-0,29/0,20	37,24
Fragmente de roci sedimentare și eruptive	1,98/1,60-0,48/0,25	4,16
Cuarț	1,39/1,05-0,20/0,11	15,30
Feldspați	1,18/0,95-0,30/0,21	3,95
Muscovit — biotit	0,55/0,20-0,09/0,03	2,25
Granați	0,22/0,18-0,10/0,05	0,52
Minerale opace	0,03/0,03-0,03/0,007	1,03
Matrice		35,55

b) Gresile au o culoare cenușie-deschisă, sînt mai friabile ca cele oligocene și formează strate cu grosimi de 10-60 cm, ce alternează cu marnele. Au structură psamitică, uneori aleuritică și textură compactă.

În secțiuni subțiri se observă următoarea compoziție mineralogică: cuarț, feldspați plagioclazi, muscovit, biotit, hematit și pirită. Principali constituenți sînt cuarțul și feldspatul însă uneori prin creșterea procentului de mică se poate vorbi de „gresii micacee”. Contururile mineralelor sînt în general rotunde și subrotunde, dar se observă și aspecte subangulare și angulare. Cimentul este constituit dintr-un material argilos-carbonatic și are un caracter de umplere.

c) Marnele au o culoare cenușie-albăstruiă, sînt moi cînd sînt umezite iar cînd se usucă prezintă exfolieri. Formează strate cu grosimi de 10-50 cm care alternează cu gresile. În secțiuni subțiri se distinge o masă pelitică de natură argilooasă ce are mici granule de cuarț și feldspat.

Probele micropalontologice colectate din aceste marne și analizate de Iva Mariana au avut un conținut microfauistic care a pledat pentru atribuirea vârstei miocene acestor sedimente.

Astfel, în probele colectate de pe pîrîul Izvorul Ursului a fost identificat următorul conținut microfauistic: *Bathysiphon nodosaria formis* S u b b., *Siphonina reticulata* C z j z e k, *Pulvinulinella mexicana* C o l e, *Dendrophrya excelsa* C z j z e k, *Alveolophragminum venezuelanum* M a y n e, *Rothalia beccarii* (L.), *Gyroidina altispira* (C u s h m. + S t a n f.), *Eulimina pupoides* d' O r b., *Robulus clericii* F o r n e s i n i, *Chilostomella azjzeki* B s s., *Globigerina* cf. *trilocularis* d' O r b.

Pe pîrîul Lupului, formele identificate în trei probe, colectate din zona cursului inferior, mediu și superior sînt mai numeroase; ele sînt reprezentate prin: *Dendrophrya excelsa* G r z y b., *Sigmoilina schlumbergerii* S i l v e s t r i, *Ammodiscus incertus* d' O r b., *Bathysiphon nodosaria*



formis S u b b., *Reophaxbaccilaris* B r a d y, *Dentalina consolerina* d' O r b., *Cyclamina cancelata* B r a d y, *Pulvinulinella mexicana* C o l e, *Cyclamina pacifica* B e c k.

Din cele prezentate se observă că microfauna este alcătuită în majoritate din foraminifere aglutinante. Speciile *Alveolophragminum venezuelanum*, *Bathysiphon nodosaria formis*, *Cyclamina pacifica*, *Sigmoilina schlumbergerii*, alături de numeroase fragmente de *Dendrophrya* precum și prezența speciilor *Pulvinulinella mexicana*, *Bucimina pupoides*, *Gyroldina altispiru* și *Rothalia beccarii*, dintre foraminiferele calcaroase, alcătuiesc asociația caracteristică Helvețianului inferior în faciusul stratelor de Hida din NW și NE bazinului Transilvaniei.

3. *Cuaternarul*. Depozitele cuaternare sînt reprezentate prin terase, aluviuni, pornituri și grohotiș.

Terasele (superioară, medie și inferioară) au fost formate de pîriul Bîrgăului și riul Bistrița și apar în versantul drept al acestor ape. Aluviunile sînt prezente în lungul văilor mari în special pe văile Leșu, Bîrgău, Turcaș și Tihuța. Grohotișurile sînt bine reprezentate la sud-vest de vîrfurile Oala și la sud și nord de vîrfurile Căsarul.

B) *Formațiuni eruptive*. Formațiunile eruptive sînt reprezentate prin tipuri variate de roci cu forme diferite de zăcămint, corespunzătoare aspectelor caracteristice cunoscute în munții Bîrgău (silluri, dyke-uri, stîlpi, lacolite).

În funcție de compoziția mineralogică s-au separat două grupe principale de roci eruptive: cu amfiboli și cu amfiboli și piroxeni. În funcție de structură, în fiecare grupă s-au deosebit microdiorite, microdiorite porfirice și andezite. Cele mai răspîndite sînt rocile cu amfiboli și în special andezitele. În ceea ce privește frecvența tipurilor de structură, cea mai larg dezvoltată este cea porfirică în detrimentul celei hipidiomorfo-granulară.

Caracteristic însă pentru rocile eruptive din munții Bîrgău rămîne caracterul subvulcanic.

Un loc aparte îl ocupă tipurile de roci pe care le-am găsit numai ca fragmente. Acestea sînt amfibolite și piroclastite. Este necesară totuși semnalarea prezenței lor în vederea interpretării evoluției geologice a regiunii.

1. *Grupa rocilor cu amfiboli*. a) Microdioritele cu amfiboli constituie mici apariții la nord și sud de vîrfurile Oala, la vest de vîrfurile Măgurii și între vîrfurile Heniul Marc-Heniul Mic-Muncel. Au un aspect pestriț pronunțat



datorită feldspatiilor plagioclazi care sînt prinși într-o masă de culoare cenușie-deschisă ușor verzuie. Au textură masivă și structură microhipidiomorf-granulară, pe alocuri microgranulară.

Dimensiunile mineralelor constitutive și participarea lor procentuală (valori medii) rezultă din tabelul 2.

TABELUL 2

	Dimensiuni mm	Participare %
Feldspatii plagioclazi	1,70/0,55-0,56/0,30	65,38
Amfiboli	1,53/0,90-0,25/0,10	24,30
Cuarț	0,38/0,28-0,4/0,05	8,59
Apatit	0,15/0,08-0,05/0,01	0,41
Minerale opace	0,23/0,13-0,06/0,03	0,82

Feldspatii plagioclazi, macleți polisintetic, albit-Karlsbad, periclin, au uneori concreșteri zonare. Conținutul în An este de 36-62 %, ceea ce indică andezin-labrador. De obicei sînt proaspeți dar fisurile care îi străbat sînt umplute cu clorit, sericit, calcit și albit. Uneori sînt complet albitizați.

Amfibolii sînt reprezentați printr-o hornblendă verde care numai rareori este proaspătă. Ea este substituită în cea mai mare parte prin clorit (clinoclor, penin), calcit și oxizi de fier. Alteori este pseudomorfozată de o hornblendă aciculară, actinolitică, care se adună în cuiburi.

Cuarțul ocupă spațiile interstițiale din rocă.

Pirita, cu contururi idiomorfe sau xenomorfe și magnetitul, de obicei cu forme scheletice, sînt intim asociate cu apatitul.

b) Microdioritele porfirice cu amfiboli au cea mai mare dezvoltare în zona muntelui Oala. Iveri mai reduse ca dimensiuni sînt cele de pe valea Erboasa, pîraiele Macheșu, Zăpodea Așchiei, Leurdicilor și vîrfurile Scoarței. Au o culoare cenușie-deschisă, structură microhipidiomorf-granulară porfirică și textură masivă.

Dimensiunile și participarea procentuală a mineralelor constitutive rezultă din tabelul 3.

Rar complet proaspeți, feldspatii plagioclazi sînt albitizați, sericitizați, calcitizați sau argilizați. Pe fisurile care îi străbat se depune clorit și limonit. Conținutul lor în An este cuprins între 35 și 60 %, fenocristalele fiind mai bazice iar microcristalele mai acide.



Amfibolii sînt reprezentați prin hornblendă verde, substituită prin biotit, clorit, calcit, epidot, sfen, plagioclazi și limonit, acesta din urmă putînd s-o înlocuiască complet.

TABELUL 3

	Dimensiuni mm	Participare %
Feldspați plagioclazi :		
fenocristale	2,60/1,70-1,05/0,42	} 66,19
microcristale	0,76/0,32-0,25/0,16	
Amfiboli :		
fenocristale	5/3-1,5/0,85	} 24,70
microcristale	0,53/0,45-0,30/0,18	
Quart	0,35/0,25-0,15/0,09	7,75
Apatit	0,22/0,18-0,10/0,05	0,34
Minerale opace	0,30/0,25-0,05/0,01	1,02

Quartul este xenomorf și ocupă spațiile interstițiale; uneori este mai larg dezvoltat și determină o structură poikilitică. Apatitul apare izolat sau asociat cu magnetitul și pirita ale căror granule sau cuiburi sînt distribuite omogen în rocă.

c) Andezitele amfibolice formează fondul pe care se înscriu toate celelalte tipuri de roci eruptive. Ele se întîlnesc în faciesurile marginale ale corpurilor mai mari sau ca silluri asociate acestora. Andezitele amfibolice sînt mult mai intens afectate de soluțiile hidrotermale fapt care se traduce printr-o largă gamă de culori ce variază de la cenușiu la verde-gălbui și cărămiziu. Au structură porfirică și textură masivă.

Dimensiunile și participarea procentuală a mineralelor constitutive rezultă din tabelul 4.

TABELUL 4

	Dimensiuni mm	Participare %
Feldspați plagioclazi	2,95/1,67-0,42/0,20	30,11
Amfiboli	5/2,50-0,58/0,19	20,54
Apatit	0,21/0,10-0,08/0,001	0,25
Zircon	0,03/0,001	0,36
Minerale opace	0,55/0,45-0,09/0,05	0,62
Masă de bază		48,12

Fenocristalele de feldspat plagioclaz au o dezvoltare prismatică sau scurt prismatică cînd roca este proaspătă. Datorită alterării hidrotermale

cristalele devin difuze în urma substituirii lor prin sericit, albit și calcit. Pe fisurile care le brăzdează se depune clorit și limonit. Feldspații sînt macleți polisintetic, albit-Karlsbad, periclin; uneori prezintă concreșteri zonare. Conținutul în An este de 39-58 %, ceea ce indică andezin-labrador.

Amfibolii sînt reprezentați printr-o hornblendă verde care se găsește mai mult ca fenocristale decît microlite. Ea cunoaște toate stadiile de alterare, de la o simplă resorbție marginală, care se concretizează printr-o bordură constituită din minerale opace și substituirea parțială pe planele de clivaj prin minerale secundare, pînă la înlocuirea totală a ei numai de către un singur mineral sau dintr-un agregat de minerale din grupa cloritului (penin, clinoclor) împreună cu calcit, titanit, cuarț, oxizi de fier și cu totul excepțional epidot.

Mineralele accesorii sînt destul de sporadice, fiind reprezentate prin apatit și zircon.

Magnetitul dar mai ales pirita sînt mineralele opace identificate. Cristalele de pirită sînt înconjurate de un „halou” format din sericit și minerale argiloase.

În masa de bază se observă frecvente cuiburi umplute cu clorit, mai rar actinot. În schimb, carbonații în special calcitul și mai puțin sideroza, constituie umplutura unor spații cu forme neregulate, alături de ele apărînd sferule de silice criptocristalină fibroradiară.

d) Andezitele amfibolice cu cuarț au fost identificate de pîraiele Secu și Heniul Mic și la vest de virful Muncel ca filoane cu dimensiuni reduse. Au o culoare cenușie-deschisă, aproape albă, structură porfirică și textură masivă.

Dimensiunile și participarea procentuală a mineralelor constitutive rezultă din tabelul 5.

TABELUL 5

	Dimensiuni mm	Participare %
Masa de bază	—	57,21
Feldspați plagiocclazi	2,15/0,92-0,45/0,21	28,55
Hornblendă	3,20/1,10-0,75/0,45	10,75
Cuarț	0,52/0,48-0,18/0,18	2,75
Minerale opace	0,25/0,25-0,09/0,05	0,74

Feldspații sînt în general proaspeți, singurele minerale secundare care apar, pe fisuri sau plane de macle, fiind sericitul și calcitul. Prezintă macle tip albit-Karlsbad sau periclin și au un conținut în An de 32-37 %.



Hornblenda este complet transformată fiind înlocuită cu clorit (clinoclor, grupat în snopi), carbonați (calcit, sideroză), titanit și oxizi de fier.

Cuartul are o mică bordură de reacție și este corodat. Mineralele opace sînt reprezentate prin pirită.

2. *Grupele rocilor cu piroxeni și amfiboli.* Apariția piroxenilor alături de amfiboli a fost sesizată numai în cîteva puncte. Trecerea de la rocile cu amfiboli la cele cu amfiboli și piroxeni se face treptat și insesizabil pe teren, fapt care îngreuiază separarea cartografică a acestor tipuri prin limite nete, creînd astfel obligativitatea reprezentării lor prin semnătură.

a) Microdioritele cu piroxeni și amfiboli au o răspîndire redusă fiind identificate la nord-vest și sud de vîrfurile Oala, în vîrfurile Tarniței, la sud de Heniul Mic și pe pîrfurile Brujenilor. Culoarea lor este cenușie-închisă, uneori cu nuanțe verzui, au structură microhipidiomorf-granulară și textură masivă.

Dimensiunile și frecvența mineralelor constitutive rezultă din tabelul 6.

TABELUL 6

	Dimensiuni mm	Participare %
Feldspații plagioclazi	1,39/0,46-0,27/0,13	73,81
Piroxeni	1,35/0,36-0,18/0,05	12,62
Amfiboli	0,98/0,38-0,63/0,18	7,56
Cuart	0,90/0,89-0,25/0,15	3,70
Apatit	0,05/0,01	0,26
Minerale opace	0,23/0,08-0,09/0,05	2,05

Feldspații plagioclazi au o dezvoltare prismatică cu contururi idiomorfe. Prezintă macle polisintetice, albit-Karlsbad, periclin și concreșteri zonare. Conținutul în An este de 32-52% cu predominarea andezitului față de labrador. De obicei sînt proaspeți, rareori fiind ușor sericitizați sau substituiți cu carbonat. Pe fisurile care li străbat se depune albit, iar în anumite zone sînt incluziuni de sticlă.

Piroxenii sînt reprezentați prin hipersten și augit. Sînt alterați total sau parțial; în ultimul caz substituirea se face pe planele de clivaj sau pe fisurile perpendiculare pe acestea. Mineralele mai rare ce apar sînt: biotitul, cloritul și oxizii de fier.

Hornblenda, varietate comună, este substituită aproape în întregime de clorit și uraltit. Are o coroană de reacție larg pigmentată cu oxizi de fier.



Cuarțul, întotdeauna xenomorf, ocupă spațiile interstițiale printr-un singur grăunte sau mai multe cristale ce se îndințează. Aspectele vermiculare sînt sporadice.

Dintre mineralele accesorii am remarcat apatitul. Mineralele opace sînt reprezentate prin magnetit și puțin hematit care împreună cu pirita sînt diseminate neuniform în rocă.

Biotitul, ca mineral secundar, format în urma proceselor de alterare hidrotermală, apare pe scama constituenților femiei.

b) Microdioritele porfirice cu amfiboli și piroxeni apar ca silluri sau apofize în apropierea microdioritelor formînd faciesul lor marginal, așa cum se poate vedea la sud de vîrfurile Oala și Heniul, în zona vîrfului Măgurița, pe pîrul Ursului și un afluent al văii Răzăloaia. Au culoare cenușie, structură porfirică, cu masă de bază micropanidiomorf-granulară și textură masivă.

Dimensiunile și frecvența mineralelor constitutive rezultă din tabelul 7.

TABELUL 7

	Dimensiuni mm	Participare %
Feldspati, fenocristale	2,20/1,85-1,25/0,80	73,01
Feldspati, microlite	0,55/0,29-0,18/0,27	
Piroxeni, fenocristale	2,50/1,90-1,45/0,98	18,24
Piroxeni, microlite	0,73/0,38-0,15/0,10	
Amfiboli	1,95/0,80-0,78/0,35	5,50
Cuarț	0,58/0,42-0,10/0,05	1,19
Turmalină	0,38/0,25	0,34
Apatit	0,22/0,07	0,17
Minerale opace	0,31/0,10-0,08/0,03	1,55

Fenocristalele de feldspat plagioclaz, formate într-o primă generație, imprimă rocii caracterul porfiric. Sînt maclate albit-Karlsbad, au concreșteri zonare și un conținut în An ce variază între 45-62%. În general sînt proaspeți, totuși se observă ușoare sericitizări, albitizări și argilizări. Microlitele alcătuiesc fondul general al rocii; sînt proaspete, maclate polisintetic sau albit-Karlsbad, cu un conținut în An de 35-48%.

Piroxenii sînt reprezentați prin hipersten, augit și pigeonit. S-au observat fenomene de exoluție între augit și pigeonit. Fenocristalele sînt proaspete și prezintă incluziuni de feldspati plagioclazi și oxizi de fier ceea ce determină structuri poikiloblastice. Microlitele de piroxeni sînt aproape total înlocuite cu clorit (clinoclor) și bastit.



Amfibolul, o hornblendă verde, este frecvent resorbit și înlocuit cu clorit, uralit, actinot și biotit.

Cuarțul ocupă spațiile interstițiale; mici incluziuni de feldspat determină structuri poikilitice.

Ca minerale opace sînt pirita și magnetitul.

c) Andezitele cu amfiboli și piroxeni apar ca sîluri la sud de vîrfurile Oala, nord de vîrfurile Căsarul, sud-est de dealul Șincului și pe pîrîul Macheș. Au o culoare cenușie-deschisă, structură porfirică și textură masivă.

Participarea procentuală și dimensiunile mineralelor constitutive sînt date în tabelul 8.

TABELUL 8

	Dimensiuni mm	Participare %
Masa de bază	—	57,19
Feldspati plagioclazi: fenocristale	1,50/0,80-0,52/0,19	} 25,28
microlite	0,10/0,03-0,05/0,007	
Amfiboli	3,05/1,42-0,42/0,15	11,36
Piroxeni	1,03/0,35-0,40/0,18	4,18
Cuarț	0,58/0,42-0,15/0,008	1,25
Minerale opace	0,55/0,32-0,10/0,002	0,74

Structura masei de bază este foarte variată: pilotaxitică, felsitică și micropoikilitică. Se observă cum microlitele de feldspati și piroxeni și mineralele opace plutesc într-o masă cuarțoasă. De foarte multe ori microlitele de feldspati și piroxeni sînt incomplet dezvoltate ceea ce indică două momente de cristalizare: în primul au luat naștere fenocristalele, apoi temperatura a coborît obligînd silicea să cristalizeze și să înglobeze microlitele în starea în care se găseau.

Fenocristalele de feldspat sînt ușor corodate, maclate albit, albit-Karlsbad, periclin și au uneori concreșteri zonare. Conținutul în An este cuprins între 38-52%. În general sînt proaspeți dar sînt cazuri cînd pe planele de clivaj apare albitul.

Amfibolii predomină față de piroxeni. Sînt reprezentați printr-o hornblendă verde care poate fi proaspătă, cu coroană de minerale opace, opacizată sau substituită total de către un agregat format din granule de feldspati, piroxeni, clorit, minerale opace. Incluziunile frecvente pe care hornblenda le are completează structura poikilitică a masei de bază.



Ca minerale opace s-a identificat magnetitul, înconjurat de o bordură de hematit și pirită.

3. *Concentrații melanocratice.* În rocile prezentate, mineralele fmeice se pot acumula alcătuiind concentrații melanocratice. Aceste acumulări au forme elipsoidale de maximum 10 cm lungime și sînt constituite din hornblendă, augit, actinot și magnetit. Aceste aglomerări au structură hipidiomorf-granulară. Uneori, cînd mineralele amintite se asociază cu feldspații plagioclazi, au caracter dioritic.

În rocile cu caracter porfiric separațiile melanocratice se individualizează atît prin compoziția mineralogică cît și prin structuri.

Am ținut să subliniem acest lucru deoarece separațiile melanocratice sînt deosebit de frecvente în rocile subvulcanice din munții Birgău.

4. *Brechiile* sînt prezente aproape de izvoarele văii Secu și pe pîrîul Jghiabul Căldării. În brechi se remarcă existența a numeroase fragmente colțuroase, colorate diferit, cu diametrul de 3-4 cm, prinse într-un ciment fin, negricios, puternic impregnat cu pirită. În compoziția brechiilor au fost identificate fragmente de natură sedimentară și eruptivă.

Fragmentele de natură sedimentară participă într-o proporție mai mică, cca 20%, față de cca 50% cît revine fracțiunii eruptive. Ele sînt constituite din șisturi argiloase oligocene, gresii fine micacee și gresii calcareoase, al căror ciment, în ambele cazuri, este impurificat cu o pulbere feruginoasă.

Fragmentele de roci eruptive sînt reprezentate prin andezite, probabil amfibolice, cu masa de bază felsitică ce are o textură fluidală.

Cimentului brechiei îi revine un procent de cca 30% și este alcătuit dintr-o mixtură de andezite, șisturi argiloase și gresii.

5. *Pîpuri de roci care nu pot fi reprezentate cartografic.* a) Amfibolitele au fost întîlnite numai ca fragmente pe versantul stîng al pîraielor Zăpodea Așchiei și Heniul Mic. Au structură granonematoblastică și textură ușor șistoasă.

Compoziția mineralogică, dimensiunile și participarea procentuală a mineralelor constitutive sînt date în tabelul 9.

Hornblenda, totdeauna proaspătă, conține incluziuni de titanit, feldspat plagioclaz și minerale opace care conduc uneori la structuri poikilitice.



Feldspatii plagioclazi sînt maelați după legea albit, nu sînt transformați și au un conținut în An de 30-38%.

TABELUL 9

	Dimensiuni mm	Participare %
Hornblendă verde	4,90/0,90-0,67/0,22	75,98
Feldspatii plagioclazi	1,06/0,43-0,32/0,18	14,43
Cuarț	0,99/0,34-0,13/0,12	8,03
Epidot	0,47/0,26-0,05/0,04	0,74
Titanit	0,28/0,16-0,05/0,01	0,32
Magnetit	0,07/0,03	0,50

Cuarțul apare ca xenoblaste ce însoțesc benzile leucocrate de plagioclazi.

Epidotul apare ca granule ce ocupă uneori partea centrală a feldspaiilor. Titanitul are deseori coroane de leucocen.

b) Tufitele de pe versantul stîng al pîrului Zăpodea Așchiei au fost găsite ca fragmente ce au o culoare cenușie, structură litovicrocristalo-elastică și textură masivă. Au un aspect neomogen datorită componentelor care le alcătuiesc și sînt reprezentate prin roci sedimentare, eruptive și cristalofiliene.

Compoziția mineralogică, dimensiunile și participarea procentuală a elementelor constitutive sînt date în tabelul 10.

TABELUL 10

	Dimensiuni mm	Participare %
Matrice		57,55
Fragmente de roci sedimentare	1,2/1 cm-0,25/0,10 mm	} 29,79
Fragmente de roci eruptive	6/3-0,46/0,013	
Fragmente de roci cristalofiliene	0,32/0,15-0,16/0,12	
Cuarț	0,18/0,16-0,16/0,12	3,35
Feldspatii plagioclazi	0,50/0,36-0,07/0,05	5,80
Biotit	0,14/0,08-0,06/0,01	} 0,67
Muscovit	0,12/0,09-0,04/0,01	
Hornblendă verde	0,37/0,27-0,16/0,05	0,28
Minerale opace	0,12/0,06-0,03/0,02	0,56



Dintre fragmente, cele de natură sedimentară predomină (cea 20%). Ele sînt alcătuite din gresii micacee, marne și șisturi argiloase. Fragmentele de roci eruptive (7-8%) sînt andezite cu hornblendă verde cu masa de bază felsitică, sticloasă. Fragmentele de roci cristalofiliene participă într-o proporție redusă, (2-3%) și sînt reprezentate prin cuarțite și cuarțite muscovitice.

În afara fragmentelor de roci, în cimentul tufitelor sînt cristale și fragmente de cristale de feldspați plagioclazi, cuarț, biotit, muscovit, hornblendă verde și minerale opace.

Cimentul este alcătuit dintr-o masă pelitică, cenușie, pe alocuri pigmentată cu limonit.

6. *Procese de transformare.* Încercînd să reconstituim procesele de transformare care au acționat asupra rocilor prezentate în paginile anterioare, am urmărit modificările mineralogice succesive petrecute de la aspectele cele mai proaspete ale rocii pînă la cele mai intens transformate. Ca urmare s-au deosebit trei momente distincte ale transformării: transformări magmatice, transformări hidrotermale, transformări superficiale.

a) Transformări magmatice. Transformările care au avut loc în cadrul bazinului magmatic sînt reprezentate prin resorbții magmatice, corodări, cloritizări și piritizări.

În cazul resorbției magmatice, la hornblendă s-au observat aspecte variate ale coroanelor de reacție de la simple creionări ale conturilor amfibolilor pînă la totala lor resorbție. Alături de aceste aspecte se mai observă și o cloritizare parțială sau totală, ca mineral de neoformație fiind clinoclorul.

Toate schimbările ce se produc în cadrul transformărilor magmatice afectează numai fenocristalele de amfiboli, feldspați și piroxeni. Datorită corodării conturile acestor minerale sînt neregulate, au multe sinuoșități iar uneori ajung la forme scheletice.

Pirita este diseminată în masa rocii.

b) Transformări hidrotermale. Căile principale de acces folosite de soluțiile hidrotermale au fost contactele dintre rocile sedimentare și eruptive, precum și unele linii de fractură identificate de noi și marcate pe harta anexată. Zonele de alterare hidrotermală sînt distribuite după cum urmează: pe valea Secu, pe pîrîul Heniul Mic și Tarniței și la vest de vîrfurile Muncel, pentru corpurile subvulcanice din Heniul Mare, Heniul Mic și Muncel. Aceste zone sînt cele mai intens și bine dezvoltate. Zonele grupate în jurul corpului subvulcanic sînt mai puțin dezvoltate atît ca dimensiuni



cît și ca număr de minerale noi ce apar în procesul de transformare pentru ca în jurul vârfului Căsarul să cunoască apariții sporadice.

Ca urmare a studiului microscopic au fost depistate următoarele procese de transformări hidrotermale: biotitizări, sericitizări, propilitizări, silicifieri, cloritizări, carbonatări, piritizări.

Biotitizarea, ca proces principal de afectare a rocii, a fost identificată numai în două puncte: în microdioritele ce apar la sud de vârful Oala și în cele din zona vârfului Măgurița. În aceste puncte mările oligocene de la contactul cu rocile eruptive sînt intens recristalizate și transformate în roci asemănătoare corneenelor, în compoziția lor fiind prezent biotitul, care formează cuiburi sau este răspîndit neuniform în rocă.

Sericitizarea este evidentă acolo unde sînt și carbonatări, silicifieri, propilitizări. Se poate vorbi deci de o suprapunere a proceselor de metamorfism hidrotermal unde sericitul este asociat cu calcitul, cuarțul, cloritul și epidotul. În acest caz sericitul, ca aglomerate solzoase, se instalează pe fisuri, planele de clivaj ale mineralelor existente, ocupă complet cristalele de feldspați plagioclazi sau invadează masa de bază a rocii.

Propilitizarea. Am încadrat în acest proces transformarea complexă a rocii în constituția căreia apare cloritul, epidotul, carbonatul, cuarțul și alte cîteva minerale mai puțin reprezentative.

Asociația acestor minerale și deci procesul de propilitizare a fost observat pe valea Secu, pîrîul Henin Mic, la izvoarele văii Loșului și la sud de vârful Oala. Roca propilitizată capătă culoarea cenușie, galbenă-verzuie, structura porfirică fiind uneori destul de bine conservată.

Transformările cele mai radicale le suferă hornblenda, care este substituită prin clorit (clinoclor, penin), calcit, epidot. Sfenul, cuarțul și pirita fac și mai complexă alcătuirea mineralogică a pseudomorfozelor de pe cristalele de hornblendă.

Piroxenii sînt mai puțin prinși în procesul de alterare astfel încît se pot observa cazuri cînd alături de amfibolul complet transformat sînt piroxeni proaspeți. Din această cauză și numărul mineralelor care substituie piroxenii sînt puține, clorit și calcit.

Feldspatul plagioclaz este în majoritatea cazurilor carbonatat, epidotizat, mai puțin albitizat și cloritizat. Pirita este totdeauna prezentă în faza de propilitizare; ea apare cu contururi idiomorfe și xenomorfe și diseminată destul de omogen în rocă.

Silicifierea nu aduce modificări prea mari în rocile eruptive. În acestea se observă apariția siliceii în cuiburi sau pe fisuri, împreună cu calcit, clorit și pirită. Procesul de silicifiere este bine reprezentat în rocile

sedimentare de la contactul cu masele subvulcanice, unde marnele sînt intens silicificate, devin dure și capătă culori deschise (cenșii) sau închise (aproape negre). Duritatea și culoarea neagră se datorește și influenței termice provocate de masele eruptive care dau marne „coapte”.

În urma influenței și acestui factor marnele capătă un aspect rubanat din cauza alternanței unor benzi verzi-gălbui cu altele albe-cenșii, în funcție de mineralul predominant : clorit, carbonat, cuarț sau un amestec între ele.

Cloritizări și carbonatări. Am asociat aceste două procese de transformare deoarece parageneza clorit-carbonat este nelipsită în zonele de alterații hidrotermale identificate în regiune, fiind procesele care comportă cele mai avansate substituiri. Cloritizarea constă în apariția cloritului (penin) atât ca produs al substituiri minerealelor cu fier și magneziu cît și prin precipitarea din soluțiile de circulație în cavitățile existente sau pe fisuri. Uneori alături de penin sînt prisme aciculare de actinot iar alături de calcit cristale pseudohexagonale de cuarț și silice fibro-radiară.

Carbonații apar în marea majoritate sub formă de calcit, format pe seama feldspatului plagioclaz și în asociație cu sideroza pe seama hornblendei. Calcitul se prezintă în agregate granulare iar sideroza în agregate sferoidale cu o structură radiară și concentrică. Calcitul și cloritul sînt și în masa de bază a rocii.

Piritizarea însoțește procesele de cloritizare, carbonatare și silicifiere. Ea se manifestă prin impregnarea rocii destul de omogen, prin acumulări în anumite puncte sau prin umplerea fisurilor din rocă.

e) Procesele de transformare superficială, datorită acțiunii agenților atmosferici, sînt observate în special pe crestele principale din jurul vîrfurilor Heniul Mare, Heniul Mic, Oala și Căsarul. În aceste zone se constată ușoare transformări ale minerealelor constitutive care se traduc prin schimbarea culorii rocilor datorită unor pelicule de limonit ce apar pe seama minerealelor melanocrate.

IV. Evoluția geologică și tectonică a regiunii

Oa urmare a datelor prezentate rezultă că cele mai vechi formațiuni geologice din munții Bîrgău de sud sînt depozitele sedimentare oligocene. Aceste depozite formează un anticlinal, în zona vîrfului Oala-vîrful Căsarului, al cărui ax este orientat nord-vest — sud-est. În partea nord-vestică a regiunii, depozitele sedimentare oligocene formează un larg monoclin în care predomină direcția nord-vest — sud-est, cu înclinări spre sud-vest.



Depozitele sedimentare miocene, situate întotdeauna în succesiune normală peste cele oligocene, păstrează aceeași orientare nord-vest — sud-est, cu înclinări spre sud-vest. Uneori se remarcă o ușoară discordanță unghiulară între Miocen și Oligocen.

Formațiunile eruptive sînt reprezentate prin roci cu un pronunțat caracter subvulcanic de tipul microdioritelor, microdioritelor porfirice și andezitelor cu masa de bază total cristalizată. Deși s-a reușit separarea a două grupe principale de roci, una în care predomină amfiboli și alta în care sînt prezenți și piroxeni alături de amfiboli, noi nu am reușit să găsim relații sau indicii care să permită tragerea unor concluzii privind raporturile dintre aceste roci.

Formele de zăcămint pe care le au magmatitele din munții Birgău sînt variate dar caracterul principal este subvulcanic. Astfel în muntele Heniu este prezent un lacolit, deschis pe o suprafață de cca 9 km², din care provin și pînzele din zona Măgurii, pîrul Arsurii-pîrul Lescior, valea Erboasa-pîrul Colibelor și sillurile din versantul stîng al văii Leșului (pl. II).

Magmatitele din zona vîrfului Oala și vîrfului Căsarul au forme tabulare, evazate către părțile superioare. În jurul acestor corpuri, de care sînt legate genetic, se remarcă existența a numeroase silluri, dyko-uri și pînze (primele două aspecte fiind mai numeroase în jurul vîrfului Căsarul, iar pînzele la vest de vîrfurile Oala) ale căror grosimi au valori ce variază între mărimi de ordinul zecilor de centimetri pînă la ordinul zecilor de metri.

Avînd în vedere marea răspîndire a rocilor cu amfiboli și ținînd seama de faptul că rocile cu piroxeni și amfiboli apar numai în zone izolate în masa primelor, considerăm că primele venituri de roci eruptive au fost cele amfibolice.

În ceea ce privește liniile de fractură, menționăm existența lor pe pîrul Lupului, la sud de vîrfurile Heniul Mare și Heniul Mic.

De asemenea există desigur o linie de fractură majoră orientată nord-vest — sud-est care a favorizat punerea în loc a corpurilor principale care formează muntele Heniul Mare, muntele Oala și Căsarul. Această linie se înscrie pe direcția majoră nord-vest — sud-est, pe care s-a scufundat bazinul Transilvaniei și este plasat lanțul eruptiv Oaș-Cutii-Țibleș-Birgău-Călimani-Gurghiu-Harghita.

Identificarea fragmentelor de amfibolite denotă că fundamentul cristalin (mezometamorfic) nu este la adîncime prea mare.

Semne de întrebare ridică însă fragmentele de tufite, deoarece în munții Birgău de sud predomină rocile cu caracter subvulcanic, pînă în prezent nefiind semnalate produse de explozie. Avînd în vedere compoziția mineralogică considerăm că materialul piroclastic provine din erup-



țiile din munții Călimani, din unul din coșurile identificate în zona Colița-Aurari (Teodoru, Teodoru, 1968).

În ceea ce privește vârsta formațiunilor eruptive, nu putem face aprecieri deoarece relațiile acestora cu depozitele sedimentare oligocene nu pot fi luate ca bază pentru o discuție; credem însă că ele sînt mai noi probabil și decît depozitele miocene.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu L. (1954) Geologia regiunii Fintinele-Mureșeni Birgăului. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, București.
- Dimitrescu R., Semak A. I. (1956) Studiul petrografic al eruptivului din munții Birgăului. *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- Cosma St., Teodoru I., Teodoru-Camellia (1963) Contribuții la cunoașterea geologiei munților Călimani de nord și Birgău de sud. *D. S. Com. Geol.* L/2, București.
- Koch A. (1880) Radna vidéke trachitcsaladhoz tartozó Kozeleinekujabb petrográfiai vizsgálta. *Föld. Kézl.* Budapest.
- Krăutner Th. (1930 a) Cîteva date asupra geologiei munților Rodnei și Birgăului. *D. S. Inst. Geol.* XII, București.
- (1930 b) Observații geologice în munții Bistriței și Birgăului. *D. S. Inst. Geol.* IV, București.
- Mînzăcaru Lidia (1965) Studiul mineralogic și petrografic al corpurilor subvulcanice din partea de NW a munților Birgău. *St. tehn. econ. Com. Geol.* București.
- Primics G. (1880) Petrografische Untersuchung der eruptiven Gesteine der nördlichen Harghitzogues insbesondere der Bistritz u. Tibatalas des Ileniu und der Strimba. *Föld. Kézl.* Budapest.
- Richtofen v. Fr. (1860) Studien aus dem Ungarischen und Siebenbürgischen Trachitgebirge. *Jahrb. der geol. Reichs Austria*, Wien.
- Teodoru I., Teodoru-Camellia (1970) Contribuții la cunoașterea raporturilor dintre rocile subvulcanice și cele extrusive din zona pîrului Colbu (munții Călimani de vest). *D. S. Com. St. Geol.* LV/1, București.

INVESTIGATIONS GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DANS LA PARTIE MÉRIDIIONALE DES MONTS BIRGĂU

(Résumé)

La partie méridionale des Monts Birgău est constituée par des formations sédimentaires et éruptives.

Les formations sédimentaires sont constituées par des dépôts oligocènes, miocènes et quaternaires.

Les formations éruptives comportent deux principaux groupes de roches séparées en „groupe des roches à amphiboles” et „groupe des roches à pyroxènes et amphiboles”. Quant



aux types de roches on a séparé des microdiorites, microdiorites porphyriques et andésites. Ces roches constituent trois grands corps subvolcaniques dans la zone des sommets; Ileniul Mare, Oala et Căsarul. Dans le reste de la région elles apparaissent sous forme de sills et de dykes épais de 0,5 à 10 m.

Au contact entre les roches éruptives et les roches sédimentaires on observe des phénomènes de contact thermique qui ont affecté les roches sédimentaires et des phénomènes d'altération hydrothermale qui ont affecté les roches sédimentaires autant que celles éruptives.

La circulation des solutions hydrothermales a conduit à des zones de biotitisation, séricitisation, propilitisation, silicification, chloritisation, carbonatation et pyritisation.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche II

Carte géologique-pétrographique de la région de Leșu-Lunca Bîdarului-Colibița-Mureșeni Bîrgăului-Prundul Bîrgăului.

Quaternaire : 1, éboulis ; 2, cônes de déjection ; 3, éboulements ; 4, alluvions ; 5, terrasses ; 6, andésites amphiboliques à quartz ; 7, microdiorites à amphiboles et pyroxènes ; 8, microdiorites porphyriques à amphiboles et pyroxènes ; 9, andésites à amphiboles et pyroxènes ; 10, microdiorites à amphiboles ; 11, microdiorites porphyriques à amphiboles ; 12, andésites amphiboliques. Miocène : 13, grès, marnes. Oligocène : 14, conglomérats, grès, marnes, schistes argileux. 15, Pyritisations ; 16, carbonatations ; 17, chloritisations ; 18, silicifications ; 19, propilitisations ; 20, séricitisations ; 21, biotitisations ; 22, zone de bréchifications ; 23, carrière ; 24, axe d'anticlinal ; 25, ligne de faille ; 26, fracture majeure présumée ; 27, coupe géologique ; 28, directions.

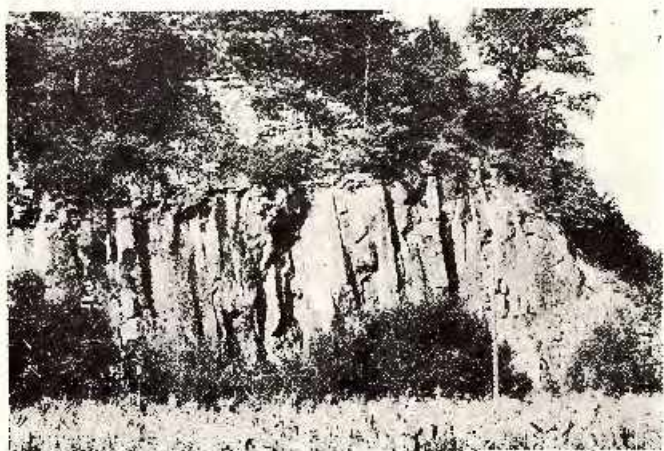




PLANȘA I

Fig. 1, 2. — Sillurile de andezite amfibolice intercalate în gresii oligocene.
Sills d'andésites amphiboliques intercalés dans les grès oligocènes.





1



2

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



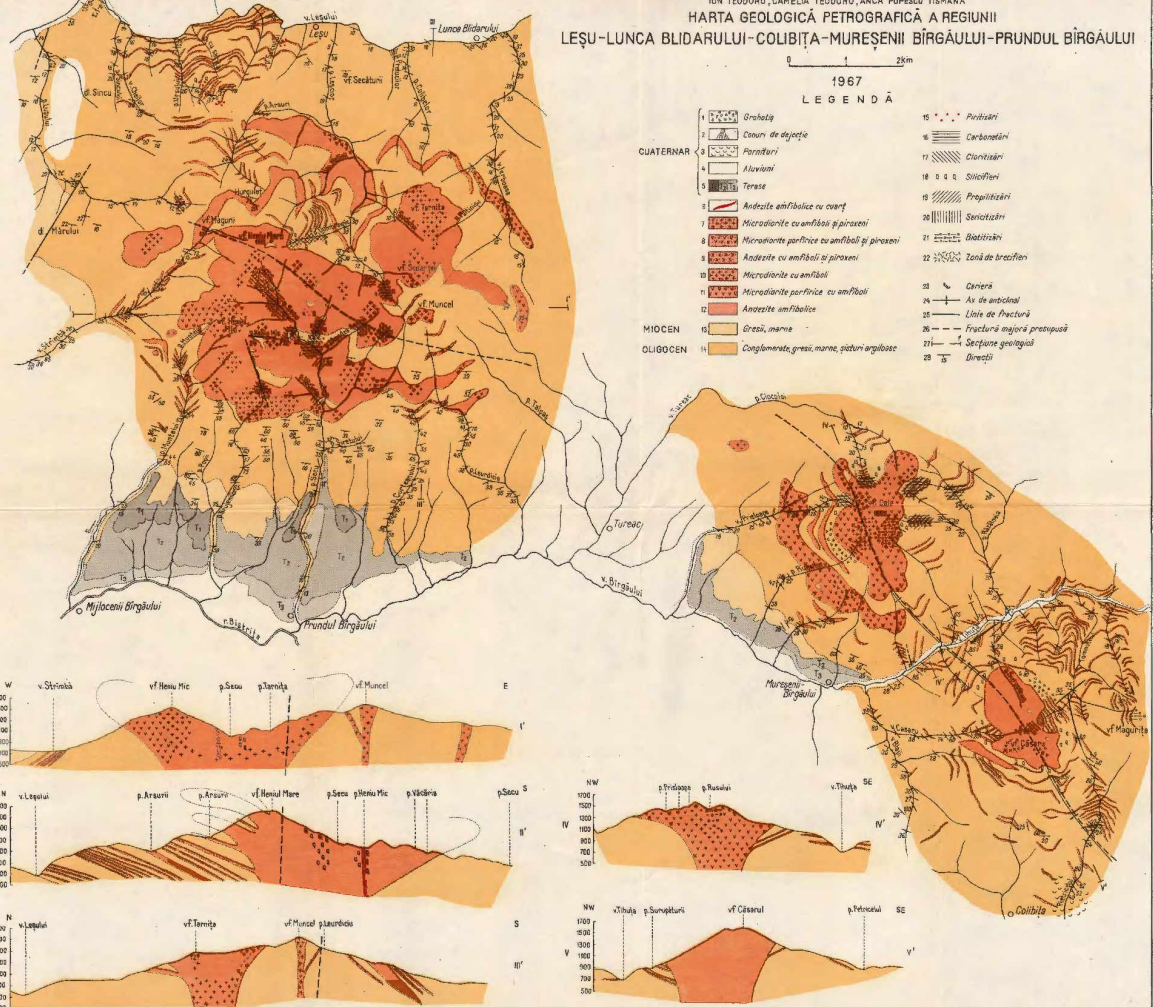
95445
1960

ION TEODORU, CAMELIA TEODORU, ANCA POPESCU TISMANA
**HARTA GEOLOGICĂ PETROGRAFICĂ A REGIUNII
 LEȘU-LUNCA BLIDARULUI-COLIBIȚA-MUREȘENII BÎRGĂULUI-PRUNDUL BÎRGĂULUI**

0 1 2 km

1967
LEGENDĂ

- | | | | |
|----|--|----|------------------------|
| 1 | Orăștieș | 15 | Porfiriți |
| 2 | Conuri de deșeție | 16 | Carbonațari |
| 3 | Parafiriți | 17 | Clauzișani |
| 4 | Fluvioli | 18 | Silicioși |
| 5 | Terase | 19 | Propilitici |
| 6 | Andezite amfibolice cu cuarț | 20 | Senozăni |
| 7 | Microdiorite cu amfiboli și piraxeni | 21 | Biotitici |
| 8 | Microdiorite porfirice cu amfiboli și piraxeni | 22 | Zonă de breccii |
| 9 | Andezite cu amfiboli și piraxeni | 23 | Cămină |
| 10 | Microdiorite cu amfiboli | 24 | As de anticlinal |
| 11 | Microdiorite porfirice cu amfiboli | 25 | Linie de fractură |
| 12 | Andezite amfibolice | 26 | Fractură majoră prinșă |
| 13 | Gresii, marne | 27 | Secțiune geologică |
| 14 | Conglomerate, grăsi, marne, pietriș argiloso | 28 | Direcții |



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

**PORFIRELE CUARTIFERE PERMIENE DIN PÎNZA DE CODRU
A MUNȚILOR BIHOR-GILĂU¹**

DE

RADU DIMITRESCU, NECULAI IORGA, GABRIELA COVALI²

Abstract

Permian Quartziferous Porphyries from the Codru Nappe of the Bihor-Gilău Mountains. In the Bihor Mts, the Permian quartz-porphyries (in fact, welded tuffs of rhyolitic composition) are predominantly coloured either in violet, or in green. The green rocks are always dynametamorphosed, with a penetrative transversal schistosity. Chemical and X-ray analyses of the green-coloured porphyries showed the presence in their groundmass of sericite, chlorite and hydromica-illite.

Eruptivul permian din partea de sud-est a munților Bihorului a fost descris pentru prima oară mai detaliat de către Rozlozsnik (1906) și de către Pálffy, Rozlozsnik (1939). Mai recent, unul din autorii notei de față (Dimitrescu, 1958) a arătat continuitatea pinzei de porfiri cuarțifere intercalate în formațiunile permiene între valea Negrii și Gârda de Sus.

În alte lucrări (Bleahu, 1963; Dimitrescu, 1964; Dimitrescu, Bordea, Purice, 1965; Istocescu, Dimitrescu, 1967) a fost semnalat și discutat caracterul ignimbritic al acestor erupții precum și al celor echivalente din munții Codru și munții Highiş.

În cele ce urmează, dorim a aduce câteva date suplimentare asupra pinzei de tufuri sudate riolitice („porfiri cuarțifere”) dintre Vadul Moșilor și Gârda.

Extindere. Pinza ignimbritică începe la 1 km vest de confluența Negrii cu Arieșul Mare (Vadul Moșilor), urmărindu-se pe oca 2,5 km în ver-

¹ Comunicare în ședința din 25 II 1972.

² Universitatea „Al. I. Cuza”. Cal. 23 August nr. 20A, Iași.



santul sudic al primei văi, cu direcția vest-est. Pe această porțiune, ea este acoperită direct de pinza de Arieșeni, care are în bază șisturi sericitoase ale seriei de Păiușeni; grosimea porfirelor este aici de câțiva metri.

La confluența Negrii cu valea Turcuiu (cca 4 km vest de Vadul Moșilor), tufurile sudate iau direcția N-S pînă la NNW-SSE și ajung la grosimea lor maximă : cca 200 m. Începînd de la nord de Dăncești apare acoperișul lor normal constituit din Permianul superior al unității de Finiș. Abia acesta suportă pinza de Arieșeni, în care filitele sericitoase (cu intercalații de conglomerate metamorfozate la Gîrda-Ocol) sînt acoperite de șisturi verzi de vîrstă Carbonifer inferior, (S l a v i n, 1963 ; V i s a r i o n, 1970) ale seriei de Arieșeni.

După ce sînt decroșate de două falii mai mici în dealul Crapului și dealul Mocăneștilor, porfirele cuarțifere sînt aruncate de marea falie a Petricii din apropierea centrului comunei Scărișoara pînă în valea Gușeștilor, trei km mai la sud. Fișia de roci ignimbritice se continuă apoi din nou spre nord intersectînd Arieșul Mare la confluența sa cu valea Scorțăriței. Spre nord-est fișia se mai prelungește încă 1,5 km, pînă dincolo de valea Trinceștilor.

În acest punct, continuitatea tuturor formațiunilor este întreruptă de marea falie a Gîrzi, care le decroșează cu cca 5 km spre sud-vest. Fișia de roci eruptive reapare astfel pe versantul sudic al Arieșului Mare aproape de confluența acestuia cu Iarba Rea (comuna Gîrda), apoi traversează din nou Arieșul și se urmărește prin capul Dealului, pînă deasupra văii Gîrda Scacă.

În acest fel, lungimea fișiei de tufuri sudate este de cca 20 km. După părerea noastră, porfirele cuarțifere care se urmăresc pe încă 2 km spre nord de la confluența Arieșului Mare cu Bucinișul, reprezintă aceeași pinză eruptivă.

La cele arătate, avem de adăugat următoarele două mențiuni :

a) Există și un nivel inferior subțire de tufuri sudate riolitice situat geometric cu cca 100 m mai jos în scara stratigrafică. El apare doar în cele două extremități ale zonei luate în discuție : la Vadul Moșilor, pe valea Negrii, la 1 km' vest de vărsarea acestuia în Arieș și în Arieșul Mare la 0,5 km amonte de confluența cu Iarba Rea.

b) La Vadul Moșilor, în firul văii Plăceștilor, la 500 m amonte de vărsarea ei în Arieș, de sub șisturile cloritoase ale seriei de Biharia din pinza de Drăghîța-Lupșa, apare o brechie tectonică cu elemente colțuroase decimetrice, între care, în afară de șisturi clorito-albitice, apar și porfire cuarțifere foarte alterate.



Este punctul în care dispare pînza de Arieșeni, cea de Drăghiuța-Lupșa încălecinđ de aci spre est direct peste pînza de Finiș. În baza ei, brechia tectonică amintită este de aceea formată din elemente aparținind doar acestor două unități venind în raporturi de șariaj.

Poziție și vîrstă. După cum am mai arătat, (Dimitrescu, 1958), culcușul pînzei de tufuri sudate este constituit pretutindeni, din valca Negrii și pînă la falia Gîrzii, de către „seria conglomeratelor laminate” (Bleahu, 1963). Vîrsta acestei serii a fost considerată ca permiană de către Bleahu, Dimitrescu (1957), Dimitrescu (1958) și Bleahu (1963). În lucrarea lui Giușcă, Savu, Borcoș (1967), fișia de conglomerate laminate este atribuită seriei paleozoice mai vechi de Păiușeni iar porfirele cuarțifere sînt trecute ca intercalații de porfiroide în această serie. În textul lucrării se susține că și formațiunile echivalente conglomeratelor laminate din munții Codrului aparțin șisturilor cristaline pre-permiene; în harta anexată lucrării, ele sînt totuși trecute aproape în totalitate la Permian.

Într-o lucrare recentă (Visarion, Dimitrescu, 1971), am demonstrat pe cale directă, prin studii palinologice, vîrsta permian-inferioară a seriei conglomeratelor laminate dintre Vadul Moților și Gîrda și echivalența lor (negată implicit de autorii sus-menționați) cu conglomeratele permiene de la Arieșeni. Chiar dacă baza acestei formațiuni ar putea coborî pînă în Carboniferul superior, echivalarea ei cu seria de Păiușeni din Bihor și din Highiș (Devonian-Carbonifer inferior; Visarion, 1970; Istocescu, 1970) este în momentul de față o imposibilitate. Aceeași vîrstă permian-inferioară pentru conglomeratele laminate a fost confirmată palinologic și în munții Codrului (Istocescu, 1970).

Trebuie să arătăm de altfel că după cunoștințele noastre, seria de Păiușeni nici nu ar avea ce căuta în unitatea de Finiș. Prezența acestei serii este caracteristică doar pentru unitățile superioare ale sistemului pînzelor de Codru, pînza de Highiș-Biharia și pînza de Arieșeni. În aceasta din urmă, partea superioară a seriei îmbracă faciesul șisturilor verzi de Arieșeni.

Dincolo de falia Gîrzii, între Gîrda și Arieșeni, fișia de porfire cuarțifere are atît în culcuș cît și în acoperiș seria brechiilor cu cristalin (Bleahu, 1963). Acest facies, caracteristic Permianului superior în autohtonul de Bihor și în lermenii tectonice inferioare ai sistemului pînzelor de Codru, scoboară la Gîrda, după părerea noastră, pînă în Permianul inferior, reprezentînd aci un echivalent al conglomeratelor laminate (Dimitrescu, 1958; Dimitrescu, Borda, Purice, 1965). De altfel, pe valea

Trinceștilor la nord de comuna Scărișoara, se poate observa o apropiere treptată a aspectului conglomeratelor laminate de faciesul breicios imediat la sud-est de falia Gîrzii.

În acoperișul curgerii de porfire cuarțifere, din valea Lăzeștilor și pînă la Gîrda, se găsește „seria tufacee” a Permianului mediu (Blea-hu, 1963). De fapt reambulările din 1970 ne-au arătat că rocile care ne preocupă reprezintă orizontul bazal al acestei serii, spre deosebire de cele afirmate de noi anterior (Dimitrescu, Borda, Puricel, 1965). Seria tufacee se regăsește, cu aceleași caractere dar mult mai bine dezvoltată, în unitatea de Finiș a munților Codrului. Un punct de asemănare în plus a fost pus în evidență de noi în 1970, prin urmărirea, între Lezești și Mocănești, a unui nivel subțire de roci verzi intercalate în partea mediană a seriei tufacee, nivel asemănător celui separat de Pálffy și Rozlosnik (1939) în munții Codrului. Așa cum am menționat mai sus și cum a stabilit Bleahu (1963), locul seriei tufacee este parțial luat, la nord-vest de falia Gîrzii, de seria breicioilor cu cristalini, și anume de partea ei superioară.

Rădăcini. Problema rădăcinilor vulcanismului permian din Munții Apuseni ne-a preocupat demult (Dimitrescu, 1959). Pentru munții Codru, am semnalat și descris în ultima vreme de la Ciunțești (Istocescu, Dimitrescu, 1967), o serie de filoane riolitice care străbat conglomeratele laminate ale Permianului inferior. Pentru munții Bihor-Gilău, soluția ne-a fost indicată foarte recent de către Stoicovici, Trif, Mureșan (1971) care au descris un filon riolitic străbătînd cristalini la Aronești (Bistra). Noi am regăsit acest filon în 1971 și am mai identificat încă unul în dealul Băleștilor (Bistra). Ambele străbat același complex, cel al migmatitelor de Codru din unitatea de Finiș.

Atît din descrierea autorilor mai sus citați (care le denumesc uneori „metariolite”) cît și din observațiile proprii, reiese clar că filoanele amintite sînt mai vechi decît banatitele. Aparența lor la ciclul baicalian, după cum se emite o presupunere în lucrarea menționată, este însă puțin probabilă, după părerea noastră, dat fiind gradul foarte redus de recristalizare a pastei. Avînd în vedere că riolitele prezintă caractere identice cu cele de la Ciunțești, credem că sîntem astfel pe calea identificării rădăcinilor erupțiilor permiane din termenul inferior al sistemului pinzelor de Codru.

Caractere petrochimice. Pentru munții Codru-Moma există o serie bogată de analize chimice ale rocilor eruptive permiane acide și bazice,



redată în monografia lui P á l f y și R o z l o z s n i k. Pentru unitatea de Finiș din munții Bihorului nu dispuneam pînă în prezent de asemenea date.

Odată cu împlinirea acestei lacune, am avut intenția și de a aborda problema relației între porfirele de culoare violetă și cele de culoare verde. Cercetările de teren ne-au arătat o continuitate perfectă între aceste varietăți; în zona Scorțărița predomină cele roșii-violacee iar în zona Neagra, cele verzi. Observațiile noastre de teren ne-au arătat că această schimbare de culoare este totdeauna legată de gradul de metamorfism dinamic care a afectat rocile porfirice: cele roșii nu au suferit decît deformări penetrative mult mai slabe decît cele verzi, în care s-a dezvoltat o adevărată șistozitate transversală (vegăsită acum de altfel și în pachetele superioare ale seriei lufacee, spre deosebire de cele afirmate de noi anterior, D i m i t r e s c u, 1966).

Am efectuat de aceea analiza chimică a trei roci: porfir cuarțifer masiv violaceu, din valea Scorțăriței (506); unul laminat verde (474) din valea Negrii (confluența cu Turcinu) și unul verde foarte șistos (508) din valea Negrii aval (pinza inferioară). Rezultatele sînt redată în tabelul 1.

TABELUL 1

	506	474	508
SiO ₂	72,54	72,86	71,02
TiO ₂	0,33	0,39	0,47
Al ₂ O ₃	13,09	13,15	14,20
Fe ₂ O ₃	2,44	3,01	4,03
FeO	1,93	1,11	0,69
MnO	0,04	0,07	0,05
MgO	0,46	0,29	0,63
CaO	0,42	0,43	0,37
Na ₂ O	0,98	1,55	0,38
K ₂ O	5,75	5,61	4,01
H ₂ O ⁺	1,16	1,39	4,09
H ₂ O ⁻	0,28	0,28	0,17
Total	99,42 %	99,94 %	100,11 %

Pentru rocile analizate au fost calculați parametri Niggli, redați în tabelul 2.

Acești parametri încadrează roca în tipul de magmă rapakivitic, din seria potasică.

Menționăm că din cele patru vulcanite acide permiane, aparținînd unității de Finiș din munții Codrului, analizate de P á l f y și R o z l o z s -



nik (1939), unul se încadrează în același tip magmatic, iar celelalte trei, în tipul angadinitic din seria calco-alkalină.

Încă din examinarea tabelului 1 se observă că schimbările semnificative intervenite, în paralel cu gradul crescând de metamorfism dinamic, sînt două: creșterea progresivă a gradului de oxidare a fierului și

TABELUL 2

	506	474	508
<i>si</i>	430	429	437
<i>al</i>	46	45	52
<i>fm</i>	24	22	28
<i>c</i>	2	3	2
<i>alk</i>	28	30	18
<i>k</i>	0,79	0,70	0,87
<i>mg</i>	0,16	0,11	0,21

creșterea progresivă a proporției „apei de constituție”. La o cantitate sensibil constantă de Fe total, raportul Fe_2O_3/FeO crește de peste 4 ori de la prima rocă la cea de a treia. De asemenea conținutul în H_2O crește aproape de 4 ori în același sens.

Interpretarea mineralogică a acestor date petrochimice se face cel mai bine calculînd (kata) norma pentru roca de culoare violetă, neafectată de metamorfismul dinamic și epinorma (B a r t h, 1955, 1959), pentru cele două roci verzi șistoase (tab. 3) în acord și cu studiul în secțiuni subțiri.

TABELUL 3

(Kata) norma	506	Epinorma	474	508
<i>Q</i>	41,3	<i>Q</i>	45,0	56,6
<i>or</i>	37,8	<i>or</i>	18,8	—
<i>ub</i>	9,7	<i>ab</i>	13,1	3,1
<i>un</i>	2,1	<i>mu</i>	18,1	32,8
<i>en</i>	1,7	<i>zo</i>	1,8	1,6
<i>fs</i>	1,2	<i>chl</i>	1,1	2,5
<i>C</i>	3,3	<i>caol</i>	—	0,6
<i>mf</i>	2,3	<i>hm</i>	—	1,3
<i>il</i>	0,6	<i>ml</i>	1,4	0,7
		<i>il</i>	0,7	0,8
Total	100,0%	Total	100,0%	100,0%



Din tabelul 3, cit și din observațiile petrografice, reies în mod clar transformările mineralogice suferite de roca de compoziție riolitică.

Se pornește de la o rocă cu 41,3% Q, cu 49,6% F (feldspatul potasic predominând cu mult asupra plagioclazului acid) și cu 2,9% P (reprezentat în realitate prin biotit). În acord cu creșterea gradului de metamorfism și a cantității de H_2O , proporția de feldspat potasic descroște pînă la dispariție, iar potasiul respectiv formează o cantitate crescîndă de sericit (muscovit normativ); Ca din plagioclaz (care rămîne albitic) trece în zoizit; din biotit (piroxen normativ) se trece la clorit. În epinorma rocii foarte șistoase apare și o mică proporție de caolin, indicînd prezența modală a acestuia sau a altui filosilicat argilos.

În afara simplei examinări microscopice, am ținut să avem și confirmarea roentgenografică a transformărilor suferite, supunînd analizei prin raze X o probă din masa de bază șistoasă a rocii verzi nr. 508. Compoziția mineralogică a fost determinată prin metoda Debye-Scherrer, folosind un aparat de raze X TCR-60-M cu anticatoda de cupru, filtru de nichel, timp de expunere 2 ore.

Rezultatele obținute sînt date în tabelul 4. Din compararea valorilor d/n și a intensității liniilor cu valorile date în literatură (M i h e e v, 1957), rezultă că în roca studiată apare în ordinea frecvenței sericitul, cloritul și doi termeni din grupa hidromice-illit.

TABELUL 4

Nr.	I	$\frac{d}{n}$ KX			
1	10	4,41	S	H	
2	10	3,37	S		
3	2	2,59	S	II	I
4	2	2,15	S		
5	7	1,983	S	C	I
6	5	1,884		C	
7	8	1,661		C	I
8	8	1,524		C	
9	9	1,383		C	I
10	1	1,295	S	H	I
11	7	1,241	S	H	I
12	7	1,187		H	
13	8	1,133		H	
14	8	1,117		H	

S—sericit; C—clorit; H—hidromica; I—illit.

Concluzia care se poate trage din cele arătate mai sus este că vulcanitele ignimbritice permienne, avînd la origine o culoare roșie-violacee, au



trecut, în zonele afectate de un metamorfism dinamic mai puternic, la culoarea verde-satinată, datorită dezvoltării puternice pe planurile de șistozitate transversală, a sericitului, însoțit de puțin clorit și hidromică. Același lucru a fost stabilit și în alte regiuni pentru vulcanitele acide permieni, de exemplu în Slovacia (R o j k o v i é, 1969). Acest autor precizează că culoarea violetă a porfirelor provine de la un pigment magnetic-hematitic; ca și H. S a v u de altfel, el denumește „porfiroide” rocile verzi supuse metamorfismului dinamic. Nu avem obiecții asupra termenului, deși personal simțim de părere că ar trebui rezervat pentru adevărate șisturi cristaline, în care șistozitatea este însoțită și de o recristalizare metamorfică a masei fundamentale (ceea ce nu este cazul la rocile permieni).

În legătură cu intensitatea metamorfismului dinamic, se poate observa că în regiunea luată în discuție, ea crește de la nord-vest către sud-est, nu numai pentru nivelul de porfire cuarțifere, dar și pentru seria conglomeratelor laminate din culcuș și pentru seria tufacee din acoperiș. De la „brecea cu cristalini” în care nu se poate observa decât o foarte slabă șistozitate, se ajunge la Neagra, la roci care au putut fi confundate cu conglomeratele metamorfozate ale seriei de Păiușeni. Și în acestea, fragmentele de material tufaceu au dat naștere, prin metamorfism dinamic, unor pelicule verzi-satinată, uneori gălbui, cu luciu ceros, formate probabil din aceleași minerale ca „porfiroidele” (sericit, puțin clorit și hidromică).

O problemă pe care nu dorim să o atingem decât în treacăt este cea a vârstei metamorfismului dinamic afectând rocile permieni. Anterior, susținusem (D i m i t r e s c u, 1966) că el s-ar datora fazei saalice, dat fiind că numai Permianul inferior prezintă șistozitate transversală. Am arătat însă că reambulările noastre ne-au convins de existența acestei șistozități și în Permianul mediu (seria tufacee). Dacă acceptăm însă că pentru dezvoltarea unei șistozități este nevoie de o carecare adâncime de îngropare (poate de ordinul a 5000 m), ne întrebăm dacă nu ar fi necesar a ne ralia ipotezei metamorfismului alpin, unanim acceptată pentru Slovacia.

Desigur, aci nu ar fi vorba de un metamorfism regional ci de unul dinamic, format eventual odată cu pinzele de șariaj de vîrstă cretacică. În acest sens ar putea pleda și faptul că clivajul de curgere este concordant cu planele încălecărilor alpine (D i m i t r e s c u, 1964). Problema necesită studii suplimentare în formațiunile mezozoice.



BIBLIOGRAFIE

- Barth T. (1955) Presentation of Rock Analyses. *Jour. Geol.* 63, Chicago.
- (1959) Principales of Classification and Norm Calculations of Metamorphic Rocks. *Jour. Geol.* 67, Chicago.
- Bleahu M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr.* V, III/1, București.
- Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni cu privire specială asupra Cristalinului și Mesozoicului. *An. Rom. Șt.* 2/1957, București.
- Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gârda și Lupșa. *An. Com. Geol.* XXXI, București.
- (1959) Le volcanisme permien en Roumanie. *Geol. Rdsch.* 48, Stuttgart.
- (1964) Notă asupra microtectonicii regiunii Cîmpeni. *D. S. Com. Geol.* L, București.
- (1966) Muntele Mare. Studiu geologic și petrografic. *An. Com. Geol.* XXXV, București.
- Bordea S., Puriceș R. (1965) Notă asupra structurii Paleozoicului din regiunea Arieșeni. *D. S. Com. Geol.* LI/1, București.
- Glucă D., Savu H., Borcoș M. (1967) Asupra stratigrafiei șișturilor cristaline din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol.* XII/1, București.
- Istocescu D. (1970) Studiul geologic al sectorului vestic al bazinului Crișului Alb și al ramei munților Codru și Highiș (Rezumatul tezei de doctorat). Iași.
- Dimitrescu R. (1967) Studiul geologic în partea de nord-vest a masivului Highiș, cu privire specială asupra erupțiilor permiene. *Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza”, Secția II b, XIII*, Iași.
- Mihcev V. T. (1957) Rentgenometriceskii opredeliteli mineralov. *Gosgeoltekhizdat*, Moscova.
- Pálffy M., Rozložník P. (1939) Geologie des Bihar und Bélergebirges. I. Kristallin und Paläozoikum. *Geol. Ser. Geol.* 7.
- Rojković J. (1969) Petrography and Geochemistry of Permian Quartzporphyries in Relation to U-Mo-Cu Mineralization. *Geol. Zbor. Geol. Carp.* XX/1, Bratislava.
- Rozložník P. (1906) Über die metamorphen und paläozoischen Gesteine des Nagybihar. *Mon. a. d. Jahrb. der k. ung. geol. R. Anst.* XV, Budapest.
- Slavin V. I. (1963) Stratigrafia Paleozoicului din partea internă a sistemului Carpato-Balcanic. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, III/2, București.
- Stoicovici E., Trif A., Mureșan I. (1971) Contribuțiuni la caracterizarea unor riolite din Munții Apuseni. *Stud. Univ. „Babeș-Bolyai”, Ser. geol. min.* XVI/2, Cluj.
- Visarion Adina (1970) Asupra prezenței unei asociații palinologice carbonifere din partea sudică a munților Bihor (regiunea Arieșeni). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIV/4, București.
- Dimitrescu R. (1971) Contribuțiuni la determinarea vârstei unor șișturi cristaline din Munții Apuseni. *Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza”, Secția II b, XVII*, Iași.



LES PORPHYRES QUARTZIFÈRES PERMIENS DE LA NAPPE DE CODRU DES MONTS BIHOR-GILĂU

(Résumé)

Dans les monts Bihor, une nappe de lufs soudés rhyolitiques s'intercale, sur une longueur de 20 km, entre les conglomérats laminés du Permien inférieur et la série luffacée du Permien moyen.

L'épaisseur maxima de cette nappe porphyrique atteint 200 m. L'âge permien de ces formations a été confirmé par des études palynologiques.

On a identifié pour la première fois les racines des éruptions permienes, sous forme de filons rhyolitiques traversant les migmatites du soubassement cristallin.

La composition chimique des porphyres quartzifères a été établie par l'analyse de trois échantillons. Les paramètres Niggli situent ces roches dans le type de magma rapakiwitique, appartenant à la série potassique.

En même temps, en vue de clarifier les modifications minéralogiques qui vont de pair avec le métamorphisme dynamique, en transformant les porphyres rouge-violacé massifs en porphyres laminés verts („porphyroïdes“ de certains auteurs), on a choisi pour être analysées une roche rouge, une roche verte laminée et une roche verte à très forte schistosité.

Le degré croissant de dynamométamorphisme conduit à une oxydation progressive du Fe et à l'accroissement de la quantité „d'eau“ de constitution.

Le calcul normatif (katanorme pour la première analyse, épinorme pour les deux autres) montre qu'en accord avec l'accroissement de la teneur en H_2O , la proportion en feldspath potassique décroît jusqu'à disparition, le potassium respectif formant de la séricite; le calcium du plagioclase passe en zoisite; la biolite se transforme en chlorite. Dans l'épinorme de la roche très schisteuse apparaît une petite quantité de kaolin, indiquant la présence modale d'un phyllosilicate argileux.

L'analyse en rayons X de la masse fondamentale schisteuse verte a montré la présence dans celle-ci des minéraux suivants: séricite, chlorite et hydromica-illite.

DISCUȚII

M. Săndulescu. Existența metamorfismului dinamic alpin este demnă de subliniat, legată de variajul pinzei de Codru. Se poate face abstracție chiar de existența stivei de deasupra, întrucât se cunosc formațiuni sedimentare care prezintă șistozitate avansată fără a fi avut un acoperiș (fișul cu Helmintoiți din Alpii Occidentali).



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

MICAȘISTURILE CU CLORITOID DE LA POIANA FINETULUI
(MUNȚII SEMENIC)¹

DE

TEOFIL GRIDAN²

Abstract

Micaschists with Chloritoid from the Poiana Finetului (Semenic Mountains). In this paper the presence of chloritoid in micaschists bearing disthene, staurolite and almandine, which is occurring as an intercalation in a packet of micaschists with garnets at the Poiana Finetului (village of Tirnova), is pointed out. Microscopical observations on numerous thin sections have clearly proved that these rocks were affected by a retromorphism phenomenon. During this process the chloritoid has formed chiefly as a function of the reaction between staurolite and almandine.

Încercarea de față semnaleză și totodată încearcă să dea unele explicații asupra prezenței cloritoidului în șisturile cristaline de la Poiana Finetului. Bercia et al.³ citează pentru prima dată existența cloritoidului în munții Semenici, într-o zonă învecinată, la Gura Sodomului, unde a fost determinat cu asistența lui N. Gherasi. De asemenea, Pandulescu et al.⁴ identifică existența cloritoidului într-o probă de micașisturi cu disten, recoltată de la Rugi (județ Caraș-Severin), pentru determinarea posibilităților de valorificare a distenului.

Șisturile cu cloritoid apar ca o intercalație într-un pachet de micașisturi cu granați, ce aparțin „complexului paragneiselor fine biotitice,

¹ Comunicare în ședința din 25 aprilie 1972.

² Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.

³ I. Bercia, Elvira Bercia, Olga Drăghilei. Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni pentru disten în regiunea Tirnova (munții Semenici). 1967. Arh. I.G.P. București

⁴ C. Pandulescu, I. Ene, Adela Drăgulescu. Raport pentru determinarea posibilităților de valorificare a micașisturilor cu disten de la Rugi (jud. Caraș-Severin). 1971. Arh. I.G.P. București.



ortoamfibolitelor și al formațiunii manganifere” (B r a n a, G r i d a n)⁵. Cloritoidul a fost identificat în micașisturile inițiale cu disten, staurolit și almandin. Roca este în general friabilă, datorită mineralelor micacee, care prin clivaj și orientare fac ca restul mineralilor componente, deși dure, să fie slab cimentate. Structura este lepidogranoblastică, iar textura este sistoasă, rezultând din dispunerea mineralelor micacee, cu (001), în planul de foliație a rocilor.

Identificarea cloritoidului. În secțiunile subțiri executate pe eșantioanele recoltate de la Poiana Finetului (Tirnova,) cloritoidul apare totdeauna colorat în tonuri verzui și cu pleocroism evident (α = verde-cenușiu, β = albastru-cenușiu, γ = incolor până la galben-verzui). Prezintă un relief ridicat și dispersie puternică. Clivajul este perfect după (001), moderat după (110) și slab după (010). Unele cristale arată zonări cu simburii mai închiși la culoare și cu margini mai deschise. Sînt frecvente maculele polisintetice după (001), avînd uneori aspect de rozetă și chiar de cruce (+) $2V = 65^\circ$. Proprietățile optice stabilite coincid cu cele indicate de W i n c h e l l și W i n c h e l l (1956), H e i n r i c h (1965), D e e r, H o w i e, Z u s s m a n (1962), T r ö g e r (1967).

Paragenezele cloritoidului. Paragenezele în care apare cloritoidul sînt :

- a) disten-muscovit-cuarț-staurolit-almandin-cloritoid ;
- b) staurolit-muscovit-cuarț-almandin-cloritoid ;
- c) cuarț-muscovit-almandin-cloritoid.

Explicarea prezenței neobișnuite a cloritoidului în aceste parageneze (specifice — în lipsa cloritoidului — faciesului amfibolitic cu almandin) constituie de fapt subiectul acestei lucrări. În toate paragenezele cloritoidul se întâlnește sub formă de porfiroblaste cu dimensiuni pînă la 1 cm, dispuse înclinat față de planul de foliație.

Raporturile dintre cloritoid și mineralele cu care intră în parageneză. Studiul secțiunilor subțiri a permis stabilirea unor raporturi clare ale cloritoidului cu staurolitul, granatul, distenul și muscovitul.

Raporturile cloritoid-staurolit arată clar o relație de succesiune, bazată pe următoarele observații :

Cristaloblastele de cloritoid cu incluziuni de staurolit, care prezintă extincție simultană (fig. 1 a) ;

⁵ V. B r a n a, T. G r i d a n. Raport asupra prospecțiunilor pentru disten în munții Semeinic (zonca Lindensfeld și Tirnova). 1969. Arh. I.G.P. București.



Uneori în cristalele de staurolit pe spărturi de clivaj, apare cloritoidul (fig. 1 b), ale cărui urme de clivaj nu corespund cu cele ale staurolitului, deci acesta din urmă a preexistat;

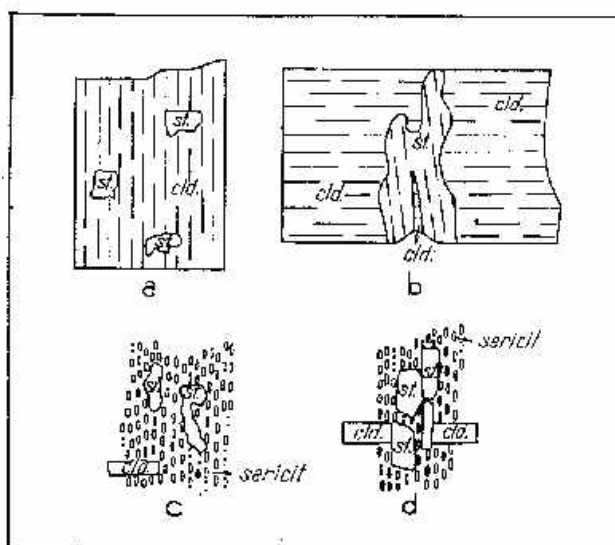


Fig. 1. — Raporturile cloritoidului cu staurolitul.

a, incluziuni de staurolit în cloritoid; b, cloritoid pe o spărtură de clivaj a staurolitului; c, încluziuni de staurolit într-o masă de sericit; d, cristal de cloritoid dispus transversal pe cele de staurolit sericitizat.

Rapports entre le chloritoïde et la staurotide.

a, inclusions de staurotide dans le chloritoïde; b, chloritoïde le long d'une fissure de clivage dans la staurotide; c, îles de staurotide dans une masse de sericite; d, cristal de chloritoïde disposé transversalement aux ceux de staurotide sericitisée.

Staurolitul de obicei este înlocuit parțial de sericit până la pseudo-morfoze de sericit după staurolit, frecvent fiind întâlnit aspectul de staurolit insular într-o masă de sericit (fig. 1 c);

Cristalele de cloritoid sînt dispuse transversal pe direcția de alungire a cristalelor de staurolit sericitizat (fig. 1 d).

Raporturile cloritoid-granat implică unele greutăți în stabilirea relației de succesiune, cauzată de prezența cloritizării și de faptul că granatul, fiind izotrop, nu se poate observa dacă relictetele acestuia în cloritoid au sau nu orientare comună. Totuși, chiar simpla prezență a incluziunilor de granat în cloritoid, corelată cu faptul că totdeauna între aceste două minerale, contactele directe se realizează sub un unghi în jur de 90° , arată că granatul a preexistat. Semnalăm de asemenea că granatul se cloritizează, pe cînd cloritoidul nu, ceea ce ar putea fi explicat prin aceea că în momentul cloritizării, cloritoidul se găsea în câmpul lui de stabilitate.

Raporturile cloritoid-muscovit sugerează clar o relație de succesiune, cloritoidul fiind mai nou, după cum dovedesc următoarele observații;

La unele incluziuni de muscovit în cloritoid se observă un fel de trepte de substituție realizate pe plane de clivaj prin înaintarea cloritoidului (fig. 2 a);

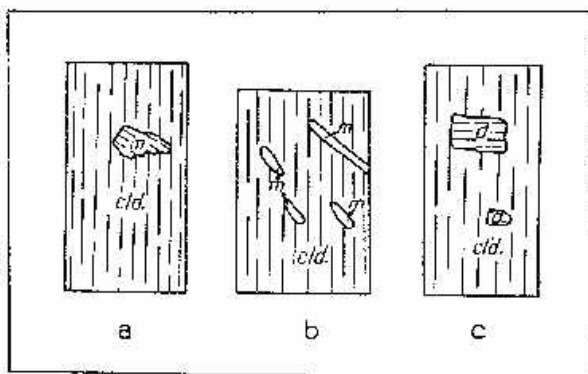


Fig. 2. — Raporturile cloritoidului cu muscovitul și distenul.

a. treptele de substituție ale muscovitului prin cloritoid; b. Incluziuni de muscovit dispuse înclinat față de clivajul cloritoidului; c. Incluziuni de disten în cloritoid.

Rapports entre le chloritoïde d'une part et la muscovite et le disthène d'autre part.

a. étapes de substituție de la muscovite par le chloritoïde; b. Inclusions de muscovite inclinées par rapport au clivage du chloritoïde; c. Inclusions de disthène dans le chloritoïde.

Incluziunile de muscovit dispuse înclinat față de clivajul cloritoidului (fig. 2 b);

Cloritoidul prezintă incluziuni de muscovit cu extincție simultană.

Raporturile cloritoid-disten indică o relație de succesiune, cloritoidul având incluziuni de disten ce sting în același timp, sau apărind în timpul de sericitizare a distenului (fig. 2 c).

Incluziunile de rutil, prezente uneori în cloritoid, se grupează pe anumite direcții, care nu corespund cu clivajul cloritoidului. Asupra lor se poate face presupunerea că s-ar fi format prin eliberarea titanului din biotit, odată cu substituția acestuia de către cloritoid. În secțiunile studiate n-am putut observa existența unor raporturi între cloritoid și biotit, acesta din urmă fiind de obicei complet cloritizat.

Condițiile de formare a cloritoidului. Prezența cloritoidului în mișisturile cu disten, staurolit și granați ridică probleme genetice, care presupun condiții fizico-chimice bine definite în ansamblul proceselor metamorfice.

O primă posibilitate este aceea a formării cloritoidului în procesul de metamorfism regional progresiv, unde este tipic pentru tot domeniul epizonei, adică de la subfaciesul B.1.1. cuarț-albit-muscovit-clorit, pînă la subfaciesul B.1.3. cuarț-albit-epidot-almandin (Winkler, 1967). Deoarece cloritoidul de la Poiana Finetului a fost identificat în roci ce aparțin faciesului amfibolitic cu almandin, această primă posibilitate cade.

A doua posibilitate este aceea a formării simultane a cloritoidului, staurolitului și almandinului la temperaturi în jur de 675°C și presiuni în jur de 10 kilobari. Tröger (1967) consideră că la începutul mezozonei mai poate fi prezent cloritoidul, încă în echilibru cu staurolitul, almandinul și distenul. Cum însă, formațiunile cristalofiliene din regiune aparțin subfaciesului B.2.2. al faciesului amfibolitic cu almandin, nici această posibilitate nu ne satisface.

Rămîne o a treia posibilitate, care se referă la apariția cloritoidului datorită unui proces de metamorfism regresiv. Snelling (1957) descrie formarea cloritoidului prin retromorfism în șisturi inițiale cu andaluzit și staurolit. Substituirea retromorfă a almandinului și a biotitului de către cloritoid, în Japonia, a fost citată de către Seki (1954). În munții Godcanu, la virful Gugu, Ghersași (1937) semnalează prezența unor șisturi cu granat și cloritoid, considerînd că acesta din urmă ar putea proveni din staurolit printr-un proces de retromorfism, dar nu găsește relații directe între staurolit și cloritoid. Bercia et al.⁶, la Gura Sodomului (munții Semenic) remarcă prezența cloritoidului în micașisturi cu disten, considerîndu-l ca fiind format pe seama distenului și probabil a staurolitului, într-o fază postcinematică prin retromorfism. În munții Semenic, Savu (1971) remarcă prezența unor slabe procese de retromorfism, pe care le consideră răspîndite la scară regională.

Observațiile pe secțiuni subțiri conduc în mod logic la ideea unui proces de metamorfism regresiv în rocile de la Poiana Finetului. Cloritoidul nu s-a format simultan, ci mai tîrziu, pe seama paragenezelor în care se găsește. Acest fapt corespunde unor condiții de deformări metamorfice, cu treceri de la temperaturi mai ridicate la temperaturi mai scăzute, în sensul diagramei lui Halferdahl (1957), precizînd că la Poiana Finetului avem de-a face cu un retromorfism, iar cloritoidul trebuie privit ca un mineral provenit în timpul acestui proces.

În raport cu celelalte minerale (staurolit, granat, disten, muscovit) cloritoidul apare ca porfiroblaste mai puțin deformate, de unde deducem că formarea lui a coincis cu momentul ultim al mișcării de deformare me-

⁶ Op. cit. pct. 3.



tamorfică. Existența unor deformări este sugerată de prezența sericitului pe planele de clivaj al distenului, staurolitului și al muscovitului.

Concluzii. Micasisturile cu disten, staurolit și almandin de la Poiana Finetului au suferit un fenomen de retramorfism pe un interval de temperatură destul de larg, care începe cu o deformare metamorfică însoțită de sericitizări, este urmată de o etapă a deformării mai slabe, în care rolul esențial l-a jucat scăderea temperaturii, când s-a format cloritoidul, până la un ultim moment și anume acela al cloritizării, când rolul esențial l-a avut circulația soluțiilor apoase.

BIBLIOGRAFIE

- B e t e h t i n A. G. (1953) Mineralogie. Ed. tehnică, București.
- D e e r W. A., H o w i e R. A., Z u s s m a n J. (1962) Rocks Forming Minerals. London.
- G h e r a s i N. (1937) Étude pétrographique et géologique dans le Monts Godeanu et Tareu (Carpatés Méridionales). *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVIII, București.
- H a l f e r d a h l L. B. (1937) Chloritoid. Carnegie Inst. Washington. *Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab.* Washington.
- H e i n r i c h E. Wm. (1965) Microscopic identification of minerals. New York.
- S a v u H. (1971) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din munții Semenic. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, București.
- S e k i Y. (1954) On chloritoid rocks in the Kitarami median metamorphic zone, north-eastern Japan. *Sci. Rep. Saitama Univ. Ser. B.* 2, Saitama.
- S n e l l i n g N. J. (1957) A contribution to the mineralogy of chloritoid. *Min. Mag.* 31, New York.
- T r ö g e r W. E. (1967) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.
- T u r n e r F. J., V e r h o o g e n J. (1967) Petrologie magmatică și metamorfică. Ed. tehnică, București.
- W i n c h e l l N. H., W i n c h e l l A. N. (1956) Elements of optical mineralogy. New York.
- W i n k l e r H. G. F. (1967) Die Genese der Metamorphen Gesteine. Berlin.

MICASCHISTES ȚI CLORITOIDE DE POIANA FINETULUI (MONTI SEMENIC)

(Résumé)

Dans le présent ouvrage on a signalé et on a donné une explication à l'existence du chloritoïde dans les micaschistes à disthène, staurolite et grenats de Poiana Finetului (Tirnova). Ces roches à chloritoïde apparaissent sous forme d'intercalations dans un paquet de micaschistes à grenats.



Le chloritoïde a été identifié dans des coupes minces, ses propriétés optiques étant similaires à celles indiquées par Winchell (1956) et Trøger (1967).

Les paragenèses qui contiennent du chloritoïde sont :

- a) disthène-muscovite-quartz-staurotide-almandin-chloritoïde ;
- b) staurotide-muscovite-quartz-almandin-chloritoïde ;
- c) quartz-muscovite-almandin-chloritoïde.

C'est l'explication de la présence inaccoutumée du chloritoïde dans ces paragenèses (spécifiques — en l'absence du chloritoïde — au faciès amphibolitique à almandin) qui constitue en réalité l'objet du présent ouvrage.

L'étude des lames minces nous a permis d'établir quelques rapports de succession clairs entre le chloritoïde et la staurotide, l'almandin, le disthène et la muscovite.

La présence du chloritoïde dans les micaschistes à disthène, staurotide et grenats soulève des problèmes de genèse, qui nous portent à présumer des conditions physico-chimiques bien définies dans l'ensemble des processus métamorphiques. Nos observations nous conduisent à l'idée d'un processus de métamorphisme régressif dans les roches de Poiana Finetului, le chloritoïde s'étant constitué aux dépens des paragenèses qui le renferment, fait qui correspond à des conditions de déformations métamorphiques avec des transitions de températures élevées à des températures moins élevées, dans le sens du diagramme de Halferdahl (1957) le chloritoïde se constituant tout principalement de la réaction entre la staurotide et l'almandin,



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

ROCILE CU SILIMANIT DIN MUNȚII SEBEȘ¹

DE

ION HÎRTOPANU²

Abstract

Sillimanite-Bearing Rocks from the Sebeș Mountains. In the central and southern part of the Sebeș Mts a zone of rocks with sillimanite concentrations has been identified.

The study of the latter has established the existence of 3 concentration types: inter-layered, lenticular and nodular. The relations among minerals of rocks with interlayered concentrations have led to the conclusion that the sillimanite had occurred relatively late in comparison with some minerals such as garnet, kyanite, staurolite. The orientation of the zone with such rocks does not coincide with the orientation of the structure, fact that is probably reflected in the orientation of isogrades. There is estimated that the source of aluminium for the formation of sillimanite represents an overplus resulted from the substitution process of biotite, garnet, kyanite.

Istorie. În literatura petrografică românească, rocile cu sillimanit au fost frecvent citate. Se admite că zonele cu asemenea roci — sillimanitul fiind socotit mineral index — au fost intens metamorfozate. Mai puțin frecvente însă, sînt descrierile și comentariile privind rocile de acest tip sau sillimanitul însuși.

În Carpații Meridionali, G. P a l i n e (1937) și G h e r a s i (1937) sînt printre primii autori care acordă o atenție aparte acestui mineral. Primul descrie în munții Cîmpii, „gnaisele plagioclazice cu sillimanit” semnalînd apariția în paralel, a varietății fibrolit, ca derivînd din biotit. El argumentează prin prezența sillimanitului, temperatura ridicată la care a avut loc metamorfismul. În seria cristalină de Lotru din munții Țareu, G h e r a s i descrie gnaise și șisturi cu sillimanit, semnalînd aso-

¹ Comunicare în ședința din 17 martie 1972.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

cierea sillimanitului cu biotitul, primul părint a-l înlocui pe acesta din urmă. Autorul citat presupune și simultaneitatea formării acestor două minerale.

G h i k a-B u d e ș t i (1940), într-un profil executat pe valea Scbeșului, stabilește șase zone metamorfice în cristalinel din această regiune, din care prima o denumește „zona cu sillimanit de Ștefanu-Sălănele”.

În munții Semenie, S a v u, M i c u (1964) descriu o zonă cu sillimanit în baza complexului paragneisurilor din zona Armeniș-Sadova Veche, paralelizând-o ca intensitate a metamorfismului cu rocile carbonatate cu diopsid și tremolit din regiune. Ulterior, S a v u (1970) delimitează prin izograde de metamorfism, „zona cu sillimanit” din acest masiv, arătând că sillimanitul s-a născut pe seama biotitului sau prin înlocuirea unui alt silicat de aluminiu ca distenul sau andaluzitul.

În lucrarea „Sillimanitul de pe valea Ierii”, T r i f (1952) semnalează apariția celor patru polimorfoze alumo-silicatiche — sillimanit, mullit, andaluzit, disten. De remarcă că se citează pentru prima dată la noi, mullit în stare naturală.

B o r c o ș și B o r c o ș (1964) descriu în cristalinel de la contactul cu granitul de Muntele Mare, roci de tipul „corneenelor sillimanitice”. Sillimanitul este descris ca apărând în benzi de grosimi centimetrice în complexul micașturilor sau ca incluziuni aciculare în cuarț, feldspat sau pe fețe de muscovit. Rocile cu sillimanit, staurolit și granat din seria de Someș a cristalinelor de Gălău-Muntele Mare sînt încadrate de către G i u ș c ă et al. (1967), la o vîrstă pre-rifeană. În fundamentul cristalin al podișului Moldovenesc și Dobrogei, I a n o v i c i, G i u ș c ă (1961) citează sillimanitul asociat cu almandinul, biotitul și uneori cu andaluzitul. În micașturile întîlnite într-un foraj de la NW de Constanța, sillimanitul este descris ca alcătuint fascicule ușor divergente incluse și în cristalele de biotit sau andaluzit.

În afara granițelor țării, se remarcă o preocupare mult mai largă pentru studiul sillimanitului și a celorlalți alumosilicați polimorfi, în special din partea geologilor francezi, scandinavi, sovietici și americani iar mai recent, cehi.

Această preocupare s-a desfășurat cronologic astfel :

apariții de lucrări cu caracter descriptiv, dublate de observații foarte minuțioase asupra relațiilor dintre minerale ;

executarea de lucrări cu caracter experimental pentru stabilirea echilibrelor de fază între sillimanit și ceilalți trei alumosilicați : andaluzit, disten, mullit ;



lucrări ce încearcă să pună de acord, cel puțin sub aspect calitativ, experimental cu observațiile de teren.

Răspindirea rocilor cu sillimanit în munții Sebeș. În zona centrală și sudică a munților Sebeș, în șisturile cristaline aparținând seriei mezo-metamorfice de Sebeș-Lotru (domeniul Getic) se găsesc roci cu sillimanit pe un spațiu apreciazabil, apărind în mod continuu sau sporadic. Prin cercetările noastre, prilejuate de lucrările de prospecțiuni în acest masiv, în perioada 1967-1969 dar mai ales în campania anului 1970³, am depistat o zonă aproape continuă, cu o lungime de cca 10 km, între vârful Comărniceleu și vârful Cioaca, în bazinul hidrografic al văilor Strei și Taia. O altă zonă, cu apariții mult mai sporadice se află în partea de sud și est a bazinului hidrografic al văii Jiului transilvan. Aparițiile de aici au fost semnalate fără localizări și de către Paliuc (1937), Pavculescu (1955) și Ghikă-Budești (1940). Iviri cu caracter insular, mai semnalăm la est de vârful Jigorul Marc, pe interfluviul valca Jupineasa-valca Streiului, la nord de dealul Comanului, în bazinul hidrografic al văilor Cugir și Sebeș și în zona văii Bilele.

Modul de prezentare a sillimanitului în roci

Sillimanitul apare de obicei în paragneise și micașturi ca mineral accesoriu, în asociere cu celelalte minerale componente ale rocii sau în concentrații. Acestea din urmă pot fi de 3 tipuri : 1. interstratificate ; 2. lenticulare ; 3. nodulare.

Preocupările noastre s-au îndreptat în special asupra concentrațiilor de sillimanit.

1. *Sillimanit interstratificat.* Sillimanitul sau fibrolitul⁴ apare ca mici strătulețe de 2-3 mm grosime, rapid efilate, strâns asociat cu biotitul, în alternanță cu fișii de dimensiuni comparabile, alcătuite din cuarț, biotit, muscovit. Acele sau fibrele de sillimanit, astfel asociate, pot fi ușor ondulate. Acest tip de concentrare a sillimanitului a fost întâlnit în zona Muncelu Dobraiei-valca Comărniceleu și pe pârâul Corbului. Parageneza cea mai obișnuită a rocilor cu sillimanit interstratificat este următoarea : muscovit, biotit, cuarț, sillimanit (fibrolit), plagioclaz, granat ± clorit,

³ L. Hirtopanu, Paulina Hirtopanu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru elemente rare și substanțe utile nemetalifere în cursul superior al văilor Taia și Strei (munții Sebeș). 1970. Arh. M.M.P.G. București.

⁴ Fibrolitul sau bucholtzitul sînt sinonime ale sillimanitului și se referă la habitusul fibros al acestuia.



± staurolit, ± disten, apatit, ± turmalină, rutil, zircon, ± feldspat potasic.

Relațiile dintre sillimanit și celelalte minerale componente ale rocii, reies din observațiile de mai jos, efectuate cu ajutorul microscopului :

a) Strînsa asociere a sillimanitului cu biotitul. Asocierea aproape permanentă a biotitului cu sillimanitul (fibrolitul) a sugerat celor ce au cercetat acest fapt, fie derivarea unuia din

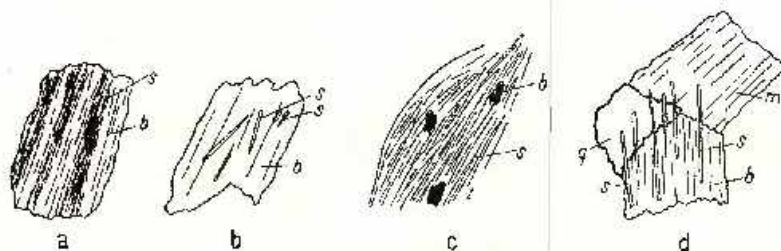


Fig. 1. — Relațiile dintre sillimanit și biotit.

s, sillimanit; b, biotit; m, muscovit.

Relations entre la sillimanite et la biotite.

s, sillimanite; b, biotite; m, muscovite.

celălalt, fie că s-au format simultan și dintr-o sursă comună. Snopii de sillimanit (fibrolit) pot alterna cu foițe de biotit, în sens transversal față de alungirea snopului (fig. 1 a), alternanță ce poate deveni puțin tranșantă prin decolorarea biotitului. Această decolorare este însoțită ocazional de prezența unor minerale opace, dispuse îndeobște de-a lungul planelor de clivaj. S-a constatat de asemenea existența tuturor tranzițiilor, între o foiță de biotit conținând ace izolate de sillimanit și un snop de sillimanit cu insule de biotit în interiorul său (fig. 1 b, c). Se remarcă regularitatea extincției simultane a insulelor de biotit din același snop sillimanitic. Aceasta înseamnă în orice caz, o concreștere a sillimanitului cu biotitul. Se observă de asemenea paralelismul frecvent al clivajului biotitului cu baghetele de sillimanit, precum și culori de birefrință identice pentru acest sillimanit. Aceste fapte ne fac să presupunem o creștere epitaxială a sillimanitului pe biotit, în locul și în detrimentul acestuia din urmă. După Chinner (1966), această creștere are loc când aranjările octaedrului Al—O și tetraedrului Si—O în biotit și sillimanit, sînt similare. O altă remarcă este aceea a extinderii acelor de sillimanit în afara unui cristal de biotit, în special la capetele cristalului, în lungul clivajului. Această observație ar înlătura ipoteza fixării epitaxiale a sillimanitului pe biotit, dar este probabil că sensul de creștere a cristalului de sillimanit

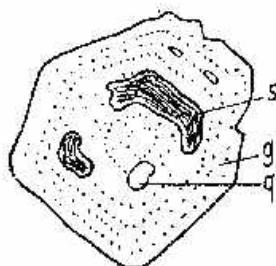
să fie în direcția axului c , folosind biotitul doar ca suport în faza inițială de creștere. Acest lucru se mai poate explica și prin substituția selectivă de către cuarț sau muscovit, a biotitului congresent cu sillimanitul, acesta din urmă rămânând neafectat. Credem că această substituție este înlesnită de existența planelor de clivaj (fig. 1 d).

Fig. 2. — Relația sillimanit-granat.

a. sillimanit; g. granat; q. cuarț.

Relation sillimanite-grenat.

s. sillimanite; g. grenat; q. quartz.



b) Existența incluziunilor de sillimanit în granat. Constatarea acestui fapt pare a indica la prima vedere că granatul antedatează sillimanitul. Trebuie remarcat însă că în granat apar adesea șiruri de incluziuni concentrice, care urmăresc destul de fidel conturul cristalografic al acestui mineral. În câteva cazuri, în care sillimanitul este inclus în granat într-o cantitate mai mare, s-a observat că spațiul ocupat de primul are o formă geometrică ce urmărește alura șirurilor de incluziuni concentrice și implicit a conturului cristalografic al granatului (fig. 2). Această formă mimetică, o explicăm doar prin moștenirea de către sillimanit a unei rețele spațiale preexistente și deci prin substituția granatului de către sillimanit.

c) Apariția unui muscovit, orientat independent în textura cristalo-filiană. Acest muscovit substituie o bună parte din mineralele componente, este bine dezvoltat și nu prezintă deformări. Cea mai clară substituție este aceea a distenului, relictele acestui mineral dispunându-se în grupe cu orientări optice comune, într-o masă de muscovit (fig. 3 a).

Sillimanitul inclus în acest muscovit apare în două tipuri :

fascicoli paraleli sau ușor divergent, predominant fibrolitic, cu orientare conformă cu șizozitatea rocii, cu multe ace îndoite și asociat cu biotitul, și uneori cu cloritul (fig. 3 b) ;

fascicoli divergent, alcătuit din ace rectilinii, uneori bine dezvoltate, cu spații largi între indivizii cristalini nedeformați (fig. 3 c).

Se poate presupune că acest din urmă tip reprezintă o substituție avansată a tipului 1 de către muscovit, indivizii îndoiți sau rupți având o rețea cristalină deranjată și deci mai labilă, putând fi mai ușor digerați.

Așadar, raporturile de vîrstă dintre sillimanit și muscovit pot fi apreciate prin înglobarea și probabil substituția parțială a primului de către ultimul.

d) Existența unui cuarț care include sillimanitul. Cuarțul care include cristale de sillimanit prezintă în general mai puține indicii de deformare, în contrast cu granulele de cuarț

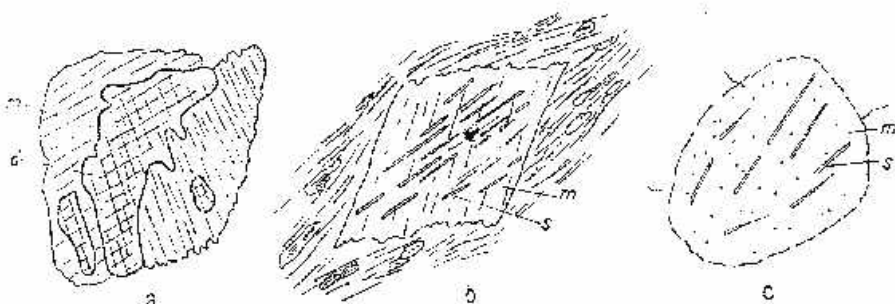


Fig. 3. — Înlocuirea parțială a distenului și sillimanitului de către muscovit.

d, disten; m, muscovit; s, sillimanit.

Substitution partielle du disthène et de la sillimanite par la muscovite.

d, disthène; m, muscovite; s, sillimanite.

fără incluziuni de sillimanit, fapt pentru care l-am considerat mai nou. El substituie ca și muscovitul tardiv, unele minerale cum ar fi distenul, plagioclazul, biotitul. Cristalele de sillimanit incluse au aceleași caractere cu cele descrise la muscovit, fapt pentru care considerăm că și cuarțul substituie o parte din sillimanit. Singurul mineral care pare a fi mai tânăr decît acest cuarț este muscovitul de generație tîrzie.

e) Relațiile sillimanitului cu distenul și feldspatul. Deși au fost prinse în aceeași secțiune alături distenul cît și sillimanitul, nu s-au putut surprinde aspecte din care să rezulte derivarea unuia din celălalt. Distenul apare substituit de către muscovit sau cuarț și este inclus sub forma unor mici cristale cu poziții indiferente, în granat. Deci este posibil ca acest mineral, să fie anterior granatului și implicit sillimanitului. Feldspatul include sillimanitul fiind probabil mai nou decît acesta din urmă, care-și păstrează orientarea conformă cu șistozitatea. El este însă substituit de cuarț și muscovit.

2. *Sillimanit concentrat în mase lenticulare.* Acest mod de prezentare a sillimanitului a fost observat în special în zona vîrfului Comărniceleu-Muncelu Dobraici-pîrîul Corbului din bazinul hidrografic al văilor Taia și Strei, în valea Bilele precum și în zona dealului Comanu de pe interfluvial

Cugir-Sebeș. Într-o mai mică măsură a fost întâlnit în zona vârful Jigorul Mare.

Caracterul remarcabil al acestor lentile este avansata concentrare a sillimanitului, încât aceste mici corpuri — adevărate sillimanitite — au aproape compoziția stoechiometrică a sillimanitului. Se mai observă totuși asociate, biotitul, granatul și filonașe de cuarț târziu. Microscopic, se observă o îngrămădire haotică de aciculi fini de sillimanit. Asocierea cu biotitul și granatul ne face să presupunem că locul în care se găsesc aceste lentile, sînt de fapt puncte de intensă substituție a rocii de către sillimanit. Diferența de competență dintre sillimanitit și roca-gazdă (de obicei micașisturi), ne face să presupunem că individualizarea acestor corpuri este asemănătoare cu a pegmatitelor concordante din rocile cristaline, adesea cu aspect de lentile, mulate de roca adiacentă.

3. *Sillimanit concentrat în noduli.* Este o formă de prezentare destul de frecvent citată în literatura străină, putîndu-se aminti relațiile din scaturile Canadian, Baltic și African, din Pirinei, Montagne Noire, Masivul Boem etc.

În munții Sebeș, rocile cu noduli sillimanitici, le-am întâlnit sub formă de corpuri concordante de grosimi metrice, pe valea Fetîța, dealul Lolaia și în bazinul văii Șterca. Efilarea acestor corpuri este destul de rapidă, ele nefiind reîntîlnite pe crestele sau văile adiacente. Aspectul exterior al rocilor purtătoare de noduli sillimanitici este identic cu al unor conglomerate, nodulii rămînd în relief datorită eroziunii diferențiale. Nodulii sînt mici corpuri cvasi-sferoidali sau elipsoidali cu dimensiuni gravitînd în jurul valorii de 1 cm. Ei abundă în unele porțiuni ale rocii iar în altele sînt mai rari. Compoziția lor mineralogică este predominant cuarț-sillimanitică la care se asociază subordonat biotit, muscovit, plagioclaz, acesta din urmă fiind cu totul subordonat.

În paralel, compoziția mineralogică a rocii-gazdă (matricei) este asemănătoare, însă raportul cantitativ dintre minerale este schimbat, prin participarea substanțială a micelor și feldspatului plagioclaz.

S-a constatat că orientarea nodulilor cuarț-sillimanitici în masa rocii este foarte diferită, nesupunîndu-se unei discipline texturale. Ei nu sînt deranjați de foliația rocii. Se observă de asemenea îmbogățirea relativă a nodulilor, comparativ cu matricea, în cuarț și sillimanit. Sărăcirea în feldspat, foarte evidentă, atestă un proces constant de înlăturare a acestui mineral. Același lucru se poate spune și despre muscovit, biotitul fiind însă mai puțin afectat. Se remarcă întocmai ca la punctul 1, asocierea frecventă dintre biotit și sillimanit, fără a putea generaliza acest



lucru pentru întreg sillimanitul din nodul. Există aşadar o schimbare compozițională, care poate atesta o circulație de substanță între noduli și matrice. L o s e r t (1968) a constatat un paralelism aproape perfect între compoziția chimică a matricei și cea a nodulilor din diferite roci nodulare sillimanitice.

Față de aceste observații, putem afirma că nodulii sînt formați post-deformare în roci deja cristalizate și că sursa probabilă a materialului ce alcătuiește nodulul este chiar matricea-gazdă. Se poate presupune că nodulii ocupă spațiile în care au fost distruși feldspatii și din care au fost îndepărtați aceștia și o parte din mîce. Biotitul a fost, se pare, mineralul cel mai rezistent, el concrescînd parțial cu sillimanitul. Credem că sursa de Al, pentru crearea sillimanitului, ar putea-o constitui feldspatii distruși și parțial mîcele. Așadar, după cum a remarcat și L o s e r t (1968), numai dezalcalinizarea unui oarecare volum al rocii-gazdă, poate furniza toată alumina cerută pentru formarea sillimanitului în noduli. Credem că nu este rezolvată, problema amorțirii procesului de formare a nodulilor, care conduce la această anizotropie compozițională.

Din examinarea paragenezei rocilor cu sillimanit, enunțată la punctul 1, se poate constata o „supraaglomerare” în minerale index, în special în cazul în care apar staurolitul și distenul. Dacă vom considera faptul că staurolitul dar mai ales distenul, atunci cînd apar, sînt parțial substituie de muscovit iar biotitul de clorit, ar trebui să conchidem că rocile din regiune, în majoritatea lor, se află într-un pronunțat dezechilibru termodinamic. Dacă admitem echilibrul mineralogie în accepția conceptului de facies metamorfic, atunci constatăm că diagramele subfaciale introduc restricții prea mari, care nu pot fi puse de acord cu realitatea terenului. Astfel, în subfaciesurile B2.1, B2.2 și B2.3 (W i n k l e r, 1967), asociațiile admise sînt cu mult depășite de numărul de componente și diversitatea mineralogică a paragenezei citate. Același lucru se poate spune și despre subfaciesurile stabilite de către F r a n c i s (1956) și completate ulterior de T u r n e r, V e r h o g e n (1967) în cadrul faciesului almandin-amfibolitic. Nici o eventuală subdivizare a subfaciesurilor n-ar putea cuprinde diversitatea asociațiilor mineralogice sau în cel mai bun caz ar avea o oarecare semnificație doar pe plan local.

Enunțarea raporturilor de vîrstă dintre mineralele componente ale rocii, inclusiv sillimanitul, ne-a permis să sugerăm următoarea succesiune de formare a mineralelor ce alcătuiesc rocile sillimanitice precum și relațiile lor cu principalele mișcări de deformare.



Mișcări de deformare

Disten-Granat-Biotit-Sillimanit-Plagioclaz-Cuarț II

Staurolit-Cuarț I

Muscovit I

Muscovit II

În cazul particular al sillimanitului concentrat în noduli, acesta pare a fi mai tardiv decât cel interstratificat, în raport cu mișcările de deformare, el nefiind afectat de către acestea.

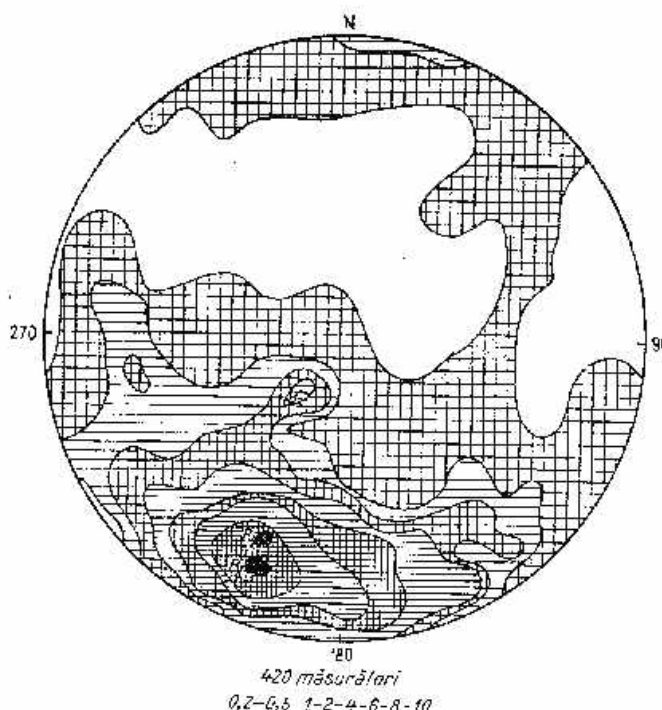


Fig. 4. — Diagrama statistică a orientării elementelor liniare.
Diagramme statistique de l'orientation des éléments linéaires.

Se remarcă în schema de mai sus, caracterul destul de tardiv al apariției sillimanitului, neconform cu condițiile drastice de presiune și mai ales temperatură, care se admit de obicei că însoțesc formarea acestui mineral. De altfel, diagramele de echilibru pentru cei trei silicați de aluminiu polimorfi, ale diferiților autori (Althaus, 1967) nu reprezintă

5. Se remarcă în această schiță că orientarea generală a zonei cu astfel de roci este diferită de cea a structurii, (pe care o sugerăm prin săgeți semnificând direcțiile) care rezultă din diagrama statistică a orientării elementelor lineare (fig. 4). În acest fel, se pare că și izogradul delimitator al zonei cu sillimanit (care desigur este mai largă decât volumul ocupat strict de rocile cu sillimanit) este dispus sub un anumit unghi față de structură, fapt arătat și de alți autori printre care S a v u (1970) în munții Semenic și în regiunea Șușița. În ipoteza existenței unui metamorfism progresiv, ar trebui să descoperim tranziții între silicații de aluminiu existenți. Nu am reușit însă să surprindem aspecte care să sugereze derivarea unui silicat de aluminiu din altul. Este probabil, după cum arată și C h i n n e r (1966) că alumina necesară formării sillimanitului să rezulte dintr-o fază fluidă intermediară, provenită dintr-un alt alumosilicat instabil.

Mai adăugăm în plus presupunerea, că sursa de aluminiu o putem căuta și în biotit sau granat care sînt adesea surprinși în relații de substituție cu alte minerale. De asemenea și în surplusul de aluminiu rezultat din substituția distenului de către muscovit sau cuarț, fenomen adesea constatat.

BIBLIOGRAFIE

- Althaus E. (1967) The triple point andalusite-sillimanite-kyanite : an experimental and petrologic study. *Contr. Mineral. and Petrol.* 16, Berlin-Heidelberg-New York.
- Aufran A., Guiraud G. (1957) Sur la signification de la sillimanite dans les Pyrénées. *C. R. Séances Soc. Géol. Fr.* 8, Paris.
- Boroș M., Boroș Elena (1964) Cercetări geologice și petrografice în regiunea de la izvoarele văilor Jara și Șoimului (Munții Apuseni). *D.S. Com. Geol.* XLIX, Partea II-a, București.
- Chinner G. A. (1966) The significance of the aluminium silicates in metamorphism. *North Sci. Rev.* 2, Amsterdam London New York.
- Francis G. H. (1956) Facies boundaries in pelites at the middle grades of metamorphism. *Geol. Mag.* 93, Oxford.
- Gherasi N. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Godcaun et Tarcu. *An. Inst. Géol.* XVIII, București.
- Gheba-Budești Șt. (1934) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Lotralui (Carpates Méridionales-Roumanie). *An. Inst. Géol.* XVI, București.
- (1940) Les Carpates méridionales centrales (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parang et le Negoi). *An. Inst. Géol.* XX, București.
- Giușcă D., Sațu H., Boroș M. (1967) Asupra stratigrafiei și istoriei cristaline din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12, 1, București.
- Ianovici V., Giușcă D. (1961) Date noi asupra fundamentului cristalin al podișului Moldovenesc și Dobrogei. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 6, 1, București.



- Lo ser l J. (1968) On the Genesis of Nodular Sillimanitic Rocks. *Internat. Geol. Congr. Report of the Twenty-Third session*, IV, Geology of the Cambrian. Prague.
- Pav el esc u L. (1965) Cercetări geologice și petrografice în munții Scheșului. *An. Com. Geol.* XVIII, București.
- Sav u H. (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebalcaniană. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, București.
- (1970) Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.* LVI/1, București.
- Mîc u C. (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei și petrografiei părții centrale a munților Semenic. *D.S. Com. Geol.* XLIX, București.
- Trif A. (1952) Sillimanitul de pe valea Ierii. *Stud. cerc. geol.* 3, Cluj.
- Turner F., Verhoogen J. (1967) Petrologia magmatică și metamorfică, (traducere din lb. engleză). Ed. tehnică, București.
- Winkler H. G. F. (1967) Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

ROCHES À SILLIMANITE DES MONTS SEBES

(Résumé)

En Roumanie les roches à sillimanite ont suscité un intérêt général, étant signalées à peu-près dans tous les terrains cristallins et tout spécialement dans les Carpathes Méridionales. À l'étranger à l'étude des roches à sillimanite ou du minéral lui même on a prêté plus d'attention, surtout après l'apparition des travaux à caractère expérimental.

Dans les Monts Sebes, on a rencontré ces roches sur une surface relativement large dans les bassins hydrographiques des vallées du Jiul Transilvan et du Strein.

Dans le présent ouvrage on trouve des remarques sur les trois types de concentrations de la sillimanite : interstratifiées, lenticulaire et nodulaires.

Les traits particuliers de la concentration interstratifiée sont :

a) l'étroite association de la sillimanite à la biotite, en supposant l'enchevêtrement épitaxial ou la dérivation de la première de la dernière ;

b) la manière singulière dont la sillimanite est inclinée dans le grenat, suggérant plutôt une substitution du grenat par la sillimanite ;

c) l'apparition d'une muscovite tardive à orientation indépendante par rapport à la texture, qui substitue une bonne partie des minéraux et digère d'une manière sélective une partie de la sillimanite ;

d) l'existence d'un quartz tardif qui lui aussi substitue certains minéraux, y compris la sillimanite déformée.

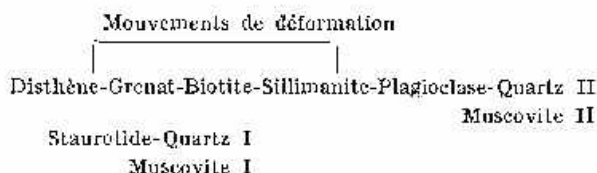
Le type de concentration lenticulaire se caractérise par une grande pureté de la roche quant à la sillimanite. L'individualisation de ces lentilles vient probablement de la différence de compétence par rapport à la roche-hôte.

La sillimanite concentrée en nodules est une manière de se présenter moins souvent rencontrée chez ce minéral. Dans la composition des nodules appauvrie en feldspath prédominent le quartz et la sillimanite ; toutefois au point de vue qualitatif leur composition minéralogique



est similaire à celle de la matrice. Aussi supposons nous que les nodules se sont formés là où la substitution des minéraux par la sillimanite était très intense et arrivait probablement aux dépens des feldspaths. N'étant pas dérangés par la foliation de la roche, selon toute vraisemblance ces nodules font leur apparition après les processus de déformation.

Il s'ensuit le schéma ci-dessus de la succession de formation des minéraux qui participent à la constitution des roches à sillimanite interstratifiée ou lenticulaire en fonction des principaux mouvements de déformation.



On remarque l'apparition relativement tardive de la sillimanite par rapport aux autres minéraux (grenat, disthène, staurotide etc.).

Sur la carte on peut voir aussi que la zone à sillimanite fait un angle aigu avec la structure, fait qui suggérerait une orientation similaire des isogrades.

Dans cet ouvrage est également soulevé le problème des ressources en aluminium nécessaires à la synthèse de la sillimanite, tout en montrant que c'est l'excès en alumine résultées de la substitution de la biotite, du grenat et du disthène par la muscovite et le quartz qui le fournit.

ÎNTRĂBĂRI

C. Ghivu. Nu cunoaștea fișa de roci cu sillimanit din zona Comărniceleu reprezintă în bună parte zona principală „Ștefanu-Sălănele”, descrisă de Șt. Ghika-Budești în 1929-1931 ?

I. Hirlopau. Zona de roci cu sillimanit descrisă de noi între Comărniceleu și valea Taia, este situată la vest de cea pe care ați citat-o, în partea de sud a masivului și reprezintă o nouă în această regiune.

I. Solomon. Cum explicați discordanța fișei de roci sillimanitice în raport cu foliația, dat fiind faptul că vorbiți de sillimanit cu aspect interstratificat ?

I. Hirlopau. Există într-adevăr o discordanță a zonei de roci cu sillimanit în raport cu structura, ce materializează discordanța acesteia față de zonele de izometamorfism. Aceasta ar fi o „discordanță în mare”. Poziția concordantă a sillimanitului interstratificat poate fi explicată în general, fie prin creștere indusă, cînd cristalizează post-deformare, fie prin creștere ante-deformare cînd la parte alături de celelalte minerale, la definirea texturii rocii. Aceasta ar fi o „concordanță în mic”.

J. I. Ionescu. Ce tip de grenat ați determinat în zona Comărniceleu. Este vorba de un almandin sau unul de altă natură, eventual de contact ?



I. Hirtopanu. Nu am făcut determinări speciale pentru granați dar l-am apreciat a fi un almandin întrucât există un consens general de a admite acest tip de granat la gradul de metamorfism în care ne situăm aici. Indicații asupra unui metamorfism termic nu există iar spessartinul are un tip de alterare specific și se concentrează în regiunea studiată doar în zone cu chimism adecvat. Ca mineral de facies e specific pentru „șisturile verzi”.

N. Gherasi. Nu credeți că prin unele afirmații puneți la îndoială valabilitatea noțiunilor de „facies metamorfic” și „izograd” ?

I. Hirtopanu. Am citat într-adevăr acele „parageneze supraaglomerate” care contravin echilibrului chimic presupus în noțiunea de facies. Cît privește silimanitul, prin variația paragenzelor sale, iese din contextul termo-baric în care este de obicei admis.



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

GEOLOGIA ȘI PETROGRAFIA PĂRȚII DE SUD A MUNTILOR
MEZEȘ (REGIUNEA CIUCEA-VÎNĂTORI-MĂGURA PRIEI)¹

DE

VIOREL IGNAT²

Abstract

Geology and Petrography of the Southern Part of the Mezeș Mountains (Ciucea-Vinători-Măgura Priei Region). The investigated region represents the southern part of the Mezeș Mts horst, made up of crystalline schists, Triassic deposits and Banatitic eruptive rocks, bordered at E and W by the Paleogene and Neogene sedimentary formations of the Transylvania and Sylvania Basins. The crystalline schists pertain to two distinct series, a mesometamorphic series and an epimetamorphic one, between which a stratigraphic and metamorphic discontinuity does exist. They have formed by metamorphosis of some terrigenous and subordinate tuffaceous sediments, under almandine-bearing amphibolites and greenschists facies conditions, during two metamorphosis phases: the first Precambrian in age and the second probably Caledonian. The extension of the development area of the Banatitic eruptive rocks, north of the Vlădeasa Massif, is observed. Two main fracture systems intensively divide the geological structure of the region.

I. INTRODUCERE

În lucrarea de față prezentăm rezultatele cercetărilor geologice și petrografice întreprinse în anul 1964³ în partea de sud a munților Mezeș, completate cu date obținute prin prelucrarea și studiul în laborator a materialelor colectate.

Regiunea cercetată, delimitată la sud de Crișul Repede, între localitățile Poieni și Ciucea, la vest de cursul inferior al văii Poicului, la est

¹ Comunicată în ședința din 28 februarie 1967 a Întreprinderii Geologice de Prospekțiuni.

² M. M. P. G. Departamentul Geologiei. Str. Mendeleev nr. 34, București.

³ V. Ignat, Domnița Ignat. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase în Cristalinelul munților Mezeș. Arh. M.M.P.G. 1964, București.



de limita cu bazinul Transilvaniei și la nord de culmea Măgura Priei, reprezintă partea sudică a horstului munților Mezeș.

Relieful este dominat de creasta principală a Mezeșului, formată din șisturi cristaline, orientată NNE-SSW, din care diverg spre est, vest și sud o serie de culmi secundare. Pe aliniamentul acestei creste se înșiruie câteva înălțimi ce nu depășesc 1000 m (Măgura Priei 996 m), despărțite de șei adânci.

Rețeaua hidrografică este tributară Crișului Repede, afluentului său drept valea Poicului și văii Fildului, ai căror afluenți ferestruiesc, către sud, vest, nord-vest și est, versanții abrupti ai masivului.

Istoricul cercetărilor geologice. Cercetările geologice în regiune au început încă din secolul trecut, dar cele mai multe dintre ele privesc depozitele sedimentare ale bazinului Silvaniei și Transilvaniei, care flanchează la vest și est horstul Mezeșului.

Dintre lucrările mai vechi le remarcăm pe cele ale lui *B e u d a n t* (1822), *H a u e r*, *S t a c h e* (1863) și ale lui *H o f f m a n n* (1882) care a întocmit și o hartă la scara 1:75.000.

Primele informații asupra geologiei și petrografiei cristalinelor munților Mezeș, le deținem de la *S z a d e c z k y-K a r d o s s* (1931). Acest autor prezintă o descriere petrografică a șisturilor cristaline, în care distinge două „serii izolizice” una formată din roci epizonale care au suferit o metamorfoză anterioară katazonală respectiv mezozonală și o a doua, formată din depozite permieni și mezozoice, care au fost metamorfizate simultan cu diaforeza primei serii. În lucrare se face și considerații asupra tectonicii de ansamblu a regiunii.

Într-o notă asupra geologiei și petrografiei masivelor cristaline din nord-vestul Transilvaniei, *K r ä u t n e r* (1938) face o amplă descriere a șisturilor cristaline din diferite sectoare ale munților Mezeș, considerând că între rocile mezozonale și cele epizonale există o tranziție inițială, fenomenele de diaforeză având un caracter subordonat.

În ceea ce privește cea de-a doua serie (permo-triasică) a lui *S z a d e c z k y-K a r d o s s*, *K r ä u t n e r* consideră că ea este puțin modificată numai în baza sa, metamorfismul și diaforeza primei serii fiind fenomene ante-triasice.

Asupra eruptivului din partea de sud a regiunii, care ține de masivul Vlădeasa, a efectuat prestigioase studii *G i u ș c ă* (1950).

D i m i t r e s c u (1959) prezintă rezultatele cercetărilor întreprinse în versanții Crișului Repede, între Ciucea și Negreni, pentru harta geologică 1:500.000 a țării, arătând că la constituția geologică a



acestei regiuni iau parte seria cristalină mezozonală, seria epizonală, eruptivul banatitic și sedimentele triasice, neogene și cuaternare, caracterizând pe scurt fiecare formațiune în parte. Totodată precizează că seria epizonală se așază peste seria mezozonală, „fără a se putea observa tranziții evidente”, trecerea la șisturile mezozonale făcându-se „destul de brusc”.

În anul 1963, Ionescu⁴, Cîmpeanu și Cîmpeanu⁵ execută prospecțiuni pentru minerouri neferoase la nord și vest de regiunea de care ne ocupăm. Unele referiri asupra cristalinului munților Mezeș se fac în rapoartele geologice ale echipelor conduse de Paucă⁶ și Mărgărit⁷.

În lucrarea de sinteză „Bazinul neogen al Silvaniei”, Paucă (1964) face o serie de considerații cu privire la geologia și tectonica munților Mezeș, insistând asupra intensității procesului de milonizare.

Ilieșcu (1965) se ocupă de erupțiile de la est de cristalinul Mezeșului.

Relațiile tectonice ale cristalinului munților Mezeș-Țicău cu formațiunile sedimentare ale bazinului Transilvaniei fac obiectul lucrării autorilor Răileanu, Rusu, Moisescu (1964).

În hărțile publicate pînă în 1964 (harta geologică a R.S.R. sc. 1:500.000 și harta M.I.P.G. sc. 1:100.000), regiunea este reprezentată printr-o fișie de cristalin mezozonal în care nu se fac separații, limitată la est și vest de depozitele paleogene și neogene ale bazinului Transilvaniei și Silvaniei.

II. GEOLOGIA ȘI PETROGRAFIA REGIUNII

Regiunea cercetată reprezintă partea sudică a cristalinului munților Mezeș și pe de altă parte nodul de legătură dintre acest masiv și cel al munților Rezului, care se dezvoltă spre nord-vest.

⁴ Doina Ionescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minerouri neferoase în munții Mezeș. Arh. M.M.P.G. 1963. București.

⁵ Șt. Cîmpeanu, Nadia Cîmpeanu. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiune pentru minerouri neferoase în cristalinul M. Rez-Mezeș, perimetrul Borod-Negreni. Arh. M.M.P.G. 1963. București.

⁶ M. Paucă, D. Socoleanu, A. Clemens, Magdalena Radu, Gloria Grahmaliuc, Tamara Odobescu, Silvia Tintiuca. Raport geologic pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în munții Apuseni, între V. Someșul și M. Rezului. 1962. Arh. M.M.P.G. București.

⁷ Gh. Mărgărit, D. Socoleanu, Maria Mărgărit, C. Mihăilescu, L. Mihăilescu, Otilia Radu. Prospecțiuni geologice pentru cărbuni în bazinul V. Coaș și V. Almașului. 1963. Arh. M.M.P.G. București.



La alcătuirea ei geologică participă formațiuni cristaline (mezo-și epimetamorfice), formațiuni eruptive banatitice și formațiuni sedimentare triasice, paleogene, neogene și cuaternare.

În urma cercetărilor efectuate în anul 1964 și hărții geologice întocmite, se fac numeroase precizări de ordin stratigrafic, petrografic și tectonic, în special asupra formațiunilor cristalofiliene.

A) Formațiuni cristaline

1. Stratigrafia și petrogeneza șisturilor cristaline

Formațiunile cristaline din regiune au constituit obiectul principal al cercetărilor noastre. Din punct de vedere stratigrafic, structural și al gradului de metamorfism, ele aparțin la două serii distincte: seria mezo-metamorfică și seria epimetamorfică.

a) *Seria mezometamorfică.* Această serie ocupă cea mai mare parte a regiunii. *Dimitrescu* (1959) consideră că șisturile mezonale din versanții Crișului Repede aparțin „seriei de Gilău”. Constituția petrografică, ca reflectare a compoziției sedimentelor inițiale, poziția stratigrafică și gradul de metamorfism al șisturilor mezometamorfice componente, au condus la separarea în cadrul acestei serii a două complexe: complexul inferior, al micașisturilor cu granați ± staurolit, și complexul superior, al rocilor cuarțitice și cuarțo-feldspatice.

C o m p l e x u l i n f e r i o r — al micașisturilor cu granați ± staurolit — este reprezentat printr-un pachet constituit preponderent din micașisturi cu muscovit, biotit și granați ± staurolit cu intercalații subțiri de micașisturi cuarțitice muscovito-biotitice ± clorit, amfibolite, șisturi amfibolice, șisturi amfibolice cu granați și subordonat de paragneise sau cuarțite. El cuprinde partea inferioară a seriei mezometamorfice, dezvoltându-se în axul structurilor anticlinale, cu precădere în partea sud-estică și estică a regiunii.

Șisturile care îl alcătuiesc provin din metamorfozarea în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin, subfaciesul staurolit-almandin², a unor sedimente de natură terigenă, argilo-grezoase, cu fine intercalații marnoase. Grosimea cunoscută a complexului inferior este de cea 800-1000 m.

² La caracterizarea rocilor metamorfice utilizăm clasificarea revizuită a faciesurilor metamorfice după *Turner* (1961).



Complexul superior — al rocilor cuarțitice și cuarțo-feldspatice — ocupă partea vestică și nordică a regiunii, urmând în succesiune normală peste complexul inferior. Acestui complex îi este caracteristică alternanța continuă a numeroase tipuri de roci, predominant cuarțitice și cuarțo-feldspatice, cum sînt micașisturile cuarțitice muscovito-biotitice \pm clorit, cuarțitele micacee, șisturile cuarțitice muscovito-cloritoase \pm biotit, paragnaisele cu muscovit și biotit \pm clorit și gnaisele leucocrate fine, cărora li se asociază șisturi amfibolice și amfibolite, uneori micașisturi cu muscovit, biotit și granați. Acestea din urmă predomină în partea superioară a complexului formînd o stivă bine evidențiată, care ar putea reprezenta un al treilea complex de sine stătător al micașisturilor cu granați. Aceste roci s-au format prin metamorfozarea unui pachet constituit dintr-o alternanță ritmică, cu caracter de fliș, de gresii cuarțoase, gresii arcoziene și șisturi argiloase, cu intercalații de marne, lave sau tufuri acide și filoane bazice, în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin, subfaciesul staurolit-almandin și al faciesului de șisturi verzi, subfaciesul cuarț-albit-epidot-almandin. Grosimea acestui complex o apreciem la cea 400-650 m.

Între complexul inferior, al micașisturilor cu granați \pm staurolit și complexul superior, al rocilor cuarțitice și cuarțo-feldspatice, astfel individualizate, se observă uneori o tranziție gradată astfel încît trasarea limitei dintre ele se face cu dificultate.

b) *Seria epimetamorfică.* Șisturile cristaline ale seriei epimetamorfice se dezvoltă în partea de sud-vest și în extremitatea nordică a regiunii. În partea de sud-vest a regiunii șisturile epimetamorfice formează o zonă cu o lungime de cea 2 km și o lățime de 1-1,2 km, care începe din versantul drept al Crișului Repede, traversează dealul Pleșului și ajunge pînă în versantul drept al văii Poicului, unde este acoperită de depozite neogene. A doua zonă de apariție a șisturilor cristaline epimetamorfice, de dimensiuni reduse, este situată în culmea Măgura Priei, continuîndu-se cu o dezvoltare remarcabilă la nord de regiunea de care ne ocupăm, în bazinul văii Ponița.

Seria epimetamorfică se dispune discordant peste diferiți termeni ai seriei mezometamorfice. În cadrul ei, avînd în vedere natura materialului inițial, poziția geometrică a pachetelor de roci și caracterele lor petrografice au putut fi separate două complexe : un complex inferior, al șisturilor cuarțitice și șisturilor clorito-sericitoase terigene și un complex superior, al șisturilor verzi tufogene.



Complexul inferior — al șisturilor cuarțitice și șisturilor clorito-sericitoase terigene — este bine reprezentat în partea de sud-vest a regiunii, unde formează o cută sinclinală, avînd pe flancuri cuarțite. Peste cuarțite se dispun șisturi sericito-cloritoase și clorito-sericitoase ± cuarțitice, în care se intercalează două nivele de șisturi cuarțito-sericitoase.

În zona din culmea Măgura Priei acest complex formează o fișie îngustă, care apare de sub șisturile complexului superior, fiind reprezentat prin cuarțite, șisturi sericito-cloritoase și șisturi clorito-sericitoase (± cuarțitice). Rocile constituente ale acestui complex, cu o grosime de cca 300-400 m, s-au format prin metamorfozarea unei stive cu caracter net terigen de gresii și microconglomerate cuarțoase, gresii fine cu ciment argilos și argile, în condițiile faciesului de șisturi verzi, subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit.

Complexul superior — al șisturilor verzi tufogene — apare numai în extremitatea nordică a regiunii, în culmea Măgura Priei și se dispune peste șisturile sericito-cloritoase și clorito-sericitoase ale complexului inferior, avînd o grosime de cca 200-300 m. El este compus dintr-un nivel bazal de șisturi verzi clorito-amfibolice și clorito-epidotice, cu albit, de natură tufogenă și tufitogenă, cu rare intercalații de șisturi clorito-sericitoase terigene, peste care se dispun șisturi clorito-muscovitice cu porfiroblaste de albit, formate pe seama unor sedimente tufitogene sau terigene de compoziție arcoziană. Între aceste roci, caracteristice faciesului de șisturi verzi subfaciesurile cuarț-albit-muscovit-clorit și cuarț-albit-biotit (Turner, 1961), se remarcă adesea tranziții.

2. Petrografia șisturilor cristaline

În lucrările anterioare, se fac doar considerații generale asupra răspîndirii și constituției petrografice a șisturilor cristaline din diferite secțiuni ale munților Mezeș.

În cele ce urmează se face descrierea petrografică succintă a șisturilor cristaline din partea de sud a acestui masiv, insistîndu-se asupra aspectelor mineralogice, structurale și texturale caracteristice ale fiecărui tip în parte.

a) *Șisturile cristaline ale seriei mezometamorfice.* Micașisturile cu muscovit, biotit și granați ± staurolit formează alături de micașisturile cuarțitice muscovito-biotitice, rocile cu cea mai largă răspîndire în regiune. Ele prezintă o culoare cenușie pînă la argintie-gălbuie și o șistozitate avansată.



La microscop se remarcă o structură lepidoblastică cu tendințe porfiroblastice (datorită creșterii excesive a granaților) și o textură sistoasă.

În compoziția lor mineralogică predomină minerale micacee (25-40 % muscovit, 5-15 % biotit, 2,6 % clorit), care formează fișii ce alternează cu benzi de minerale granulare (20-40 % cuarț, 0-7 % plagioclaz și accesorii). Granatul este un almandin și apare fie în porfiroblaste larg dezvoltate, fie ca schelete de cristale, care includ granule de cuarț, feldspat și de alte minerale. Staurolitul a fost întâlnit sporadic. Prezența sa în cristalinul munților Mezeș a fost remarcată pentru prima dată de K r ä u t n e r (1938). În afara mineralelor accesorii comune (apatit, epidot, titanit, zircon), local, în versantul drept al Crișului Repede, au fost întâlnite faciesuri bogate în turmalină. În numeroase zone se remarcă retromorfozarea intensă a acestor roci, evidențiată prin cloritizarea și sericitizarea granațului, biotitului, feldspatului și muscovitului.

Amfibolite și sisturi amfibolice. Rocile amfibolice apar atât în complexul inferior cât și în cel superior. Ele formează intercalații care nu depășesc 15 m grosime, în cadrul micașisturilor și paragnaiselor din Măgura Priei, dealul și pîrîul Măguricii, pîrîul Vlașinului, dealul Cornului și pîrîul Gîrbului. Au o culoare verzuiu-negricioasă spre verde-cenușie. Rareori prezintă benzi mai deschise la culoare, carbonatice. Structura lor este de obicei nematoblastică iar textura orientată spre sistoasă. Sisturile amfibolice se deosebesc de amfibolite printr-un conținut mai mare în cuarț (pînă la 21 %), datorită variației compoziției sedimentelor inițiale și au o structură nematogranoblastică. Între aceste tipuri de roci se observă frecvent o tranziție gradată.

Amfibolii (30-60 % din rocă) se prezintă sub formă de prisme alungite în direcția sistozității, ca prisme fine în agregate divergente cu poziție neregulată ori în snopi, fiind reprezentați prin hornblendă verde sau actinot. Actinotul este prezent de obicei în intercalațiile din complexul superior. Feldspatul (25-35 %) este un oligoclaz sau albit cu 9-15 % An, de multe ori sericitizat și calcitizat. Dintre mineralele accesorii menționăm, în ordinea frecvenței clinozoizitul, epidotul, zoizitul, titanitul și apatitul.

În sisturile amfibolice, cuarțul formează împreună cu feldspatul benzi de culoare deschisă, care alternează cu benzi în care predomină amfibolii, zoizitul și calcitul.

Calcitul apare sub formă de granule cu contur neregulat ca mici plaje, ori ca filonașe subțiri care străbat roca.



Magnetitul și pirita, în granule cu contur neregulat, rareori cu contururi cristalografice, sînt constituenți constanți.

Șisturi amfibolice cu granați. Au fost întâlnite rareori în regiune, ca intercalații cu extindere redusă în rocile complexului inferior. Se deosebesc de șisturile amfibolice comune prin prezența granatului în proporție de pînă la 10%. Tranziția de la rocile cu granat la cele fără granat se face gradat.

Granatii formează porfiroblaste cu diametrul de pînă la 4 mm, imprimînd rocii o structură porfiroblastică. Porfiroblastele de granat sînt ciuruite de numeroase incluziuni de cuarț, feldspat, mică și minerale accesorii, care desenează frecvent structuri în „S” caracteristice, indicînd fenomene de rotire a cristalelor în timpul metamorfismului.

Paragnaise cu muscovit și biotit ± clorit. Apar în regiune, sub formă de intercalații cu grosimi reduse, asociate de obicei cu micașisturile și șisturile cuarțitice clorito muscovitice, de care se deosebesc cu destulă greutate, datorită aspectului aparent foios și colorației slab-verzuie, dată de clorit.

În vestul și nordul regiunii apar însă zone în care acest tip de rocă este foarte frecvent, pe afluenții stîngi ai văii Poicului și în culmea Măguricea.

De obicei sînt de culoare cenușie-gălbuie ușor verzuie, pe alocuri pestrițe, datorită lamelor de biotit de culoare închisă. Paragnaisele sînt formate dintr-o masă cuarțo-feldspatică, în care lamele sau benzi micacee marchează caracterul șistos al rocii. Structura lor este granolepidoblastică, iar textura șistoasă.

Feldspatul formează 25-35% din rocă și este un plagioclaz acid cu 10-15% An, de cele mai multe ori sericitizat. El este asociat cu cuarțul (35-50%) dezvoltat în granule ușor alungite pe direcția șistozității. Raportul dintre aceste minerale este de regulă în favoarea cuarțului, iar cel dintre biotit și muscovit în favoarea muscovitului (3-10% față de 10-15%). Ca și sericitul, cloritul este format pe seama biotitului, în timpul procesului de retromorfism. Dintre accesorii, epidotul, apatitul, zirconul și pirita nu depășesc 1% din rocă.

Micașisturi cuarțitice cu muscovit și biotit ± clorit. Sînt roci de culoare cenușie-gălbuie, uneori cenușie-albicioasă, cu o mare dezvoltare în cristalinul munților Mezeș. Se deosebesc de micașisturile cu granați, prin caracterul lor cuarțos (30-65% cuarț), lipsa sau cantitatea mică de granat pe care o conțin și dezvoltarea mineralelor micacee în lamele de dimensiuni mai reduse. Sub microscop, se remarcă o masă cuarțoasă străbătută de lamele micacee (15-35% muscovit, 5-



12 % biotit, 5-10 %, clorit și 1-3 % sericit), care determină prin orientarea lor paralelă șistozitatea rocii. Structura lor este granolepidoblastică, iar textura paralelă sau șistoasă.

Uneori se remarcă o sfărâmare a cuarțului în urma unei cataclazări și frîngeră lamelilor de muscovit. Lamellele de biotit sînt de cele mai multe ori cloritizate și străbătute de ace fine de sagenit. Plagioclazul, rareori maclat după legea albitului, este parțial sericitizat, conținînd frecvente incluziuni de cuarț, mică albă și epidot. Cloritul și sericitul sînt formate secundar, pe seama biotitului, feldspatului și muscovitului. Sporadic au fost întîlnite baghete de antofilit și granule de epidot, apatit și pirită.

Cuarțite micaee. Aceste roci sînt asociate frecvent micașturilor cuarțitice, mai rar micașturilor cu granați, formînd benzi cu grosimi variabile, care nu depășesc însă 25-30 m. Ele au o răspîndire mai mare în jumătatea nordică a regiunii, fiind bine reprezentate pe pîrîul Vlașinului, pîrîul Corbului, valea Poicului, pîrîul Urzicarului și pîrîul Dealului. Prezintă culori deschise, albe-gălbui ușor cenușii, structură granoblastică și textură orientată.

Sub microscop, se observă un agregat granoblastic de cuarț (65-90 %), cu rare granule de plagioclaz (2-5 %), în care sînt prinse lamelle izolate ori asociate de minerale micaee (5-15 % muscovit, 2-5 % biotit, clorit, sericit) și sporadic granule de epidot, apatit, granat și pirită.

Uneori, prin scăderea procentuală a mineralelor micaee și accesorii, se trece la cuarțite pure, care însă formează intercalații de dimensiuni reduse.

Cu totul sporadic au mai fost remarcate cristale prismatice de amfibol și turmalină.

Gnaise leucocrate fine. În partea nordică și centrală a regiunii, în culmea Capul Grîbanii, pe valea Poicului, în dealul Vlașinului, valea Vlașinului și în dealul Cornii, apar fișii de gnaise leucocrate fine, albe-gălbui, ușor rozii, compacte, dure, cu o șistozitate slab evidențiată. Aceste roci sînt formate dintr-o masă fin granoblastică, predominant cuarțoasă (55-80 % cuarț,) căreia i se adaugă granule de feldspat (10-15 % plagioclaz și 3-8 % microclin) și în proporție scăzută minerale micaee (5-15 % sericit și muscovit).

Structura lor este granoblastică, iar textura vag orientată.

Plagioclazul are un conținut de 5-7 % An și este maclat de cele mai multe ori după legea albitului.

Microclinul se întîlnește în granule izolate, sau ca agregate granulare alungite, cu caracter porfiroblastic. Prezintă macle caracteristice



„în grătar”. Muscovitul, în lamele scurte, este prins în masa granoblastică a rocii, fără a prezenta o orientare preferențială, fiind asociat plajelor de sericit, care se acumulează de obicei în interstițiile dintre granulele de cuarț și feldspat. Granule de pirită și mici plaje limonitice pigmentează roca. Compoziția mineralogică și caracterele petrografice ale acestor roci ne determină să le considerăm drept curgeri de lave sau intercalații de tufuri acide, metamorfozate.

Șisturi cuarțitice muscovito-cloritoase ± biotit ± amfiboli. Formează intercalații subțiri în micășisturile cuarțitice, avînd o frecvență mai mare în partea de sud-vest și vest a regiunii, în pîrîul Banului, pîrîul Ruginoasa, valea Vinători și pîrîul Huitii. Ele reprezintă în general termeni intens afectați de diafineză, cu o șistozitate pronunțată și o culoare cenușie-verzuie. Au structură granolepidoblastică și textură șistoasă.

Mineralele principale sînt cuarțul (30-40 %), muscovitul (22-30 %) și cloritul (12-28 %).

Se constată o alternanță de benzi cuarțitice cu rare lamele micacee și granule de feldspat plagioclaz (albit) și benzi formate din minerale micacee, fapt care alestă caracterul microritmicit inițial. Muscovitul și mai ales biotitul sînt în cea mai mare parte transformate în sericit și clorit. Mineralele accesorii, epidot, zoizit sau apatit, apar sporadic, atît în paturile cuarțoase cît și în cele micacee, ca și rarele granule de pirită, însoțite de cruste fine limonitice.

Calcare dolomitice cristaline. În partea de sud a regiunii, pe valea Gîrbului, a fost întîlnită singura apariție de calcare dolomitice cristaline din regiune. Este pentru prima dată cînd astfel de roci sînt citate în munții Mezeș.

Calcarele dolomitice cristaline formează o intercalație de 15 m lungime și 2,5 m grosime în șisturi cuarțitice muscovito-cloritoase ± biotit ± amfiboli. Sînt roci cu o granulație medie, cu structură granoblastică și textură masivă, slab orientată, constituite în principal din granule de calcit și dolomit (90-95 %) cărora li se asociază în procente neînsemnate granule de cuarț (0,5-1 %) și de pirită (0,5-2 %).

Analiza chimică a unui eșantion indică 28,80 % CaO și 17,48 % MgO, precizînd caracterul dolomitic al acestor calcare cristaline.

Ortoamfibolite. În versantul drept al Crișului Repede, la 1 km în aval de confluența cu valea Drăganului, apare o țivire de ortoamfibolite, citată pentru prima dată de Kräutner (1938), sub forma unui filon bazic metamorfozat. Roca, de culoare verde-oliv, are o structură



panalotriomorfă relictă și o textură masivă în partea centrală și orientată la limita cu șisturile adiacente.

Este formată din plagioclaz (25-50 %), amfiboli (33-37 %), tilanit (0-4 %), biotit (6-10 %), zoizit și epidot (7-11 %), cuarț (0,4-1,5 %), apatit (0-4 %) și minerale opace (1-2,5 %).

Plagioclazul, un andezin-labrador cu cca 35 % An, este albitizat și parțial sericitizat.

Amfibolul, o hornblendă comună, scurt prismatică, sugerind conturul unui piroxen inițial, este transformată de cele mai multe ori în actinot, tremolit și clorit.

Biotitul, la rîndul său parțial cloritizat, este format ca și grupul zoizit-epidot, pe seama hornblendei.

Uneori se observă concreșteri de biotit și zoizit, pe fondul unor contururi bazale de hornblendă.

În regiunea de la sud de Crișul Repede, Cîmpeanu și Cîmpeanu (1968) au întilnit ortoamfibolite cu compoziție mineralogică asemănătoare, evidențiindu-se astfel prezența unui magmatism bazic inițial în partea nordică a Munților Apuseni.

b) *Șisturi cristaline ale seriei epimetamorfice. Cuarțite.* În cadrul complexului inferior al stivei de roci epimetamorfice, cuarțitele reprezintă termenul cel mai inferior cunoscut din regiune, fiind bine deschise în versantul drept al Crișului Repede, culmea Pleșu, valea Poicului și sub Măgura Prici.

Sînt roci de culoare deschisă, albe-gălbui, ușor verzui, compacte, dure, care au luat naștere prin metamorfozarea unor roci psamitice cuarțoase. Ele sînt constituite dintr-o masă granoblastică de cuarț în care se mai observă rare granule de plagioclaz acid (albit-oligoclaz), maclat polisintetic, lamele de clorit și sericit, minerale opace și rareori apatit.

Structura cuarțitelor este granoblastică iar textura masivă sau orientată.

Șisturi sericito-cloritoase și clorito-sericitoase (= cuarțitice). În cadrul acestui grup, includem șisturi formate în principal din sericit, clorit, cuarț și uneori calcit, reprezentînd o gamă foarte variată de roci, intim asociate, dintre care remarcăm șisturi sericito-cloritoase, clorito-sericitoase, cuarțitice sericito-cloritoase, cuarțitice clorito-sericitoase și clorito-sericitoase carbonatice. Între aceste șisturi există o tranziție gradată, determinată de alternanțele și îndințările tipurilor litologice primare (argile și gresii fine cu ciment argilos), fapt pentru care



separarea lor cartografică întâmpină greutăți, astfel încât le-am reprezentat împreună.

Prezintă o șistozitate pronunțată și culori variind de la verzui-cenușii la cenușii-albicioase-argintii, cu nuanțe roșietice-gălbui la tipurile ce conțin pelicule sau pulberi limonitice.

Sub microscop se observă o structură lepidoblastică sau lepidogranoblastică și o textură șistoasă. Constituția lor este dominată de mineralele lamelare (15-30 % sericit, 10-35 % clorit, 0,5-3 % muscovit), care formează o rețea deasă în care sînt prinse mineralele granulare, cuarțul (10-38 %), plagioclazul acid (1-8 %), calcitul (0-7 %) și ca accesorii epidot, titanit, apatit, rutil și pirită. Uneori se remarcă un aspect rubanat determinat de alternanța unor benzi de minerale granulare și lamelare, în cadrul cărora apar rariori lamelle de muscovit și accidental de biotit. La sublipurile carbonatice, calcitul sau sideritul, în granule izolate sau benzi subțiri, sînt însoțite de pelicule limonitice, formate pe seama sideritei. Local, apare în unele pachete de șisturi o pulbere fină de grafit, imprimîndu-le nuanțe mai închise, cenușii-negricioase.

Șisturi cuarțitice sericitoase. Sînt roci de culoare albă-gălbuie-argintie, în care se remarcă benzi cuarțoase, alternînd cu benzi deschise, sidefoase, de sericit și muscovit, cărora li se adaugă mineralele accesorii. Mineralele opace sînt reprezentate prin granule de pirită sau magnetit, ca și de pelicule fine de limonit.

Prin creșterea conținutului în sericit, se trece local la șisturi sericitoase cu aspect caracteristic satinat, care însă, datorită grosimilor mici, cît și asocierii intime cu rocile adiacente, nu pot fi separate cartografic. Șisturile cuarțitice sericitoase au structura granolepidoblastică, textura șistoasă și sînt constituite în principal din cuarț (25-65 %) și sericit (15-25 %) cărora li se adaugă muscovit (2-4 %), clorit (1-4 %) și în proporții de sub un procent turmalină, apatit, epidot și minerale opace.

Șisturi clorito-amfibolice și clorito-epidotice verzi. Aceste roci, întâlnite în culmea Măgura Prici, reprezintă produsul metamorfozării unor tufuri bazice și neutre și tufile. Ele se încadrează în subfaciesul cuarț-albit-biotit al faciesului de șisturi verzi. În cadrul lor deosebit tipul clorito-amfibolic și tipul clorito-epidotic între care există tranziții.

Prezintă o culoare verde caracteristică, cu nuanțe mai închise la tipul amfibolic și mai deschise, verzui-gălbui, la tipul clorito-epidotic, un aspect mat în spărtură transversală și o șistozitate slab evidențiată. La tipul clorito-epidotic, sînt frecvente texturile rubanate, datorită alternanței de benzi deschise, formate din minerale leucocrate și benzi verzi



cloritoase. În compoziția mineralogică a tipului amfibolic predomină amfibolul (20-45 %), cloritul (12-38 %) și albitul (10-35 %) cărora li se asociază epidotul (8-18 %) și calcitul (5-20 %). Subordonat apar cuarțul (0-15 %), biotitul (1-7 %), muscovitul și sericitul (0-5 %), apatitul, titanitul și dintre mineralele opace magnetitul și pirita.

Amfibolul, reprezentat prin actinot și hornblendă comună, determină structura nematoblastică a rocii, și împreună cu cloritul, de obicei un clinoclor, formează o rețea în care sînt prinse granule de albit cu 2-6 % An, cu contur neregulat, rareori cu caracter porfiroblastic și granoblaste rotunjite sau scurt prismatic de epidot și calcit. Parageneza caracteristică a acestui tip este : amfibol \pm clorit \pm albit \pm epidot \pm calcit \pm cuarț.

La tipul clorito-epidotic, cu structură granolepidoblastică și textură orientată vag șistosoasă, compoziția mineralogică este în general asemănătoare, cu deosebirea că amfibolul, de obicei actinot, lipsește sau apare în proporții reduse.

Cloritul (25-45 %) este un clinoclor, dezvoltat în plaje alungite sau în lamele fine și formează fondul în care sînt prinse mineralele granulare (albit, epidot, calcit, cuarț). Biotitul și muscovitul în lamele scurte sînt orientate în general paralel cu șistozitatea. Mineralele opace apar în granule cu contur neregulat, sau ca o pulbere fină de magnetit, pirită și limonit care impregnează roca. Parageneza caracteristică acestui tip de rocă este : clorit \pm albit \pm epidot \pm calcit. În zonele cu aport terigen substanțial întîlnim parageneza : clorit \pm albit \pm cuarț \pm epidot.

Șisturi clorito-muscovitice cu porfiroblaste de albit. În această categorie am încadrat șisturile care conțin în mod constant porfiroblaste de albit, întîlnite în culmea Măgura Prici. Ele reprezintă sedimente predominant terigene, cu un conținut variabil de material piroclastic, metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi, subfaciesul cuarț-albit-biotit. Față de celelalte tipuri de roci epimorfozice, șisturile clorito-muscovitice cu porfiroblaste de albit, prezintă o cristalinitate mai avansată. Sînt de culoare deschisă, gălbuie-albicioasă ușor verzuie, cu structură granolepidoblastică sau lepidogranoblastică și textură orientată. Variația procentuală a cloritului (10-25 %), muscovitului (10-20 %), albitului (20-50 %), cuarțului (15-40 %) și biotitului (5-10 %), în compoziția lor mineralogică, determină individualizarea mai multor subtipuri petrografice (șisturi clorito-muscovitice, șisturi clorito-muscovitice cu porfiroblaste de albit, gnaise albitice etc.). Între aceste subtipuri, care uneori nu ating grosimi cartabile, există o alternanță continuă și o tranziție gradată.



Albitul are un conținut de 3-5 % An și apare de obicei sub formă de porfiroblaste. Lamellele de minerale micacee mulează granoblastele de cuarț și porfiroblastele de albit sau umplu interstițiile dintre ele. Mineralele accesorii, apatitul, epidotul și rar zirconul, nu prezintă aspecte deosebite, asociindu-se benzilor de minerale lamelare. Granule fine de magnetit, însoțite de pelicule limonitice, pigmentează roca.

B) Formațiuni eruptive

Formațiunile eruptive din regiune apar sub două aspecte distincte. În partea de sud-est, în raza comunei Poieni, ele au o dezvoltare remarcabilă, reprezentând terminația nordică a maselor eruptive banatitice din Vlădeasa, constituite din dacite de tip Vișag și dacite de tip Poieni. În continuare, către nord, se înșirue numeroase corpuri de dimensiuni reduse și apofize de dacite și andezite, a căror compoziție mineralogică și chimică le încadrează de asemenea în grupul erupțiilor banatitice. Remarcăm în acest fel extinderea spre nord a ariei de răspândire a banatitelor⁹, fapt preconizat în ultimul timp și de alți cercetători (Ilieșcu, 1965).

1. Petrografia rocilor eruptive

Andezite. Acest tip de rocă a fost întâlnit în partea de sud a regiunii sub forma unei apofize de dimensiuni reduse în valea Girbului. Prezintă o culoare închisă, cenușie-negricioasă pînă la neagră, structură porfirică și textură masivă. Compoziția lor mineralogică este deosebit de interesantă și complexă, în sensul că pe de o parte întâlnim numeroase și diverse minerale melanocrate, 4 % piroxeni, 3 % amfiboli, 4 % biotit, iar pe de altă parte 9 % cristale corodate de cuarț, ceea ce le conferă un caracter cuarțifer. Fenocristalele acestor minerale și cele de plagioclaz, în proporție de 25 %, sînt prinse într-o masă vitroasă, ușor fluidală, care formează cea 54 % din rocă.

Cuarțul formează fenocristale intens corodate de pastă, conținînd incluziuni de biotit. Plagioclazul (24-30 % An) apare în cristale colțuroase, fisurate, maclate după legea albitului și albit-Karlsbad, cu frecvente structuri zonare. Biotitul se prezintă în lamele alungite, sau cu contururi bazale hexagonale. Amfibolul este o hornblendă bazaltică, conținînd frecvent incluziuni de apatit și zircon. Piroxenii sînt reprezentați prin diopsid, hipersten și rareori prin augit. Filonase subțiri de silice criptocristalină străbat roca.

⁹ *Op. cit. pct. 3.*



D a c i t e. Dacitele sînt rocile eruptive cu cea mai mare rîspîndire în regiune. În afara zonei nordice a tafrolitului Vlădeșei, mici corpuri ori apofize de dacite, necunoscute pînă în 1964¹⁰ apar pe pîrîul Ciungilor, în versanții văii Poicului și pîrîul Vlașinului, pe pîrîul Corbului și în culmea Măguricii.

Dacitele de Vișag, descrise sub această denumire de D. G i u ș e ă, sînt roci închise la culoare, cu structură porfirică și textură masivă. Fenocristalele, reprezentate prin 35 % oligoclaz-andezin (cu 25-30 % An), 5 % hornblendă, în general cloritizată, 3 % biotit, 5 % cuarț și 1-2 % granule de magnetit, sînt prinse într-o pastă microcristalină, rareori vitroasă, maronie-gălbuie, care ocupă 50 % din rocă.

Dacitele de Poieni se deosebesc de dacitele de tip Vișag printr-un aspect mai grosier al pastei și prin mărimea neobișnuită a fenocristalelor de cuarț, plagioclaz, biotit și hornblendă, ca și printr-o culoare cenușie-deschisă.

Plagioclazul, reprezentînd 40 % din rocă, este un oligoclaz bazic cu 28-29 % An, în cristale de pînă la 1 cm lungime, cu structuri zonare și macle tip albit, în general argilizat și calcitizat. Marginal, în jurul cristalelor de cuarț, care participă în proporție de 6 % și mai rar în jurul celor de feldspat, apar zone formate din agregate radiare sferulitice, feldspatice. Mineralele femice (4 % biotit și 3 % hornblendă) sînt frecvent transformate într-un agregat de clorit (pennin), sericit și magnetit. Pasta formează 43 % din rocă și este constituită din microlite de cuarț și feldspat, agregate fine de clorit, plajă de limonit și granule de magnetit. Dacitele de Poieni, mai noi, le străbat pe cele de Vișag.

2. Caracterul banatic al erupțiilor

Alături de compoziția mineralogică identică, chimismul și înșiruirea lor pe același aliniament, aproximativ nord-sud, precizează apartenența rocilor eruptive din regiunea Ciucea-Vînători-Măgura Priei la grupul banatic de Vlădeasa și sugerează continuarea spre nord în adîncime a masei eruptive. Analiza chimică completă a unui dacit de tip Vișag din pîrîul Ciungilor (analist C. P o p e s e u), indicînd compoziția procentuală prezentată în tabelul 1, ne-a permis calcularea parametrilor Niggli.

¹⁰ Op. cit. pct. 3.



TABELUL 1

Dacit tip Vișag — pirul Ciungilor

Oxizi	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O -105°	H ₂ O +105°	CO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃
%	62,40	17,23	3,00	2,39	2,4	3,3	3,7	1,85	0,6	0,08	0,92	2,0	0,14	0,11	0,07

Valorile parametrilor Niggli, indicate în tabelul 2, corespund unei magme granodioritice (banatitice), demonstrând astfel consangvinitatea cu banatitele din Vlădeasa.

TABELUL 2

Parametrii Niggli	St	al	fm	c	alk	k	mg	qz
Valoarea	253	39	30	13	18	0,2	2	63

C) Formațiuni sedimentare

Formațiunile sedimentare din regiune sînt de vîrstă triasică, paleogenă, neogenă și cuaternară.

Triasicul. Depozitele triasice formează cîteva petice de dimensiuni reduse, păstrate în compartimentele căzute ale fundamentului cristalin, peste care stau nemijlocit. Astfel, în sud-vestul regiunii am identificat un mic lambou, de conglomerate cuarțitice violacee, pe un interfluviu secundar din versantul drept al Crișului Repede. Alte trei petice de conglomerate și gresii violacee-roșcate, apar în culmea Măgura Priei. Dintre acestea era cunoscut anterior doar peticul vestic.

Paleogenul este reprezentat prin sedimente eocene și oligocene și se dezvoltă în special la est de horștul cristalin al Mezeșului, pe rama vestică a bazinului Transilvaniei.

Depozitele eocene, constituite din conglomerate, gresii, marne, argile și calcare, vin în contact tectonic cu cristalinul pe aliniamentul faliei Mezeșului. Mărgărit et al.¹¹ precizează că în unele sectoare, în dealul Mahilii și la est de vîrfurile Cornii, stratele eocene sînt răsturnate

¹¹ Op. cit. pet. 7.



și stau în poziție anormală peste cele oligocene formate din gresii fine, argile și calcare grezoase. Limita dintre Eocen și Oligocen am trasat-o pe hartă după acești autori.

Neogenul. Depozitele neogene, aparținând bazinului Silvaniei, flanchează la vest horstul Mezeșului. Ele sînt reprezentate prin sedimente de vîrstă tortoniană, sarmațiană și pontiană.

Tortonianul, ale cărui depozite sînt transgresive peste cristalin, constituit din marn nisipoase cu gips, nisipuri și gresii, l-am interceptat în partea de sud a regiunii, în bazinele pîrului Banului și pîrului Grebenului. În probele micropaleontologice colectate din aceste sectoare și analizate de M. Gheorghian a fost determinată o microfauună caracteristică Tortonianului mediu-superior. Depozitele tortoniene suportă aici pietrișuri grosiere pontiene. Pe hărțile anterioare, în acest sector era figurat Sarmațian. În partea vestică a regiunii, în versantul drept al văii Poicului, pe pîrul Dude și pîrul Kincorului, apar depozite asemănătoare din punct de vedere litologic, considerate sarmațiene (P a u c ă, 1964). S-ar putea ca cel puțin o parte din acestea să fie de vîrstă tortoniană.

Pontianul este reprezentat prin pietrișuri grosiere (cu elemente de pînă la 0,5 m), formate din roci eruptive banatitice, cuarțite și conglomerate triasice, șisturi cristaline și cuarț, răspîndite în versantul drept al văii Poicului (P a u c ă, 1964), pe valea Vinători și în culmea de la obîrșia acestei văi, pe pîrul Grebenului și pîrul Banului în zona de scufundare marcată de vechea albă a Pălco-Drăganului.

Cuaternarul. Este reprezentat prin depozite torrențiale (conuri de dejecție), aluviuni, depozite de terasă în botul de deal dintre valea Poicului și valca Crișului Repede și pe alocuri prin alunecări de teren.

III. TECTONICA REGIUNII

Masivul cristalin al munților Mezeș reprezintă un horst cu direcția NNE-SSW, flancat la est de depozitele sedimentare ale bazinului Transilvaniei și la vest de cele ale bazinului Silvaniei. Contactul dintre depozitele sedimentare ale acestor bazine cu horstul format din șisturi cristaline și mici lambouri de depozite triasice este marcat la est de falia Mezeșului, iar în partea de vest a regiunii de falia Paramezeș (P a u c ă, 1964). Către sud-vest continuarea faliei Paramezeș este incertă.

Caracteristica tectonică principală a regiunii o constituie intensă sa compartimentare, ceea ce face foarte dificilă urmărirea direcției generale a structurii. În general se constată o direcție NE-SW, remarcîndu-se un cvasi-paralelism între direcția cristalinului și cea a contactelor tectonice



cu sedimentarul. În partea centrală și de nord ca și în extremitatea sudică a regiunii, în zona contactului cu eruptivul, constatăm o scindare a direcției către WSW-ENE pînă la E-W, datorită unor intense solicitări tectonice. Căderile sînt de asemenea foarte variate, cu valori între 18° și 90° . În cadrul cristalinelui au fost puse în evidență cîteva cute anticlinale și sinclinale largi în partea de sud a regiunii — anticlinalul Crișul Repede-Urzicari, sinclinalul valea Drăganului-valea Poicului, anticlinalul pîriul Banului-Vinători-dealul Vlașinului, anticlinalul valea Gîrbului-pîriul Grebenului etc. — și o structură mai strîns cutată în partea centrală și de nord. Pe flancurile cutelor principale se suprapun adesea cute secundare de mică amploare. Ca elemente microstructurale remarcăm de asemenea prezența microcutelor de alunecare, a șistozității de stratificație și a lineajilor B care indică afundări ale structurilor de 10° — 15° spre NNE.

Tectonica disjunctivă a avut un rol deosebit de important în evoluția geotectonică a regiunii și la statornicirea configurației sale actuale. Se evidențiază două sisteme principale de fracturi, un sistem N-S cu oscilații către NNE-SSW, și un sistem WSW-ENE pînă la E-W, mai nou, care îl decroșează pe primul. Din primul sistem fac parte, fracturile Mezeș și Paramceș (P a u c ă, 1964) precum și alte cîteva fracturi paralele, toate decroșate de sistemul al doilea.

„Linia Mezeșului” este o falie inversă, pe aliniamentul căreia cristalinelul și eruptivul stau în poziție tectonică peste depozitele paleogene ale bazinului Transilvaniei. Unii autori (R ă i l e a n u, R u s u, M o i s e s c u, 1964) consideră că această linie tectonică are pe cea mai mare parte a ei caracterul de încălecare. Deși aceste falii au activat cu deosebită intensitate în Oligocen și Tortonian, majoritatea cercetătorilor sînt de părere că ele sînt mult mai vechi. Al doilea sistem de fracturi, post-oligocen, transversal, decroșează formațiunile datorită unor împingeri de la vest către est care au avut intensitatea maximă la începutul Tortonianului (P a u c ă, 1964; R ă i l e a n u, R u s u, M o i s e s c u, 1964).

Falii mai noi, aparținînd unui al treilea sistem, mai slab reprezentat, orientate NW-SE sau NNW-SSE, decroșează uneori fracturile E-W.

Pe traiectul liniilor de fractură se observă o intensă brocificare și milonitizare a rocilor, majoritatea faliilor fiind marcate de zone de brechie tectonică și argilă de fractură.

Numeroasele compartimente (blocuri) delimitate de aceste sisteme de fracturi au fost obiectul unor repetate mișcări gravitaționale, de ridicare și coborîre, fapt evidențiat de peticele de Triasic, păstrate în compartimentele căzute.



Șisturile cristaline s-au format în timpul a cel puțin două faze de metamorfism. Cutarea și metamorfismul seriei mezometamorfice au avut loc în timpul mișcărilor precambriene. Seria epimetamorfică, dispusă discordant¹² peste diferiți termeni ai seriei mezometamorfice, reprezintă produsul unei noi faze de metamorfism, de intensitate mai scăzută, de asemenea precambriană târzie, eventual caledoniană. Dimitrescu (1959) a observat primul poziția discordantă a filitelor peste micașisturile cu granași la gura văii Pleșului, la sud de regiunea cercetată de noi.

Efectele celei de a doua faze de metamorfism asupra cristalinului mezometamorfic preexistent, care a avut în cutare și metamorfism rolul unui relief tectonic dur, sînt reprezentate printr-o diafloreză intensă a părții sale superioare, prin slabe ondulări, dislocații, laminări, și pe alocuri milonitizări.

IV. FENOMENE DE RETROMORFISM, MILONITIZARE ȘI HIDROTHERMALIZARE

Șisturile cristaline din seria mezometamorfică au fost afectate în cea mai mare parte și în special în partea superioară a seriei, de un intens proces de retromorfism. Acest proces a avut loc în timpul metamorfismului regional al seriei epimetamorfice, cînd termeni ai seriei mezometamorfice au fost reluați în condițiile unui metamorfism mai slab de tip epizonal. Remarcăm astfel, pe porțiuni întinse, roci care la prima vedere au un aspect epizonal, grație prezenței în cantități apreciabile a cloritului și sericitului. În realitate, așa cum arată studiul microscopic al acestor roci, sîntem în prezența unor șisturi mezometamorfice afectate de un intens proces diafctoritic, care a determinat transformarea mineralelor preexistente, în minerale noi, de tipul sericitului și cloritului. Astfel, a avut loc cloritizarea biotitului și amfibolilor, cloritizarea și sericitizarea granatului, sericitizarea feldspaților și muscovitului. În jurul plajelor de clorit formate pe seama mineralelor femice, se constată frecvent acumulări de hidroxizi de fier. Observăm de asemenea prezența constantă a epidotului și zoizitului, alături de clorit și sericit, formate pe seama amfibolilor și feldspaților. Intensitatea diferită a metamorfismului regresiv în diferite porțiuni ale seriei mezometamorfice, a determinat pe unii autori (K r ä u t n e r, 1938) să considere că „la partea superioară rocile mezonale trec gradat la o serie epizonală”. Amploarea proceselor de retromorfism a fost remarcată de altfel de majoritatea cercetătorilor anteriori.

¹² *Op. cit.* pet. 3.



În unele zone, peste transformările diaftoritice descrise, s-au suprapus efectele unor procese de milonitizare și hidrotermalizare. Procesul de milonitizare, extrem de frecvent și intens în regiune, se datorește în cea mai mare parte tectonicii disjunctive, urmărindu-se pe aliniamentul zonelor de fractură. În aceste zone, în special în vecinătatea aparițiilor de roci eruptive este omniprezent efectul unor procese de hidrotermalizare (silicifieri, felôspatizări, piritizări, sericitizări și cloritizări) care fac extrem de dificilă descifrarea caracterului petrografic primar al rocilor.

V. MINERALIZAȚII DE SULFURI ȘI DE OXIZI ȘI HIDROXIZI DE FIER ȘI MANGAN

În cristalinelul mezometamorfic apar numeroase iviri mineralizate de sulfuri, care se înșiruie de cele mai multe ori pe aliniamentul unor linii de fractură, fiind depuse din soluții hidrotermale legate de corpurile și apofizele banatitice din regiune.

Mineralizațiile apar sub formă de impregnații de pirită sau ca impregnații și filonașe fine. Interesante sînt zonele în care rocile impregnate sînt străbătute de filonașe subcentimetrice de sulfuri, în care piritei (80-90 %) i se asociază calcopirita (1-3 %), blenda (1-2 %) și mai rar galena (0-1 %), magnetit (1-5 %) și hematit (1-5 %). Deși conținuturile în Cu, Pb, Zn sînt mici, considerăm ca important faptul că aceste mineralizații se încadrează într-o zonă bine definită.

Ivirile de oxizi și hidroxizi de fier și mangan din regiune sînt cantonate în special în formațiunile sedimentare și rareori în cele cristaline. Mineralizațiile de fier sînt reprezentate pe de o parte printr-o serie de intercalații subțiri de gresii cu ciment limonitic din cadrul depozitelor miocene întîlnite pe pîrîul Dude, valea Vinători și în alte părți, iar pe de altă parte prin frecvențele limonitizări din cadrul seriei mezometamorfice, formînd de obicei pâlăria de fier a impregnațiilor de sulfuri. Conținuturile în Fe_2O_3 ale acestor mineralizații depășesc local 20 %, dar dimensiunile lor sînt reduse.

În Dîmbul Șesului, la est de dealul Cornii, este prezentă o mineralizație de mangan, cantonată într-un nivel grezos al Eocenului. În afloriment gresile sînt impregnate pe cea 2 m cu oxizi și hidroxizi de mangan și fier depuși din soluții. Sub microscop se observă cum granulele de cuarț ale gresiei sînt cimentate de agregate de cristale prismatice sau criptocristaline de piroluzit, hausmanit și limonit. Analizele chimice au arătat un conținut de 24-36 % MnO și 3-6 % Fe_2O_3 . Soluțiile mineralizante reprezintă manifestările postmagmatice ale erupțiilor banatitice adiacente.



VI. CONCLUZII

În lucrare se face primul studiu stratigrafic și petrografic amănunțit al cristalinelui din regiunea Ciucea-Vinători-Măgura Priei.

Șisturile cristaline mezometamorfice, cu o răspindire mai mare și cele epimetamorfice, reprezintă două serii distincte, predominant terigene, cutate și metamorfozate în decursul a două faze de metamorfism. Între seria mezometamorfică și cea epimetamorfică se remarcă o discordanță stratigrafică și de metamorfism. Rocile seriei mezometamorfice au fost metamorfozate în condițiile faciesului amfibolitic, suferind ulterior un metamorfism regresiv, iar cele ale seriei epimetamorfice în condițiile faciesului de șisturi verzi. Direcția generală a structurii este NE-SW până la NNE-SSW, exceptând unele sectoare cu direcție aproape perpendiculară E-W sau WSW-ENE. Numeroasele iviri de dacite și andezite precizează extinderea spre nord a erupțiilor banatifice.

Formațiunile sedimentare sînt reprezentate prin depozite de vîrstă triasică, paleogenă, neogenă și cuaternară.

Formațiunile au fost compartimentate de două sisteme principale de fracturi orientate NNE-SSW și WSW-ENE pînă la E-W, de-a lungul cărora au avut loc mișcări gravitaționale și tangențiale.

BIBLIOGRAFIE

- Beudant F. S. (1822) Voyage minéralogique et géologique pendant l'année 1818. Paris.
- Dimitrescu R. (1939) Notă asupra geologiei regiunii Ciucea. *D.S. Com. Geol.* XLII, București.
- Cîmpeanu Șt., Cîmpeanu Nadia (1968) Geologia și petrografia zonei cristaline cuprinsă între V. Drăganului și V. Iadului. *D.S. Com. Geol.* LIII/3, București.
- Giușcă D. (1950) Le massif éruptif de Vlădeasa. *An. Com. Geol.* XXI/3, București.
- Hauer Fr., Stache G. (1853) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Hoffmann K. (1882) Bericht über die im NW Siebenbürgischen Grenzgebirge und Umgebung im Jahre 1881 ausgeführten geologischen Specialnahmen. *Föld. Kézl.* Budapest.
- Ilieșcu O. (1965) Date preliminare asupra erupțiilor de la est de Cristalinelui Mezeșului. *D.S. Com. Geol.* LI/1, București.
- Krautner Th. (1938) Recherches géologiques et pétrographiques dans les massifs cristallins du nord-ouest de la Transilvanie. *C.R. Inst. Géol. Roum.* XXII, București.
- Paucă M. (1964) Bazinul Neogen al Silvaniei. *An. Com. Geol.* XXXIV, București.
- Răileanu Gr., Rusu A., Moiseșeu V. (1964) Relațiile tectonice ale cristalinelui munților Mezeș-Ticșu cu formațiunile sedimentare ale bazinului Transilvaniei. *Stud. cerc. geol.* IX, 2, București.



- Szadeczky-Kardoss E. (1931) Contribuțiuni la geologia Ardealului de Nord-Vest. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XIV, București.
- Turner F. J. (1961) *Peresmolr metamorficeskih faši. Fizicohimiceskie zadaci po obrazovanii porod i rud. I, Izd. A.N. SSSR, Moskva.*

GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DES MONTS MEZEȘ (RÉGION DE CIUCEA-VÎNĂTORI-MĂGURA PRIEI)

(Résumé)

La région investiguée est située à la partie septentrionale des Monts Apuseni, au N du Crișul Repede. Elle représente la partie méridionale du horst des Monts Mezeș, constitué de schistes cristallins et, en moindre mesure, de dépôts triasiques et de roches éruptives banatitiques. Il est flanqué à l'E et l'W par les formations sédimentaires paléogènes et néogènes des bassins de Transylvanie et de Sylvanie. Les schistes cristallins appartiennent à deux séries distinctes, une série mésométamorphique et une série épimétamorphique, séparées à partir d'une évidente discontinuité stratigraphique et de métamorphisme.

La série mésométamorphique contient les formations les plus anciennes et les plus répandues de la région.

Ces formations sont représentées par des schistes cristallins à un degré élevé de métamorphisme et métamorphosées dans les conditions du faciès des amphibolites à almandin.

La constitution pétrographique, en tant que reflet de la composition des sédiments initiaux, la position stratigraphique et le degré de métamorphisme des schistes composants ont conduit à la séparation dans le cadre de cette série de deux complexes.

Le complexe inférieur des micaschistes à grenats ± staurotide est développé dans l'axe même des structures anticlinales de la partie inférieure de la série. Il est représenté par un paquet de micaschistes à muscovite, biotite et grenats ± staurotide, à minces intercalations de micaschistes quartzitiques muscovito-biotitiques ± chlorite, amphibolites et schistes amphiboliques ± grenats et de manière subordonnée par des paragneiss ou des quartzites.

Les schistes cristallins constituants proviennent de la métamorphisation dans les conditions du faciès des amphibolites à almandin, sous-faciès staurotide-almandin, de certains sédiments de nature terrigène, argilo-gréseuse à minces intercalations marneuses.

Le complexe supérieur des roches quartzitiques et quartzito-feldspathiques est caractérisé par une alternance interrompue de micaschistes quartzitiques muscovito-biotitiques ± chlorite, de quartzites micacés, de paragneiss à muscovite et biotite ± chlorite et de gneiss leucocrates fins, auxquels s'associent des schistes amphiboliques et des amphibolites, parfois orthoamphibolites et des micaschistes à muscovite, biotite et grenats.

Ces roches ont été engendrées par la métamorphisation dans les conditions du faciès des amphibolites à almandin, sous-faciès staurotide-almandin, et du faciès des schistes verts, sous-faciès quartz-épidote-almandin, d'une pile constituée par une alternance rythmique à caractère de flysch constituée de grès quartzeux, de grès arkosiens et de schistes argileux, à intercalations de marnes, laves ou lufs acides et de filons basiques.



La série épimétamorphique apparaît dans la partie méridionale de la région, entre le Crișul Repede et la vallée du Poicu, et dans l'extrémité septentrionale, dans la cime Măguro Frici, reposant en discordance sur la série mésométamorphique.

Vu la nature du matériel initial, la position géométrique et les caractères pétrographiques des roches on a séparé dans cette série deux complexes : un complexe inférieur de schistes quartzitiques et de schistes chlorito-sériciteux terrigènes et un complexe supérieur de schistes verts tuffogènes.

Le complexe inférieur est constitué de quartzites et de schistes séricito-chloriteux et chlorito-sériciteux \pm quartzitiques à intercalations de schistes quartzito-sériciteux, engendrés par la métamorphisation dans les conditions du faciès des schistes verts, sous-faciès quartz-albite-muscovite-chlorite.

Le complexe supérieur des schistes verts tuffogènes est composé d'un niveau de schistes verts chlorito-amphiboliques et chlorito-épidotiques à albite, de nature tuffogène et tuffitogène à rares intercalations de schistes chlorito-sériciteux terrigènes, surmonté d'un niveau de schistes chlorito-muscovitiques à porphyroblastes d'albite, formés aux dépens de certains sédiments tuffitogènes ou terrigènes à composition arkosienne. On remarque souvent des transitions entre ces roches, caractéristiques au faciès des schistes verts, sous-faciès quartz-albite-muscovite-chlorite et sous-faciès quartz-albite-biotite (Turner, 1961).

Les schistes cristallins se sont formés pendant au moins deux phases de métamorphisme. Le plissement et le métamorphisme de la série mésométamorphique ont eu lieu durant les mouvements précambriens.

La série épimétamorphique, disposée en discordance sur différents termes de la série épimétamorphique, représente le produit d'une nouvelle phase de métamorphisme, d'intensité plus réduite, précambrienne tardive ou calédonienne. Les effets de la seconde phase de métamorphisme sur le cristallin mésométamorphique préexistant, qui au cours du plissement et du métamorphisme a joué le rôle d'un relief tectonique rigide, sont représentés par le diaphtorèse intense de la partie supérieure du cristallin, par de faibles ondulations, dislocations, laminations et par endroits par des mylonitisations.

Le processus de rétro-morphose qui a affecté les schistes cristallins mésométamorphiques se révèle par la chloritisation de la biotite et des amphiboles, par la chloritisation et la séricitisation du grenat, par la séricitisation des feldspaths et de la muscovite. On remarque aussi la présence de certaines accumulations des hydroxydes de fer aux environs des plages de chlorite formées aux dépens des minéraux fémiques autant que de l'épidote et le zoizite à côté de la chlorite et de la séricite formés aux dépens des amphiboles et des feldspaths.

Les roches éruptives de la région constituent d'une part la terminaison septentrionale de l'éruptif banatitique du massif Vlădeasa, formé par des dacites de Vișag et de Poieni et d'autre part une série de petits corps et d'apophysés de dacites et d'andésites qui traversent les schistes cristallins du Mezeș. Par leur composition minéralogique et chimique elles reviennent toujours au groupe des éruptions banatitiques. Les valeurs des paramètres Niggli calculées correspondent à un magma granodioritique (banatitique). On remarque ainsi l'extension vers le N de l'aire de diffusion des banatites, fait qui suggère le prolongement en profondeur de la masse éruptive de Vlădeasa.

Les formations sédimentaires sont représentées par des dépôts triasiques, qui forment de petits lambeaux conservés dans les compartiments affaiblis du soubassement cristallin, des dépôts paléogènes développés principalement à l'E du horst cristallin, sur le bord occidental du bassin de Transylvanie, des dépôts néogènes appartenant au bassin de Sylvania qui flanquent à l'W le horst du Mezeș et des dépôts quaternaires (terrasses, alluvions, cônes de déjection).



Le principal trait caractéristique de la région est sa compartimentation intense qui détermine une série de déviation de la direction générale NE-SW de la structure du cristallin. Ont été mis en évidence quelques larges plis anticlinaux et synclinaux dans la partie méridionale de la région et une structure plissotée dans la partie centrale et septentrionale.

Comme éléments microstructuraux on remarque la présence des microplis de glissement, de la schistosité de stratification et des linéations B qui indiquent les affaissements de la structure de 10°-15° vers NNE. Les formations ont été compartimentées par deux principaux systèmes de fractures le long desquels ont eu lieu des mouvements gravitationnels et tangentiels, un système NNE-SSW et un système plus récent, transversal WSW-jusqu'à EW. Le premier système est constitué par les failles majeures qui flanquent le horst cristallin, la rupture „Paramceş” à l'W et la „ligne du Mezeş” à l'E. La „ligne de Mezeş” est une faille inverse, le long de laquelle le cristallin et l'éruptif reposent sur des dépôts paléogènes du bassin de la Transylvanie.

Le long des lignes de fracture les roches ont été largement bréchifiées et mylonitisées fait qui a facilité, surtout au voisinage des affleurements des roches éruptives, l'apparition d'intenses phénomènes hydrothermaux (transformations en : silice, feldspath, séricite, chlorite et pyrite). Aussi le déchiffrement du caractère primaire pétrographique des formations est-il extrêmement difficile à faire.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région de Ciucea-Vinători-Măgura Prici (Monts Mezeş)

Formations sédimentaires : 1 a, éboulis, 1 b, alluvions, 1 c, cône de déjection ; 2, terrasses ; 3, graviers ; 4, grès, sables, marnes ; 5, grès, marnes, sables, gypses ; 6, grès, argiles, calcaires gréseux ; 7, microconglomérats, grès, argiles, marnes, calcaires ; 8, conglomérats et grès quartzitiques violacé-rougâtre. Formations éruptives ; 9, dacites (1 — type de Vişag, 2 — type de Poieni), 10, andésites. Formations cristallines : Série épimétamorphique : 11, complexe supérieur (des schistes verts tuffogènes) ; 12, complexe inférieur (des schistes quartzitiques et schistes chlorito-sériciteux terrigènes). Série mésométamorphique : 13, complexe supérieur (a, roches quartzitiques et quartzo-feldspatiques ; b, micaschistes à grenats) ; 14, complexe inférieur (des micaschistes à grenats + staurotide). Séparations pétrographiques : 15, schistes chlorito-muscovitiques à porphyroblastes d'albite ; 16, schistes chlorito-amphiboliques et chlorito-épidotiques verts ; 17, schistes chlorito-sériciteux et schistes séricito-chloriteux (\pm quartzitiques) ; 18, schistes quartzitiques sériciteux ; 19, quartzites ; 20, calcaires dolomitiques cristallins ; 21, quartzites micaés ; 22, schistes quartzitiques muscovito-chloriteux \pm biotite \pm amphiboles ; 23, gneiss leucocrates fins ; 24, paragneiss à muscovite et biotite \pm grenats \pm chlorite ; 25, micaschistes quartzitiques muscovito-biotitiques \pm chlorite ; 26, micaschistes muscovito-biotitiques à grenats \pm staurotide ; 27, orthoamphibolites ; 28, amphibolites, schistes amphiboliques \pm grenats ; 29, axe d'anticlinal ; 30, axe de synclinal ; 31, foliation et linéation ; 32, faille ; 33, faille inverse ; 34, zone de brèches ; 35, ligne de coupe ; 36, Py, Fe — minéralisations à sulfures (Py) ou oxydes de fer (Fc).



HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII CIUCEA VÎNĂTORI-MĂGURA PRIEI (MUNȚII MEZEȘ)

VOREL IGNAT. Geologia și petrografia părții de sud a Munților Mezeș (regiunea Ciucea - Vinători - Măgura Priei)

LEGENDA

FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

CUATERNAR

1

2

NEOGEN

SARMATIAN

3

4

TORTONIEN

5

NEOGEN

6

PALEOGEN

7

8

TRIAS INF.-MEDIU

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

LITOLOGIA RĂCILOR METAMORFICE

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

FORMAȚIUNI ERUPTIVE

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

101

102

103

104

105

106

107

108

109

110

111

112

113

114

115

116

117

118

119

120

121

122

123

124

125

126

127

128

129

130

131

132

133

134

135

136

137

138

139

140

141

142

143

144

145

146

147

148

149

150

151

152

153

154

155

156

157

158

159

160

161

162

163

164

165

166

167

168

169

170

171

172

173

174

175

176

177

178

179

180

181

182

183

184

185

186

187

188

189

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

PEGMATITELE DIN MUNȚII PRELUCA¹

DE

IOAN KALMĂR ²

Abstract

Pegmatites from the Preluca Mountains. The pegmatites from the Preluca Mts are encountered as veins apparently conformably intercalated within the crystalline schists, in the amphibolic facies, but they occasionally intersect the foliation and react with them. The examination of mineralogical and chemical composition permits to establish the formation in three stages, by the action of some solutions rich in silica, alkalis and alumina upon the host rocks. The chemical and mineralogical composition is influenced by the nature of the host rock, but on the whole, it is determined by thermodynamical conditions. Pegmatites and aplites have formed by the end of the Prebaikalian orogenesis in connection with the late-kynematic synorogenic magmatism.

Masivul cristalin al Prelucai — cel mai întins dintre munții insulari ce leagă Rodna de Munții Apuseni — a devenit cunoscut în literatura geologică în special datorită zăcămintului de mangan și a pegmatitelor muscovitifere de la Răzoare. Bunăoară, prima mențiune asupra pegmatitelor aparține lui Primics (1887) și Hofmann (1888). După o scurtă descriere făcută de Szádeczky (1927), urmează, în ordine cronologică, lucrarea lui Kräutner (1937), Stăneiu (1956) și Dimitrescu (1963). Toți autorii menționați amintesc prezența unor filoane sau lentile de pegmatite fără a intra în detaliu.

Pegmatitele au constituit obiectul unor exploatări miniere (pentru muscovit) încă din secolul trecut (Kádár, 1898). După 1950, odată cu intensificarea activității miniere, numeroși cercetători își îndreaptă aten-

¹ Comunicare în ședința din 17 martie 1972.

² Institutul de Studii și Proiectări Îmbunătățiri Funciare București. Șos. Olteniței nr. 35-37, București.



ția asupra acestor roci. Cităm lucrările (nepublicate) ale lui Chiu³, Sălăgeanu⁴, Prisăcaru⁵, Gherasi⁶, Șerban⁷ și în special rapoartele întocmite de Marinescu și Marinescu⁸. După sistarea lucrărilor pentru muscovit, se reiau cercetările de Rișa, Popescu⁹ și Kalmár¹⁰, lucrări ce se continuă și în prezent, în cadrul I.P.E.G.—Cluj.

1. Geologia regiunii. Insula cristalină a Prelucii, așa cum reiese din lucrările noastre (Kalmár, 1972 a) este constituit din trei serii cristaline: seria de Răzoare, seria de Preluca și seria de Someș.

Seria de Răzoare formează simburile unui anticlinoriu central și al unui mare număr de anticlinale în partea centrală a masivului cristalin. Este constituit din paragneise cu sillimanit și dolomite cristaline tremolitice. Gradul avansat de metamorfism, prezența unui sistem multiplu de cutare, discordanța importantă prin care se delimitează de seria

³ T. Chiu. Raport asupra lucrărilor de prospecțiune pentru muscovită în regiunea Răzoare. 1951. Arh. I.M.C. Cluj.

⁴ V. Sălăgeanu. Raport geologic preliminar asupra teritoriului Răzoare. 1952. Arh. I.M.C. Cluj.

V. Sălăgeanu, Zăcămintele de pegmatite muscovitice din teritoriul comunei Răzoare. 1952. Arh. Com. Geol. București.

⁵ V. Prisăcaru. Cercetarea zăcămintelor de mică din regiunea Copalnic și Răzoare. 1952. Arh. Com. Geol. București.

⁶ N. Gherasi. Raport geologic asupra pegmatitelor cu mică de la Răzoare, reg. Baia Mare. 1953. Arh. Com. Geol. București.

⁷ A. Șerban. Petrografia Insulei Cristaline a Munților Preluca cu privire la bogățiile miniere. 1954. Proiect de diplomă. Inst. Minc. București.

⁸ C. Marinescu, Elena Marinescu. Raportul lucrărilor geologice — Răzoare. 1955. Arh. T.P.E.D.M. București.

C. Marinescu, Elena Marinescu. Raport asupra rezultatelor lucrărilor de prospecțiuni și explorare preliminară executate în anul 1955, la sectorul Răzoare. 1956. Arh. T.P.E.D.M.N. București.

C. Marinescu, Elena Marinescu. Raport asupra lucrărilor de prospecțiune și explorare preliminară executate în 1955-1956 la sectorul Răzoare-Copalnic, reg. Baia Mare. 1957. Arh. T.P.E.D.M.N. București.

⁹ E. Rișa, Viorica Popescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru mică în regiunea Răzoare-Tg. Lăpuș. 1965. Arh. Com. Geol. București.

¹⁰ I. Kalmár. Prospecțiuni geologice pentru minerale utile nemetalifere — mică — în Munții Preluca-Lăpuș. 1966. Arh. Com. Stat. Geol. București.

I. Kalmár. Prospecțiuni geologice pentru muscovit, cuarț și feldspat în munții Preluca (Maramureș). 1967. Arh. Com. Stat. Geol. București.

I. Kalmár. Prospecțiuni geologice pentru minerale nemetalifere și roci utile în munții Preluca-Lăpuș (jud. Maramureș). 1968. Arh. Com. Stat. Geol. București.



superjacentă ne face să presupunem că seria de Răzoare face parte dintr-un nucleu vechi regenerat în timpul metamorfismului progresiv al seriei de Preluca.

Seria de Preluca se regăsește în partea de sud-est și în întreaga jumătate vestică a masivului. Este constituit dintr-un nivel bazal metaconglomeratic urmat de șisturi cuarțitice-micacee cu aspect flișoid. În partea mijlocie a seriei se intercalează un complex de roci amfibolitice considerate de noi ca fiind legate de o fază magmatică bazică inițială. Metamorfismul seriei de Preluca a avut loc în faciesul amfibolitic; de la est spre vest se poate urmări o succesiune de subfaciesuri caracterizate prin prezența unor minerale index ca: sillimanitul, distenul, almandinul și staurilitul, ajungându-se, în colțul de SW la apariția epidotului și a cloritului, în cadrul unei zone retrornorfe. Pe considerente microfioristice, vîrsta seriei de Preluca a fost fixată drept ante-proterozoică—superioară,

Seria de Someș apare în colțul de SW al masivului Preluca, în apropiere de localitatea Buteasa, în condiții morfologice și structurale deosebit de dificile astfel, în oft raporturile cu seria de Preluca nu au putut fi elucidate; poate fi vorba fie de o poziție normală (transgresiune) fie de o superpoziție tectonică. Seria de Someș este reprezentată prin șisturi cuarțitice, cuarțite negre, micașisturi cu granați idioblastici și biotit neosomatic, gnaise albe și subordonat, amfibolite și calcare cristaline, așa cum apar în munții Țicăului¹¹, în Bic¹² și în partea septentrională a Munților Apuseni.

Formațiunile metamorfice sînt acoperite de depozite sedimentare cretacee, paleogene, neogene și cuaternare. Fracturile post-tortoniene fragmentează masivul cristalin într-un mare număr de blocuri de diverse mărimi.

2. Pegmatitele. În cele ce urmează vom urmări răspîndirea pegmatitelor, modul de zăcămint, relațiile cu rocile înconjurătoare, alcătuirea lor mineralogică și chimică pentru a explica în final, geneza lor.

a) *Răspîndirea pegmatitelor în cuprinsul masivului cristalin.* Filoanele și lentilele de pegmatite se localizează în tot cuprinsul masivului Preluca (și „insulele” din nord-est-Inău, Borcut etc.) de preferință în zonele de

¹¹ I. Kalmár, Doina Ionescu. Prospeccțiuni geologice pentru pegmatite în Munții Lăpușului și Munții Țicăului. 1969. Arh. Com. Stat. Geol. București.

¹² R. Dimitrescu, G. H. Popa. Raport asupra prospeccțiunilor geologice în sectorul V. Perilor—V. Bolghităului (masivul Bicului). 1960. Arh. Com. Geol. București.



boltă a anticlinalelor sau pe flancurile parțial efilate ale unor cute izoclinale, în cadrul seriei de Râzoare și de Preluca. În cuprinsul seriei de Someș, nu am întâlnit filoane de pegmatite.

Am figurat ivirile de pegmatite din masivul Preluca identificate de noi (pl. III); lista lor completă se găsește în rapoarte. Se observă o concentrare a filoanelor de pegmatite în câteva sectoare: Râzoare (în special pegmatite bogate în muscovit) dealul Paltinului (aplite și pegmatite feldspatice), Copalnic (pegmatite muscovitifere și feldspatice), Codru-Butesii-Între Râuri (pegmatite feldspatice) și Remedioara-Berbeczoia (pegmatite muscovitifere). În afara acestor sectoare se întâlnesc numeroase filoane sau lentile izolate.

b) *Modul de zăcămint și relațiile cu rocile înconjurătoare.* Pegmatitele formează corpuri lenticulare sau tabulare de cele mai variate dimensiuni, de la câțiva cm la 8-10 m grosime (filonul Ciungi); pe direcție se dezvoltă de la câțiva m la 500 m (dealul Paltinului). Corpurile se grupează fie în „releu” fie unul în prelungirea celuilalt. Întâlnim de asemenea zone pegmatitice, fără limită precisă, în paragnaise (dealul Dumbrava-Râzoare) și în șisturi cuarțitice (dealul Copalnicului). Adesea continuitatea corpurilor de pegmatite este întreruptă de falii și decroșări cu sărituri de câțiva m, transversale sau oblice față de direcția lor.

La prima vedere, pegmatitele se intercalează concordant în rocile care le cantonează. Examinând însă cu atenție contactul, vom întâlni numeroase situații (la scară decimetrică sau centimetrică, fig. 1) când

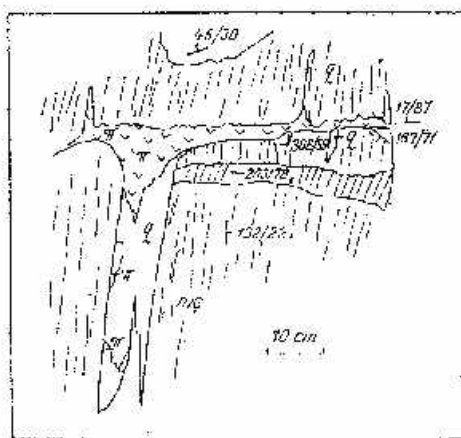


Fig. 1. Pegmatitul (π) pătrunde în fisurile șisturilor cuarțitice micacee (m_5) și înlocuiește budinele de cuarț alb (q) în lungul unor fisuri de tensiune (17/87) pe foliația de șistozitate (133/22) și pe fisuri „bc” (306/59) ulterior formării fisurilor de forfecare (203/78 și 46/30). Valea Afinișului, dealul Corbului.

Pegmatite (π) insinué dans les fissures des schistes quartzitiques micacés (m_5). Elle substitue les boudins de quartz blanc (q) le long de certaines fissures de tension (17/87) de la foliation de schistosité (133/22) et le long des fissures „bc” (306/59) après la formation des fissures de cisaillement (203/78 et 46/30). Vallée d’Afinișul, colline Corbu.

pegmatitul străbate suprafețele de foliație, budinele de cuarț, pachetele de mica. În cadrul carbonatelor cristaline, unde foliația este pusă în evidență de rarele foite de muscovit pe care acestea le conțin, poziția discordantă a pegmatitelor este deosebit de clară (fig. 2).



Filoane de pegmatite, insinuate la contactul dintre diverse roci cu competență sau cu comportament tectonic diferit se întâlnesc frecvent (pl. I, fig. 1), în special în zona outelor ejective cu simburile de calcare și dolomite cristaline (K a l m a r, 1972 b). Vinișoarele de 1-2 mm de aplice

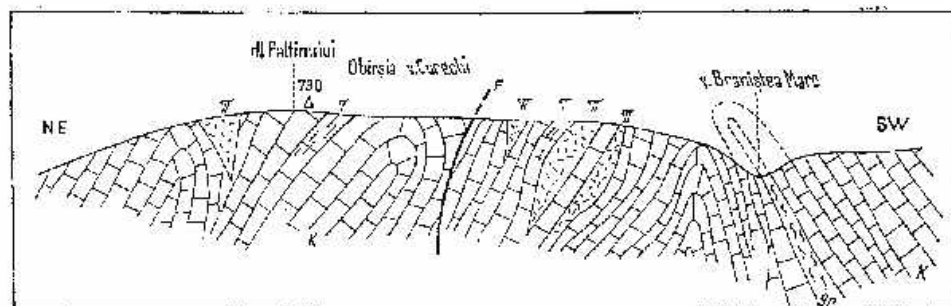


Fig. 2. — Pegmatite : lentile cu poziție concordantă și discordantă pe dealul Paltinului, Preluca Veche.

K, calcare și dolomite cristaline; T, zone cu tremolit; P, pegmatite; F, falte; gn, gneis.

Pegmatites : lentilles concordantes et discordantes dans la colline Paltinu, Preluca Veche.

K, calcars et dolomies cristallines; T, zone a trésmolite; P, pegmatites; F, failles; gn, gneiss.

plagioclazice pătrund în rocile din culcuș și coperiș și taie suprafața de șistozitate în lungul unor fisuri simboase.

Pegmatitele nu numai că străbat rocile-gazdă dar intră în reacție cu acestea. Se observă aureole de contact și asimilări puse în evidență prin analize microscopice și chimice. Iată câteva exemple.

În sectorul Răzoare, în cazul filonelor mari (Ciungi, 7 Noiembrie) la limita cu paragneisele, adesea întâlnim o zonă considerabil îmbogățită în turmalină, adevărate turmalinite, în constituția căreia intră pe lângă turmalină, granați (almandin) apatit și biotit. Urmază o zonă de 2-3 m, cu porfiroblaste de biotit brun-închis, bogat în sagenit. La 1-8 m distanță de la limita cu pegmatitul, apar porfiroblaste de muscovit de \varnothing 0,5-1 cm, din ce în ce mai rare. În această zonă se observă o intensă resorbție a distenului, care trece în muscovit. Sînt frecvente zonele feldspatizate.

În partea vestică a insulei cristaline și în împrejurimile Inăului, șisturile cuarțitice, în apropierea filonelor de pegmatit se îmbogățesc în biotit (pe 10-30 cm) și apoi, în foite de muscovit care adesea se dispun transversal pe foliația de șistozitate.

Pe valea Corbului (Răzoare), la limita dintre calcarele dolomitice cristaline și paragneise se localizează un filon de pegmatit (fig. 3). La contact, calcarele dolomitice suferă o îmbogățire în biotit care (sub acțiunea unor soluții hidrotermale ulterioare ?) au trecut în pennin. Același proces a dus la formarea cloritului și vermiculitului pe seama unei aureole biotitice în culcușul și coperișul filonului de bentonit de la valea Osoiului (Răzoare).

În sfîrșit, filonatele din dealul Paltinului (Preluca Veche) sau contact cu dolomitele prin intermediul unor zone actinolitice (pl. I, fig. 2) străbătute adesea de filonașe de azbest acti-



nolitic. În exteriorul zonei actinolitice, dolomitul se îmbogățește în foaje de biotit, în bună parte cloritizat.

Asimilația rocilor-gazdă se pune în evidență printr-o ușoară îmbogățire a pegmatitelor din această zonă în calciu care se fixează în molecula anortitică.

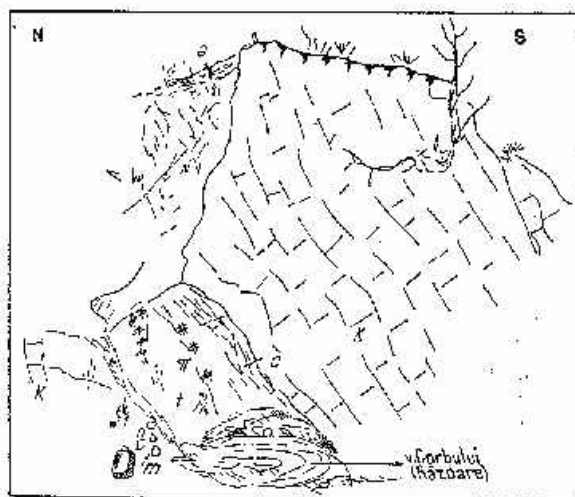


Fig. 3. — Contactul de pe valca Corbului (Răzoare).

K, calcare și dolomite cristaline; c, zonă cloritică; n, pegmatit; m, muscovit; z, zonă argilizată; t, turmalină; a, argilă roșie paleogenă.

Zone de contact dans la vallée du Corbu (Răzoare).

K, calcare et dolomies cristallines; c, zone chloritique; n, pegmatite; m, muscovite; z, zone argilisee; t, tourmaline; a, argile rouge paleogene.

În rezumat, reacția care se produce la contact are un caracter zonal; la început, are loc o îmbogățire în elemente fero-magneziene (turmalină, granați, biotit, rutil-sagenit, actinolit) și apoi, în mice (aport de alcalii). Transformările suferite de șisturile cristaline au caracter retrororf: de la faciesul amfibolitic, subfaciesul disten și almandin-staurolit se ajunge la limita superioară a faciesului amfibolitic, acolo unde își face apariția actinolitul. Comparând asociațiile de minerale din zona de contact și din roca-gazdă neafectată, rezultă condiții diferite de formare (mai scăzute cu cea 300°C respectiv 3 kilobari pentru pegmatite).

c) *Petrografia și mineralogia pegmatitelor.* Pegmatitele sînt roci cu structură fanero-cristalină (cu cristale ce pot ajunge pînă la 30 cm lungime). Trecerea spre aplite se face prin micșorarea dimensiunilor granulelor, trecîndu-se prin varietățile micropegmatitice. Textura poate fi masivă, zonală, breccioidă, rubanată sau șistoasă. Zonarea este dată de dispunerea preferențială a unor minerale la o anumită distanță de centrul filonului (Cameron, 1949). În general, partea centrală a filoanelor este constituită din feldspat concreșcut grafic cu cuarțul sau din cuarț alb-vințiu cu lentile de feldspat larg cristalizat. Urmează o primă zonă bogată în turmalină care poate lipsi în cazul filoanelor mai mici. Muscovitul se dis-



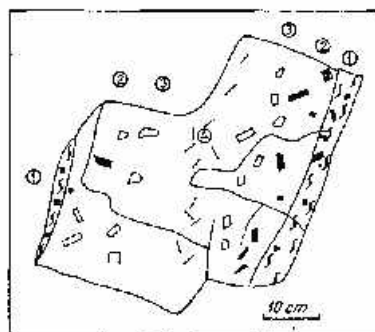
pune în apropierea culcușului și a coperișului, în zone mai bogate cu cuarț. Urmează fie o zonă bogată în feldspat, fie zona de contact cu roca înconjurătoare. Zonarea poate fi incompletă, asimetrică sau poate lipsi complet (fig. 4).

Fig. 4. — Bloc zonat de pegmatit. Valea Zăpodiei, Răzoare.

1, paragneis cu caburi de turmalină; 2, zonă bogată în turmalină; 3, zonă bogată în muscovit; 4, zonă de pegmatit cu structură grafică.

Bloc zonă de pegmatite. Valea Zăpodiei, Răzoare.

1, paragneis având nișe de turmalină; 2, zonă abundanț cu turmalină; 3, zonă abundanț cu muscovit; 4, zonă de pegmatite și structură grafică.



În unele cazuri, apare o textură breicioidă foarte evidentă. Cristale larg dezvoltate de cuarț, feldspat, muscovit și turmalină sînt străbătute de numeroase vinișoare cu umplură aplitică (fig. 5). Textura rubanată este dată de alternanța laminelor de cuarț cenușiu și de aplit; șistozitatea este proprie pegmatitelor gnaissice în care feldspatii și cuarțul împreună

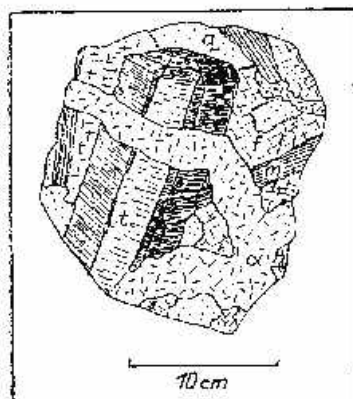


Fig. 5. — Bloc de pegmatit, rîul Căvnic, Copalnic-Mănăstur. Aplitul (α) traversează fenocristale de turmalină (t), de feldspat (f), tabule de muscovit (m) și granule de cuarț (q).

Bloc de pegmatite, rîuscău Căvnic, Copalnic-Mănăstur. Aplite (α) traversant des phénocristaux de tourmaline (t), de feldspath (f), des tabules de muscovite (m) et des grains de quartz (q).

cu o parte din foițele de muscovit formează lentile alungite, separate prin pături sau pelicule de muscovit și în parte, de biotit parțial sau total transformat în pennin sau muscovit și minerale opace (pl. I, fig. 3).

Mineralele constituente ale pegmatitelor sînt: cuarțul, feldspatii potasici, plagioclazii, muscovitul, turmalină, granații, biotitul și apatitul.

Amintim de asemenea prezența mineralelor secundare ca : cloritul, sulfurile, mineralele argiloase, calcedonia, carbonații și limonitul.

Cuarțul. În secțiunile subțiri am întâlnit trei varietăți de cuarț :

Granule alungite, mărunte (0,02-0,15 mm) cu marginile îndințate (pl. II, fig. 2), cu extincție ondulatorie variind între 36° - 44° în cazul pegmatitelor localizate în paragneise (seria de Răzoare) și 24° - 38° în cazul pegmatitelor localizate în șisturile cuarțitice (seria de Preluca);

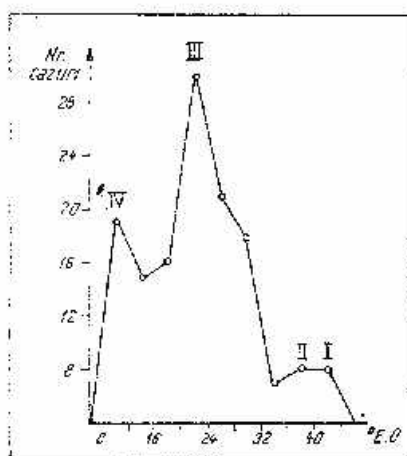


Fig. 6. — Polygonul de frecvență pentru extincția ondulatorie a cuarțului din pegmatite.

I și II, cuarț detritogen din sisturi cristaline; III, cuarț metamorfogen din sisturi cuarțitice; I, II, III, paleosoma; IV, cuarțul neosomatic.

Polygon de fréquence pour l'extinction ondulée du quartz des pegmatites.

I et II, quartz détritogène des schistes cristallins; III, quartz métamorphogène des schistes quartzitiques; I, II, III, paléosome; IV, quartz néosomatique.

Granule de dimensiuni mai mari, uneori până la \varnothing 2 cm, cu contur poligonat, cu extincție ondulatorie de 19° - 22° ;

Granule foarte mărunte (sub 0,03 mm) cu contur poligonat, fără extincție ondulatorie sau cu extincție ondulatorie slabă (3° - 4°) care formează umplutura unor filonase evident ulterioare, de natură hidrotermală.

O bună parte din granulele de cuarț alungite sau scheletiforme din varietățile grafice prezintă extincție ondulatorie foarte pronunțată (33° - 40°). Curba de frecvență a unghiurilor de extincție ondulatorie este dată în figura 6. Cele patru maxime corespund celor trei varietăți de cuarț; anticipând concluziile, putem presupune că ultimele două reprezintă granule de cuarț de natură detritogenă deformate în cursul mai multor faze orogene; în pegmatite, ele fac parte din „paleosoma” - resturi „nedigerate” din roca-găzda. Cea de-a treia varietate de cuarț a cristalizat, sub presiune din fluidul pegmatitic; în sfârșit, cea de-a patra este de natură hidrotermală (pl. I, fig. 5).



Feldspații potasici sînt reprezentați în majoritatea cazurilor prin microclin adesea cu macelația polisintetică caracteristică. Măsurătorile constantelor optice: extincția față de liniile de clivaj în secțiunea după (001) și unghiul axelor optice indică un conținut ridicat de sodiu

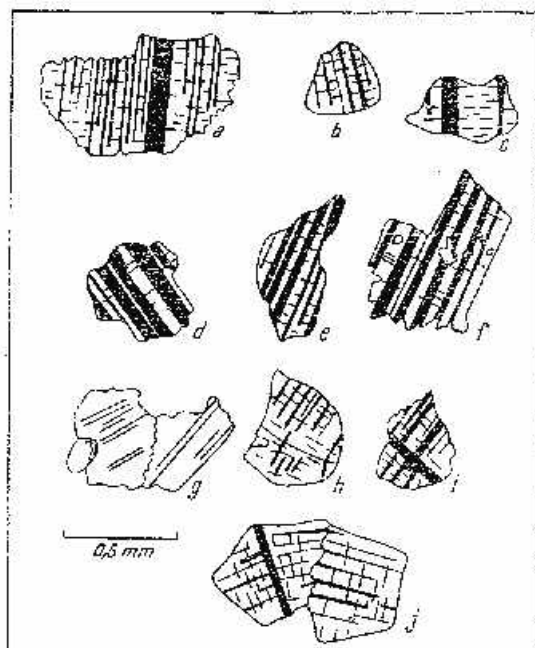


Fig. 7. — Granule de feldspat plagioclaz macelat.

1, albît cu 4% An, valea Mîerîi-între Rîuri; 2, oligoclaz, Valea Pleșii, Copalno; 3, 4, 5, oligoclaz cu 20, 27 și 28% An, dealul Paltînului, Preluca Veche; 6, oligoclaz cu 25% An, Gal. II Groape; 7, albît-oligoclaz cu 12% An, dealul Copalnicului; 8, Oligoclaz cu 20% An, valea Ojii, între Rîuri; 9, oligoclaz cu 22% An, Secătura, Scheibe; 10, Albît cu 7% An, la Petrești, Brebeni. 1, 2, 3, 4, 5, 6, macle albîtuț; 7, 8, macle albît + periclin; 9, macle albît + periclin; 10, macle albît + periclin + Baveno.

Grains de feldspat plagioclase macle.

1, albite avec 4% An, vallée Mîerîi-între Rîuri; 2, oligoclase, Valea Pleșii, Copalno; 3, 4, 5, oligoclase avec 20, 27 et 28% An, colline Paltînu. Preluca Veche; 6, oligoclase avec 25% An, Gal. II Groape; 7, albite-oligoclase avec 12% An, colline Copalnic; 8, oligoclase avec 20% An, Valea Ojii, între Rîuri; 9, oligoclase avec 22% An, Secătura, Scheibe; 10, albite avec 7% An, La Petrești, Brebeni. 1, 2, 3, 4, 5, 6, macle de l'albite; 7, 8, macle de l'albite + pericline; 9, macle de l'albite + pericline; 10, macle de l'albite + pericline + Baveno.

(între 22-40% Ab). În cîteva secțiuni am observat chiar separații microperitice (valea Pietrilor, Brebeni). Ortoza apare sporadic, în asociație cu cuarțul filonian sau ca lentile milimetrice (pl. II, fig. 1).

Feldspații plagioclazi au constituit obiectul unui studiu mai amănunțit; conținutul de anortit a fost determinat prin măsurători la măsura universală și prin metoda extincțiilor simetrice, utilizîndu-se diagramele cuprinse în manualul lui Tröger. În figura 7 re-

producem câteva granule de plagioclaz maclate după legea albit, albit+periclin, albit+Karlsbad+Baveno.

În pegmatitele fanerocristaline, o bună parte din feldspat este reprezentat printr-un albit-oligoclaz fin măclat cu 5-10% An (pl. II, fig. 2)

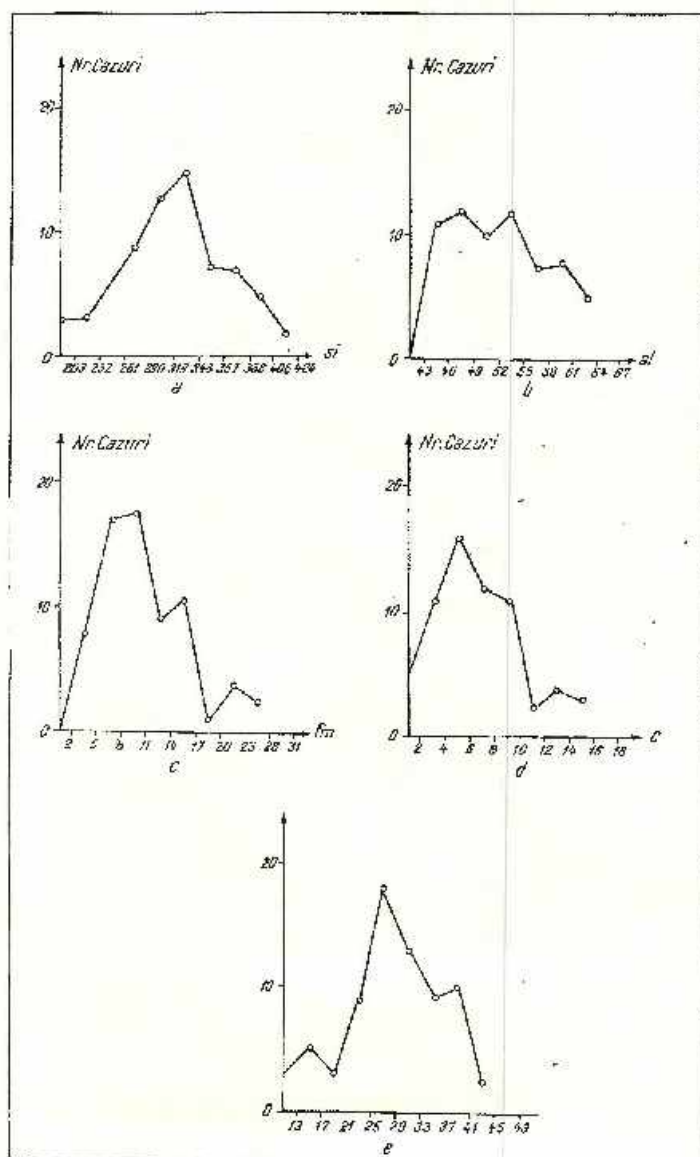


Fig. 8. — Poligoane de frecvență. Parametrii Niggli pentru pegmatitele din Preluca.
Polygons de fréquence. Paramètres Niggli pour les pegmatites de Preluca.

larg cristalizat (pînă la \varnothing 4 cm) uneori cu separații antipertifice de microclin.

Asociat cu varietățile de cuarț cu contur zimțat, cu extincție ondulatorie pronunțată apar granule de oligoclaz de dimensiuni \varnothing 0,08-0,2 mm, tulburări; conținutul de anortit (26-28%) este identic cu conținutul de anortit în plagioclazul rocii-gază (pl. II, fig. 3).

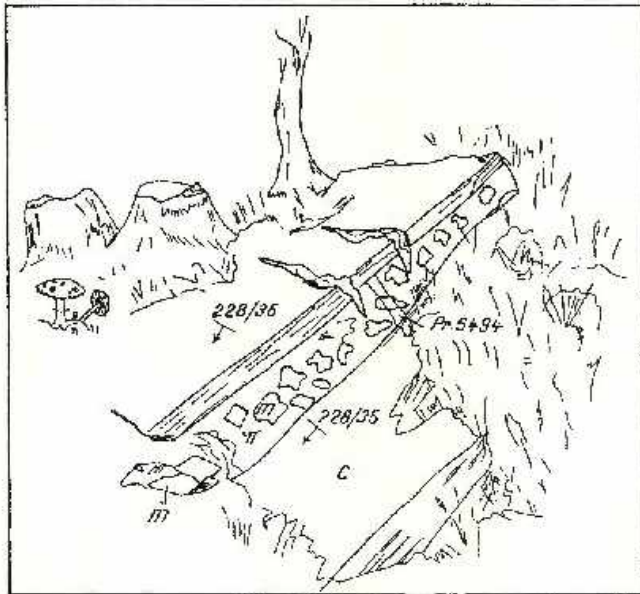


Fig. 9. — Pegmatit cu 80% muscovit (m). La Colac, Copalnic, c, cuarțite micaece.

Pegmatite avec 80% muscovite (m). La Colac, Copalnic, c, quartzites micaés.

În varietățile aplitice, plagioclazul formează granule de \varnothing 0,1-0,3 mm și conține 17-20% An; în aplitile din dealul Paltinului, conținutul de anortit ajunge la 24% probabil datorită asimilării de calciu. În aplitile, plagioclazul este asociat intim cu microclinul sodic și cu cuarțul, formînd un mozaic („pflasterstruktur”, pl. II, fig. 4).

Muscovitul apare în proporții și dimensiuni variabile, de la paiete sub 0,01 mm pînă la plăci decimetrice (din mina Ciungi s-au extras plăci de \varnothing 30 cm). Varietățile aplitice sînt sărace în muscovit, în schimb apare microclinul în cantități importante; în varietățile fanero cristaline, bogate în cuarț, cu feldspat sodic, muscovitul este larg dezvoltat și ajunge la 120 kg/mc. O mențiune specială merită filonul de pe culmea La Colac

constituit din 80 % muscovit (cristale tabulare de \varnothing 5-6 cm) și 20 % cuarț (fig. 9).

Plăcile de muscovit au forme neregulate; rar pot fi întâlnite fețele (110) și (010); în acest caz cristalul va avea forme triangulare sau hexagonale. Fisurile și striurile sînt de asemenea paralele cu (110) sau cu (120). La Pădurea Florichii (Răzoare) apar numeroase concreșteri „în frunză de brad” după (110). Concreșterile cu biotit observate în mina Ciungi se fac neregulat, după linii sinuoase.

În secțiune se observă adesea și o altă varietate de muscovit: foițe mici (0,2-0,5 mm) îndoit; adesea conțin incluziuni de minerale opace și ace de sajenit. Ele se asociază cu cuarțul cu extincție ondulatorie pronunțată și provine, în parte din transformarea biotitului din paleosoma. Notăm faptul că în timp ce muscovitul larg cristalizat are un unghi $2V$ de $42^\circ-48^\circ$, mica din paleosomă are doar $28^\circ-30^\circ$ (corespunzător phengitului).

T u r m a l i n a este mineralul caracteristic pegmatitelor de la Răzoare, fiind prezent aproape în toate varietățile de pegmatite, de la fracțiuni de procente pînă la 80%. Apare fie ca granule neregulate, fie ca cristale fuziforme (pl. II, fig. 5); sînt frecvente formele cristalografice caracterizate prin prezența fețelor (10 $\bar{1}$ 0), (10 $\bar{1}$ 1) (10 $\bar{2}$ 0), (11 $\bar{3}$ 0), (0221) și (0223).

Turmalina de la Răzoare este neagră și oliv-brună în secțiune subțire. Pleocroismul variază de la galben-incolor la brun-oliv. Pe baza măsurătorilor de refringență la măsura universală, prin metoda fisurilor ($n = 1,660-1,675$) și de birefringență ($ng_{up} = 0,0261-0,0273$) cu ajutorul compensatorului Berek, putem stabili compoziția turmalinei ca fiind cea 63% Schörl și 37% Dravit (T r ö g e r, 1959).

A l m a n d i n u l apare doar în cuprinsul unor filoane de dimensiuni mai mari (de ex. Ciungi, CNC, 7 Noiembrie). Pe valea Afinișului (dealul Corbului) apare o zonă de 30 cm bogată în granați de \varnothing max. 30 cm. Culoarea variază între roz și brun-roșcat, formele cristalografice cele mai frecvente sînt fețele de cub (100) și de dodecaedru romboidal (111). Densitatea (4,298-4,316) și indicele de refracție (1,822-1,828), ultima măsurată la măsura universală prin metoda fisurilor a permis determinarea unor granule de granați de pe dealul Sasului ca fiind almandin (pl. II, fig. 6).

B i o t i t u l apare sporadic fie ca rare foițe asociate cu cuarțul din paleosoma, fie în cazul unor filoane mai mari (Ciungi, După Casă, Pădurea Florichii-Răzoare). Formează plăcuțe de 3-5 cm, intens fisurate și clorizate în lungul fisurilor.



Apatitul este frecvent în anumite filoane (grupul filoanelor Ciungi și valea Arșiței de la Răzoare, filonul amintit din valea Afinișului etc.) fiind comun în pegmatitele larg cristalizate. Participarea lui nu depășește niciodată 5%. Într-o probă de apatit de pe valea Arșiței, s-a identificat 2% Cl (clorapatit).

Culoarea apatitului este verde-deschis; formează granule izometrice de \varnothing 0,2-5 mm, cu contur neregulat.

În literatura geologică se mai citcăză și alte minerale: beril (Ghera și ¹³) danburrit și baddeleit (Stanciu, 1956) minerale pe care noi nu le-am întâlnit. Analizele spectrale efectuate pe un mare număr de probe cu minerale de culoare verzuie au indicat max. 50 p. p. m. Be; în același timp, conținutul de F_2O_6 a ajuns la 2,35%, astfel încît este posibil ca mineralul identificat anterior pe cale optică să fie de fapt apatit.

Am amintit anterior prezența cloritului, a sulfurilor (pirită, subordonat galenă și calcopirită), a mineralelor argiloase (saponit, vermiculit, illit, caolin) și a calcedoniei, legate de o fază hidrotermală mult mai nouă.

Paragenezele și ordinea de cristalizare. Studiul petrografic al pegmatitelor a condus la stabilirea unor parageneze pe care le reproducem în tabelul 1, cu exemplificările respective. Subliniem corelația dintre modul de zăcămint, caracterele structural-texturale și tipul paragenetic.

Examenul micrografic a 105 secțiuni a permis stabilirea unei succesiuni de cristalizare pe care o reproducem în tabelul 2.

În această succesiune nu au fost cuprinse mineralele pe care nu le-au identificat dar care au fost citate în literatură.

d) *Studiul chimic al pegmatitelor.* Avînd la dispoziție un număr mare de analize chimice (tab. 3), după calculul cantităților moleculare și al parametrilor Niggli am încercat separarea unor subcolectivități prin utilizare a unor diagrame de frecvență (fig. 8). Cu excepția parametrului si (4) și $k(2)$ s-au putut pune în evidență trei maxime corespunzătoare la trei subcolectivități.

Pentru a întui semnificația genetică a acestei distribuții, am construit diagrame de corelație între parametrii al , fm , e și alk , luăți doi cîte doi. În toate cazurile s-au putut separa cîte trei cîmpuri de corelație corespunzătoare la cele trei subcolectivități. Alături de un cîmp mai mare, în care cei doi parametri variază între limite mai largi, apar două cîmpuri de

¹³ Op. cit. pct. 6.

TABELUL 1
Parageneză

Tipul para- gene- tic	Minerale	Modul de zăcămint	Structura Textura	Roca-gazdă	Observații
1	2	3	4	5	6
Pegmatit gnaisic	Cuarț cu extincție ondula- torie pronunțată Cuarț cu extincție ondu- latorie normală Oligoclaz haziic Albit-oligoclaz Biotit ± phengit ± clorit ± rutil-sagenit Muscovit Turmalină Ortoză	Zone impre- cis conturate, neregulate, alungite pe direcția folia- ției de sisto- zitate	Granoblasti- că Granolepido- blastică Gnaisică	Paragnais Sist cuarțitic	
Pegmatit muscovitic	Cuarț Albit-oligoclaz Muscovit Ortoză ± Biotit Turmalină ± Almandin	Filoane cu apofize și ra- ramificații evaseconcor- dante	Faneroquista- lină Grăfică Alotriomorfa Masivă Zonară Brecoïdă	Paragnais Sist cuarțitic Cuarțil, mai rar roci carbo- natice	Există varietăți bogate în tur- malină (până la 75% din masa filoniană sau în musco- vit (până la 80%) restul fiind reprezen- tat mai ales prin cuarț
Pegmatit felspatic	Cuarț Albit-oligoclaz Microclin Microclin (+ Ortoză) Muscovit ± Turmalină	Filoane scur- te evasecon- cordante mai rar discord- dante	Faneroquista- lină Grăfică Alotriomorfa Masivă Brecoïdă rar slab șistoasă	Sisturi cuar- țitice sau ro- ci carbona- tice	
Aplil plagoclazic	Cuarț Oligoclaz Microclin + Muscovit ± Turmalină	Lentile, filo- ne scurte discordante	Aplitică Grăfică Masivă Rubanată uncori slab șistoasă	Roci carbo- natice mai rar parag- naisă sau șis- turi cuarțiti- ce	
Cuarț pegma- titic	Cuarț + Turmalină ± Muscovit ± Albit	Lentile scur- te, filoane subțiri	Faneroquista- lină Masivă	Sisturi cuar- țitice Cuarțite	
Pegmatite și apilite transformate hidrotermal	Cuarț Calcedonie Muscovit ± Phengit Clorit Montmorillonit, vermicolit sau interstratificații sau Caolinit ± illit ± sulfuri	Corpuri len- ticulare filo- ne în general discordante	Collomorfa Criptoquista- lină Masivă Zonară Rubanată brecoïasă	Roci carbo- natice	

TABELUL 2
Succesiunea de cristalizare

Minerale	Paleosoma	Pegmatite fanocristaline	Aplite	Faza hidrotermală
Calcedonie Sulfuri Minerale argiloase Clorit				
Muscovit Cuarț Oligoclaz Microclit				
Cuarț Albit-oligo- claz Ortoză Muscovit Plengit Biotit Turmalină Apatit Granaj				
Cuarț Ortoză Oligoclaz bazic Biotit Rutil-sagenit Titanit Zircon Magnetit				

dimensiuni mai mici în care variația se încadrează între limite mai strânse. Proiectând pe o diagramă si/al , fm/alk și c valorile medii ale subcolectivităților separate în diagramele de frecvență, obținem „curba de diferențiere”.

Semnificația genetică a celor trei subcolectivități este prezența, în cuprinsul pegmatitelor, a cel puțin trei componente petrografice formate pe căi diferite și cu particularități petrochimice proprii; întâmplarea face ca într-una din probe să predominie una din componente, în celălalt, altă componentă, după cum în filonul probat procesul a decurs în favoarea predominării uneia sau a alteia din componente. Componenta în care parametrii variază între limite mai largi, dar care în ansamblu este mai bogată în elemente fero-magneziene, silice și calciu

este componenta paleosomatică a pegmatitului. Componenta mai alcalină este cea corespunzătoare pegmatitului larg cristalizat. În sfârșit, componenta mai calcică, cu poziție intermediară corespunde fazei aplitice.

3. Considerații genetice. Ca peste tot unde apar filoane de pegmatite, discuția asupra genezei se poartă fie în sprijinul formării lor pe calea diferențierii magmatice, fie pe cale metasomatică, prin diferențiere metamorfică (Daly, 1933; Ramberg, 1948; Johansen, 1939; Turner, Verhooogen, 1967).

În cazul de față, avem o serie de indici în favoarea ambelor ipoteze și anume :

Pegmatitele s-au pus în loc în roci deja consolidate pe care le străbat și reacționează cu ele, în condiții de temperatură și presiune diferită de cea dedusă din asociația mineralogică a rocii-gazdă ;

În masa pegmatitelor se întâlnesc minerale și structuri relict, proprii rocii-gazdă : cuarț metamorfogen cu extincție ondulatorie pronunțată, muscovit (phengit) provenit din biotit, plagioclaz cu conținut mai ridicat în anortit, rutil-sagenit ;

Analiza datelor petrochimice pune în evidență prezența componentei paleosomatiche alături de cele două componente venite ulterior.

Ca atare optăm pentru o geneză mixtă : pegmatitele s-au format prin acțiunea metasomatică a unor soluții silicatate, bogate în alcalii, asupra unor roci preexistente, cuarțo-feldspatic-biotitice sau asupra unor roci carbonatice, în zonele de slabă rezistență în bolta și pe flancurile anticlinalelor, în fracturile rocilor carbonatice sau la limita dintre volume de roci cu comportament tectonic diferit. Chimismul și compoziția mineralogică a pegmatitelor sînt subordonate, într-o oarecare măsură, compoziției rocii inițiale (în rocile carbonatice, conținuturile de silice sînt mai mici și cele de calciu și magneziu puțin mai ridicate) dar în ansamblu, compoziția mineralogică și chimică este funcție de condițiile termodinamice existente care a permis formarea unei anumite parageneze, stabile pentru P și T dat (Gressens, 1967).

Condițiile termodinamice date n-au permis formarea silicaților fero-magnezieni pe contul Fe și Mg din roca inițială ; excesul a fost eliminat precum se observă în cazul filoanelor mai mari, formîndu-se o aureolă bogată în turmalină, granați și biotit respectiv actinolit (și clorit ?).

Pe baza observațiilor asupra caracterelor structurale și a succesiunii de cristalizare, se poate presupune existența a trei faze de formare a filoanelor și anume :



Formarea pegmatitului larg cristalizat, la o presiune și temperatură mai scăzută, în care alcaliile s-au redistribuit în albit (Na) și în muscovit (K); doar excesul de K a putut da naștere la microclin;

Formarea aplitului și a micropegmatitului în care potasiul este legat în microclin iar sodiul, în albit-oligoclaz și în parte, în microclin. Excesul de K s-a individualizat ca muscovit care apare în cantități reduse. Conținutul destul de ridicat în Na al microclinului și participarea mai mare a moleculei anortitice presupune o temperatură de formare ceva mai ridicată.

A treia fază este legată de circulația unor soluții hidrotermale, care nu trebuie legate de procesul de punere în loc a filoanelor pegmatitice deoarece se desfășoară independent de aceasta atât în spațiu cât și în timp; am putut identifica vestigiile ale circulației soluțiilor hidrotermale chiar în cadrul cuverturii sedimentare, mult mai noi.

În ceea ce privește vîrsta relativă a formării filoanelor de pegmatite, singurul fapt cert este că ele sînt mai noi ca metamorfismul seriei de Preluca. Pe de altă parte, filoanele situate în partea de SW a insulei cristaline, pe valea Custurii, pe valea Pleșii și la Schelbe au suferit fenomene de retromorfism împreună cu șisturile cuarțitice în care sînt cantonate: cloritizarea granaților, sericitizarea microclinului și alterarea plagioclazului cu formare de epidot, calcit și albit. Dacă aceste procese se datorează fenomenului de „descărcare tectonică” ce intervine după cutarea și exondarea umpluturii unui geosinelinal sau dimpotrivă, unei noi faze de metamorfism, însă de temperatură și presiune mai scăzută care ar fi condus la formarea unei epizone, azi îndepărtată de eroziune, e greu de stabilit. Prezența cuarțului cu extincție ondulatorie mai puțin pronunțată în masa pegmatitelor conduce la concluzia că procesul de consolidare a avut loc înaintea desăvîrșirii tectonicii plicative. În concluzie, responsabilă de formarea pegmatitelor din Preluca poate fi considerată activitatea magmatică tardecinematică profundă, din cadrul orogenezei probaicaliene.

BIBLIOGRAFIE

- Cameron E. N. (1949) Internal structure of Granitic pegmatites. *Ec. Geol. Mem.* 2, London.
 Daly R. A. (1933) Igneous rocks and the depths of the Earth. Mc Graw-Hill, New York.
 Dimitrescu R. (1963) Asupra șisturilor cristaline din nord-vestul Transilvaniei. *S.S.N.G. Comunic. Geol.* II, București.
 Grosens R. L. (1967) Tectonic — Hydrothermal Pegmatites. I. The Model. *Contr. Mineral. Petr.* 15, London.



- H o l m a n n K. v. (1888) Bericht über die Sommer d.J. 1886 im nordwestlichen Theile des Szolnok-Dobokaer Comitetes ausgeführten geologischen Detail-Aufnahmen. *Jahrb. d.k. und geol. R.A. f. 1888*, Budapest.
- J o h a n n s e n A. (1939) A descriptive petrology of the igneous rocks. Univ. Chicago.
- K á d á r V. (1898) Szolnok Doboka vármegye Monographiája V. Budapest.
- K a l m á r I. (1972 a) Notă preliminară asupra stratigrafiei cristalinelor din munții Preluca și Iău (județul Maramureș). *D.S. Inst. Geol. I.VII/1*, București.
- (1972 b) „Diapirismul” unor roci carbonatice cristaline în masivul Preluca (județul Maramureș). *D.S. Inst. Geol. I.VII/1*, București.
- K r ä n t z e r T h. (1937) Révision des schistes cristallins du Massif de Preluca (Munții Lăpușului). *C.R. Inst. Géol. Roum. XXI*, București.
- P r i m i c s G. (1887) Jelentés az Erd. Múzeum-Egylet megbízásából a Prelukai Kristályos hegységben stb. eszközölt közet-és ásványgyűjtő kirándulásaim eredményéről. *Orv. Term. Ért. XII*, Budapest.
- H a m b e r g I l. (1948) Petrografie metamorfică și metasomatică. Traducere I.D.T. București.
- S t a n c i u V. (1956) Contribuțiuni la tectonica cristalinelor de Preluca (Munții Lăpușului). *D.S. Com. Geol. XXXIX*, București.
- S z á d e c z k y J. (1927) Munții asemnși ai seriei cristaline mai vechi (seria inițială) din Nord-Vestul Ardealului. *D.S. Inst. Geol. XIV*, București.
- T r ö g e r W. R. (1959) Optische Bestimmung der gesteinsbildender Minerale. I. Stuttgart.
- T u r n e r F. J., V e r h o e g e n J. (1967) Petrologie magmatică și metamorfică. Ed. tehnică, București.

PEGMATITES DES MONTS PRELUCA

(Résumé)

Dans les Monts Preluca l'auteur décrit de nombreux filons de pegmatites dans les schistes cristallins sous faciès amphibolitique revenant aux séries de Răzoare et de Preluca. Les pegmatites constituent des lentilles ou des filons, apparemment concordants, dans les schistes cristallins. Cependant les observations minutieuses montrent qu'elles se sont constituées après la consolidation des schistes cristallins, à une température et pression inférieures à celles de la formation de la roche-hôte. Elles recoupent les plans de la foliation de schistosité et réagissent en présence des roches environnantes. Les réactions ont un caractère zoné.

Y sont décrites les structures et les textures rencontrées, autant que les minéraux constituant : quartz, feldspath, micas, tourmaline, grenats, apatite et minéraux secondaires. Sont également présentées les analyses chimiques et leur interprétation.

Tenant compte des données obtenues en terrain, des analyses minéralogique et chimique, l'auteur décrit les trois étapes de formation des pegmatites : formation des pegmatites largement cristallisées, des aplites et l'influence ultérieure de quelques solutions hydrothermales. On a émis l'hypothèse de la formation des pegmatites sous l'influence de certains fluides riches en alcalis, alumine et silice sur la roche-hôte (tout spécialement les schistes quartzitiques, les paragneiss et les roches carbonatées). Si la composition chimique et minéralogique des pegmatites et des aplites varie plus ou moins en fonction de la roche-hôte, la composition d'ensemble est déterminée par les conditions thermodynamiques existantes au moment de leur formation.



La formation des pegmatites succède à la principale phase de métamorphisme régional de la série de Preluca et précède à la rétro-morphose qu'elle a subi. L'auteur les rattache au magmatisme synorogène tardocinématique de l'orogénèse prébaikalienne.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche III

Affleurements de pegmatites dans le massif de Preluca et dans le massif d'Inău.

1, pegmatites à muscovite ; 2, pegmatites à feldspaths ; 3, aplites plagioclasiques ; 4, filons de quartz de nature pegmatitique ; 5, pegmatites et aplites argilisés (bentonitisés, kaolinisés) ; 6, travaux miniers.



PLANȘA I

- Fig. 1. — Pegmatite (π) la contactul dintre calcare dolomitice cristaline (k) și șisturi cuarțitice (c). Defileul Lăpușului, Aspra.
Pegmatites (π) au contact entre les calcaires dolomitiques cristallins (k) et les schistes quartzitiques (c). Gorges du Lăpuș, Aspra.
- Fig. 2. — Actinolit din zona de contact dintre pegmatite și calcare cristaline ; galeria dealul Paltinului, m 73. Nic. + ; $\times 12$.
Actinolite de la zone de contact entre les pegmatites et les calcaires cristallins ; galerie colline Paltinu, m 73. Nic. + ; $\times 12$.
- Fig. 3. — Pegmatit gnaissic. q, cuarț paleosomatic ; q', cuarț neosomatic ; ol, oligoclaz ; k, microclin ; m, muscovit ; ph, phengit cu incluziuni de minerale opace ; cl, clorit cu ace foarte fine de sagenit. Dealul Copalnicului, Copalnic, Nic. + ; $\times 12$.
Pegmatite gneissique. q, quartz paléosomatique ; q', quartz néosomatique ; ol, oligoclase ; k, microcline ; m, muscovite ; ph, phéngite à inclusions de minéraux opaques ; cl, chlorite avec très fines aiguilles de sagenite. Colline Copalnic, Copalnic. Nic. + ; $\times 12$.
- Fig. 4. — Cuarț neosomatic (q') și paleosomatic (q) din pegmatit. Valea Branștei, Răzoare, „La Runcșoara”. Nic. + ; $\times 12$.
Quartz néosomatique (q') et paléosomatique (q) de la pegmatite. Vallée Branîște, Râzoare, „À Runcșoara”. Nic. + ; $\times 12$.
- Fig. 5. — Filonș de cuarț hidrotermal (h) traversând pegmatitele ; m, microclin ; q, cuarț ; f, foițe de muscovit. Dealul Sasului, Cufcoaia, Nic. + ; $\times 12$.
Filonnet de quartz hydrothermal (h) traversant des pegmatites ; m, microcline ; q, quartz ; f, lamelles de muscovite. Colline Sasu, Cufcoaia. Nic. + ; $\times 12$.
- Fig. 6. — Microclin (m) cu separații pertitice (p) în pegmatit. q, cuarț ; ol, oligoclaz ; f, fluturași de muscovit în microclin. Valea Milerii, între Rțuri. Nic. + ; $\times 12$.
Microcline (m) avec des séparations pertitiques (p) dans la pegmatite. q, quartz ; ol, oligoclase ; f, lamelles de muscovite dans le microcline. Vallée Milerii, între Rțuri. Nic. — ; $\times 12$.

I. KALMÁR. Pegmatitele din munții Preluca.

Pl. I.



IGR
154957

Instytutul Geologic. Diari de seamă ale ședințelor, vol. LIX/1.

PLANȘA II

- Fig. 1. - Ortzeă (o) în aplite. q, cuarț; m, microclin; l, foițe de muscovit; ol, oligoclaz. La Laz, Piciorul Măscii, Nic. +; $\times 12$.
 Orthese (o) dans l'aplite. q, quartz; m, microcline; l, lamelles de muscovite; ol, oligoclase. La Laz, Piciorul Măscii, Nic. +; $\times 12$.
- Fig. 2. - Albite (a) cu separații de antiperthit-microclin (m); f, foițe de muscovit; q, cuarț; ol, oligoclaz. Valea Căstureii, Codru Buteșii, Nic. -; $\times 12$.
 Albite (a) avec des séparations d'antiperthite-microcline (m); f, lamelles de muscovite; q, quartz; ol, oligoclase. Valea Căstureii, Codru Buteșii, Nic. -; $\times 12$.
- Fig. 3. - Plagioclaz marcat (pl) în aplite cu microclin (m) cusuț (q) și foițe de muscovit (f) q', cuarț, mărunt de proveniență hidrotermală, Dealul Pălînului, sillon 2, Nic. -; $\times 12$.
 Plagioclase marquée (pl) dans l'aplite à microcline (m) quartz (q) et lamelles de muscovite (f). q', quartz menu de provenance hydrothermale. Colline Pălîn, sillon 2, Nic. -; $\times 12$.
- Fig. 4. - „Pilasterstruktur”. Aplite cu oligoclaz (ol), cuarț (q), albite (al) și microclin (m). Dealul Pălînului, șanț 10, Nic. -; $\times 12$.
 „Pilasterstruktur”. Aplite à oligoclase (ol), quartz (q) albite (al) et microcline (m). Colline Pălîn, sillon 10, Nic. -; $\times 12$.
- Fig. 5. - Bloc de pegmatit (p) cu cristale fuziforme de turmalină (t) pe halda minei Ciungă, Răzoare, alături de blocuri de gneis cu zone feldspatice (f) și de turmalinit (t). $\times 0,16$.
 Bloc de pegmatite (p) avec des cristaux fusiformes de tourmaline (t) dans le terril de l'exploitation minière de Ciungă, Răzoare, et blocs de gneiss à zones feldspathiques (f) et de tourmaline (t). $\times 0,16$.
- Fig. 6. - Pegmatit cu turmalină (t), granat (g) și apatit (a). Valea Arșiței, Răzoare, Nic. 11; $\times 32$.
 Pegmatite à tourmaline (t), grenats (g) et apatite (a). Valea Arșiței, Răzoare, Nic. 11; $\times 32$.

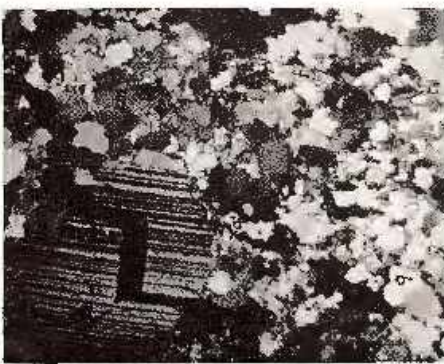




1



2



3



4



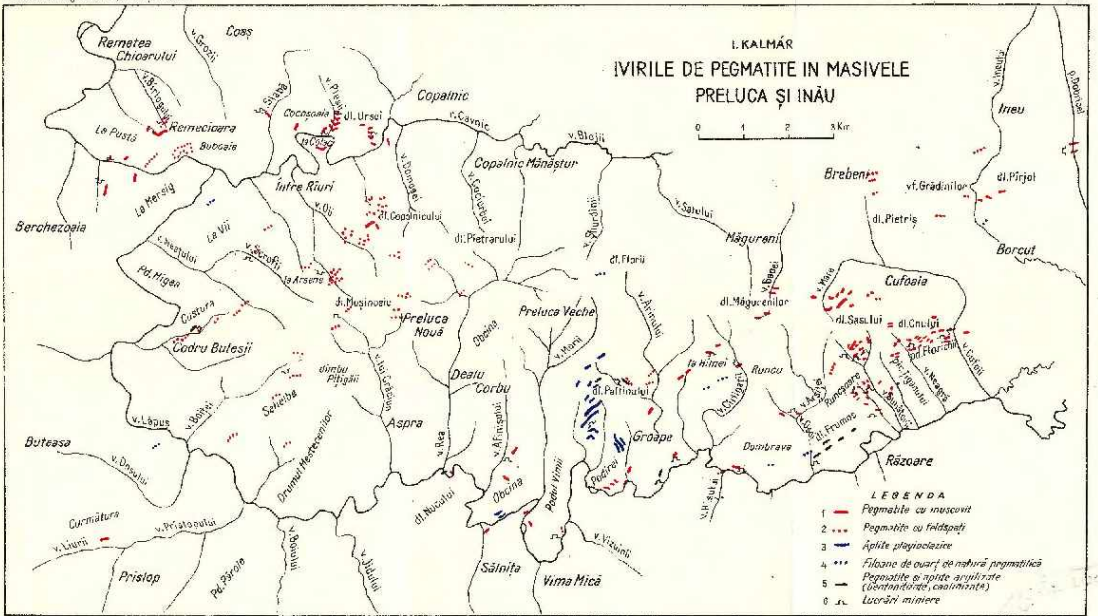
5



6

Institutul Geologic. Dări de seamă ale sădintelor, vol. LXX/L.





97445

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

SUCCESIUNEA LITOSTRATIGRAFICĂ ȘI TECTONICA CAMBRIANULUI INFERIOR EPIMETAMORFIC (SERIA DE TULGHEȘ) DIN REGIUNEA BĂLAN – CARPAȚII ORIENTALI¹

DE

HANS GEORG KRÄUTNER, GHEORGHE N. POPA²

Abstract

Lithostratigraphic Sequence and Tectonics of the Lower Cambrian (Tulgheș Series) from the Bălan Region – East Carpathians. The epimetamorphic formations from the Bălan region belong to the Tulgheș Series, and may be assigned to the Lower Cambrian relying on their spore content and the median Pb-Pb age of 560 m.y. The K/Ar isochronous age (520 m.y.) indicates a Baikalian regional metamorphism. Hercynian and Alpine rejuvenations of the K/Ar model ages are frequent. The sequence of the metamorphic Lower Cambrian may be subdivided into three lithostratigraphic crystalline complexes within which several lithostratigraphic horizons have been distinguished. The lower complex (Tg_1) consists of acid metatuffs and terrigenous rocks, the median complex (Tg_2) of basic metatuffs and terrigenous material with graphitous pigment, and the upper complex (Tg_3) of acid metatuffs and schists of terrigenous nature. The symmetamorphic deformations of the Baikalian tectonics (folding B_1 , cleavage S_1) were followed by two Hercynian deformation phases (S_2 and S_3) with a varied degree of penetration. The Alpine tectonics has displayed Cretaceous overthrusts and a post-Oligocene compartimentation by faults.

Studiul de față își propune ca în urma cercetărilor efectuate de autori în ultimii patru ani (1968-1971) în regiunea minieră Bălan și pe baza materialului documentar vast acumulat în decursul celor două decenii de activitate de explorare și exploatare intensă desfășurată în regiune, să sintetizeze într-o concepție unitară ansamblul cunoștințelor geologice asupra perimetrului cuprins între valea Oltului și valea Șipoș.

¹ Comunicare în ședința din 21 aprilie 1972.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București



Pentru completarea unor date de cartare de la suprafață din zona de culme Piatra Scrisă-Dealul Negru mulțumim colegului M. Mureșan.

Cercetări geologice anterioare

Pînă în deceniul al patrulea din secolul nostru, cunoașterea geologică a formațiunilor cristaline din regiunea Bălan se baza în general pe date disparate cu caracter petrografic, prilejuite în majoritatea cazurilor de interesul manifestat pentru minereurile aflate în exploatare în pîriul Minei. Din secolul trecut trebuie să menționăm în special informațiile rămase de la Herbig (1861, 1878) și Hauser, Staehle (1863), iar din prima jumătate a secolului XX cele datorate lui Doelter (1915) și Chelărescu (1939).

Prima caracterizare generală a ansamblului geologic în care se situează regiunea Bălan apare în monografia lui Băncilă (1941) asupra părții sudice a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. Autorul descrie în versantul stîng al văii Oltului o „serie gnaisică” constituită din micașturi, paragneise, gnaise granitoide, ș. a., încălecată spre vest peste „seria filitică” alcătuită din diverse lipuri de filite, roci porfirogene, cuarțile negre și străbătută de gnaise oculare, considerate după uzanța timpului drept gnaise de injecție. Între cele două serii, semnaleză o zonă de tranziție constituită din șisturi cloritoase cu biotit.

Ulterior Földvári, Pantó (1950); Pantó (1950) recunosc asemănarea formațiunilor cristaline cu cele din Gemeridele Slovaciei. Rocile porfiroide și șisturile verzi din seria filitică sînt considerate ca produse ale aceleiași faze magmatice care a dat naștere granitoidelor din seria mezonozală („alinimentul gnaisic de Bălan”). Ulterior un metamorfism în timpul Paleozoicului a convertit șisturile argiloase și rocile dyke-urilor în filite, respectiv porfiroide și șisturi verzi, iar granitele, dioritele, aureola lor de contact și de injecție în granitoide, gnaise, micașturi și amfibolite. Relațiile de superpoziție anormală a mezozonei sînt interpretate printr-o cută deversată spre vest. În cadrul șisturilor verzi, autorii disting șisturi cloritoase de origine sedimentară (clorizate hidrotermal) și metadiabaze.

În urma cercetărilor efectuate în regiune între 1956-1958 Ciorneci et al.³; Ciorneci, Vasilescu (1962) aduc detalii suplimentare asupra constituției petrografice a formațiunilor epimetamorfice. Harta

³ P. Ciorneci, Tamara Bodin, L. Vasilescu, Fl. Codarcea, Raport asupra regiunii Izvoarelor Oltului și Mureșului. 1956. Arh. Inst. Geol. București.



geologică a acestor autori a fost preluată în linii mari de Rădulescu et al.⁴ în sinteza asupra cristalinelui din Carpații Orientali. Ca elemente noi, Rădulescu et al.⁵ trasează linia de încălecare dintre formațiunile mezometamorfice și cele epimetamorfice și precizează că cele două serii cristaline au luat naștere în două cicluri de sedimentare și tectono-metamorfice.

În urma cercetărilor microstructurale efectuate în împrejurimile zăcămintului Bălan, Gurău (1966, 1969), Gurău, Rădulescu (1967) pun în evidență deformarea polifazică a formațiunilor cristaline prin descrierea unor cute secundare post-metamorfice orientate diferit față de cele sinmetamorfice și generate de forțe tectonice tangențiale. Aceste microcute secundare se caracterizează printr-o structură asimetrică întrucât prezintă „flancuri scurte laminate” și „flancuri lungi exfoliate”.

Poziția în pinză a șisturilor mezometamorfice din masivul Hăghimaș și a granitoidelor de Hăghimaș (pinza de Barău) a fost reafirmată și reargumentată în 1967 de Mureșan. Vârsta șariajului este supusă a fi alpină. Sub formațiunile triasice ale pinzei, Mureșan (1970) pune în evidență o „formațiune a brecciilor de Hăghimaș” pe care o atribuie Permianului, fapt confirmat ulterior de cercetările palinologice (Iliescu, Mureșan, 1972).

În 1969 Mureșan⁶ precizează în urma unui studiu petrografic și petrochimic asupra produselor magmatice metamorfizate din formațiunile cristaline prezente în regiune, evoluția magmatismului din seria de Tulgheș. Totodată, atribuie rocile cristaline din împrejurimile Bălanului, complexului vulcanogen superior al seriei de Tulgheș, în care separă mai multe nivele. Precizări asupra succesiunii stratigrafice a seriei de Tulgheș din zona minieră de la Bălan, au fost aduse de Kräutner, Popa⁷ și de Mureșan și Mureșan⁸ (1972). Totodată, autorii menționați argumentează poziția în pinză a formațiunilor epimetamorfice (pinza de Bistrița).

⁴ I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, V. Puiu, Maria Puiu. Lucrări speciale de sinteză în Carpații Orientali. 1967. Arh. Inst. Geol. București.

⁵ *Op. cit.* pct. 4.

⁶ Georgeta Mureșan. Studiul petrografic și chimic al produselor metamorfismului premetamorfic din formațiunile cristalofiliene din cursul superior al văii Oltului. 1968. Arh. Inst. Geol. București.

⁷ H. G. Kräutner, Gh. N. Popa. Studii geologice preliminare asupra zăcămintului Bălan. 1969. Arh. Inst. Geol. București.

⁸ M. Mureșan, Georgeta Mureșan. Studii geologice asupra formațiunilor metamorfice din regiunea Bălan-Voșlăbeni-Bilbor. 1970. Arh. Inst. Geol. București.



După Mureșan (1970), Mureșan și Mureșan (1972), succesiunea stratigrafică în seria de Tulgheș din împrejurimile Bălanului cuprinde în partea inferioară un complex cu metatufuri acide (de Chindeni) peste care urmează un complex constituit din șisturi grafitoase, cuarțite negre și șisturi sericito-cloritoase care suportă un orizont reper de metatufuri bazice (orizontul Șipoș) cu care începe complexul vulcanogen superior al seriei de Tulgheș. Deasupra acestui orizont pînă la primul nivel de metatufuri acide (de Bălan) autorii separă „orizontul Bălan” într-o accepție mai largă față de delimitarea dată de Kräutner, Popa⁹. Peste orizontul Bălan succesiunea continuă cu orizontul Băilor, metatuful riolitic de Sedloca și orizontul Arama Oil.

Detalii și precizări asupra succesiunii stratigrafice din seria de Tulgheș la nivelul orizontului purtător de minereuri cuprifere au fost aduse în 1971 de Kräutner, Popa¹⁰ prin subdivizarea orizontului Bălan în mai multe nivele productive.

Un progres remarcabil în cunoașterea stratigrafiei formațiunilor cristaline din regiunea Bălan a fost înregistrat în urma analizelor palinologice efectuate de Violeta Iliescu. Pe baza asociațiilor de spori identificați Iliescu, Mureșan (1970, 1972a, 1972b) atribuie seria de Tulgheș Cambrianului inferior și consideră existența unei tranziții normale spre seria de Rebra-Barnar subiacentă, încadrată tot pe baza conținutului microfioristic Infracambrianului. Ambele serii sînt atribuite ciclului baicalian.

În pinza de Barău autorii menționați au pus în evidență un cristalin epimetamorfic de vîrstă ordovician-siluriană (seria de Dămuc), dispusă transgresiv peste formațiunile seriei de Bretila-Barău.

Precizări asupra vîrstei șisturilor cristaline din regiunea Bălan au fost aduse recent prin datările radiocronologice efectuate alît prin metoda K/Ar (Mînzatu et al.)¹¹ cît și prin izotopii plumbului (Vîjdea, Anastașe)¹².

⁹ *Op. cit.* pct. 7.

¹⁰ H. G. Kräutner, Gh. N. Popa. Studiul geologic complex al zăcămintului Bălan. 1971. Arh. Inst. Geol. București.

¹¹ Silvia Mînzatu, Maria Lemne, Anca Tănăsescu, Magdalena Ionciță, Vasilica Neacșu. Determinări radiometrice și de vîrstă absolută asupra formațiunilor metamorfice din Carpații Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. București.

¹² Eleonora Vîjdea, Ș. Anastase. Cercetări asupra raporturilor izotopice ale plumbului în zăcămintele legate de cristalinul Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. București.



Prin elaborarea monografiei asupra zonei cristaline din Carpații Orientali (Bercia et al.)¹³ s-a realizat încadrarea stratigrafică și structurală a formațiunilor metamorfice din regiunea Bălan în cadrul geologic general al Carpaților Orientali.

Cadrul geologic general

Cadrul structural general al zonei cristalino-mezozoice din sectorul sudic al Carpaților Orientali în care se situează regiunea Bălan este caracterizat prin suprapunerea a patru unități tectonice șariate, încălcate în ansamblul lor peste unitatea internă a flișului cretacic (Mureșan, 1967). Aceste unități se succed de la partea superioară spre cea inferioară după cum urmează :

Pînza de Hăghimaș, constituită din depozite calcaroase atribuite Jurasicului superior și Cretacicului inferior, șariate peste Cretacicul inferior care încheie succesiunea Mezozoicului în facies Bucovinic din sinclinalul Hăghimașului. După Săndulescu (1967) pînza de Hăghimaș se încadrează în sistemul pînzelor transilvane și reprezintă o pînză de decolare pusă în loc în timpul formării Wildflysehului barremian-apțian.

Pînza de Rarău include formațiunile mezometamorfice și seria mezozoică bucovinică din masivul Hăghimașului, șariate peste șisturile epimetamorfice ale seriei de Tulgheș. Succesiunea stratigrafică din cadrul pînzei cuprinde în bază partea inferioară a Precambrianului mediu reprezentată prin seria de Bretila-Rarău (micsășturi, gnaise, gnaise oculare) metamorfozată în urmă cu 700-800 m. a. (Kräutner, 1972) și prin granitoidele de Hăghimaș.

Aceste formațiuni suportă transgresiv și cu o discordanță de metamorfism șisturile epimetamorfice ordovician-siluriene ale seriei de Dămuc identificate recent de Iliescu, Mureșan (1972) în partea de est a pînzei, în bazinul văii Dămuc și datate pe baza unei asociații de spori. În succesiune urmează „formațiunea brecciilor de Hăghimaș” (Mureșan, 1970) atribuită de Iliescu, Mureșan (1972) Permianului în urma identificării unei asociații de spori care cuprinde între altele *Leioarachnium Vittatum* Andr. și cf. *Schismatosphaeridium* sp. Formațiunea

¹³ E. Bercia, Elvira Bercia, H. G. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan, Violeta Iliescu. Monografia formațiunilor din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1971. Arb. Inst. Geol. București



brecilor de Hăghimaș este constituită dintr-o megabrocă cu elemente angulare de roci cristaline provenite din seria de Bretila-Rarău, din granitoidele de Hăghimaș și subordonat, în est, din șisturi epimetamorfice ale seriei de Dămuc.

Urmează succesiunea depozitelor mezozoice din sinclinalul Hăghimaș reprezentată după Săndulescu (1967) prin: conglomerate seisiene, dolomite campilian-anisiene; calcare albe și dolomite ladiniene; Triasic superior calcaros-dolomitic; Jurassic inferior grezos-calcaros; Callovian-Oxfordian cu jaspuri și siltite, Jurassic superior-Cretacic inferior marnocalcaros, calcaros și grezo-calcaros (strate de Lunca), și prin formațiunea de Wildflysch (Barremian-Albian).

Pînza de Rodna-Mesteacăniș (Bercia et al.)¹⁴ descrisă în lucrările anterioare drept „pînza de Bistrița” (Kräutner, Popa¹⁵; Mureșan¹⁶) se pare că este unitatea prin care pinzele bistrițene sînt reprezentate în regiunea Bălan (Bercia et al.)¹⁷. Această pînză este constituită din formațiunile cambriene, epimetamorfice ale seriei de Tulgheș, în partea estică și din șisturile mezometamorfice ale seriei de Rebra-Barnar în partea vestică a zonei cristalino-mezozoice. După Mureșan, 1969 și Iliescu, Mureșan (1972) ar exista continuitate de sedimentare între cele două serii cristaline, iar seria de Rebra-Barnar ar corespunde Infracambrianului. Kräutner (1972) presupune însă existența unei discontinuități stratigrafice și de metamorfism între cele două serii — adesea mascată de dislocațiile tectonice alpine sau prealpine — și atribuie seria de Rebra-Barnar părții superioare a Precambrianului mediu. După vîrstele izotopice K/Ar obținute pentru formațiunile echivalente din munții Rodnei metamorfismul seriei de Rebra-Barnar s-ar situa cu 700-800 m. a. în urmă și ar corespunde deci ciclului Prebaicalian (Precasintic), în care au luat naștere și formațiunile seriei de Bretila-Rarău.

Din punct de vedere structural formațiunile incluse în această pînză constituie un monoclin deranjat de dislocații direcționale și transversale alpine și prealpine.

Admițînd faptul că transgresiunea Triasicalui din sinclinalul Hăghimaș este ulterioară raporturilor tectonice dintre seria de Tulgheș și seria de Bretila-Rarău, Săndulescu (1967) încadrează formațiunile

¹⁴⁻¹⁷ *Op. cit.* pct. 13.

¹⁵ *Op. cit.* pct. 7.

¹⁶ *Op. cit.* pct. 6, 8.



ambelor serii cristaline într-o singură unitate tectonică alpină -- pinza bucovinică.

Unitatea tectonică inferioară cunoscută în sudul zonei cristalino-mezozoice aflorează în fereastra tectonică de la Tomești. Ea se încadrează după Bercia et al.¹⁸ în grupul pînzelor Dorneene și reprezintă după Săndulescu (1967) pinza subbucovinică. Formațiunile cristaline ale acestei unități nu apar la zi. În fereastra menționată aflorează numai cuvertura lor sedimentară, reprezentată în bază printr-o formațiune de breccii și conglomerate constituită din elemente epizonale în partea inferioară și mezozonale (gnaise oculare — tip Rarău) în partea superioară. Pe baza asemănării litologice cu „formațiunea brecciilor de Hăghinaș” se poate atribui Permianului. Transgresiv urmează, începînd cu conglomeratele cuarțitice seisiene succesiunea depozitelor mezozoice subbucovinice.

Regiunea care constituie obiectul studiului de față, delimitată la nord de valea Șipoș, la sud și est de valea Oltului și la vest de valea Mogoșbük (Fagul Înalt), este situată în aria de aflorare a formațiunilor epimetamorfice ale seriei de Tulgheș. Din punct de vedere structural se încadrează în unitatea Bistrițeană cuprinsă între pinza de Rarău și planul de șariaj din fereastra Tomești, unitate care pare să fie echivalentă cu pinza de Rodna-Mestecăniș din partea nordică a Carpaților Orientali (Bercia et al.)¹⁹.

În partea de est a regiunii, în versantul stîng al văii Oltului aflorează formațiunile mezometamorfice ale seriei de Bretila-Rarău și granitoidele de Hăghinaș din pinza de Rarău. Planul de șariaj din baza acestei pinze este marcat de o zonă de milonizare intensă extinsă atît asupra șisturilor din seria de Tulgheș cît și asupra rocilor din pinza de Rarău.

Stratigrafia seriei de Tulgheș în regiunea Bălan

În urma identificării unor asociații de spori în formațiunile epimetamorfice din valea Oltului și pînul Minei (Ilieșcu, Mureșan, 1970, 1972) întreaga succesiune a seriei de Tulgheș din regiunea Bălan se repartizează Cambrianului inferior. Această încadrare se bazează pe prezența, pe lîngă forme de largă circulație, a sporilor *Psophosphaera* ob-

¹⁸ *Op. cit.* pct. 13.

¹⁹ *Op. cit.* pct. 13.

scura Pisekova, *Granomarginata vulgaris* Naum., *Achantosphaera cambriensis* Naum., *Microconcentrica alava* Naum., *Spumosata* sp., citați pînă în prezent numai în Cambrianul inferior. Vîrsta izotopică medie de 560

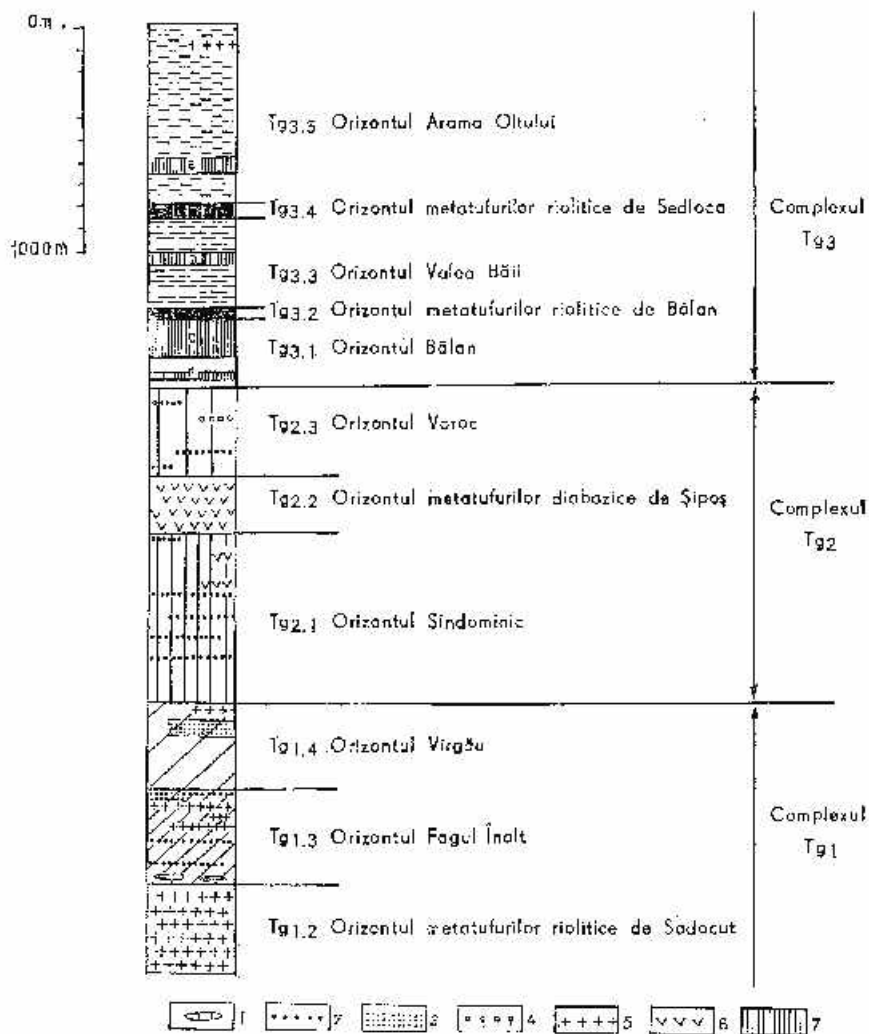


Fig. 1. - Succesiunea stratigrafică în seria de Tulgheș (Cambrian inferior) din regiunea Bălan. 1, calcare; 2, carbuni negri; 3, carbuni cu sericit; 4, quarțite microconglomeratice și cuarțite cu sericit; 5, metatufuri acide; 6, metatufuri bazice; 7, nivele cu impregnații de sulfuri: a, nivelul Arana Oltului; b, nivelul valea Băii; c, nivelul superior din orizontul Bălan; d, nivelul inferior din orizontul Bălan.

Succession stratigraphique dans la série de Tulgheș (Cambrian inférieur) de la région de Bălan. 1, calcare; 2, quartzites noirs; 3, quartzites à sericite; 4, quartzites microconglomératiques et quartzites à sericite; 5, métatufs acides; 6, métatufs basiques; 7, niveaux à impregnations de sulfures: a, niveau d'Arana Oltu. lui; b, niveau vallée Băii; c, niveau supérieur de l'horizon Bălan; d, niveau inférieur de l'horizon Bălan.

m.a., obținută de Vîjdea, Anastase²⁰ pentru plumbul din trei probe de minereu de la Bălan (500, 590, 600 m.a.), indică de asemenea vîrsta cambriană a concentrațiilor de sulfuri și a șisturilor în care acestea sînt intercalate.

După datările izotopice K/Ar de care dispunem pînă în prezent (Mînzatu et al.)²¹ și anume vîrsta model K/Ar de 460 m.a. și vîrsta izocronă K/Ar de 520 m.a. pentru ansamblul probelor, metamorfismul seriei de Tulgheș s-a desăvîrșit în Cambrianul mediu. Formațiunile epi-metamorfice din regiunea Bălan au fost în consecință metamorfozate și cutate în orogeneza baicaliană (asintică tîrzie).

Tendința generală de întinerire a vîrstelor izotopice K/Ar indică o regenerare hercinică care se manifestă de altfel și în deformarea tectonică a șisturilor din seria de Tulgheș.

În regiunea Bălan aflurează cea mai mare parte din succesiunea stratigrafică a seriei de Tulgheș cunoscută pînă în prezent (Bercia et al.)²² (fig. 1). În cele ce urmează vom păstra denumirile utilizate de Mureșan și Mureșan (1972)²³; Krăutner, Popa²⁴ pentru unele din unitățile litostratigrafice principale, aducînd totodată precizări asupra delimitării acestora.

Complexul Tg₁ (1200 m)

Orizontul metatufurilor riolitice de Sadocut — Tg_{1.5}. În limitele regiunii cercetate succesiunea stratigrafică în seria de Tulgheș începe cu un orizont de metatufuri riolitice (de Sadocut) care aflurează în văile Sadocut, Mogoșbük, Virgău și Șipoș. Rocile, în general de culoare albă, conțin fenocristale relict de cuarț și feldspat și prezintă frecvent o rubanare (stratificație) evidentă care indică caracterul lor tufaceu. Constituția chimică le plasează în grupa rocilor riolitice Mureșan)²⁵.

În accepția notației utilizate în studiul de față orizontul Tg_{1.1} ar fi reprezentat prin succesiunea stratigrafică din seria de Tulgheș, care se află sub metatufurile de Sadocut.

²⁰ *Op. cit.* pct. 12.

²¹ *Op. cit.* pct. 11.

²² *Op. cit.* pct. 13.

²³ *Op. cit.* pct. 8.

²⁴ *Op. cit.* pct. 7.

²⁵ *Op. cit.* pct. 6.



Orizontul Fagul Înalt — $Tg_{1,3}$ (400 m)²⁶ este constituit dintr-un pachet de șisturi sericito-grafitoase și sericito-cloritoase dispus peste metatufurile riolitice de Sadoent. Înspre baza orizontului se remarcă un nivel subțire, discontinuu, de calcare. În jumătatea inferioară a orizontului apar câteva strate subțiri (0,5-1 m) de cuarțite negre vizibile în special pe drumul din valea Mogoșbük și pe culmea dintre Piatra Scrisă și Dealul Negru. În jumătatea superioară a orizontului se intercalează rare nivele subțiri de metatufuri acide în care se remarcă uneori prezența unor fenocristale relictice din cuarț violaceu. Aspectul rocilor este din această cauză întrucâtva asemănător metatufurilor corespunzătoare porfiroidelor dacitice de Pietrosul. Succesiunea stratigrafică a orizontului $Tg_{1,3}$ se încheie cu 1-2 strate subțiri de cuarțite negre, situate stratigrafic imediat deasupra ultimei intercalații de metatufuri acide.

Orizontul Virgău — $Tg_{3,4}$ (400 m) urmează în succesiune peste cuarțitul negru superior din orizontul $Tg_{1,3}$. Se caracterizează prin lipsa pigmentului grafitos în rocile constituate, reprezentate cu precădere prin șisturi sericito-cloritoase cuarțoase și șisturi cuarțitice sericito-cloritoase. În nordul regiunii cercetate se intercalează spre partea superioară a orizontului un nivel de cuarțite albe cu sericit. Deasupra acestuia se întîlnesc cu totul sporadic (în valea Șipoș și spre izvoarele văii Voroc) și cu grosimi reduse, metatufuri acide.

Complexul Tg_2

Acest complex cuprinde secvența predominant grafitoasă și șisturile verzii situate în partea mediană a succesiunii litologice din seria de Tulgheș.

Orizontul Sîndominic — $Tg_{2,1}$ (750 m). Limita inferioară a complexului Tg_2 a fost trasată sub primele șisturi grafitoase care urmează peste secvența lipsită de pigment grafitos a orizontului $Tg_{1,4}$ iar limita superioară a fost considerată sub stratul inferior de metatufuri bazice din orizontul Șipoș ($Tg_{2,2}$). Pachetul de șisturi astfel delimitat este constituit preponderent dintr-o alternanță de șisturi sericito-grafitoase cu șisturi sericito-cloritoase și sericitoase. Spre partea mediană a succesiunii se intercalează mai multe strate discontinue de cuarțite negre, bine reprezentate în special în partea de nord a perimetrului cercetat. Deasupra acestor cuarțite se întîlnește sporadic un nivel subțire de metatufite și metatufuri bazice.

²⁶ Grosimile orizonturilor stratigrafice sînt indicate prin valori medii.



Orizontul metatufurilor diabazice de Șipoș — $Tg_{2,2}$ (250 m) este constituit predominant din metatufuri diabazice asociate cu metatufite diabazice, metagabbrouri și sporadic cu metatufuri acide. Metatufurile diabazice formează fie o stivă compactă cu rare intercalații de roci terigene (valea Șipoș), fie sint dispuse într-o alternanță cu șisturi sericito-cloritoase (valea Vârșăraia). Din această cauză grosimea orizontului $Tg_{2,2}$ este supusă unor fluctuații însemnate. Lățimea zonei de aflorare variază de altfel și datorită unei falii direcționale care retează uneori o parte din succesiunea orizontului, putînd să cauzeze chiar dispariția locală a acestuia (creasta Piatra Scisă). Caracterele petrochimice ale metatufurilor diabazice au fost precizate în 1969 de Murășan²⁷

Orizontul Voroc — $Tg_{2,3}$ (400 m) cuprinde o alternanță tipică (metrică pînă la centimetrică) de șisturi sericito-grafitoase, uneori cu aspect fililic, șisturi sericitoase fililice și șisturi sericito-cloritoase.

Sporadic se întîlnesc strate subțiri de cuarțite negre (valea Voroc, pîrul Minci, valea Ruțoc), cuarțite cu sericit (pîrul Minci) sau cuarțite cu aspect microconglomeratic (valea Șipoș). Limita inferioară a orizontului $Tg_{2,3}$ a fost considerată deasupra stratului superior de metatufuri bazice din orizontul Șipoș iar limita superioară sub șisturile sericito-cloritoase și clorito-sericitoase din baza orizontului Bălan.

Complexul Tg_3

Acest complex cuprinde partea superioară cunoscută a seriei de Tulgheș, caracterizată pe întreaga extindere a Carpaților Orientali printr-un caracter vulcanogen-sedimentar acid cu secvențe bazice. Acestui vulcanism i se afiliază o metalogeneză importantă, activată în mai multe faze succesive, în decursul cărora au luat naștere concentrații stratiforme de pirită și sulfuri polimetalice, intercalate concordant în anumite nivele stratigrafice.

Orizontul Bălan — $Tg_{3,1}$ (300 m) cuprinde partea inferioară a succesiunii din complexul Tg_3 . Este delimitat la partea inferioară de complexul Tg_2 , iar la partea superioară de baza primului orizont de metatufuri acide (metatuful riolitic de Bălan) din Tg_3 . În acest orizont stratigrafic se află intercalate toate minereurile exploatare în regiunea Bălan. Concentrațiile de sulfuri se dispun în două nivele stratigrafice dintre care însă numai cel superior prezintă pînă în prezent importanță economică.

²⁷ *Op. cit.* pct. 6.



a) Nivelul inferior cu sulfuri (30 m) constă din șisturi cloritoase-cuarțoase și șisturi sericito-cloritoase cu impregnații slabe de pirită, asociată uneori cu calcopirită. El a fost interceptat de o galerie veche în cursul inferior al văii Ruțoc, de cele două galerii de acces la orizontul Șipoș, de galeria Rozalia, de orizontul galeriilor 2-4 și 1 și de galeria 17. În culmea dintre pîrîul Minei și valea Voroc a fost cercetat prin mai multe șanțuri.

b) Nivelul superior cu sulfuri (200 m) cuprinde succesiunea de șisturi cuarțoase-cloritoase, clorito-sericitoase etc. în care se află localizate concentrațiile de minereu exploatare în minele de la Bălan și Fagul Cetății. Minereurile stratiforme de pirită și calcopirită sînt dispuse de regulă în două pachete principale de șisturi cuarțoase-cloritoase. Local se remarcă însă și prezența unor concentrații mai sărace în sulfuri dispuse atît deasupra cît și dedesubtul celor două zone principale.

Între cele două nivele cu sulfuri se dezvoltă un pachet de șisturi (nivelul intermediar, 60-80 m) constituit din șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-grafitoase și filite sericitoase.

Orizontul metatufurilor riolitice de Bălan — $T_{g_{3,2}}$ (40 m), situat în acoperișul nivelului superior cu sulfuri, constituie un reper stratigrafic foarte util pentru delimitarea orizontului Bălan și pentru orientarea lucrărilor de prospectare și explorare, este constituit din metatufuri riolitice albe în care se disting fenocristale relict de cuarț. Aceste roci trec lateral în metatufite acide și prezintă uneori intercalații de ordinul metrilor de șisturi sericito-grafitoase, șisturi sericitoase și șisturi sericito-cloritoase. Grosimea orizontului este extrem de inconstantă, ea oscilează între 1-100 m. Local se remarcă deci o tendință de efilare a orizontului.

Orizontul valea Băii — $T_{g_{2,2}}$ (400 m) cuprinde șisturile sericitoase, sericito-cloritoase, uneori slab grafitoase și șisturile cuarțitice sericitoase situate între metatuful riolitic de Bălan și următorul orizont cu metatufuri acide din succesiunea seriei de Tulgheș, metatuful riolitic de Sedloca. Spre partea mediană a orizontului, în sudul regiunii spre partea sa superioară se intercalează un nivel stratigrafic cu impregnații slabe de pirită și uneori calcopirită, care după cercetările efectuate pînă în prezent nu reprezintă concentrații de interes economic — nivelul cu impregnații de sulfuri valea Băii (20-40 m). În culmea Fagul Cetății și la sud de aceasta au fost înregistrate deasupra acestui nivel slabe anomalii geochemice pentru cupru.

Orizontul metatufurilor riolitice de Sedloca — $T_{g_{3,4}}$ (60 m) cuprinde metatufurile acide situate deasupra orizontului



de valea Băii ($Tg_{3,3}$). Din documentația unor foraje executate în dealul Arama Oltului rezultă că local se intercalează între metatufurile riolitice, roci de natură terigenă reprezentate prin șisturi sericito-cloritoase cuarțoase. Orizontul $Tg_{3,4}$ traversează valea Oltului la NE de Sîndomic și poate fi urmărit pînă în sudul culmii Fagul Cetății. De aici spre nord nu mai aflurează fiind decroșat spre est sub planul de șariaj al pînzei de Barău (probabil și sub aluviunile Oltului în dreptul localității Bălan). În apropierea orizontului $Tg_{3,4}$ aflurează la nord și la sud de valea Oltului roci metagabbroide (adesea cu stilpnomelan) dispuse probabil în silluri și dyke-uri. Datorită metamorfismului slab structura relictă a rocii inițiale poate fi observată în majoritatea cazurilor.

Orizontul Arama Oltului — $Tg_{3,5}$ (800 m) reprezintă partea superioară a succesiunii din seria de Tulgheș cunoscută în regiunea Bălan. La partea inferioară este delimitat de metatufurile riolitice de Sedloca, iar în partea superioară succesiunea este întreruptă de planul de șariaj al pînzei de Barău. Orizontul aflurează ca și $Tg_{3,4}$ numai în sudul regiunii cercetate. De la culmea Fagul Cetății spre nord este decroșat sub pînza de Barău.

Orizontul Arama Oltului este constituit preponderent din șisturi sericito-cloritoase (\pm cuarțoase). Spre partea superioară a succesiunii se intercalează cîteva strate subțiri de metatufite acide. Spre partea inferioară a orizontului, la aproximativ 200 m deasupra metatufurilor de Sedloca apare un nivel de șisturi clorito-sericitoase (\pm cuarțoase) cu o impregnație slabă de pirită și calcopirită, lipsite după datele de care dispunem în prezent (2 galerii vechi în valea Oltului, galeria 7) de importanță economică — nivelul cu impregnații de sulfuri Arama Oltului (60 m). În dealul Arama Oltului deasupra acestui nivel a fost înregistrată o slabă anomalie geochimică.

Tectonica formațiunilor seriei de Tulgheș din regiunea Bălan

Aspectul structural actual al regiunii Bălan a rezultat din interferarea mai multor faze tectonice succesive, caracterizate prin tipuri diferite de deformare. După cutarea simetamorfică baicaliană într-un stadiu plastic, a urmat, probabil în decursul orogenezei hercinice, o deformare (regenerare) local extrem de penetrantă. Deformarea a fost activată succesiv în două etape, prin mișcări de forfecare orientate diferit pentru fiecare etapă. Ulterior, probabil deja din diastrofismul hercinic, dar cu precădere în decursul celui alpin, regiunea a fost afectată de o compar-



timentare tectonică prin șariaje și prin mai multe sisteme de falii de vârste diferite.

Tectonica plicativă sinmetamorfică baicaliană (B_1). În regiunea Bălan se conturează o structură majoră în general monoclinală, orientată N 20°-30° W și înclinată în medie cu 40°-50° spre E.

Acest monoclin reprezintă flancul estic al unei structuri anticlinale asimetrice (anticlinalul Sindominic) situată în partea de sud-vest a perimetrului cercetat, în cursul inferior al văii Vărășaraia și în valea Oltului în dreptul localității Sindominic. Spre est urmează un sindinal faliat axial. Pe flancul estic al anticlinalului Sindominic se grețează o cută sindinală și un anticlinal (axele acestei perechi de cute sînt distanțate cu 100-200 m) observabile în valea Fagul Cetății. Înspre nord cele două cute se regăsesc în culmea dintre valea Băii (pirul Minei) și valea Voroc. Ele au fost de asemenea interceptate în galeria 14. O altă pereche de cute asemănătoare, însă de dimensiuni mai reduse și cu extindere locală, a fost interceptată de transversala Antoniu și este vizibilă în parte pe drumul din versantul stîng al pirului Minei, la est de cariera săpată în metatuful de Bălan.

Relieful microstructural al tectonicii B_1 se caracterizează prin microcute rare, adesea laminate pe clivajele lor axiale (S_1).

Deformațiile B_1 și S_1 sînt sincrone metamorfismului regional al seriei de Tulgheș și au fost desăvîrșite, după cum am arătat, în orogeneza Baicaliană (Asintică tîrzie).

Deformațiile hercinice S_2 și S_3 succed în timp tectonicii sinmetamorfice baicaliene deoarece deranjează microstructurile B_1 . Se caracterizează prin deformații penetrante activate prin forfecarea formațiunilor pe două sisteme de plane care au funcționat în timpuri diferite. Mobilizările metamorfice de cuarț, pe de o parte, flexurarea și orientarea lamelilor de filosilicați după suprafețele S_2 , S_3 pe de altă parte, indică desfășurarea deformațiilor în condițiile unui slab metamorfism. Morfologia elementelor microstructurale (microcutele de forfecare B_2 , B_3) și materializarea uneori a planelor S_2 , S_3 , prin clivaje sau suprafețe laminate, reflectă o deformare rupturală (forfecare) într-un mediu semiplastic.

Deformațiile pe planele S_2 și S_3 au fost atribuite tectogenezei hercinice pe baza identității lor cu cele cunoscute în seriile hercinice cutate din Carpații Orientali (Repedea, Rusaia, Țibău) și Meridionali (cristalinul Poiana Ruscă). Această regenerare hercinică se manifestă de altfel și prin întinerirea vîrstelor Model Ar/K. Certitudinea asupra penetrării



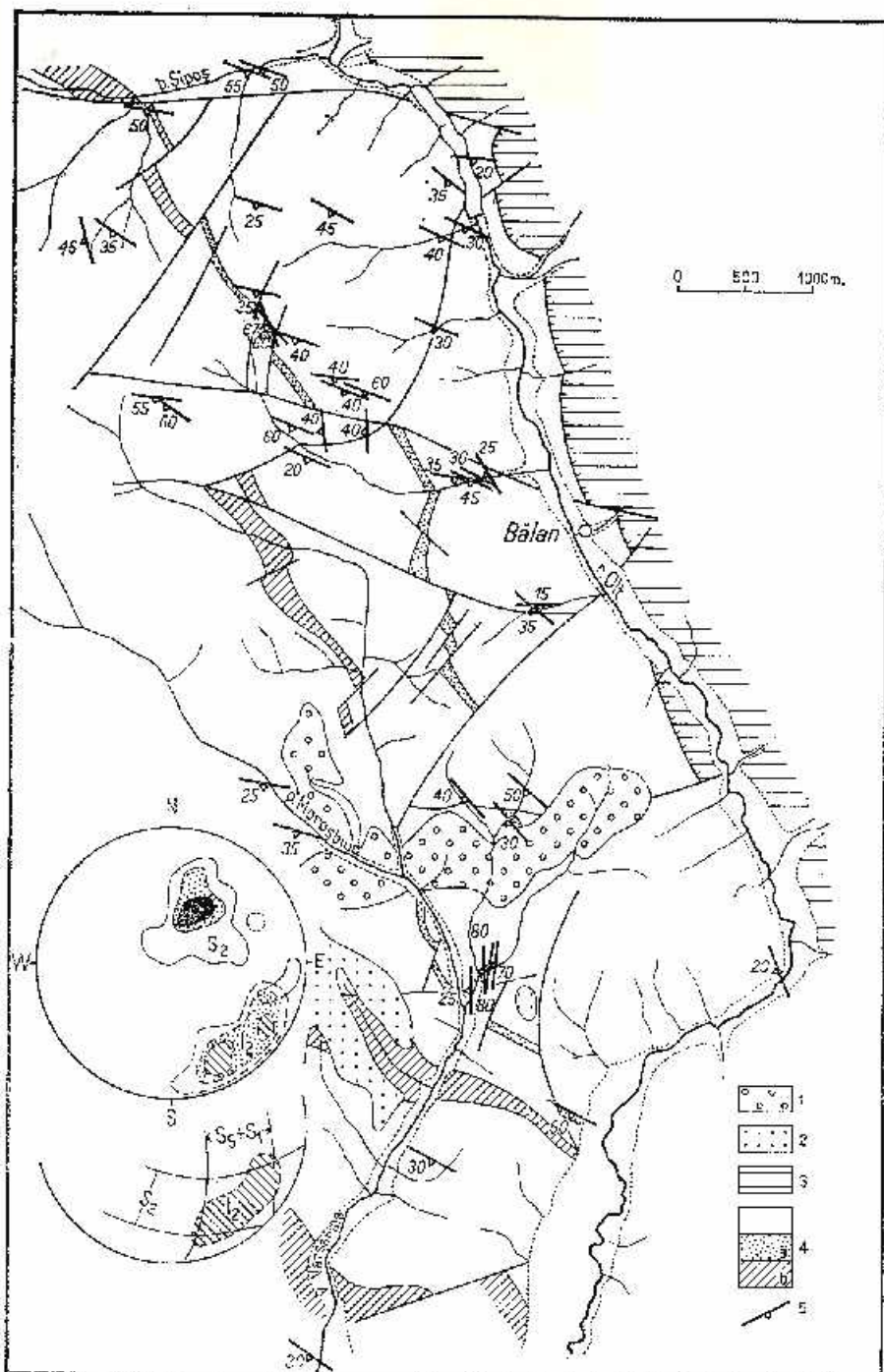


Fig. 2. — Schița elementelor plane ale deformării S_2 din seria de Tulgheș în regiunea Bălan.
 1, Cuaternar; 2, aglomerate andezitice pliocene; 3, seria de Bretila-Rarău și granitoidale de Hășhtea (pînză de Rarău); 4, seria de Tulgheș: a, orizontul metațufurilor rholitice de Bălan; b, orizontul metațufurilor diabazice de Sipoș;
 5, poziția planșelor de forțare S_2 .

Esquisse des éléments plans de la déformation S_2 de la série de Tulgheș de la région Bălan.
 1, Quaternaire; 2, agglomérats andésitiques pliocènes; 3, série de Bretila-Rarău et granitoïdes de Hășhtea (nappe de Rarău); 4, série de Tulgheș: a, horizon des métațufus rhyolitiques de Bălan; b, horizon des métațufus diabaziques de Sipoș; 5, position des plans de cisaillement S_2 .

acestor deformații hercinice post-sudete în fundamentul seriilor epimetamorfice hercinice există în urma recunoașterii trecerii lor în fundamentul precambrian al seriei de Repedea din masivul Rodna (Kräutner și Kräutner, 1970).

Deformarea S_2h se prezintă sub forma unei forfecări penetrante în masa șisturilor cristaline, activată pe un sistem de plane paralele, notate cu S_2h . Aceste plane orientate oblic pe șistozitatea de stratificație a rocilor (NNW/20-40 SW) (fig. 2, 3) deranjează elementele plane și liniare ale deformației sinmetamorfice baicaliene din seria de Tulgheș. În seria de Repedea și în Devonian-Carboniferul inferior epimetamorfic din Poiana Ruscă mișcarea pe aceste plane succede cutărilor principale (B_1) și apare ca o desăvârșire a deformării sudete într-un stadiu tardiv semiplastic.

În regiunea Bălan forfecarea pe suprafețele S_2h se manifestă prin deplasarea compartimentului superior spre NE, peste compartimentul inferior (supraîmpingere) (fig. 4). În urma acestei mișcări de alunecare se produce o flexurare a șisturilor sub forma unor microcute de forfecare asimetrice, cu flancul scurt laminat situat în planul de forfecare S_2h . Legătura genetică dintre aceste microcute și suprafețele de forfecare S_2h rezultă și din reprezentarea grafică din figura 5 prin situarea liniației L_2h și a axelor microcutelor B_2h la intersecția planului S_2h cu șistozitatea de stratificație S_2 . Gurău (1966, 1969) descrie aceste flexuri drept cule secundare, postmetamorfice cu flancurile scurte laminate și cele lungi exfoliate și leagă punerea în loc a mineralizației de la Bălan de spațiile create prin exfolierea flancurilor lungi.

Deformarea S_3h este reprezentată printr-o forfecare pe un sistem de plane orientate în general NE, și înclinate puternic spre SE (fig. 3, 4). Acest sistem notat cu S_3h deranjează elementele sistemului S_2h și se caracterizează printr-o dezvoltare neomogenă, cu intensificări locale (Ex. cursul superior al pârului Minei). Deplasările pe S_3h cauzează forfecări și flexurări care ondulează suprafața șistozității de stratificație după muchii ascuțite. Aspectul morfologic al microcutelor de forfecare (B_3h) astfel formate este reprezentat în figura 4. Ondularea planului S_3 din cauza forfecării pe S_3h este tautozonală cu axul microcutelor de forfecare B_3h și cu liniația de intersecție L_3h (fig. 5).

Compartimentarea tectonică. Ulterior deformărilor S_2h și S_3h formațiunile cristaline au fost afectate succesiv de patru sisteme de falii (fig. 6) corespunzătoare la patru faze principale de tectonică disjunctivă.



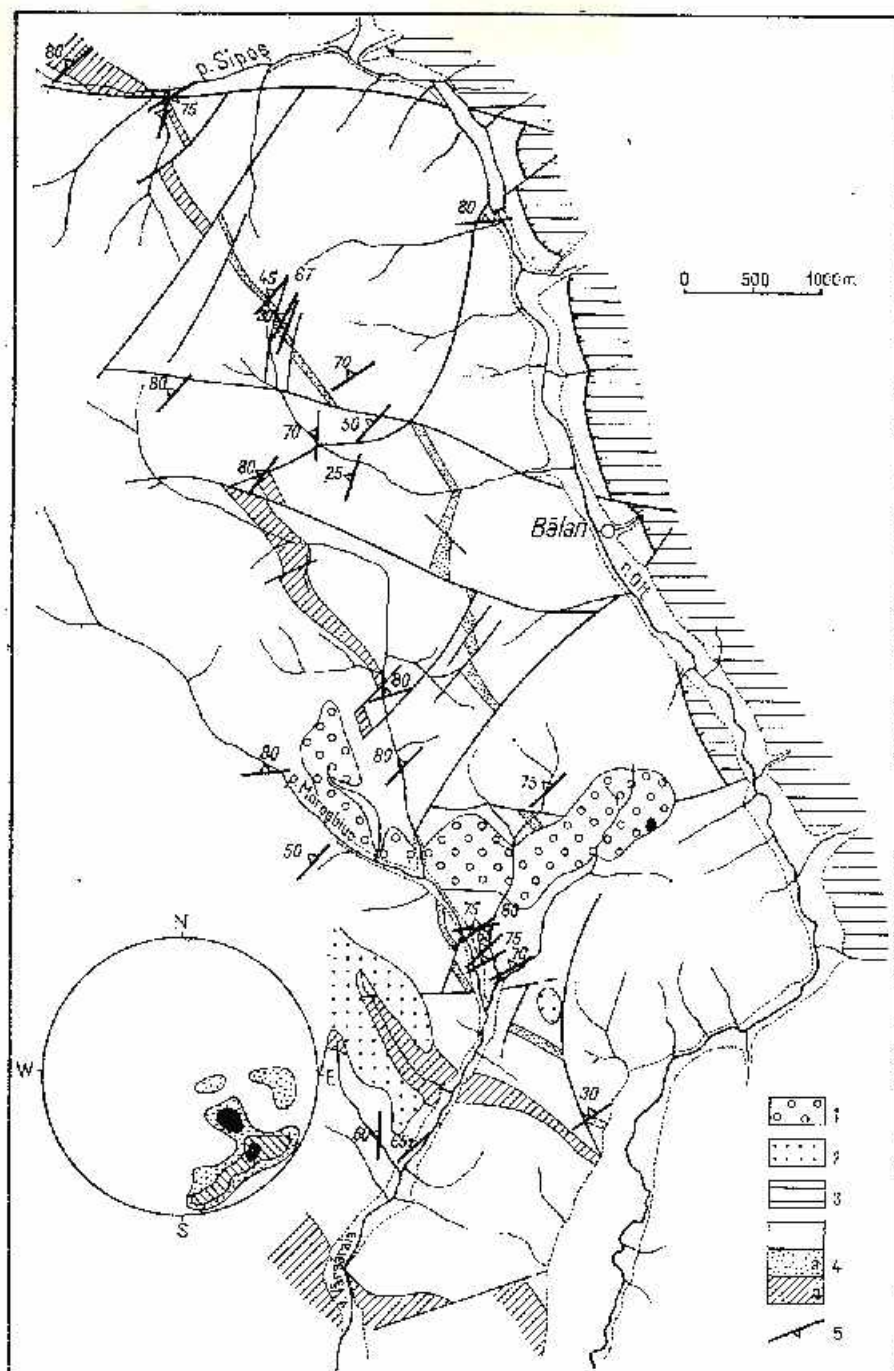


Fig. 3. — Schița elementelor plane ale deformării S_3 din seria de Tulgheș în regiunea Bălan.

1, Cuscernar; 2, aglomerate andesitice pliocene; 3, seria de Bretila-Rarâu și granitoidele de Hășhimaș (pinza de Rarâu); 4, seria de Tulgheș: a, orizontul metațufurilor riolitice de Bălan; b, orizontul metațufurilor diabasice de Sîpș; 5, poziția planurilor de forfecare S_3 .

Esquisse des éléments plans de la déformation S_3 de la série de Tulgheș dans la région de Bălan.

1, Quaternaire; 2, agglomérats andésitiques pliocènes; 3, série de Bretila-Rarâu et granitoïdes de Hășhimaș (nappe de Rarâu); 4, série de Tulgheș: a, horizon des métatufs rhyolitiques de Bălan; b, horizon des métatufs diabasiques de Sîpș; 5, position des plans de cisaillement S_3 .

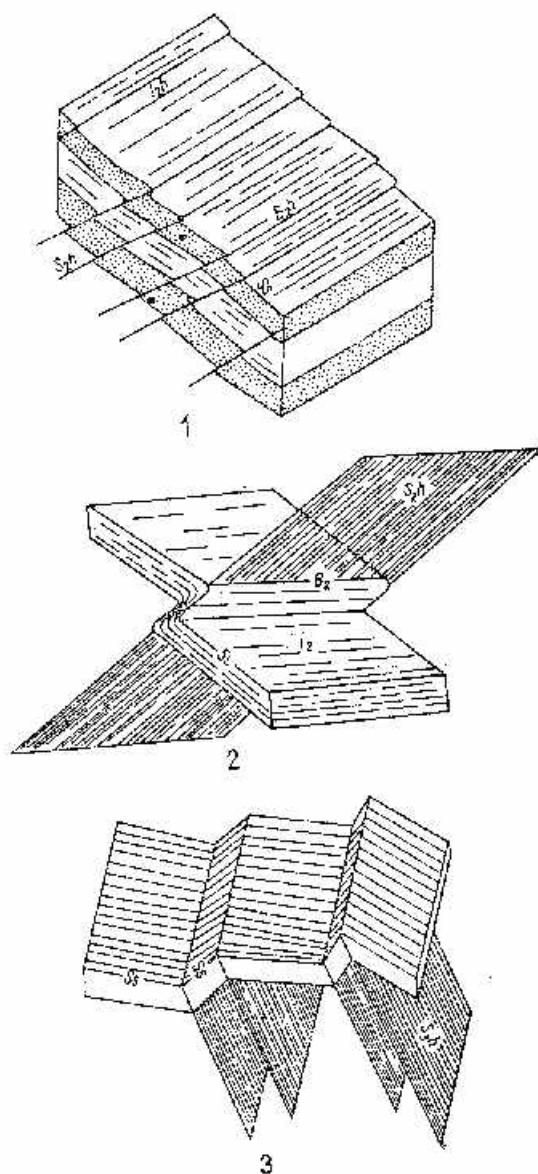


Fig. 4. — Aspectele morfologice și elementele microstructurale ale deformărilor hercynice S_2h (1, aspect general; 2, detaliu) și S_3h (3).

B, ax de microfolică; 1, linie de intersecție; S_2 , schistositate de stratificație; S_2h , S_3h , plane de forfecare.

Aspects morphologiques et éléments microstructuraux des déformations hercyniennes S_2h (1, aspect général; 2, détail) et S_3h (3).

B, axe de microfili; 1, linéation d'intersection; S_2 , schistosité de stratification; S_2h , S_3h , plans de cisaillement.

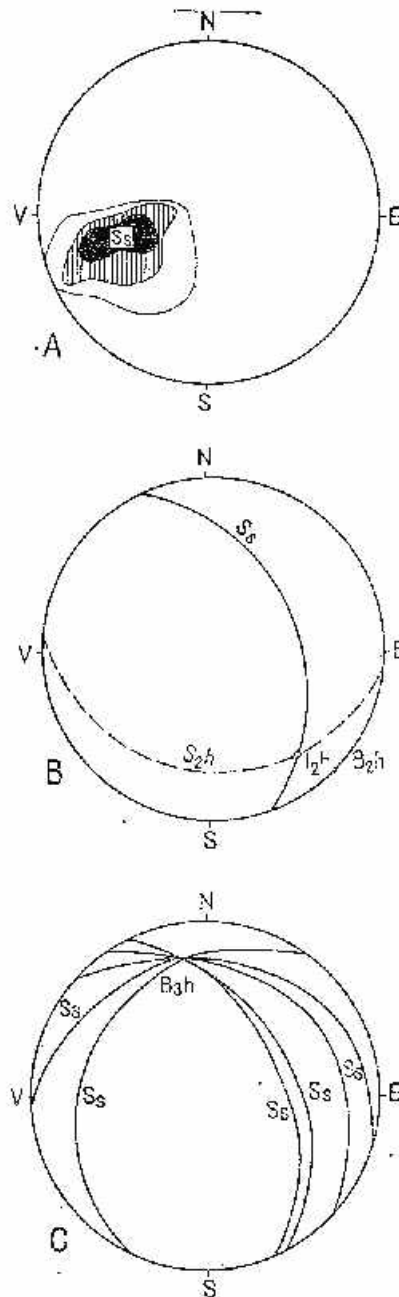


Fig. 5. — Poziția și relațiile unor elemente microstructurale din seria de Tulgheș în regiunea Bălan. A, Poziția polilor sistozității de stratificație (zonală 4, 3, 1% emisfera inferioară). B, Interdependența poziției axului microcutilor B_{2h} și a liniației l_{2h} față de intersecția planelor S_{2h} cu sistozitatea de stratificație (S_s). C, Orientarea tectozonă cu axul microcutilor B_{2h} a sistozității de stratificație (S_s) prin forfecare pe planul B_{3h} .

Position et relations de certains éléments microstructuraux de la 3^e série de Tulgheș de la région de Bălan.

A, position de pôles des plans de schistosité de stratification (zonalés 4, 3, 1% ; hémisphère inférieure). B, dépendance entre la position de l'axe des microplis B_{2h} et de la linéation l_{2h} d'une part et l'intersection des plans S_{2h} et la schistosité de stratification (S_s) d'autre part. C, orientation tectozonale avec l'axe des microplis B_{2h} de la schistosité de stratification (S_s) due au cisaillement le long des plans B_{3h} .

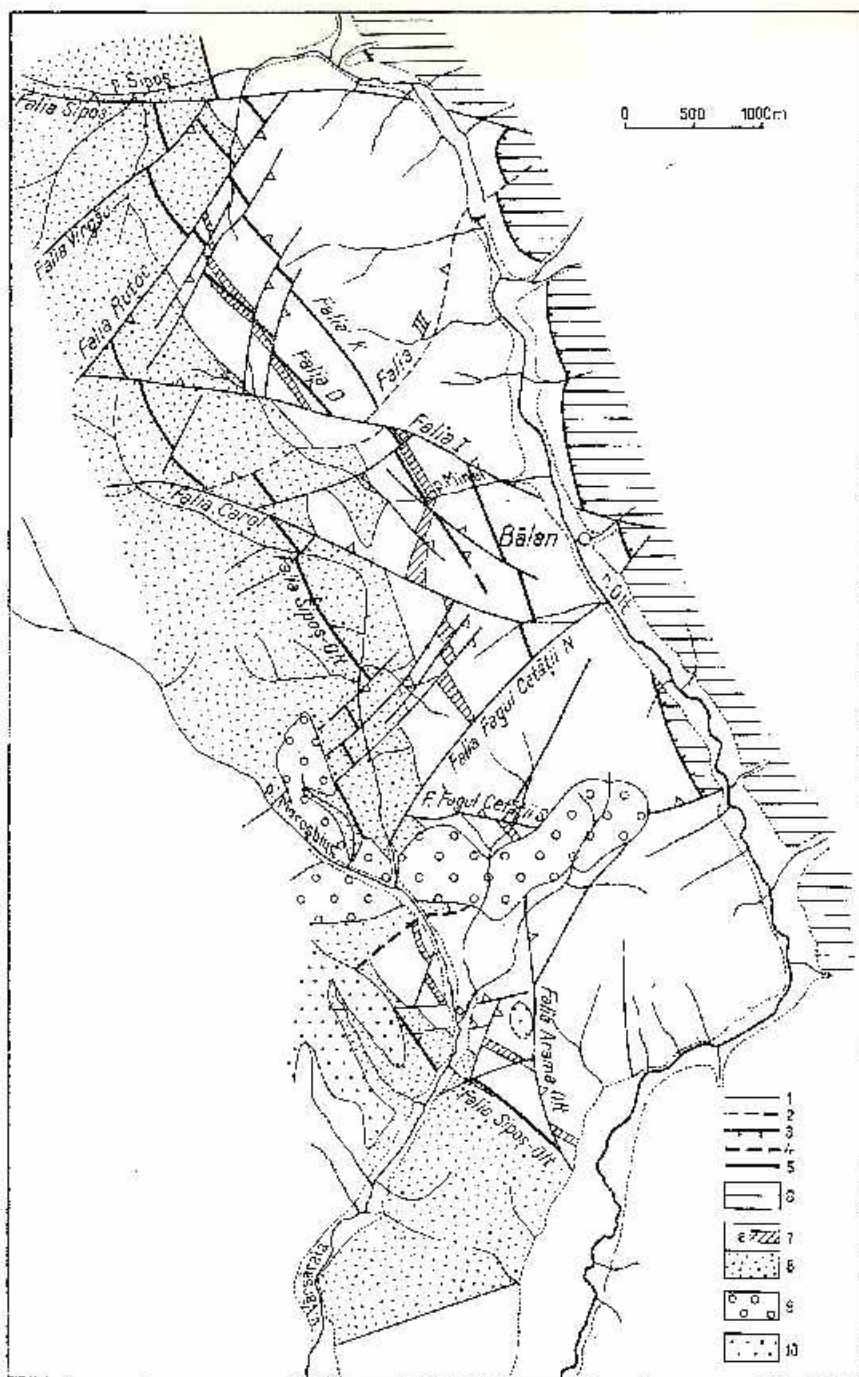


Fig. 6. — Schița dislocațiilor tectonice din regiunea Bălan.

1, falii oblice conjugate, post-oligocene; 2, falia III din mina Bălan; 3, planul de șarjaj al plauzi de Rădău; 4, falii or; 5, falii direcționale; 6, seria de Brețila-Rădău și granitoidale de Hăghimaș; 7, complexul T_2 din seria de Tulgheș; a, orizontul metafontilor rhyolitice de Bălan; b, complexul T_2 din seria de Tulgheș; 9, aluviiuri pleistocene; 10, aglomerate andezitice pliocene.

Esquisse des dislocations tectoniques de la région de Bălan.

1, failles obliques conjuguées, post-oligocènes; 2, faille III de la mine de Bălan; 3, plan de charriage de la nappe de Rădău; 4, failles or; 5, failles directionnelles; 6, série de Brețila-Rădău et granitoïdes de Hăghimaș; 7, complexe T_2 de la série de Tulgheș; a, horizon des métatufs rhyolitiques de Bălan; b, complexe T_2 de la série de Tulgheș; 9, alluvions pléistocènes; 10, agglomérats andésitiques pliocènes.

Relațiile reciproce dintre dislocațiile acestor sisteme permit stabilirea următoarei succesiuni de formare :

1. Sistemul faliiilor direcționale
2. Sistemul faliiilor transversale (*ac*)
3. Șariajul pînzei de Rarău
4. Sistemul de falii oblice conjugate, post-oligocene.

1. Sistemul faliiilor direcționale cuprinde cele mai vechi dislocații observate în formațiunile seriei de Tulgheș din regiune, decroșate de către toate falile din celelalte sisteme. Au putut fi puse în evidență 4 asemenea dislocații direcționale și anume :

Falia Olt-Șipoș, trasată de Mureșan²⁸ din valea Oltului spre sud, a fost presupusă de a se continua în lungul văii Voroc și peste culmea Piatră Serisă pînă în valea Șipoș. Aceasta datorită faptului că în lungul traseului menționat se pare că lipsește o parte din succesiunea stratigrafică a seriei de Tulgheș în zona limitei dintre complexele Tg_2 și Tg_3 . Spre deosebire de mișcarea constatată pe celelalte falii direcționale interceptate de lucrările miniere, pe falia Olt-Șipoș compartimentul vestic apare ridicat față de cel estic ;

Faliile D și K²⁹ au fost identificate în lucrările miniere de la Bălan (mina 1 și 2). Ele produc încălcearea compartimentului estic peste cel vestic cauzînd astfel dedublarea zonelor cu minereu la anumite orizonturi ale exploatării miniere ;

O falie asemănătoare a fost întilnită în zona explorărilor dintre Fagul Cetății și pînul Minei, în galeria 17.

2. Sistemul faliiilor transversale (*ac*) este decroșat de falile sistemului oblic-conjugat și nu deranjează planul de șariaj al pînzei de Rarău. În regiunea cercelată este cunoscută pînă în prezent o singură falie din acest sistem și anume falia deosebit de importantă care decroșează orizontul Bălan de la galeria 1 la galeria Fagul Cetății Vechi pe o distanță de 900 m.

3. Șariajul pînzei de Rarău urmărește versantul stîng al văii Oltului de la valea Șipoș pînă la sud de localitatea Bălan unde traversează local și în versantul drept al văii. Planul de șariaj este însoțit de o zonă groasă de milonite și șisturi laminate atât în formațiunile seriei de Tulgheș cît și în cele ale pînzei de Rarău. Este decroșat sistematic de falile sistemului oblic-conjugat. Vîrsta alpină a șariajului este susținută

²⁸ Date nepublicate.

²⁹ Notăție utilizată în mina Bălan (*op. cit.* pct. 10).



de Mureșan (1967). Săndulescu presupune în schimb că punerea în loc a pinzei de Rarău a avut loc în orogeneza hercinică.

4. Sistemul de falii oblice conjugate post-oligocene cuprinde majoritatea dislocațiilor din regiune. Este reprezentat printr-un grup de falii cu înclinări sud-estice, orientat NE și un grup de falii cu înclinări nord-estice, orientat WNW. Ambele grupe de falii produc decroșări conforme. Vârsta post-oligocenă a fost atribuită acestui sistem, care intersectează toate faliile celorlalte sisteme, în urma corelării lui cu faliile identice din partea de nord a zonei cristalino-mezozoice (Krăutner, 1968).

Dislocațiile importante ale grupului NE-SW sînt faliile Virgău, Ruțoc, Fagul Cetății Nord și Arama Oltului, iar cele ale grupului WNW faliile Șipoș, I (mina Bălan), Carol și Fagul Cetății Sud. Drept falii importante calificăm acele dislocații pe care decroșarea depășește 200-250 m și implică în consecință mutarea centrelor de exploatare.

În mina Bălan au fost identificate două falii importante care nu se încadrează în sistemele menționate: falia II și falia III⁹⁰. Falia II este ulterioară sistemului direcțional și anterioară faliei III care la rîndul ei decroșează planul de șariaj al pinzei de Rarău și este deranjată de faliile sistemului conjugat.

BIBLIOGRAFIE

- Badör Fr. (1849) Beschreibung des Kupferbergbaues. *Kraus, Jahrb. für den Berg-u. Hüttenmann*. II, p. 174-189.
- Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les monts Hăghimaș-Ciuc. *An. Inst. Geol. Roum.*, XXI, București.
- Chelărescu Al. (1939) Note sur le gisement de Bălan. *C.R. Inst. Sci. Roum. (Acad. Sci. Roum.)*, III/2, p. 242-245, București.
- Clornei P., Vasilescu L. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea izvoarelor Oltului și Mureșului. *D.S. Inst. Geol.* XLVI, p. 337-403, București.
- Cotta B.v. (1855) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukovina. *Jahrb. d.k. k. geol. R.A.* VI, p. 103-135, Wien.
- Gurău A. (1966) Importanța cercetării elementelor microtectonice principale în unele zăcăminte metalifere localizate în șisturile cristaline din România. *Bul. Soc. Șt. Geol. R. S. România*, X, p. 63, 1, București.
- (1969) Studiul structural și genetic al zăcămintelor metalifere din șisturile cristaline ale Carpaților Orientali. *D.S. Com. Stat. Geol.* LIV/2, p. 151-186, București.

⁹⁰ *Op. cit.*, pct. 10.



- **Bădulescu I.** (1967) Critères géologiques structuraux de détermination du rapport entre les processus de minéralisation métallifère, la tectonique et le métamorphisme des schistes cristallins des Carpates Orientales. *Assoc. Carp.-Balk. VIII Congr. Rep. Petrologie et métamorphisme*, p. 77—83, Belgrade.
- Hauer F., Stäche G.** (1863) *Geologie Siebenbürgens*, Wien.
- Herbich Fr.** (1861) Die Urschieferformationen der östlichen Karpaten und ihre Erzlagertätten. *Öster. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen*, p. 209—211, 218—222.
- (1878) Das Szeklerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landesteile geologisch und paläontologisch beschrieben. *Mitt. aus dem Jahrb. k. ung. Geol. Anst.* V/2.
- Ilieşcu Violeta, Mureşan M.** (1970) Contribuţii de ordin palinologic la cunoaşterea stratigrafiei şi vârstei serilor metamorfice din partea sudică a compartimentului Tisacinc (zona cristalină-mezozoică a Carpaţilor Orientali). *D.S. Inst. Geol.* LXVI/3, p. 97—110, Bucureşti.
- **Mureşan M.** (1972 a) Asupra prezenţei Cambrianului inferior în Carpaţii Orientali — seria epimetamorfică de Tulgheş. *D.S. Inst. Geol.* LVIII/4, Bucureşti.
- Mureşan M.** (1972 b) Asupra prezenţei unor asociaţii microfioristice în formaţiunea paleozoică a breccilor de Hăghimaş — implicaţii stratigrafice şi tectonice privind zona cristalină-mezozoică. *D.S. Inst. Geol.* LVIII/4, Bucureşti.
- Kräutner Il. G.** (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 13, 2, p. 337—355, Bucureşti.
- (1972) Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der kristallinen Zone der nördlichen Ostkarpaten (Maramurescher Massiv). *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr. Série Géol.* 16, 2, p. 81—90, Bucureşti.
- **Kräutner Florentina** (1970) Formaţiunile cristaline din versantul nordic al masivului Rodna. *D.S. Inst. Geol.* LV/1, p. 173—196, Bucureşti.
- Mureşan M.** (1967) Structura tectonică a părţii de sud a zonei cristalină-mezozoice din Carpaţii Orientali. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12, 1, p. 243—248, Bucureşti.
- (1970) Asupra prezenţei Paleozoicului superior nemetamorfozat, în facies continental în zona cristalină-mezozoică a Carpaţilor Orientali. *D.S. Inst. Geol.* LXVI/4, p. 6—17, Bucureşti.
- Mureşan Georgeta, Mureşan M.** (1972) Asupra prezenţei conglomeratelor metamorfizate în seria de Tulgheş (zona cristalină-mezozoică a Carpaţilor Orientali). *D.S. Inst. Geol.* LVIII/1, Bucureşti.
- **Pellz S.** (1960) Notă explicativă la harta metalogenetică sc. 1:200.000, foaia Topliţa. *Inst. Geol. Bucureşti.*
- Săndulescu M.** (1967) La nappe de Hăghimaş, une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp.-Balk. VIII Congr. Belgrad*, 1, p. 179—185, Belgrad.



SUCCESSION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE DU CAMBRIEN INFÉRIEUR ÉPIMÉTAMORPHIQUE (SÉRIE DE TULGHEȘ) DE LA RÉGION DE BĂLAN -- CARPATES ORIENTALES.

(Résumé)

La région de Bălan est située dans le secteur méridional de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales, secteur caractérisé par la superposition de quatre unités tectoniques (nappes) charriées dans leur ensemble sur l'unité interne du flysch crétacé. Les nappes se succèdent de la partie supérieure vers celle inférieure, comme il suit ;

La nappe de Hăghimaș constituée de dépôts calcaires attribués au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur ;

La nappe de Rarău constituée par les formations mésométamorphiques (série de Bretila-Rarău), les granitoïdes de Hăghimaș et les dépôts mésozoïques sous faciès bucovinien du massif de Hăghimaș, charriés sur les schistes épimétamorphiques de la série de Tulgheș. Sur les formations mésométamorphiques reposent transgressivement et en discordance de métamorphisme les schistes épimétamorphiques ordovicien-siluriens de la série de Dâmuc (Ilieșcu, Mureșan, 1972), surmontés à leur tour par „la formation des brèches de Hăghimaș” qui vu une association de spores identifiée par Ilieșcu et Mureșan (1972) est d'âge permien. La succession stratigraphique s'achève par les dépôts mésozoïques de la série bucovinienne du synclinal de Hăghimaș.

L'une des nappes bistriciennes (nappe de Rodna-Mestecăniș ou nappe de Putna) constituée par les formations épimétamorphiques de la série de Tulgheș (Cambrien inférieur) qui représentent l'objet de cet article.

L'unité tectonique inférieure (selon Săndulescu, 1967 la nappe subbucovinienne) affleure dans la fenêtre de Tomești. Elle est constituée d'une formation de brèches et de conglomérats à éléments exclusivement cristallophylliens, et de sédiments mésozoïques sous faciès subbucovinien.

D'après les associations de spores avec *Psophosphaera obscura*, *Pischova*, *Granomarginata vulgaris* Naum., *Achantosphaera Cambriensis* Naum., *Microconcentrica atava* Naum., *Spumosa* sp. identifiées par Ilieșcu et Mureșan (1972) dans les formations épimétamorphiques de la vallée de l'Olt et du ruisseau Pîrîul Minei (vallée Băii), la succession lithologique de la série de Tulgheș de la région étudiée revient dans son ensemble au Cambrien inférieur. L'âge isotopique moyen de 560 m.a. obtenu pour le plomb de trois échantillons de minerai de Bălan (500, 590, 600 m.), indique également l'âge cambrien pour les concentrations syngénétiques stratiformes des sulfures et pour les schistes de la série de Tulgheș où ils sont intercalés. Vu les données isotopiques K/Ar dont nous disposons jusqu'à présent (la valeur maximum des âges modèle K/Ar = 460 m.a., l'âge isochrone K/Ar = 520 m.a.) le métamorphisme de la série de Tulgheș a eu lieu pendant le Cambrien moyen, donc au cours de l'orogénèse baïkalicenne (assintienne tardive).

La tendance générale du rajeunissement des âges isotopiques K/Ar indique une régénération hercynienne.



On a établi les suivantes unités lithostratigraphiques de la succession des formations épimétamorphiques du Cambrien inférieur de la série de Tulgheș :

Le complexe T_{E_1} (1200 m) représente la partie inférieure de la succession connue dans les Carpates Orientales. Il est constitué par les horizons lithostratigraphiques suivants :

L'horizon des métatufs rhyolitiques de Sadocut $T_{1,2}$, situé à la partie inférieure de la succession lithostratigraphique de la région étudiée. Les roches, en général de couleur blanche, présentent un rubanement évident et contiennent des cristaux relictés de quartz et de feldspath.

L'horizon Fagul Înalt — $T_{E_{1,3}}$ (400 m) constitué de schistes séricito-graphiteux et séricito-chloriteux repose sur les métatufs rhyolitiques de Sadocut. Il contient de rares intercalations de quartzites noirs et de métatufs acides.

L'horizon Virgău — $T_{E_{1,4}}$ (400 m) surmonte les quartzites noirs de la partie supérieure de l'horizon $T_{E_{1,3}}$ étant constitué de schistes séricito-chloriteux quartzeux et de schistes quartzitiques sériciteux-chloriteux.

Le complexe T_{E_2} (1400 m) contient les horizons lithostratigraphiques suivants :

L'horizon Sîndomic — $T_{E_{2,1}}$ (750 m) constitué en grande partie de schistes séricito-graphiteux en alternance avec des schistes séricito-chloriteux et des schistes sériciteux. Comme éléments caractéristiques il comporte plusieurs niveaux de quartzites noirs et quelques couches discontinues de métatufs basiques.

L'horizon des métatufs diahasiques de Șipoș — $T_{E_{2,2}}$ constitué généralement de métatufs diahasiques, de métagabbros, d'intercalations terrigènes et sporadiquement de minces niveaux de métatufs acides.

L'horizon Voroc — $T_{E_{2,3}}$ (400 m) contient une alternance de schistes séricito-graphiteux, de schistes sériciteux phyllitiques et de schistes séricito-chloriteux.

Le complexe T_{E_3} (1600 m) contient les horizons lithostratigraphiques suivants :

L'horizon de Bălan — $T_{E_{3,1}}$ (300 m) constitué de schistes et de phyllites séricito-chloriteux et sériciteux. Dans deux niveaux stratigraphiques apparaissent des concentrations stratiformes de minéral de pyrite et de chalcopryrite associées à des quartzites chloriteux.

Le niveau inférieur à sulfures (30 m) est formé de schistes à faibles imprégnations de pyrite, moins souvent de chalcopryrite.

Le niveau supérieur à sulfures (200 m) contient la succession des schistes et des quartzites chloriteux qui renferment les minerais exploités à Bălan et à Fagul Cetății.

L'horizon des métatufs rhyolitiques de Bălan — $T_{E_{3,2}}$ (40 m) surmonte l'horizon à sulfures de Bălan. Il représente un niveau repère pour les explorations et les prospections géologiques.

L'horizon vallée Băii — $T_{E_{3,3}}$ (400 m) contient les schistes sériciteux, séricito-chloriteux, parfois faiblement graphiteux, situés entre les métatufs rhyolitiques de Bălan et l'horizon surjacent à métatufs acides, le métatuf rhyolitique de Sedloca. Vers la partie médiane de l'horizon apparaît un niveau à faibles imprégnations de pyrite et quelquefois de chalcopryrite, dénommé niveau à imprégnations de sulfures de vallée Băii (20-40 m).

L'horizon des métatufs rhyolitiques de Sedloca — $T_{E_{3,4}}$ (60 m) contient les métatufs acides qui surmontent l'horizon vallée Băii ($T_{E_{3,3}}$).

L'horizon Arama Oltului — $T_{E_{3,5}}$ (800 m) n'affleure que dans la partie méridionale de la région. Il est constitué en une large mesure par des schistes sériciteux-chloriteux. Quelques couches minces de métatufs acides sont intercalées vers la partie supérieure de la succession, alors que vers la partie inférieure de l'horizon, à approximativement 200 m au-dessus des métatufs de Sedloca, apparaît un niveau de schistes à faibles imprégnations de pyrite et de chalcopryrite, notamment le niveau à imprégnations de sulfures d'Arama Oltului (60 m).



L'actuel aspect structural de la région de Bâlan est le résultat de l'interférence de plusieurs phases tectoniques successives, caractérisées par des types de déformations différentes. Le plissement symmétamorphique baikalien est suivi durant l'orogénèse hercynienne d'une déformation localement très pénétrante reprise au cours de deux phases successives par des mouvements de cisaillement à orientations différentes au cours de chaque phase. Ulérieurement, probablement dès le diastrophisme hercynien, et principalement au cours de celui alpin, la région a été compartimentée par des charriages et par des systèmes de failles d'âges différents.

C'est la tectonique symmétamorphique baikalienne (B_1) qui est responsable de la structure généralement monoclinale de cette région; le monocline, sur lequel se trouvent quelques plis secondaires représente le flanc oriental de l'anticlinal de Sîndomic situé dans la partie occidentale de la région.

Les déformations hercyniennes (S_2 et S_3) représentent des cisaillements pénétrants dus à deux systèmes de plans ($S_2 = \text{NW-SE/SW}$ surpoussée; $S_3 = \text{NE-SW/NW}$ sous-poussée) qui ont été activés successivement au cours de deux phases de mouvement. Ces déformations ont conduit à la régénération hercynienne du cristallin baikalien et au rajeunissement des âges isotopiques K/Ar.

La compartimentation tectonique (prédominante alpine) a eu lieu successivement par quatre systèmes de dislocation: 1, système des failles directionnelles; 2, système des failles transversales (ac); 3, charriage mésozoïque; 4, système des failles obliques conjuguées, post-oligocènes.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche III

Carte géologique de la région de Bâlan.

1, alluvions holocènes; 2, alluvions pléistocènes; 3, agglomérats andésitiques pliocènes; 4, lamprophyres. Série de Tulgheş (Cambrien inférieur): 5, horizon Arama Oltului ($Tg_{3,3}$): schistes et phyllites sériciteux, séricito-chloriteux, séricito-graphiteux, à rares intercalations de métatuffites acides minces, vers la partie supérieure (b); niveau avec imprégnations de sulfures d'Arama Oltului (a); 6, horizon des métatufs rhyolitiques de Sedloca ($Tg_{3,4}$); 7, horizon vallée Bâii ($Tg_{3,2}$): schistes et phyllites séricito-quartzeux, séricito-chloriteux, séricito-graphiteux, quartzites à séricite; niveau à imprégnations de sulfures de vallée Bâii (a); 8, horizon des métatufs rhyolitiques de Bâlan ($Tg_{3,2}$): métatufs et métatuffites rhyolitiques, de manière subordonnée schistes séricito-graphiteux et schistes sériciteux; 9, horizon Bâlan ($Tg_{3,1}$): schistes quartzitiques chloriteux (\pm pyrite, chalcopyrite), schistes séricito-chloriteux, de manière subordonnée schistes séricito-graphiteux: a, niveau inférieur à sulfures; b, niveau supérieur à sulfures; 10, horizon Voroc ($Tg_{2,2}$): alternance de schistes séricito-graphiteux avec des schistes séricito-chloriteux: a, quartzites; b, quartzites noirs; 11, horizon Şipoş ($Tg_{2,2}$): métatufs et métatuffites diabasiques à intercalations de schistes séricito-chloriteux (a) et séricito-graphiteux (b); métatufs acides (c); 12, horizon Sîndomic ($Tg_{2,1}$): alternance de schistes séricito-graphiteux avec des schistes séricito-chloriteux: a, métatuffites et métatufs basiques; b, quartzites noirs; 13, horizon Virău ($Tg_{1,3}$): schistes séricito-chloriteux (\pm quartzeux); a, quartzites à séricite; b, métatufs acides; 14, horizon Fagul Inalt ($Tg_{1,3}$): alternance de schistes séricito-graphiteux avec des schistes séricito-chloriteux; a, quartzites noirs; b, métatufs



acides; c, calcaree; 15, *horizon des métatufs rhyolitiques de Sadocut* ($Tg_{1,2}$): a, intercalations de schistes séricito-chloriteux (\pm graphiteux, \pm quartzeux). *Roches métacraptives*: 16, métagabbros. Série de Brețila-Rarău: Précambrien moyen et granitoïdes de Hăghimaș: 17, mica-chistes, gneiss, gneiss ocellés, granitoïdes; 18, schistosité de stratification; 19, faille principale; 20, faille secondaire; 21, plan de charriage; 22, terțil; 23, carrière; 24, position des coupes géologiques.

Planche IV

Coupes géologiques dans la région de Bălan.

1, alluvions pléistocènes; 2, agglomérats andésitiques pliocènes. Série de Tulgheș (Cambrien inférieur): 3, *horizon Arama Oltului* ($Tg_{3,3}$): schistes et phyllites séricito-chloriteux, séricito-graphiteux à rares intercalations de métatuffites acides minces, vers la partie supérieure: a, niveau à imprégnations de sulfures d'Arama Oltului; 4, *horizon des métatufs rhyolitiques de Sadocut* ($Tg_{3,4}$); 5, *horizon vallée Băii* ($Tg_{3,5}$): schistes et phyllites séricito-quartzeux, séricito-chloriteux, séricito-graphiteux, quartzites à séricite: a, niveau à imprégnations de sulfures vallée Băii; 6, *horizon des métatufs rhyolitiques de Bălan* ($Tg_{3,6}$): métatufs et métatuffites rhyolitiques, de manière subordonnée schistes séricito-graphiteux et schistes sériciteux; 7, *horizon Bălan* ($Tg_{3,7}$): schistes quartzito-chloriteux (\pm pyrite, chalcoppyrite), schistes séricito-chloriteux, de manière subordonnée schistes séricito-graphiteux: a, niveau inférieur à sulfures; b, niveau supérieur à sulfures; c, quartzites chloriteux à imprégnations locales de pyrite et de chalcoppyrite; 8, *horizon Voroc* ($Tg_{2,3}$): alternance de schistes séricito-graphiteux avec des schistes séricito-chloriteux: a, quartzites; b, quartzites noirs; 9, *horizon Șilș* ($Tg_{2,3}$): métatufs et métatuffites diabasiques à intercalations de schistes séricito-chloriteux (a); 10, *horizon Stăndăniș* ($Tg_{2,1}$): alternance de schistes séricito-graphiteux avec des schistes séricito-chloriteux; a, métatuffites et métatufs basiques; b, quartzites noirs; 11, *horizon Virgău* ($Tg_{1,3}$): schistes séricito-chloriteux (\perp quartzeux); 12, *horizon Fașul Inalt* ($Tg_{1,3}$): alternance de schistes séricito-graphiteux avec des schistes séricito-chloriteux: a, quartzites noirs; b, métatufs acides; 13, *horizon des métatufs rhyolitiques de Sadocut* ($Tg_{1,2}$): a, intercalations de schistes séricito-chloriteux (\pm graphiteux, \perp quartzeux). *Roches métacraptives*: 14, métagabbros. Série de Brețila-Rarău (Précambrien moyen): 15, mica-schistes, gneiss, gneiss ocellés, granitoïdes.

ÎNTREBĂRI ȘI DISCUȚII

I. B a l i n t o n i. Care sînt relațiile dintre lamprofire și sistemele de fracturi?

H. K r a ũ n e r. Bloanele de lamprofire au fost influențate în special pe falii ale sistemului oblic conjugat, mai rar pe dislocații direcționale.

Sînt mineralizații pe fracturile direcționale?

Nu, mineralizațiile nu sînt controlate genetic sau spațial de tectonica disjunctivă.

Care sînt legăturile dintre seturile de plane S și paragenezele de neoformație?

Pe planele S_2 și S_3 apar uneori filossilicați sau filoane de cuarț.



V. Mutihac. Se solicită să se facă un comentariu asupra părerii expusă anterior de G. h. Popescu, că seria de Tulgheș din regiunea Bălan ar reprezenta seria de Hăghimaș retromorfizată. Se exprimă acordul față de considerarea seriei de Tulgheș, ca serie de sine stătătoare, așa cum a expus vorbitorul.

PLANȘA I

Fig. 1. — Șistozitatea de stratificație (verticală) și planele S_2h (orizontal) în filitele sericito-grafitoase din cursul superior al piriului Minei (T_{G₂₋₃}). În stînga sus intersecția celor două elemente microstructurale.

Schistosité de stratification (verticalement) et plans S_2h (horizontalement) dans les phyllites séricito-graphiteuses du cours supérieur du ruisseau Minei (T_{G₂₋₃}). En haut à gauche intersection des deux éléments microstructuraux.

Fig. 2. — Intersecția șistozității de stratificație cu planele de forfecare S_2h și microcute D_2h în filitele sericitoase (T_{G₂₋₃}) din cursul superior al piriului Minei.

Intersection de la schistosité de stratification avec les plans de cisaillement S_2h et les microplis D_2h dans les phyllites sériciteuses (T_{G₂₋₃}) du cours supérieur du ruisseau Minei.





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședintelor, vol. LIX.1.



PLANȘA II

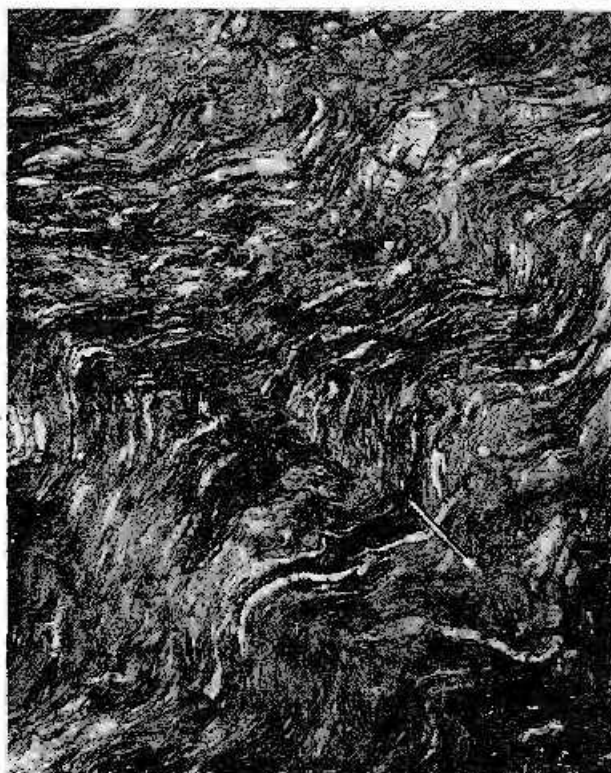
Fig. 1. — Microcute de forfecare B_2h (creionul indică orientarea planelor de forfecare S_2h) în gîturile sericitoase cuarțoase ($Tg_{3,3}$) din galeria 11.

Microplis de cisailament B_2h (le crayon indigie l'orientation des plans de cisaillement S_2h) dans les schistes sériciteux quartzeux ($Tg_{3,3}$) de la galerie 11.

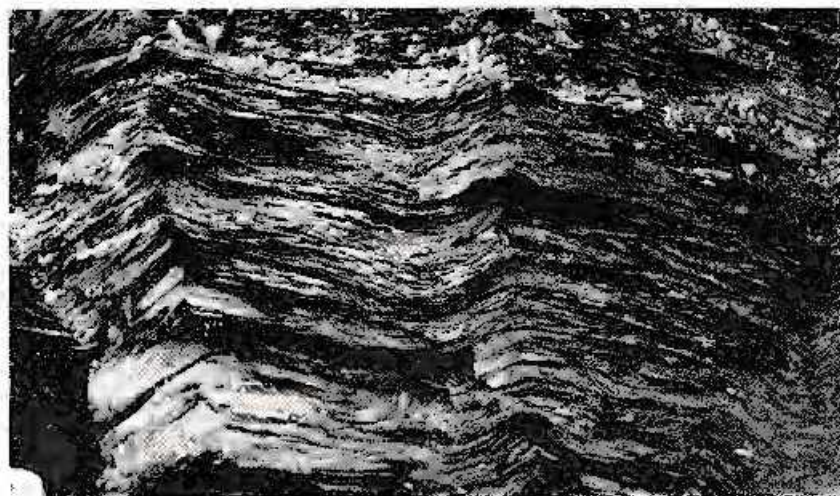
Fig. 2. — Ondularea șistozilății de stratificație (orizontal) prin planele de forfecare S_3h (vertical), microcute B_3h în filitele sericito-grafitoase din cursul superior al pîrului Minei, lângă galeria Șipoș 0.

Ondulation de la schistosité de stratification (horizontalement) due aux plans de cisaillement S_3h (verticalement), microplis B_3h dans les phyllites séricito-graphiteuses du cours supérieur du ruisseau Minei, au voisinage de la galerie Șipoș 0.





1

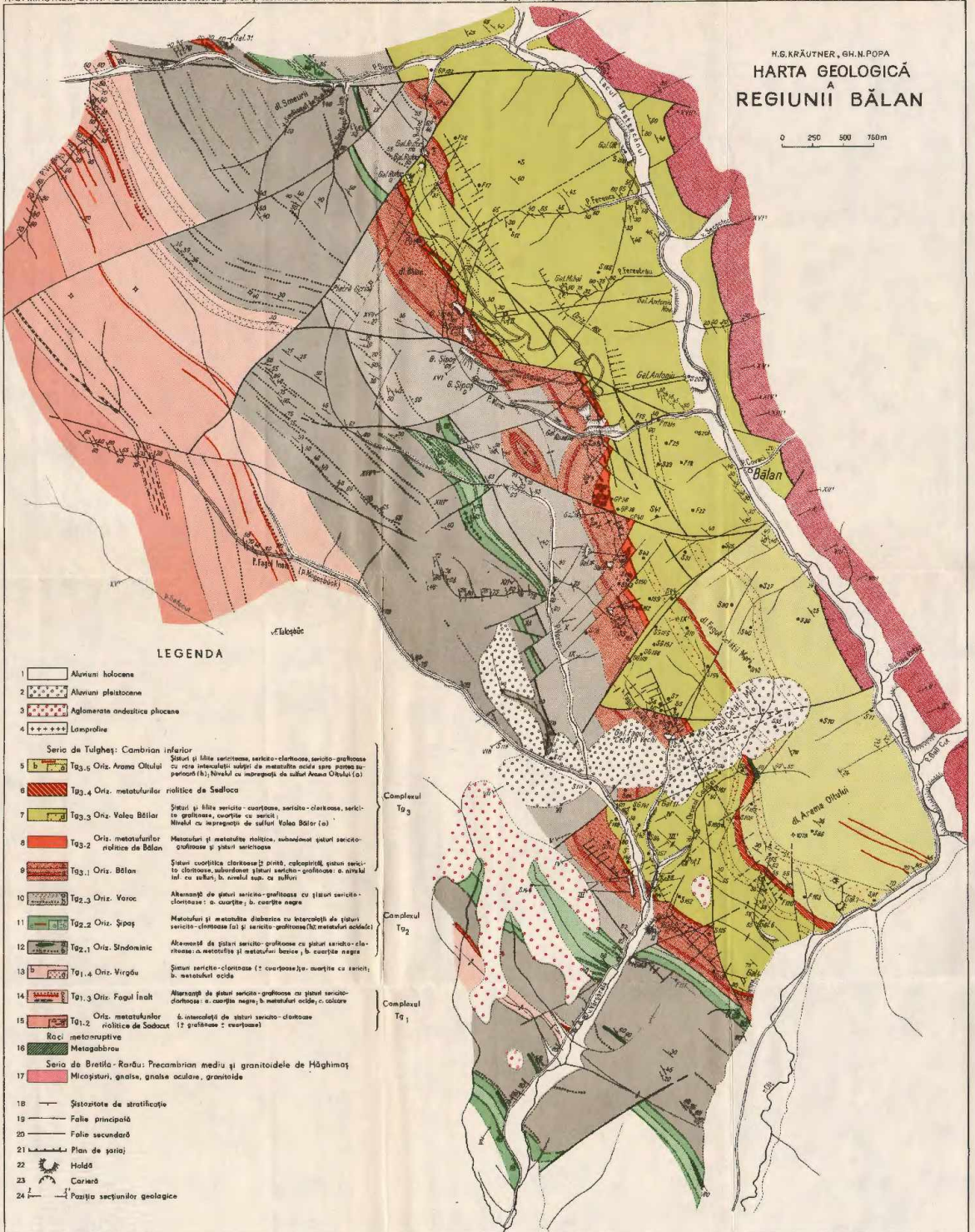


2



H.G. KRÄUTNER, GH.N. POPA
**HARTA GEOLOGICĂ
 A
 REGIUNII BĂLAN**

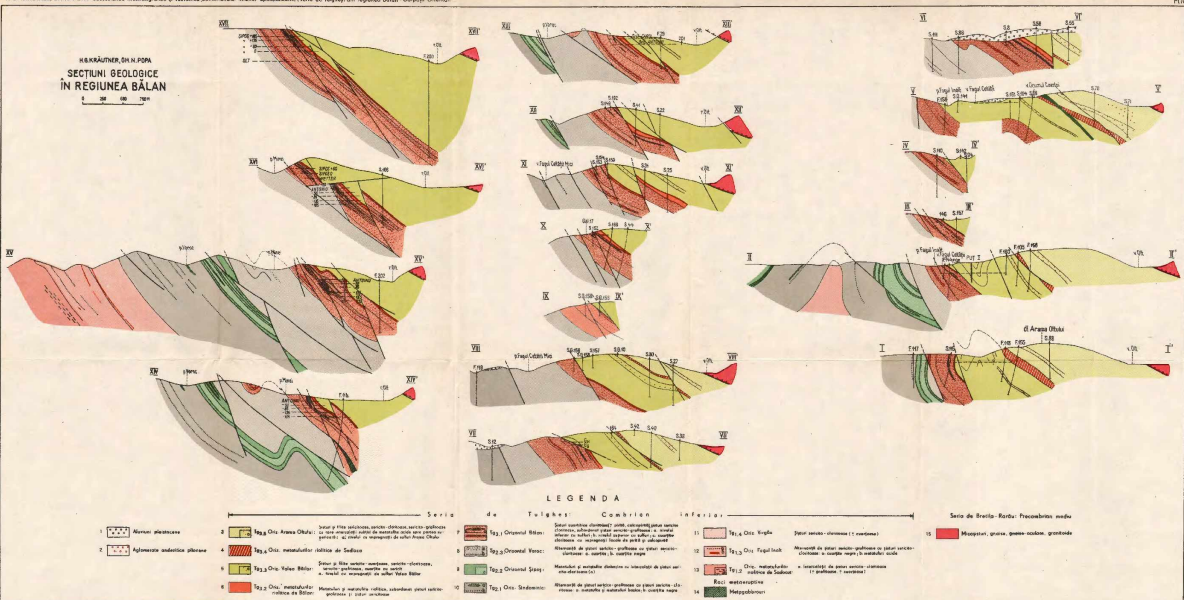
0 250 500 750m



LEGENDA

- 1 Aluvii holocene
- 2 Aluvii pleistocene
- 3 Aglomerate andactice pliocene
- 4 Lanproline
- 5 **Seria de Tulgheș: Cambrian inferior**
 5.1 Tq3,5 Oriz. Arama Otlului
 5.2 Tq3,4 Oriz. metaturburilor nolitice de Saeflaco
 5.3 Tq3,3 Oriz. Valea Băilor
 5.4 Tq3,2 Oriz. metaturburilor nolitice de Bălan
 5.5 Tq3,1 Oriz. Bălan
 5.6 Tq2,3 Oriz. Veroc
 5.7 Tq2,2 Oriz. Șipoc
 5.8 Tq2,1 Oriz. Sîndonic
 5.9 Tq1,4 Oriz. Virgău
 5.10 Tq1,3 Oriz. Fogul Inalt
 5.11 Tq1,2 Oriz. metaturburilor nolitice de Sobocur
- 6 Rocă metamorfică
 6.1 Metagabbrou
- 7 **Seria de Bretila-Rarâu: Precambrian mediu și granitoidele de Hăghimș**
 7.1 Micopisturi, gnaise, gnaise oculare, granitoide
- 8 Șistozitate de stratificație
- 9 Falie principală
- 10 Falie secundară
- 11 Plan de șarjă
- 12 Holdă
- 13 Carieră
- 14 Puzioia secțiunilor geologice

Complexul Tq3
 Complexul Tq2
 Complexul Tq1



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FORMAȚIUNILOR CRISTALINE DE LA SUD DE BORSEC (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

ALEXANDRU Z. MANEA, MARIA MIHĂILĂ²

Abstract

Contributions to the Knowledge of Crystalline Formations from the Southern Part of the Borsec Zone (East Carpathians). Within the crystalline vein formations from the zone south of Borsec, there have been distinguished rocks pertaining to the Rebra-Barnar Series with retromorphosed rocks and to the Tulgheș Series. Slightly dynamometamorphosed eruptive rocks, assigned to petrological types due to some deep-seated fractures (gabbrodioritic, keratophyre and rhyolite rocks), have been for the first time pointed out.

Their tectonics has displayed both by the plicated and disjunctive styles. The plicated tectonics has produced median structures, and the disjunctive one has yielded two systems of faults oriented ENE-WSW and NNW-SSE.

Introducere. Regiunea la care se referă lucrarea de față a constituit obiectivul lucrărilor de prospecțiuni de detaliu executate în anul 1970 și este situată în bazinele superioare ale văii Bistriței, făcând parte din munții Giurgului (extremitatea sudică). Ea este dispusă în imediata apropiere a depresiunii intramontane pliocene de la Borsec și cuprinde formațiuni cristalofiliene cu diverse grade de metamorfism.

Lucrarea cuprinde o seamă de rezultate obținute în urma cercetărilor geologice, petrografice și chimice efectuate asupra tipurilor de șisturi cristaline și roci eruptive dinamometamorfizate, care iau parte la alcătuirea geologică a regiunii.

¹ Comunicare în ședința din 5 mai 1972.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni. Str. Caransebeș nr. 1, București.



Istoricul cercetărilor. Cristaliniul Bistriței a constituit obiectul cercetărilor geologice încă din secolul XVIII, însă primele rezultate sînt redată în lucrările lui F. S. B é u d a n t (1882) și L. V. L i l l i e n b a c h (1834). Cu studiul rocilor cristaline și sedimentare s-au ocupat și E. A. B i e l z (1854), F. r. H a u e r și F. r. R i c h t h o f e n (1859), C. B o t e a (1885), V. U h l i g (1889, 1896), F. r. B r a u t h (1910) și alții.

Anul 1929 marchează o etapă importantă în istoriografia geologică a Carpaților Orientali, prin apariția tezei de doctorat a savantului român A t a n a s i u.

Bazindu-se pe un studiu detaliat, autorul separă în cadrul regiunii Tulgheș formațiuni cristaline, formațiuni sedimentare dezvoltate în facies calcaros care constituie masivele mezozoice de pe cristalini atribuite Triasicului, precum și formațiuni sedimentare dezvoltate în facies de liș. Formațiunile cristaline epizonale primesc pentru prima dată denumirea de „seria de Tulgheș”.

S a v u l, M a s t a c a n (1952) descriu pentru prima dată gnaisele porfiroide de tip Mîndra, determinîndu-le din punct de vedere petrografic și chimic ca porfiroide riolitice și keratofire cuarțifere. De asemenea, acești autori caracterizează petrochimic porfiroidele de tip Pietrosul, pe care, din punct de vedere petrografic le divide în : subtip biotitic și subtip cloritos.

B e r c i a și B e r c i a² separă în cadrul regiunii Tulgheș formațiuni cristaline atribuite seriei de Tulgheș, roci filonice și roci sedimentare atribuite Triasicului.

M a n e a⁴, în regiunea situată în partea de est a Tulgheșului, separă faciesuri epi- și mezozonale, precum și roci cruptive și depozite sedimentare aparținînd Triasicului, Cretacicului și Cuaternarului.

Ș t e f a n et al.⁵ cercetează o suprafață situată la SW de localitatea Corbu, în cadrul căreia delimitează gîsturi cristaline, migmatite, roci filonice și depozite sedimentare aparținînd Triasicului.

² E l v i r a B e r c i a, I. B e r c i a. Raport geologic din regiunea Tulgheș. 1954. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ A l. Z. M a n e a. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru sulfuri complexe în partea de est a Tulgheșului (sud de valea Bistrițoarei). 1958. Arh. I.G.P. București.

⁵ R. Ș t e f a n, P. C o s t a c h e, A. Ș t e f a n, D o i n a I o n e s c u. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe în regiunea Corbu-Tulgheș. 1961. Arh. Inst. Geol. București.



Ionescu et al.⁶ acoperă o suprafață ce cuprinde localitățile Tulgheș, Borsea și Jolotea, în cadrul căreia se disting formațiuni cristalofiliene în facies epi- și mezozonal, precum și roci eruptive și de contact.

În cadrul unor lucrări de sinteză, Rădulescu et al.⁷ și Rădulescu (1966) efectuează o amplă orizontare și descriere petrografică a formațiunilor cristalofiliene și asupra rocilor conexe.

Popa și Popa⁸ disting în cadrul suprafeței din zona văii Paltinului, o serie mezometamorfică și una epimetamorfică separată în complex terigen și complex vulcanogen.

O lucrare care prezintă pentru prima dată o imagine unitară asupra geologiei și structurii zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, o reprezintă sinteza lui Bercia et al.⁹

În această lucrare, formațiunile metamorfice sînt atribuite după criteriul stratigrafice și tectonice la trei cicluri: precambrian mediu, precambrian superior-paleozoic inferior și paleozoic superior.

Primului ciclu i se atribuie formațiunile seriei de Bretila-Rarân; celui de-al doilea ciclu i se atribuie formațiunile seriei de Rebra-Barnar, seriei de Tulgheș și seriei de Dămuc. Primele două serii sînt tratate ca un tot, fiind metamorfizate în timpul mișcărilor baicaliene, în timp ce ultima serie este atribuită ciclului caledonian, fie ciclului hereinic.

Structura zonei cristalino-mezozoice este concepută ca un edificiu în pinze formate în principal, în timpul fazei austriece. Acest edificiu este divizat în pinze aparținînd sistemului bucovinean și sistemului transilvan, care la rîndul lor sînt divizate în grupe de pinze cu specificarea raporturilor dintre ele. Sinteza mai cuprinde și o caracterizare metalogenetică a fiecărei formațiuni metamorfice atribuite ciclurilor menționate.

Geologia regiunii. Avînd în vedere caracteristicile petrografice ale formațiunilor cristalofiliene din regiunea cercetată, precum și evoluția

⁶ C. Ionescu, O. Gheruci, P. Costache, C. Micu, Gh. Popa, V. Puic, Maria Puic, M. Arion, I. Teurcă, V. Nedelcu. Raport geologic privind lucrările de prospecțiuni pentru minereuri neferoase și auroargentifere, în regiunea Tulgheș-Corbu. 1962. Arh. I. G. P. București.

⁷ I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, V. Puic, Maria Puic. Lucrări și cercetări speciale de sinteză în Carpații Orientali. 1966. Arh. I. G. P. București.

⁸ Gh. Popa, Floarea Popa. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în zona văii Paltinului. 1969. Arh. I.G.P. București.

⁹ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan, Violeta Iliescu. Monografia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. București.



generală a Carpaților Orientali, se consideră că trăsătura geologică fundamentală a regiunii a constituit-o existența inițială a unor formațiuni sedimentare în faciesuri psamitice și pelitice, a unor roci eruptive conexe care, în urma proceselor de metamorfism (regional și dinamic), au dat naștere la rocile metamorfice existente.

Cele mai vechi roci cristaline în regiunea cercetată și care, de fapt, constituie fundamentul acesteia, sînt reprezentate prin lipurile de roci cu un grad grad avansat de metamorfism atribuite seriei de Rebra-Barnar.

A) *Seria de Rebra-Barnar*. Această serie este reprezentată prin gnaise cu biotit și șisturi cuarțitice cu biotit.

a) Gnaisele cu biotit sînt roci de culoare cenușie-brună, cu aspect slab satinat, cu structură blastoporfirică, granoporfiroblastică și textură șistoasă. Cuarțul, alături de feldspat, formează masa de bază a rocii, alcătuiind uneori benzi care alternează cu benzi filitoase. În unele secțiuni se remarcă o masă granoblastică de cuarț și feldspat (dominant microclin-pertit) cu dispunere dezordonată a biotitului, care de asemenea formează semibudine sau lentile în formă de S. În aceste cazuri și feldspatul prezintă frecvente curbări. În cazul în care apare o rubanare a rocii, în benzile filitoase apar idioblaste de epidot și zoizit, precum și cristale cataclazate de sfen. A fost remarcată și o evidentă baueritizare a biotitului, care microscopic îi dă o culoare aurie cu luciu semimetalic, iar microscopic este exprimată printr-o decolorare gradată datorită deferizării.

b) Șisturile cuarțitice cu biotit prezintă culori care variază de la cărămiziu-cenușiu pînă la brun-verzui, remarcîndu-se frecvent o textură rubanată, marcată de alternanța benzilor cuarțoase cu cele filitioase, avînd structură granoblastică pînă la lepidoblastică.

În general, roca apare ca o succesiune de benzi granoblastice de cuarț și cu totul subordonat feldspat, reprezentat prin xenoblaste de albit-oligoclaz, cu benzi filitoase în care componentul principal îl constituie biotitul în lamele orientate. În cazul în care biotitul apare inclus în benzile groase alcătuite din granoblaste de cuarț, el nu prezintă preferințe de orientare. Alături de biotit apare și sericitul, sporadic, care probabil provine din deferizarea biotitului. Au fost remarcate cazuri rare în care golurile rocii au fost umplute cu calcită. Sporadic apare apatit, iar sub formă de impregnații difuze apar mineralele opace și cu totul accidental, acumulări glomerulare de granat.

Șisturile cuarțitice cu biotit, împreună cu gnaisele cu biotit sînt semnalate pentru prima dată în cadrul zonei cercetate și sînt dispuse în cadrul unei structuri anticlinale asimetrice amplasate în partea nordică a



perimetrului, în terminația nordică a interfluviului pîrului Vin-pîrul Andraș Filip. Această structură are partea periclinală deranjată de tectonica disjunctivă, dispărînd sub compartimentul dispus la sud de fractură. Gnaisele cu biotit mai apar și în nucleul unui anticlinal situat la 150 m amonte de confluența Pîrului Lung cu pîrul Corbu.

Roci retromorfozate. În cadrul regiunii cercetate au mai fost puse în evidență și roci retromorfozate, reprezentate prin șisturi cuarțitice clorito-sericitoase cu biotit. Acestea sînt roci de culoare cenușie-verzuie-argintie, cu tente brune, în funcție de participarea cantitativă a biotitului și de gradul de transformare a acestuia. Structura dominantă este granolepidoblastică iar textura șistoasă, care frecvent este deranjată de o cutare milimetrică și de un clivaj care imprimă rocii un aspect gofrat.

Masa rocii este constituită dintr-o alternanță ritmică de benzi groase de cuarț cu benzi subțiri filitoase. Cuarțul apare în granoblaste cu îndințări intime și extincție puternic ondulatorie, adesea relevîndu-se în masa sa și sporadice granoblaste de feldspat maelat polisintetic.

Benzile filitoase sînt constituite din clorit împinșit de cristale aciculare de saenit și biotit în diferite stadii de cloritizare. Alături de clorit apar paiete de sericit, iar prin dispunerca penată a mineralelor lamelare și a manifestării stressului, benzile filitoase apar evident microcutate, cu flexurări, clivaj fals și fracturi transversale șistozității. În aceste benzi mai apar cristale de anataz, mici prisme de turmalină verde zonată cu nucleu brun, sporadic apatit și granat. De asemenea, se remarcă prezența unor filonașe umplute cu limonit care urmăresc structura în pliuri a rocii.

Rocile amintite se dezvoltă în succesiune normală numai pe flancul estic al cutei anticlinale cu dezvoltarea rocilor cu grad avansat de metamorfism, în timp ce în partea de SE a perimetrului ele suferă efectele tectonicii disjunctive și plicative, fiind în relații anormale cu rocile seriei epimetamorfice, efilîndu-se în partea mediană a culmii Dealul Corbului. De asemenea, se remarcă apariții restrînse dispuse pe liniile de flexură ale unor cute solzi de anvergură redusă, dispuse pe cursul superior al Pîrului Lung.

B) *Seria de Tulgheș.* Rocile afectate de un metamorfism de grad scăzut au largă dezvoltare în cadrul regiunii și prezintă o gamă variată de tipuri petrografice. În cadrul lor, șisturile sericito-cloritoase-cuarțoase cu pigment grafitos împreună cu șisturile grafito-sericito-cuarțoase for-



mează fondul geologic al regiunii, în care se intercalează spațial celelalte tipuri petrografice care vor fi descrise mai jos.

1. Primul tip petrografic dominant este alcătuit dintr-o alternanță de benzi filitoase cu benzi granoblastice de cuarț și în funcție de participarea lor, structura variază de la lepidogranoblastică la granoblastică. Benzile filitice sînt puternic microcutate, prezentînd frecvent clivaj, precum și microfisuri limonitizate dispuse de predilecție perpendicular pe orientarea benzilor, creînd un desen similar cu forma unor solzi cu flexuri în partea frontală. Pigmentul grafitos apare sub formă pulverulentă în toată masa rocii, observîndu-se și cazuri de aglomerări subțiri în benzile filitoase, care urmăresc sinuozitățile acestora. În cazul în care, în benzile filitoase dominarea aparține cloritului, grafitul prezintă o predilecție asociativă pentru clorit, dispunîndu-se sub formă de lentile. De asemenea, s-a mai remarcat un clorit de generație posterioară dispus pe microfisuri care au tendință de traversare a foliației.

2. Șisturile grafito-sericito-cuarțoase sînt roci a căror culoare variază de la cenușie-argintie-neagră pînă la neagră-cenușie cu tente argintii, avînd structură lepidoblastică și lepidogranoblastică cu textură șistoasă. Masa rocii este marcată de abundența grafitului și a sericitului, în timp ce cuarțul prezintă participări de pînă la 35%. Sericitul și grafitul formează benzi intens microcutate și fisurate, orientarea fisurilor fiind perpendiculară pe foliație, ceea ce crează aspectul unor solzi cu flexuri frontale. Cuarțul apare în granule mici formînd microbudine mulate de grafit-sericit și este turbure datorită pigmentului grafitos. Se remarcă frecvente plaje și filonașe subțiri umplute cu oxizi de fier. De asemenea, a fost relevată și prezența unor aglomerări de rutil cu aspect pîslor, dispuse în aglomerările sericitoase și care amintesc de structurile sagenitului din biotitele transformate.

Acest tip de rocă este afectat de deformații plicative care se manifestă prin cutări de ordin milimetric, decimetric și uneori de ordinul zecilor și chiar a sutelor de metri. Aceste structuri plicative sînt utile descifrării structurilor majore. Aceste roci se dezvoltă în partea vestică a regiunii, flancînd corpul de riolite dinamometamorfizate, în extremitatea estică a perimetrului (dealul Mirarog) sub forma unei fișii afectată de tectonica disjunctivă, precum și în partea sudică a regiunii cercetate.

3. Cuarțitele negre sînt roci de culoare neagră cu tente cenușii avînd cutări subdecimetrice prinse în cadrul unor cute anticlinale de ordinul primilor zeci de metri. În secțiuni subțiri roca apare alcătuită dintr-o masă cuarțitică dispusă în șiruri paralele, separate prin benzi fine de grafit care înglobează și paiete de sericit. Grafitul, de altfel, pigmentează



întreaga masă cuarțitică. Structura rocii este tipică în „pavele” iar textura ei este orientată; roca apare de predilecție în părțile axiale ale anticlinalelor formate de șisturile grafito-sericito-cuarțoase.

4. Șisturile clorito-sericitoase, a căror culoare este verzuie cu reflexe argintii, au structură lepidoblastică și textură șistoasă. Mineralele lamelare formează masa de bază a rocii în care cloritul prezintă culori de birefrință caracteristice pentru penun și împreună cu sericitul formează lentile curbate în formă de S, precum și mularea microbudinelor de cuarț. Au fost remarcate și granoblaste de cuarț cu aspect tulbure datorită unui pigment argilo-cărbunos nematurizat pînă la stadiul de grafit, pigment care central este opac avînd pe margini borduri mai transparente, cenușii-brune care se difuzează în masa granoblastelor de cuarț. În afară de acestea au mai fost relevate și sporadice porfiroblaste de plagioclaz cu orientare pe foliație, precum și prisme idiomorfe de turmalină brună și granule allotriomorfe de minerale opace (pirită).

În cadrul acestor roci a fost pusă în evidență existența a două sisteme de linație, dispuse sub un unghi de 35° - 40° . Aceste roci au o dispunere lenticulară de dimensiuni reduse în culmea Piciorul Mîndra.

5. Șisturile cuarțitice clorito-sericitoase și sericito-cloritoase cu porfiroblaste de albit, prezintă culori verzui cu tente argintii, cu structură lepidoporfiroblastică (subordonat granoporfirolepidoblastică) și textură șistoasă. Ele sînt alcătuite dintr-o alternanță de benzi subparalele filitoase și cuarțoase. Benzile filitoase sînt constituite fie din clorit, fie din sericit, înglobînd mai rar lamele de muscovit sau biotit în cea mai mare parte clorizată. Aceste benzi au un desen în pliuri strînse datorită microcutării, precum și datorită mulării porfiroblastelor de albit care depășesc 2 mm. Porfiroblastele de albit au contururi neregulate și maclaj după legea albitului. În benzile filitoase apar și granoblaste de apatit, cristale prismatice singulare de turmalină verde, zonată, cu nucleu brun. Aceste roci au o dispunere spațială lentiliformă de dimensiuni reduse situate pe pîriul Malnaș.

6. Șisturile cuarțitice clorito-sericitoase au culori de la cenușiu-verde pînă la verzi-argintiu, au structură granoblastică și granolepidoblastică cu textură orientată. Masa de bază a rocii o constituie benzile de cuarț formate din granule cu îndințări intime și extincție puternic ondulatorie, care înglobează benzi subțiri clorito-sericitoase și granoblaste de feldspat. Benzile de minerale lamelare prezintă o puternică microcutare și se caracterizează prin apariții sporadice de zircon, turmalină și granule bipidior-morfe de minerale opace. Și aceste roci au forme de lentile cu dimensiuni



reduse situate în cursul superior al pîrîului Berbeciaru, pe dealul Corbu și pe Pîrîul Lung.

Roci magmatogene acide. În cadrul regiunii cercetate aceste roci sînt reprezentate prin metatufitele dacitice cu clorit, epidot și zoizit, care au culori verzui-deschise-cenușii, uneori cu tente gălbui-verzui, șistoase cu structură blastoporfirică.

Feldspatul potasic se dezvoltă în fenocristale cu frecvente incluziuni de sericit și cuarț, iar cel calco-sodic apare în granoblaste maelate polisintetic, invadate de paiete minuscul de sericit și clorit. Feldspații, împreună cu rarele fenoblaste și granoblaste de cuarț formează masa de bază a rocii. Fenoblastele de cuarț prezintă frecvente cataclazări și recimentări cu o pastă feldspato-cuarțitică. Fenoblastele de cuarț sînt invadate de clorit, cuarț și sericit. Pasta criptocristalină este și ea invadată de clorit, epidot granular, zoizit și sporadic sericit. Cloritul se dezvoltă în special pe crăpăturile feldspaților, iar biotitul apare doar în lamele mici, scheletice, fiind în cea mai mare parte cloritizat. Aceste roci apar sub formă de lentile în partea sudică a perimetrului.

Porfiroidele reprezintă de fapt corpuri lenticulare situate la diverse nivele în rocile blastopsamitice și blastopelitice epimetamorifice. Prezintă culori foarte variate de la alb-lăptos cu tente argintii, pînă la verzui-cenușii și cărămizii-cenușii în funcție de predominarea unora sau a altor minerale lamelare. Compoziția lor mineralogică este marcată de participarea fenocristalelor de feldspat potasic maelate după legea Karlsbad și prezintă frecvente cataclazări. Pe fisurile fenoblastelor de feldspat se dezvoltă o generație posterioară de granoblaste de feldspat și cuarț. Se remarcă prezența unor incluziuni fine de sericit și cuarț în masa feldspatului potasic. Feldspatul calco-sodic apare în granoblaste cu contur neregulat și este maelat polisintetic. Cuarțul se dezvoltă în granule cu contur neregulat de dimensiuni variabile, participînd atît la masa de bază a rocii, cît și sub formă de fenocristale în bună parte cataclazate. Aspectul șistos al rocii este marcat de benzile feldspatice-cuarțitice și de abundența mineralelor lamelare în aceste benzi ca : sericitul, biotitul și cloritul. În unele secțiuni subțiri se remarcă benzi fine filitoase care mulează fenoblastele de feldspat. S-a mai remarcat parageneza calcit-clorit sub formă de filonase, umpleri de goluri sau plaje. De asemenea, în unele secțiuni subțiri se relevă prezența unor lamele minuscule de biotit și sericit care formează microbenzi lamelare cu aspect gofrat.



Prezentăm aici analiza chimică (analist *R o b o t i n*)¹⁰ și rezultatele calculelor parametrilor petrochimici asupra unui eșantion recoltat pe Pîriul Lung, la 300 m amonte de confluența acestuia cu pîriul Corbu.

Nr. probei	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O+	H ₂ O-	Na ₂ O	K ₂ O	Suma
2068	68,90	18,93	0,37	0,54	0,40	2,01	urme	urme	0,29	0,63	urme	6,06	2,20	100,33

Parametrii Semenenko și proiecția acestora în diagrama sinoptică (fig. 10) situează porfiroidele în grupa rocilor alumo-silicatate propriu-zise fără precizarea tipului, formînd împreună cu riolitele o concentrare de puncte în mijlocul cîmpului I spre latura A—(FM).

Prezentăm mai jos valorile parametrilor Niggli și Zavaritki:

Parametrii magmatitelor Niggli

Qz	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ
274,6	400	50	16,8	1,9	31,3	19	79	48,6	43,7	7,8	01	03

Proiecția ternară a parametrilor Niggli situează roca în secțiunea I aparținînd domeniului rocilor sedimentare, în apropierea limitei cu domeniul eruptiv, datorită valorii ridicate a parametrului *al*. Pe diagrama variației raportului dintre parametrii *mg* și *k*, roca este aruncată mult în afară datorită valorii lui *mg*.

Parametrii Zavaritki

a	e	b	S	a'	f'	m'	e'	n
14,5	0,5	11,0	74,0	64,0	7,5	28,5	—	80,8

Proiectarea acestor parametri în diagrama vectorială indică apartenența rocii la tipul apropiat unui porfir cuarțifer sau de tipul unui kc.

¹⁰ Toate analizele prezentate în această lucrare au fost executate de *Viorica Robotin* (I. G. P.).



ratofir, datorită valorii foarte mari a parametrului a' legat probabil de abundența mineralelor lamelare.

Norma CIPW

<i>Q</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>di</i>	<i>hy</i>	<i>c</i>	<i>ap</i>	<i>il</i>	<i>mt</i>	<i>ct</i>
21,54	12,79	50,84	1,94	—	5,53	5,91	—	—	0,69	—

În general, considerăm că acest tip de roci pot proveni din tufuri, din dacite, precum și din keratofire.

Porfiroidele se dezvoltă sub formă de lentile mai mult sau mai puțin dezvoltate, afectate (mai ales în partea vestică a perimetrului) de tectonica disjunctivă.

C) *Roci eruptive dinamometamorfozate*. Aceste roci au o largă dezvoltare în partea vestică a perimetrului cercetat și prezintă aspecte petrologice variate. Considerăm că aceste roci sînt posterioare seriei de Tulgheș, rarori prezentînd faciesuri marginale slab metamorfozate. Aceste roci sînt reprezentate prin gabbrodiorite, keratofire și riolite.

Raporturile dintre tipurile petrografice în timp și spațiu vor fi discutate în cadrul expunerii problemelor legate de încadrarea la tipurile de roci eruptive după chimismul lor.

1. Gabbrodioritele uralizate formează un corp cu dispunere liniară situat la sud-est de virful Mîndra. Aceste roci au culoare verde-slab-cenușie, cu structură tipic porfirică uneori slab (vag) orientată și textură masivă. Masa de bază a rocii este microcristalină, formată în principal din feldspați și acicule de uralit și cu totul subordonat cuarț, în care sînt înglobate porfiroblaste de piroxeni și amfiboli. În unele secțiuni subțiri apar și porțiuni cu granule hipidiomorfe de feldspați, piroxeni și amfiboli. Amfibolii prezintă un unghi de extincție cuprins în intervalul 10°-19°, în timp ce piroxenii prezintă unghiuri de 40°-45° (augit). Ca un fenomen deosebit se semnalcază uralitizarea pregnantă a piroxenilor, fenomen care se relevă și în cadrul porfiroblastelor de amfiboli.

Feldspații sînt reprezentați printr-un andezin cu compoziție variabilă de la 32-33% An pînă la 40-45% An. Se mai remarcă aurcole de reacție, precum și pătrunderea unor fibre de uralit. De asemenea, s-au relevat fenomene de cataclazare a separațiilor porfirice și a cristalelor hipidiomorfe de piroxeni și amfiboli, reprezentate mai ales prin fragmentarea



acestora și înglobarea în masa felsitică a unor fibre de uralit, imprimînd rocii aspecte de vagă orientare. S-a mai remarcat prezența unor filonașe umplute cu calcit care prezintă macle de alunecare.

În scopul elucidării apartenenței acestor roci la tipurile de magme tipomorfe, au fost analizate trei eșantioane :

Nr. probei	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	TiO ₂	F ₂ O ₃	CO ₂	H ₂ O-	H ₂ O-	Na ₂ O, K ₂ O	Suma	
1626	55,80	20,58	0,77	7,10	0,90	6,02	0,62	0,35	0,89	3,01	0,11	1,97	1,05	99,17
1668	47,20	17,90	2,32	7,16	10,65	6,52	1,90	0,70	0,29	2,52	0,19	2,25	0,51	99,11
1670	50,60	17,69	4,03	7,35	4,69	5,75	2,14	0,57	0,35	3,09	0,30	2,41	1,38	100,35

Parametrii Semonenko indică apartenența acestor roci la grupa rocilor alumo-silicatate (1626) și a rocilor alcalino-terose, aluminosaze bazice ale ortoseriei (1668, 1670).

Parametrii magmatici Niggli

Nr. probei	Qz	si	al	f _m	e	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ
1626	15	177	39	50	3	8	25	58	45	20	35	05	03
1668	14	114	25	41	27	7	11	55	32	31	38	49	26
1670	4,5	140	29	48	14	9	28	49	39	23	38	32	09

În cazul probei 1626 proiectarea corespunzătoare a parametrilor Niggli (fig. 1) arată că această rocă se încadrează în domeniul rocilor mag-

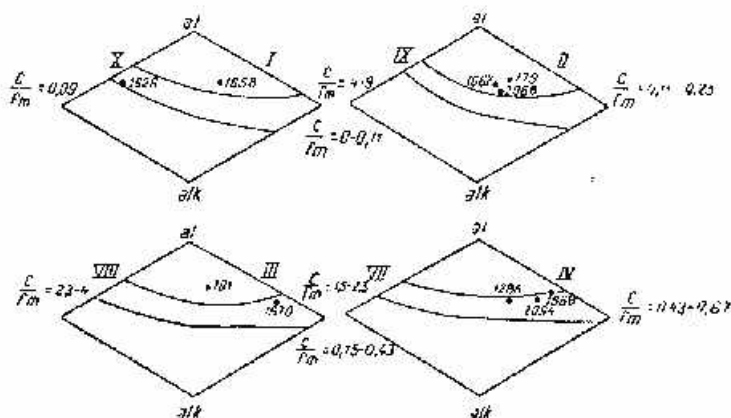


Fig. 1. — Proiecția parametrilor magmatici Niggli.
Projection des paramètres magmatiques Niggli.

matice din secțiunea X. Ținând seama de variația parametrului mg față de k , roca se încadrează în câmpul theralit-gabbrourilor, dar cu o valoare mai mare a parametrului si . Tabelul tipurilor de magme încadrează roca în domeniul magmelor cuarț-dioritice, însă valoarea ridicată a parametrului fm se explică prin abundența lui FeO legat de prezența masivă a mineralilor piroxenice și amfibolice. Pentru proba 1668 parametri Niggli încadrează roca în câmpul rocilor eruptive din secțiunea IV, corespunzând unor essexit-gabbrouri. În ceea ce privește proba 1670, aceiași parametri relevă dispunerea în câmpul rocilor eruptive din secțiunea III între câmpul gabbrouritelor și al lamprofirelor, în timp ce după valoarea lui si roca este mai apropiată de lamprofire. Pe diagrama raportului dintre mg și k , roca se încadrează în câmpul essexit-gabbrourilor cu o valoare mai mare a lui si .

Valorile parametrilor Zavaritki pentru probele menționate sînt reprezentate în tabelul următor :

Nr. probei	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n
1626	5	1	35	59	52	20	28	—	74,5
1668	6,5	9,5	26	58	37	37	46	17	8,8
1670	6	5,5	28	60	20	42	38	—	72,0

Proiectarea vectorială a parametrilor de mai sus indică în cazul probei 1626 apartenența acestui tip de rocă la caracteristicile apropiate unui bazalt cu analcin. În cazul probei 1668 roca este cuprinsă între un diabaz și un diabaz cuarțifer, în timp ce vectorul raportului dintre sodiu și potasiu indică apartenența sa la gabbrouri. Datele expuse mai sus privind valorile parametrilor Zavaritki pentru proba 1670, relevă aceeași dispunere ca și în cazul probei 1668 dar cu o înclinare inversă datorită lui c' iar vectorul reprezentînd raportul dintre Na_2O și K_2O evidențiază apartenența rocii la tipul unui diabaz.

Norma CIPW

Nr. probei	Q	or	ab	an	di	hy	c	ap	it	ml	ct
1626	25,02	6,11	16,77	1,39	15,33	11,60	15,60	0,67	1,21	1,16	—
1668	0,54	2,78	20,96	37,12	13,06	16,82	—	1,68	2,65	3,14	—
1670	14,76	6,11	16,77	16,32	13,38	10,90	7,44	0,67	3,95	5,80	—



Ținând seama de semnificațiile valorilor parametrilor Niggli și Zavaritski, având în vedere caracterul de roci eruptive nemetamorfizate sau cu o amprentă de metamorfism dinamic slab, considerăm că gabbrourele uralitizate au fost puse în loc posterior ciclului precambrian superior-paleozoic inferior (seria de Tulgheș) și că reprezintă produse magmatice de fracturi adânci. Existența rocilor menționate presupune o diferențiere magmatică într-un mare batolit. Pe de altă parte, aceste roci pot fi considerate ca inițialite în cadrul evoluției geosinclinalului regiunii cercetate.

2. Ca diferențiate filonice ale gabbrodioritelor uralitizate apar keratofirele dispuse pe Pîrîul Lung, la cca 2 km est de corpul gabbroic amintit și care după compoziția mineralogică și structură ar putea fi încadrate în grupa rocilor acide.

Această rocă este constituită din fenoblaste de feldspați potasici cu contururile modificate de metamorfism, porfiroblastele fiind uneori rotite, cu frecvente structuri peritice de forma unor pete fusiiforme slab sericitizate, alteori fără structuri peritice dar cu urme de clivaj. Fenoblastele sînt adesea mulate de cuarțul din masa fundamentală. Plagioclazii sînt reprezentați prin porfiroblastele prismatice orientate, mai frecvent cu contururi modificate, slab sericitizate și epidotizate, cu macle complexe albit-karlsbad, uneori cu cuarț mirmekitic pe marginile cristalelor, de tipul unui albit, albit-oligoelaz acid cu 12-14% An și cu recristalizări de cuarț pe fisuri, cu macle curbate. Se întîlnesc cazuri în care oligocelazul este corodat de cuarțul din masa fundamentală. S-au mai remarcat cristale lenticulare de cuarț cu extincție puternic ondulatorie, uneori cu recristalizări pe fisuri și pe marginile cristalelor. Muscovitul apare în benzi ondulate care mulează porfiroblastele de feldspat și cuarț rezultat probabil prin deferizarea biotitului. Aceste benzi prind și fișii de clorit în care se remarcă lamele relict de biotit. Epidotul apare echigranular, în agregate destul de uniform răspîndite în rocă. Ca mici grupări de granule cu opacitizări în nucleu, probabil de illmenit, răspîndite preferențial în benzile filitoase apare sfen-leucoxenul.

Analiza chimică completă a acestui tip de rocă, atribuită petrografic tipului keratofiric, indică următoarele participări ale oxizilor :

Nr. probei	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	CO ₂	MnO	H ₂ O-	H ₂ O+	Suma
2094	63,89	14,94	1,31	2,57	1,64	2,48	5,50	0,51	0,97	0,67	1,75	0,15	2,81	0,06	99,19



Parametrii Semenenko indică apartenența rocii la grupa rocilor alumo-magneziane, ferifere silicioase.

Valorile parametrilor Niggli și Zavarîțki sînt redată în tabelele care urmează.

Parametrii magmatiei Niggli

Nr. probei	Qz	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ
2094	157,8	260,6	39,2	25	11	2	05	44	18	36	16	01	16

Aceste valori încadrează roca în secțiunea IV, în câmpul rocilor de tipul sienitelor, dar cu o valoare mai mică a lui *si*. În diagrama tipurilor de magme, roca se încadrează la tipul de magmă tasnagranitică.

Parametrii Zavarîțki

Nr. probei	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	
2094	21,0	3,5	8,5	67	15,5	46,5	38,0	—	94,7

Proiecția vectorială a parametrilor Zavarîțki indică apartenența rocii la tipul keratofirelor.

Norma CIPW

Nr. probei	Q	or	ab	an	di	hy	c	ap	il	ml	ct
2094	28,92	2,78	46,7	—	—	7,17	5,30	2,35	1,37	1,85	2,20

3. Riolitele au o largă răspîndire în partea vestică a regiunii și prezintă caracterele unui corp mai mult sau mai puțin liniar, afectat de tectonica disjunctivă.

Aceste roci au fost menționate de Savul, Mastacian (1952) ca porfiroide de tip Mindra, pentru care prezintă două analize chimice pe baza cărora au fost calculați parametrii Niggli și Zavarîțki, parametrii



care au încadrat rocile la tipul de magmă apropiată de tipul granitic, putînd reprezenta porfire cuarțifere metamorfozate.

Riolitele sînt roci de culoare cenușie cu tonuri verzui sau cărămizii, cu structură porfirică pentru tipul masiv și granoporfiroblastică pentru tipul laminat slab.

În general, riolitele prezintă caracterele unei roci masive cu cît sînt dispuse în interiorul ariei de dezvoltare și capătă aspecte mai mult sau mai puțin laminate în imediata apropiere a contactului cu seria de Tulgheș, îmbogățindu-se în minerale lamelare. Riolitele masive relevă o masă de bază microcristalină alcătuită din cuarț și feldspat, în care sînt înglobate fenoblaste de microclin-pertit și cuarț, care de obicei sînt cataclazate și recimentate. În cazul riolitelor masive, biotitul apare în lamele larg dezvoltate, fără orientare și are o participare însemnată față de cantitatea redusă din tipurile laminate. Feldspatul potasic prezintă dezamestecuri de albit, iar plagioclazul se dezvoltă în granoblaste maclate polisintetic. În riolitele laminate apare o cantitate mai mare de sericit și agregate de clorit incluzînd lamele mici de biotit. În cazul acesta, fenocristalele de feldspat potasic și de cuarț prezintă o frecvență mai ridicată de fisuri umplute cu granoblaste de cuarț și feldspat, precum și o invazie de sericit și epidot.

În scopul încadrării corecte a acestor roci la tipurile de magmă, ne-au fost executate o serie de analize chimice, pe baza cărora au fost calculați parametri Niggli, Zavaritki și norma CIPW, atît pentru tipul laminat, cît și pentru tipul masiv.

Nr. probei	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O+	H ₂ O-	Na ₂ O	K ₂ O	Suma
779	67,70	17,82	1,06	1,97	0,50	0,38	0,51	0,52	0,50	2,00	0,07	1,97	4,64	99,64
781	68,20	19,66	0,24	1,42	0,55	0,35	0,67	0,65	0,29	1,44	0,12	2,49	4,25	100,13
1285	69,20	15,98	0,29	2,38	1,22	0,44	0,57	0,37	0,22	1,03	0,07	2,64	4,78	99,19
1658	68,30	17,00	0,66	2,38	0,30	0,41	0,56	0,50	0,37	2,05	0,18	1,93	4,83	99,49
1662	72,00	15,28	0,33	1,88	0,30	0,38	0,56	0,64	0,44	1,03	0,12	2,89	3,67	99,52

Probele 779 și 781 reprezintă tipul de riolite laminate situate în apropierea contactului cu seria epimetamorfică. Proba 1285 reprezintă tipul de riolite masive cu abundență în biotit, ca și probele 1658 și 1662 care însă sînt situate în apropierea contactului cu corpul de granodiorite uraltizate.



Valorile parametrilor magmatici Niggli pentru riolitele laminate sunt redată în tabelul de mai jos :

Parametrii magmatici Niggli

Nr. probei	Qz	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M
779	228	360,1	56	16,5	3,1	25,3	60	18	55,7	37,2	7,2
781	222	357,0	61	9,0	3,5	26,5	53	29	55,0	40,3	4,7

Proiectarea aferentă a parametrilor menționați situează roca în domeniul rocilor sedimentare, datorită valorii mari a parametrului *al*.

Parametrii Zavarikhin

Nr. probei	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n
779	23	1	14	62	77	19,0	4,0	—	39,5
781	11	1	14	74	86	9,5	3,5	—	46,5

Datorită valorii mari a parametrului complementar *a'* proiecția în diagrama vectorială indică apartenența riolitelor laminate la tipul unui tonalit, respectiv monzonit cuarțifer, iar raportul dintre Na_2O și K_2O relevă apartenența la tipul unui sienit calco-alkalin (17) după Dally.

Norma CIPW

Nr. probei	Q	or	ab	an	di	ky	c	ap	tl	nl	cl
779	37,10	27,24	16,77	—	—	2,75	8,49	1,34	0,91	1,52	0,00
781	36,12	25,57	20,96	—	—	1,99	10,81	1,68	1,37	0,23	—

Tipul de riolite masive prezintă următoarele valori ale parametrilor magmatici Niggli :

Nr. probei	Qz	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M
1285	225	357	49,5	14,5	6,5	29,1	54	23	55	37	7,4
1653	270	377	55,3	16,3	1,6	26,8	62	20	35	8,4	—
1662	311	333	54,0	13,7	1,8	30,3	45	23	59	35,3	5,7



Proiecția valorilor pentru proba 1285 cade în câmpul rocilor eruptive în apropierea limitei cu câmpul rocilor sedimentare, în secțiunea IV în afara câmpului monzonitului, avînd valoarea parametrului *s* mai ridicată iar în diagrama tipurilor de magme roca se încadrează în câmpul magmelor granodioritice.

Parametrii Zavariki

Nr. probei	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
1285	12,5	1,5	9,0	77	83,7	28,0	8,3	—	45,7
1658	10,5	0,5	14,0	75	76,0	19,5	4,5	—	37,8
1662	20,0	0,5	10,5	69	75,0	19,0	6,0	—	54,6

Pentru proba 1285 proiecția în diagramă indică apartenența la tipul unui liparit apropiat de granodiorit. Proba 1658 se proiectează în domeniul unui tonalit, respectiv monzonit cuarțifer, în timp ce proba 1662 se încadrează la tipul unui liparit, keratofir iar proiectarea raportului dintre Na_2O și K_2O relevă apartenența la un keratofir.

Norma CIPW

Nr. probei	<i>Q</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>di</i>	<i>ky</i>	<i>c</i>	<i>ap</i>	<i>il</i>	<i>mt</i>	<i>ct</i>
1285	32,34	28,35	22,53	1,94	—	4,26	5,71	1,01	1,06	0,46	0,5
1658	36,36	28,35	16,25	—	—	3,90	8,67	1,34	1,07	0,92	—
1662	39,12	21,68	24,63	—	—	3,14	6,53	1,34	1,06	0,46	—

Încadrarea diferită a acestor probe este legată de dispunerea lor spațială: prima probă fiind prelevată la distanță de contactul cu corpul de gabbrodiorite în timp ce a doua probă a fost recoltată în imediata apropiere a contactului menționat.

În cazul acestor două probe se consideră că un rol important asupra chimismului lor (implicit asupra mineralogiei) l-a jucat apropierea de corpul de gabbrodiorite care le-a contaminat modificîndu-le chimismul prin creșterea conținutului în FeO și prezența unor fibre de uralit în masa fundamentală a riolitelor.

Prin proiectarea raportului *k* : *mg* s-a obținut diagrama din figura 2. Ducînd diagonalele la 4,5 *k*-4,5 *mg* și la 100 *k* se constată că absolut toate rocile se încadrează în câmpul delimitat de aceste diagonale.



Caracterizarea alcalinității acestor roci este redată în figura 3; se constată că rocile se repartizează la roci intermediare și la roci sărace în alcalii, cu excepția probei 1662 care se proiectează în câmpul rocilor peralcaline.

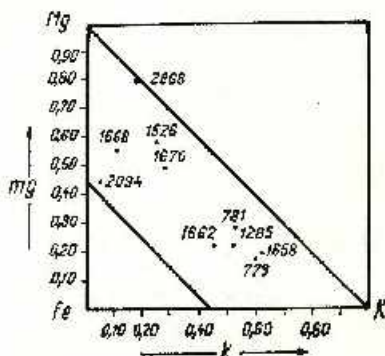


Fig. 2. — Diagrama variației raportului $k : mg$.

Diagramme de la variation du rapport $k : mg$.

Prin proiectarea raportului $c/fm : mg$ este foarte bine pus în evidență în special chimismul rocilor gabbrodioritice cât și a rocilor riolitice din apropierea acestora (fig. 4).

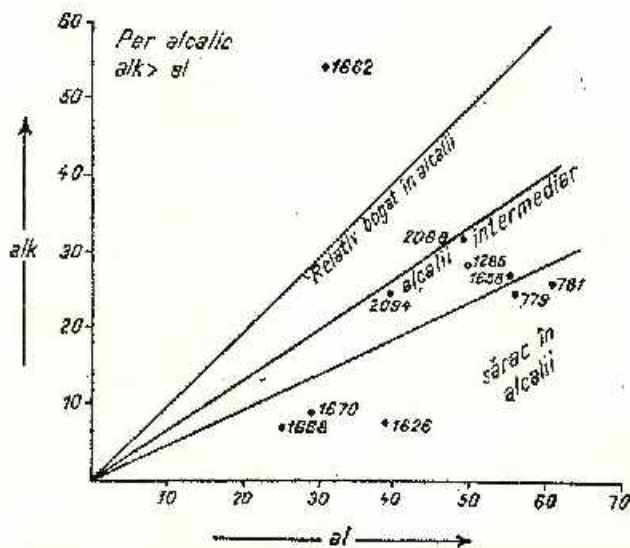
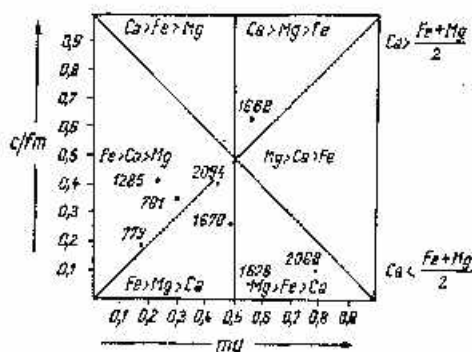


Fig. 3. — Variația lui alk în funcție de al .

Variation de alk en fonction de al .

Cît privește variația raportului fm față de al (fig. 5) acesta încadrează rocile într-un cîmp destul de larg de proiecție ce se extinde din domeniul semifemic, prin domeniul peralfemic și semisalic pînă la salic în care se proiectează o bună parte din rocile noastre.

Fig. 4. — Diagrama variației raportului $c/|fm$: mg .
Diagramme de la variation du rapport $c/|fm$: mg .



Variația chimismului acestor roci este mai evident relevată în figura 6 prin proiectarea parametrilor Niggli al , fm , c , și alk în funcție de si . Se constată o creștere a valorilor lui al odată cu scăderea valorilor

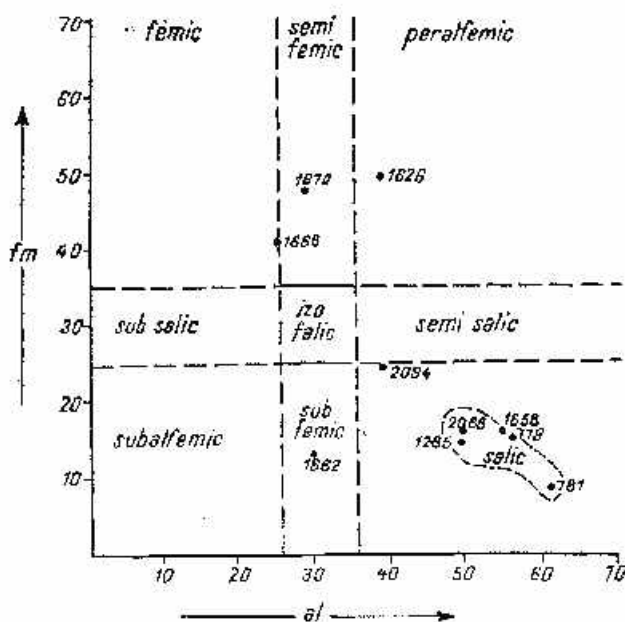


Fig. 5. — Diagrama al : fm
Diagramme al : fm .



lui f_m ; o cădere a curbei parametrului c care continuă apoi monoton; aspectul monoton al curbei alk care suferă la $si = 159$. Rocile respective se extind pe un interval cuprins între $si = 114$ până la $si = 427$.

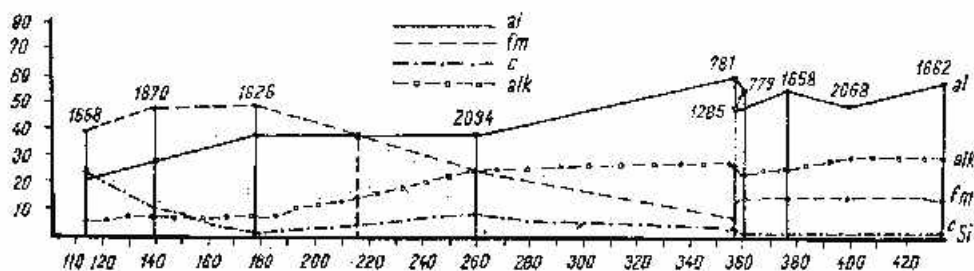


Fig. 6. — Diagrama de variație a parametrilor Niggli.

Diagramme de la variation des paramètres Niggli.

Punctul izofalic de intersecție a curbelor al cu f_m este dat la $si = 228$. Curbele f_m și alk se intersectează la $si = 260$, valorile lor f fiind foarte apropiate, iar curbele c și al se intersectează la $si = 113$. O ano-

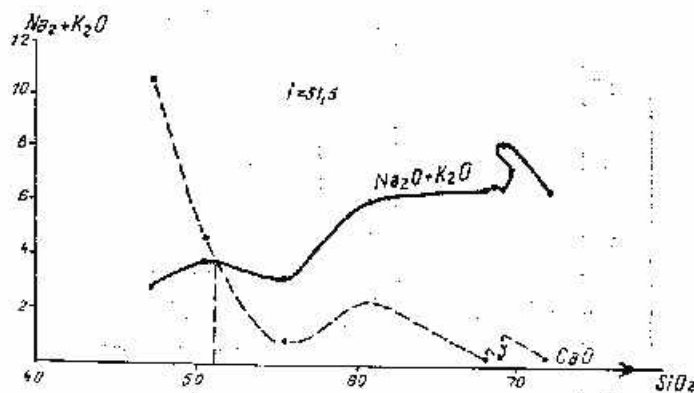


Fig. 7. — Diagrama definirii indicelui alcalicitic, roci alcalice. Limita cu alcalicitic.

Diagramme de la définition de l'indice alcalicitique, roches alcaliques, limite avec les alcalicitiques.

malie o prezintă parametrul roci cu $si = 360$ când se observă că în acest punct curbele al , alk , și c înregistrează un minimum în timp ce curba f_m are o alură ascendentă.



Comparând datele acestei diagrame cu datele de conținuturi în oxizi constatăm că saltul amintit se datorește oxidului feros și oxidului de magneziu. Valoarea medie a parametrilor al și fm este egală cu 36 la punctul izofalic, valoare ce caracterizează seriile de roci alcalicalceice.

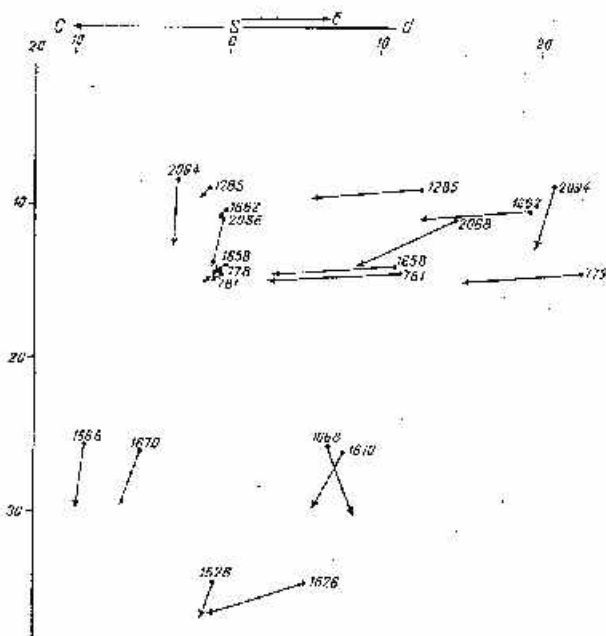


Fig. 8. — Diagrama compoziției chimice a rocilor magmatice după Zavarički.
Diagramme de la composition chimique des roches magmatiques selon Zavarički.

Caracterul alcalicalceic al rocilor este redat și de valoarea indicelui alcalicalceic-Peacock, care este egal cu 51,5% SiO_2 , reprezentat în figura 7 cu valori apropiate de limita cu rocile alcalice.

Tectonica regiunii cercetate. În cadrul geologiei regiunii cercetate au fost separate: seria de Rebra-Barnar, cu roci retromorfozate, seria de Tulgheș, precum și roci eruptive paleozoic-superioare slab dinamometamorfozate, care fac parte din unitatea cristalină a Carpaților Orientali, încadrându-se în alura generală de orientare NNW-SSE cu căderi variabile furnizate de tectonica plicativă, adesea fiind deranjată de tectonica disjunctivă.

Principala apariție de roci cu un grad avansat de metamorfism o constituie peticul situat pe interfluviul pârâului Vin-pârâului Andraș Filip, din



extremitatea de NE a perimetrului. Trăsătura caracteristică a acestei apariții o constituie dispunerea sa într-un anticlinal asimetric. Pe flancul estic al acestei structuri, în succesiune normală se dispun rocile retromorfozate, precum și cele aparținând seriei cu un grad mai scăzut de meta-

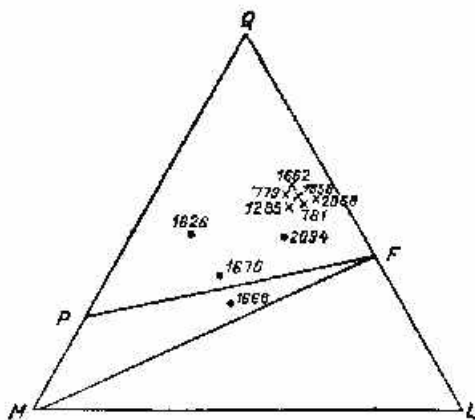


Fig. 9. — Proiecția parametrilor Niggli în triunghiul QLM.

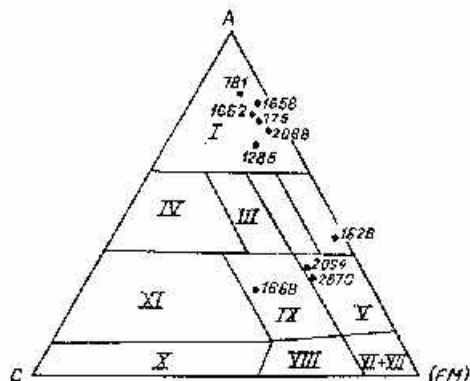
x, roci acide: a, roci gabbrodioritice.

Projection des paramètres Niggli dans le triangle QLM.

x, roches acides: a, roches gabbrodioritiques.

morfism (seria de Tulgheș). Această structură este afectată de tectonica disjunctivă care face ca partea periclinală să dispară spre sud, sub compartimentul coborât punând în acest mod, în relații tectonice anormale

Fig. 10. — Proiecția parametrilor Semenenko.
Projection des paramètres Semenenko.



rocile retromorfozate cu seria de Tulgheș. Tectonica disjunctivă deranjează relațiile stratonomice, afectând rocile amintite, în special cele retromorfozate.

O altă apariție a rocilor seriei de Rebra-Barnar o constituie dispunerea lor în axul unui anticlinal, tot asimetric al seriei de Tulgheș dispus

pe interfluviul dintre pîriul Corbu și Pîriul Lung din extremitatea de SE a regiunii cercetate.

Discordanțele unghiulare, relațiile anormale ale rocilor retromorfozate cu seria de Tulgheș, coroborate cu existența a două sisteme de liniatii conduc la ipoteza existenței a cel puțin două faze de metamorfism în contextul rocilor cristalofiliene din regiune.

În cadrul seriei de Tulgheș un rol important l-a jucat tectonica plicativă care formează o serie de cute anticlinale și sinclinale de anvergură redusă pe fondul cărora se grefează o serie de microcutări de ordinul milimetrilor și centimetrilor imprimînd întregii serii caracterele unor roci filonitice. În acest sens, pe hartă apar trasate doar axele cutelor cu caracter mediostructural (Turner, Weiss, 1968).

Alături de tectonica plicativă, tectonica disjunctivă se manifestă prin prezența a două sisteme de fracturi: un sistem orientat aproximativ ENE-WNW iar al doilea este orientat aproximativ perpendicular pe acesta și ambele sisteme joacă un rol important în alura geologică generală a regiunii, afectînd toate formațiunile cristalofiliene.

Pe sistemul, orientat NNW-SSE se insinuează de fapt rocile eruptive slab dinamometamorfizate, ceea ce le conferă caracter de profunzime, sistemul ENE-WNW fiind de fapt fracturi vechi reactivate.

În ceea ce privește evoluția structurală a întregii stive cristalofiliene, considerăm că în Precambrianul superior s-au format rocile aparținînd seriei de Rebra-Barnar (Ilieșcu, Mureșan, 1972) și retromorfizate, peste care s-a instalat un bazin de acumulare în care s-au depus depozite psamitice și pelitice (purtînd amprenta unui geosinclinal) care au dat naștere în Cambrianul inferior rocilor aparținînd seriei de Tulgheș.

Existența în partea vestică a regiunii a unor roci eruptive purtînd amprentele unui dinamometamorfism slab, sugerează ideea că aceste roci au fost puse în loc în faza tectonică hercinică. Ele pot fi considerate ca produse magmatice de fracturi adînci sau ca inițialite.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1928) Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului, jud. Neamț. *An. Inst. Geol.* XIII, București.
- Atanasiu S. (1899) Geologische Beobachtung in der Nord-Moldavischen Ost-Karpathic-Verhandlungen. *D. k. k. geol. Reichsanstalt*, 49, Wien.
- Bănciță I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. științifică, București.



- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalin-mezozoică a munților Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, București.
- Buțureanu V. C. (1899) Études pétrographiques et chimiques sur les roches éruptives du district de Suceava. *Bull. Soc. Sci.* București.
- Ciocirdel B., Socolescu M. (1969) L'évolution de l'écorce terrestre en Roumanie. *Rev. roum. de Géol. Géoph. Géogr. serie de Géoph.* 1, 13, București.
- Dimitrescu R. (1965) Notă asupra cristalinului din regiunea Iacobeni. *D. S. Com. Geol.* LI/1, București.
- Ianovici V., Ionescu C. (1966) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea izvoarele Țibăului-valea Coșeni (Carpații Orientali). *Acad. R. S. R. Stud. Cerc. geol. geof. geogr.* XI/1, București.
- Ilieșcu Violeta, Mureșan M. (1972) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali — seria epimetamorfică de Tulgheș. *D. S. Inst. Geol.* LVIII/4, București.
- Mastacan Gh. (1952) Contribution à la connaissance des schistes cristallins de Bucovine. *Ann. Sci. de l'Univ. de Jassy. Second sect.* XXVI/2, Iași.
- Mușat I. Al., Vasilescu Olimpia (1969) Mineralizațiile de sulfuri de la Fărâoane și Arșița, munții Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol.* LV1/2, București.
- Onicescu N., Răileanu G. r. (1961) Faze de orogeneză pe teritoriul R. P. R. *Ghidul Asoc. geol. Carp. — Balc. Congr. V, IV, secția Tectonică*, București.
- Paul K. M. (1826) Grundzüge der Geologie der Bukovina. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt.* 26, Wien.
- Peive A. V. (1956) Legătura sedimentării, cutării, magmatismului și zăcămintelor de minereuri cu fracturile de adâncime. *Anal. Rom. Sov. seria geol. geogr.* 4, București.
- Quiring H. (1922) Die manganerzvorkommen in den Kristallinen Schiefer der Bukovinischen Waldkarpathen. *Archiv. v. Lagerstätten-Forsch.* Heft. Berlin.
- Rădulescu I. (1966) Cristalinul Bistriței, stratigrafia și structura masivului cristalin din partea de nord a Carpaților Orientali. *Acad. R. S. R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* XIV/1, București.
- Savin H. (1965) Masivul eruptiv de la Birzava (munții Drocea). *Mem. Com. Geol.* VIII, București.
- Savul M. (1938) Le cristalin de Bistrița. *Ann. Inst. Sci. de l'Univ. de Jassy*, XXIV, Iași.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES SITUÉES AU SUD DE BORSEC (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

Les prospections géologiques effectuées dans la région du ruisseau Vin-ruisseau Andraș Filip révèlent la présence des formations cristallophylliennes à différents degrés de métamorphisme et de certains roches éruptives faiblement dynamométamorphisées.



L'intensité du métamorphisme (surtout régional) est trahie tant par les étapes pétrologiques que par les rapports stratonomiques.

Pour cause les formations cristallophyliennes ont été séparées en : série de Rebra-Barnar à roches rétro-morphosées et en série de Tulgheș à roches revenant à des phases tectono-magmatiques différentes quant à l'âge.

Le série de Rebra-Barnar est représentée par des gneiss à biotite, des schistes quartzitiques à biotite et des roches rétro-morphosées : schistes quartzitiques chlorito sériciteux à biotite cantonnés à la partie supérieure de la série.

Les roches attribuées à la série de Rebra-Barnar ont été pour la première fois mises en évidence dans cette zone. Elles apparaissent dans une structure anticlinale asymétrique, dont la terminaison périclinale est dérangée par la tectonique disjonctive, disparaissant au sud de la fracture majeure du système de failles orientées ENE-WNW. Cette structure ne supporte en succession normale les roches rétro-morphosées que sur le flanc oriental, alors que sur le flanc occidental les effets de la tectonique disjonctive ne se manifestent que dans les rapports stratonomiques, conduisant à des relations anormales entre les roches rétro-morphosées et les roches de la série de Tulgheș. Elles apparaissent également le long des lignes de flexure de quelques écaillés de faible ampleur qui longent le Pirul Lung.

La série de Tulgheș est représentée par des types pétrographiques très variés parmi lesquels prédominent nettement les schistes séricite-chloriteux quartzeux à pigment graphiteux.

Les roches magmatogènes acides sont représentées par des metatuffites à chlorite, épidoite, zoisite et par des porphyroïdes. Les valeurs des paramètres Niggli et Zavaritki de ces derniers dévoilent des roches de type porphyre quartzifère ou kéra-tophyre. On considère qu'elles peuvent provenir de tufs, de dacites et de kéra-tophyres.

Un autre groupe de roches mises pour la première fois en évidence est celui des roches éruptives faiblement dynamométamorphosées représentées par des : gabbrodiorites orualitisés, kéra-tophyres et rhyolites.

Le premier type de roches constitue un corps linéaire en prolongement du corps des rhyolites de Mindra (dans la partie méridionale de la région) qui au point de vue pétrochimique, vu les paramètres magmatiques Niggli, reviennent au domaine des théralite-gabbros, à essexite-gabbros et au point de vue des magmas aux magmas quartzo-dioritiques. Suivant les valeurs des paramètres Zavaritki les gabbrodiorites orualitisés se placent entre les diabases, les diabases quartzifères et les gabbros. On considère que ces roches sont des produits magmatiques, engendrés le long des fractures profondes, différenciés en un batholite de grandes dimensions. On considère les kéra-tophyres qui longent le Pirul Lung les produits de différenciation filonienne du corps des gabbrodiorites susmentionnés. Au point de vue minéralogique, structural et chimique ils reviennent au type des magmas tasnagranitiques suivant les paramètres Niggli et au type des magmas kéra-tophyres suivant les paramètres Zavaritki.

Le côté occidental de la région est occupé par un corps de rhyolites à deux types : massives et faiblement laminées.

Les rhyolites laminées se situent suivant les paramètres „el” magmatiques Niggli dans le domaine des roches sédimentaires, suivant les paramètres Zavaritki dans celui des tonalites (monzonite quartzifère) et suivant le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ dans celui d'une syénite chalco-alkaline (Dally).

Les rhyolites massives reviennent, suivant les paramètres Niggli au type rapakiwite, suivant les paramètres Zavaritki au type tonalite (monzonite quartzifère) et suivant le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ au type kéra-tophyre. L'attribution différente des rhyolites suivant les paramètres Zavaritki vient du lieu de prélèvement de l'échantillon. En fonction de la distance par rapport



à la zone de contact avec le corps gabbrodioritique elles ont été sujettes à des contaminations manifestées par l'accroissement de la teneur en FeO et par la présence de certaines fibres d'ouralite dans la masse fondamentale.

La distribution dans l'espace des formations cristallophylliennes a été effectuée par la tectonique disjonctive autant que par la tectonique plicative. La tectonique disjonctive a créé deux systèmes de fractures orientées ENE-WSW et NNW-SSE, alors que celle plicative a imprimé un style de plissement de structures moyennes.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

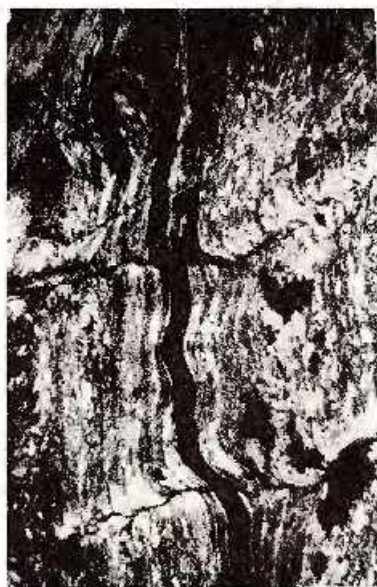
Planche VII

Carte géologique du secteur compris entre le ruisseau Vin-ruisseau Andraș Filip. Coupes géologiques en direction A-B-C et D-E-F.

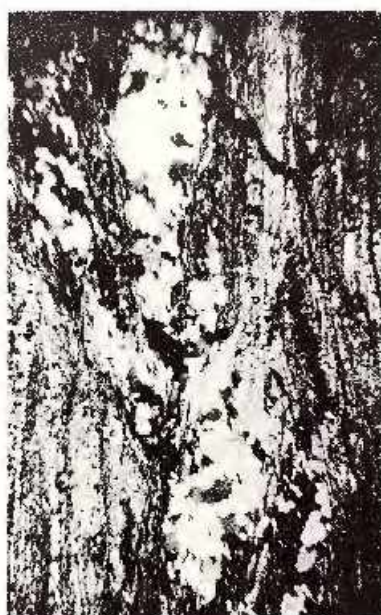
1, Quaternaire: a, alluvions; b, terrasses; c, cônes de déjection. Série de Tulgheș: 2, quartzites noirs; 3, schistes graphiteux-sériciteux-quartzeux; 4, métatuffites dacitiques à chlorite, épidote, zoisite; 5, porphyroïdes (porphyrogènes) à chlorite et séricite (\perp biotite); 6, schistes quartzitiques chlorito-sériciteux et séricito-chloriteux à porphyroblastes d'albite; 7, schistes quartzitiques, chlorito-sériciteux; 8, schistes chlorito-sériciteux (phyllites); 9, schistes séricito-chloriteux-quartzeux à pigment graphiteux. Série des roches rétroformées: 10, schistes quartzitiques chlorito-sériciteux à biotite (rétroformés). Série de Rebra-Barnar: 11, gneiss à biotite (\pm sphène); 12, schistes quartzitiques à biotite; 13, roches éruptives faiblement dynamométamorphisées: a, gabbrodiorites ouralitisés; b, kératophyres; c, rhyolites; 14, ligne de chevauchement; 15, position; 16, faille; 17, axe d'anticlinal; 18, axe de synclinal; 19, ligne de coupe géologique.

PLANȘA I

- Fig. 1. — Caracterul microcutării și fisurării într-un șist clorito-grafito-cuarțos. Nic. II; x 25.
Caractère du microplissement et de la fissuration dans un schiste chlorito-graphito quartzeux, Nic. II; x 25.
- Fig. 2. — Microbudine de cuarț într-un șist sericito-grafito-cuarțos. Nic. +; x 15.
Microboudins de quartz dans un schiste séricito-graphito-quartzueux. Nic. +; x 15.
- Fig. 3. — Structura în pavele a unui cuarțit negru. Nic. +; x 30.
Structure macadamisée d'un quartzite noir. Nic. +; x 30.
- Fig. 4. — Sageniți cu aspect pîșos, în masa clorito-grafitoasă. Nic. +; x 55.
Sagenites montrant un aspect fentré, dans la masse chlorito-graphiteuse. Nic. +; x 55.



1



2

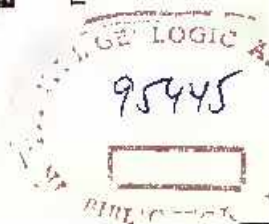


3



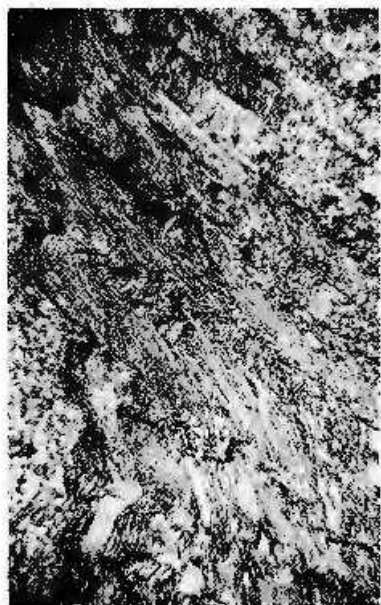
4

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



PLANȘA II

- Fig. 1. — Clivajul fals și microcularca benzilor filitoase într-un șist clorito-sericitos. Nic. — ; $\times 20$.
Faux clivage et microstructure des bandes phylliteuses dans un schiste chlorito-sériciteux. Nic. — ; $\times 20$.
- Fig. 2. — Structură de dezamestec a unui fenoblast de feldspat dintr-un riolit. Nic. — ; $\times 25$.
Structure d'exosolion d'un phénoblaste de feldspath d'une rhyolite. Nic. — ; $\times 25$.
- Fig. 3. — Porfiroblast de plagioclaz corodat, cu depuneri marginale de limonit și pulbere centrală care marchează structura zanară. Șist sericito-claritos cu porfiroblaste de feldspat. Nic. — ; $\times 50$.
Porphyroblaste de plagioclase corrodé, avec des dépôts marginaux de limonite et de la poussière, au centre, qui marquent la structure zonée. Schiste séricito-chloriteux à porphyroblastes de feldspath. Nic. — ; $\times 50$.
- Fig. 4. — Porfiroblast de cuarț cu extincție ondulatorie, într-un riolit.
Porphyroblaste de quartz à extinction ondulense, dans une rhyolite.



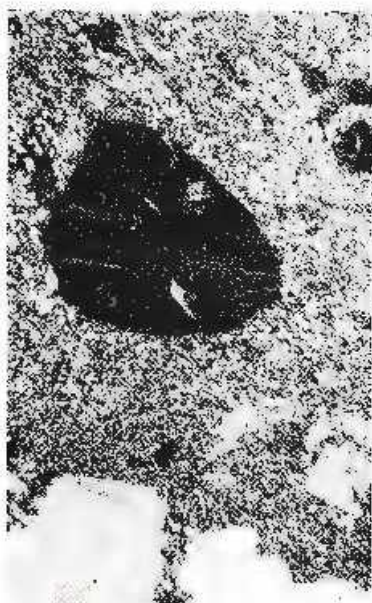
1



2



3

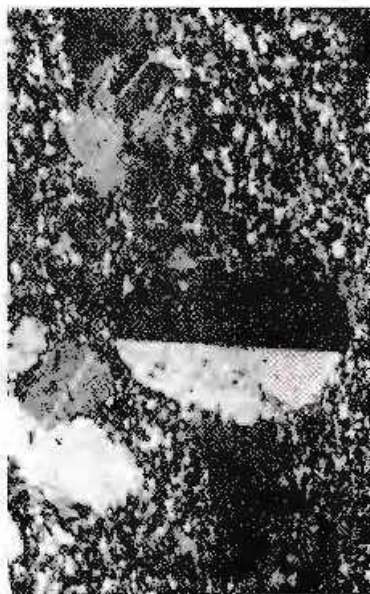


4

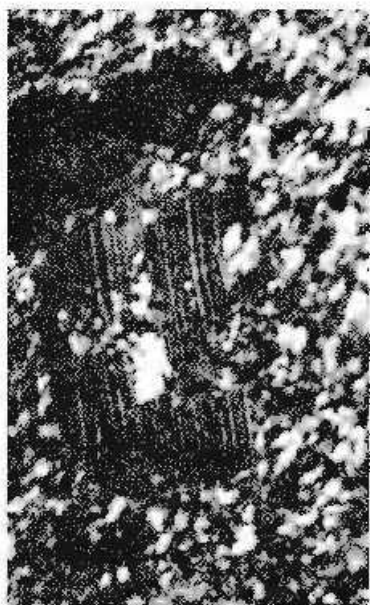
PLANȘA III

- Fig. 1. — Feldspat maclat bisintetic într-un rholit. Nic. + ; $\times 25$.
Feldspat montrant des maclures bisynthétiques dans une rhyolite. Nic. + ; $\times 25$.
- Fig. 2. — Fenoblast de plagioclaz cu maclă curbă, resorbit și recristalizat cu cuarț. Nic. + ; $\times 25$.
Phénoblaste de plagioclase à maclures courbées, résorbé et recristallisé avec quartz. Nic. + ; $\times 25$.
- Fig. 3. — Fenoblast de feldspat corodat, parțial sericitizat și cu recristalizări pe fisuri. Nic. + ; $\times 25$.
Phénoblaste de feldspath corrodé, partiellement sericitisé montrant des recristallisations le long des fissures. Nic. + ; $\times 25$.
- Fig. 4. — Fenoblast de feldspat potasic cu recristalizări marginale de albite. Rholit. Nic. + ; $\times 20$.
Phénoblaste de feldspath potassique montrant des recristallisations marginales d'albite. Nic. + ; $\times 20$.

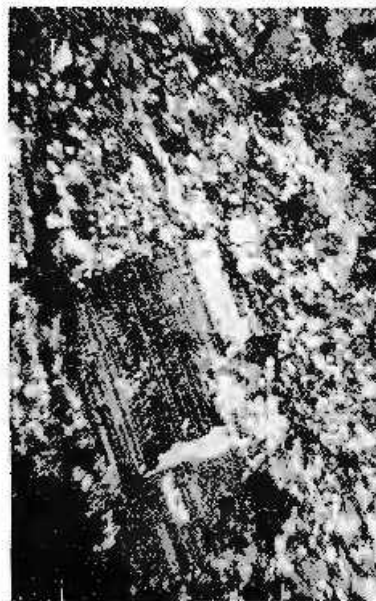




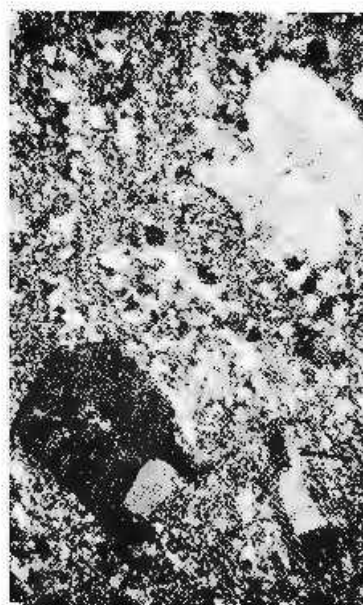
1



2



3



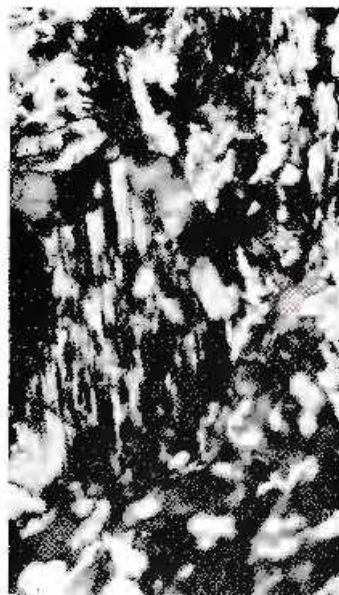
4

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

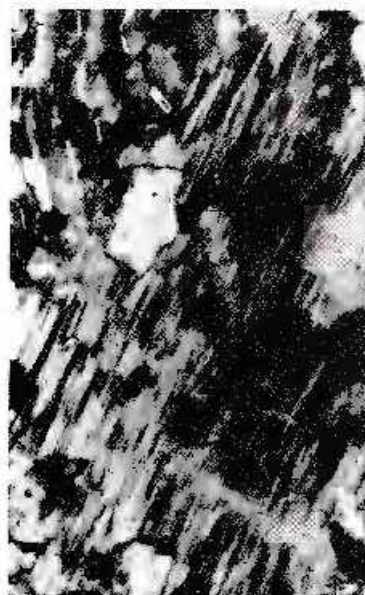
PLANȘA IV

- Fig. 1. — Structura perlită a unui feldspat potasic dintr-un riolit. Nic. + ; $\times 75$.
Structure perlitique d'un feldspath potassique d'une rhyolite. Nic. + ; $\times 75$.
- Fig. 2. — Idem (Detaliu). Nic. + ; $\times 150$.
Idem (détail). Nic. + ; $\times 150$.
- Fig. 3. — Cuarț corodat, cu extincție onduatorie și fenoblast de feldspat sericitizat și cu incluziuni de cuarț. Riolit masiv. Nic. + ; $\times 45$.
Quartz corrodé, à extinction ondulée et phénoblastes de feldspath séricitisé et à inclusions de quartz. Rhyolite massive. Nic. + ; $\times 45$.
- Fig. 4. — Fenoblaste de feldspat și de cuarț bipiramidal, într-o masă cuarțo-feldspato-sericitică, dintr-un riolit masiv. Nic. + ; $\times 15$.
Phénoblastes de feldspath et de quartz bipyrâmédé, dans une masse quartzo-feldspato-sériciteuse, dans une rhyolite massive. Nic. + ; $\times 15$.

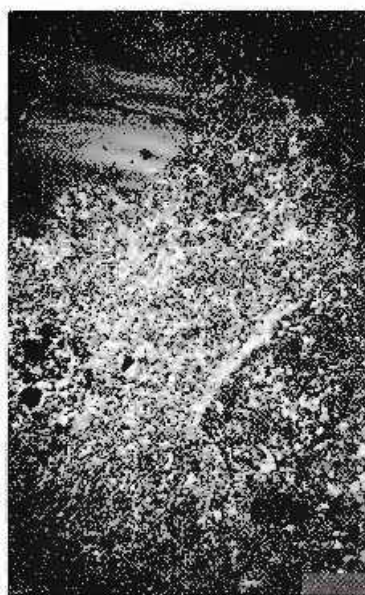




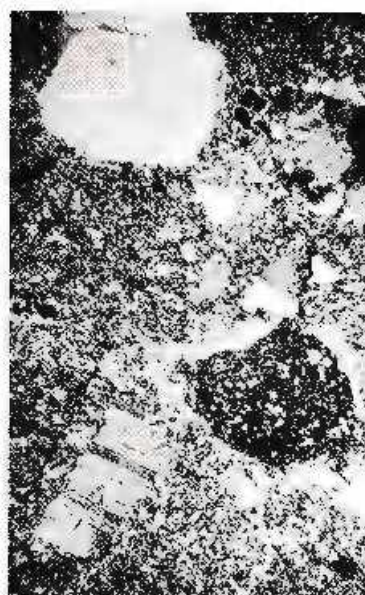
1



2



3



4

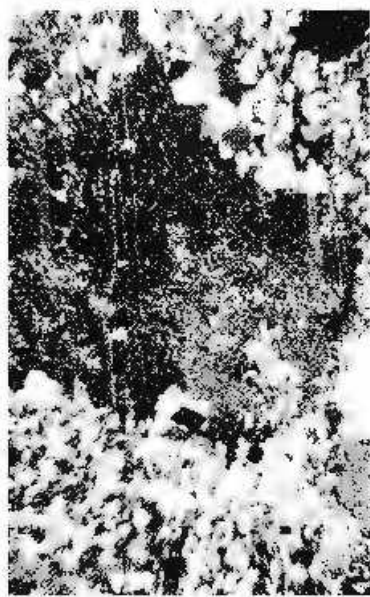
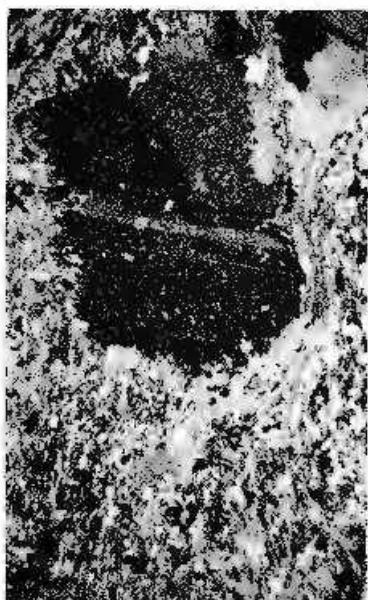
Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LIX/I.



PLANȘA V

- Fig. 1. — Fenoblast de plagioclaz cataclazat și corclat. Șist cuarțo-feldspatic. Nic. + ; × 40.
Phénoblaste de plagioclase cataclasé et corré. Schiste quartzo-feldspathique. Nic. + ;
× 40.
- Fig. 2. — Rotirea unui fenoblast de plagioclaz cu păstrarea maclării și recristalizării marginale.
Nic. + ; × 25.
Rotation d'un phénoblaste de plagioclase avec conservation du maclage et de la ré-
cristallisation marginale. Nic. - | ; × 25.
- Fig. 3. — Sericitizarea plagioclazului dintr-o rocă porfiroidă. Nic. - | ; × 15.
Séricitisation du plagioclase d'une roche porphyroïde. Nic. - ; × 15.
- Fig. 4. — Uralit după un piroxen. Gabbrodiorit uralizat. Nic. + ; × 50.
Ouralite après un pyroxène. Gabbrodiorite ouralitisé. Nic. + ; × 50.

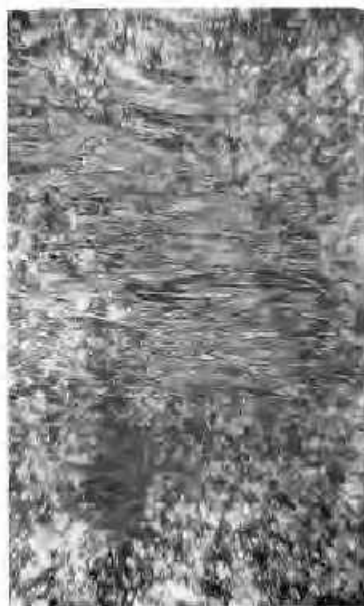




PLANȘA VI

- Fig. 1. -- Terminația lanceolată a fibrelor de uralit după centururile unui piroxen. Nic. - ; $\times 25$.
Terminaison en fer de lance des fibres d'uralite suivant les contours d'un pyroxène. Nic. + ; $\times 25$.
- Fig. 2. -- Terminația cu aspect „creastă de cocos” a unui cristal de piroxen. Nic. + ; $\times 25$.
Terminaison avec aspect de crête de cog (crênelée) d'un cristal de pyroxène. Nic. + ; $\times 25$.
- Fig. 3. -- Plan de alunecare într-un piroxen uralizat, cu reorientarea fibrelor de uralit. Nic. + ; $\times 20$.
Plan de glissement dans un pyroxène ouralitisé, avec réorientation des fibres d'uralite. Nic. + ; $\times 20$.
- Fig. 4. -- Structură gabbroidică or uralizată. Nic. + ; $\times 15$.
Structure des gabbrochrites ouralitisés. Nic. - ; $\times 15$.





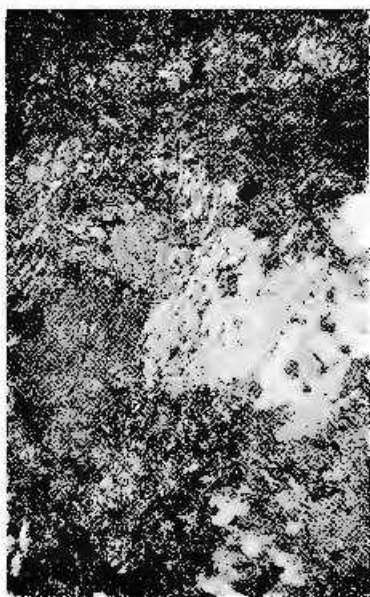
1



2



3



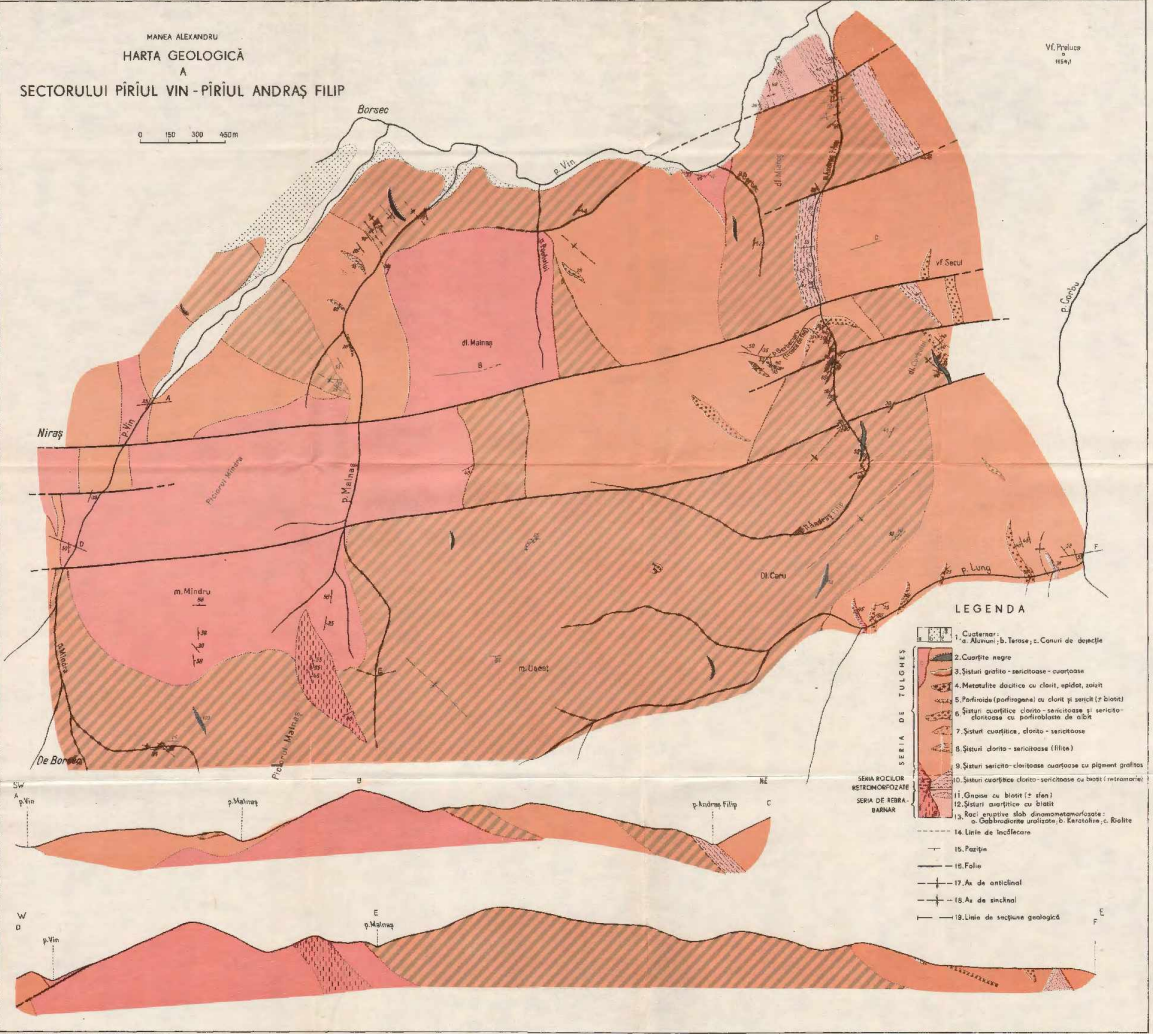
4

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședintelor. vol. LXXVI.



MANEA ALEXANDRU
HARTA GEOLOGICĂ
A
SECTORULUI PIRIUL VIN - PIRIUL ANDRAȘ FILIP

0 100 200 400m



LEGENDA

- 1. Cratonic: a) Nărnau; b) Târșeu; c) Cănuți de deșeu
- 2. Cuarțit negru
- 3. Șisturi quartzite - sericitoase - cuarțose
- 4. Metavolte dacice cu clonit, epidot, sericit
- 5. Pafinoidă (parafingea) cu clonit și sericit (f. biotit)
- 6. Șisturi quartzite clonit - sericitoase și sericito - clonitose cu parafinoidă de albă
- 7. Șisturi quartzite, clonit - sericitoase
- 8. Șisturi clonit - sericitoase (f. fine)
- 9. Șisturi sericito - clonitose cuarțose cu pigment quartzit
- 10. Șisturi quartzite clonit - sericitoase cu biotit (retromorfic)
- 11. Gneis cu biotit (f. efan)
- 12. Șisturi sericite cu biotit
- 13. Șisturi granitice slab diagenetomorfizate:
- a. Calchindonite analitice; b. Ercatoșina; c. Roșie
- 14. Linie de înclădire
- 15. Fașă
- 16. Fală
- 17. N. de anticlinal
- 18. N. de sinclinal
- 19. Linie de sașuire geologică

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

**ALCĂTUIREA CHIMICO-MINERALOGICĂ ȘI GENEZA UNOR
ARGILE NEOGENE DIN BANAT¹**

DE

VICTOR CORVIN PAPIU, VASILE IOSOF, ALEXANDRA MEDEȘAN, RADU
GIUȘCĂ, CATRINEL POPADOPOI²

Abstract

Chemical-Mineralogical Composition and Genesis of Some Neogene Clays from Banat. Relying on the chemical-mineralogical study there was established that in the composition of some Pannonian clays (Banat, România), argillous minerals (illites, montmorillonites, kaolinite, chlorites, and secondarily the elastic material (detrital or volcanogenous) did participate. It is admitted that the origin of illites is terrigenous (reworked), that the montmorillonites are proceeding from the alteration of a volcanogenous material, chlorites, and particularly the kaolinite being authigenic. The basal horizon (Pannonian *str. s.*) comprises large amounts of illite and chlorite, the median (Odessian) presents maximum percentages of montmorillonites, whereas the upper horizon (Portaferrian) is characterized by the predominance of kaolinite. On the basis of the distribution of these minerals the conclusion is reached that the waters of the large Pannonian Lake from this sector had a brackish character at the beginning of the Pannonian sedimentation to sweeten rapidly during the Odessian, and pass to the palustrine environment at the level of the Middle Portaferrian with reduced pH, leading to the kaollnization and even formation of pM-kaolinite (refractory clays).

Prezenta lucrare face parte din seria de studii inițiate în Institutul Geologic asupra rocilor argiloase din formațiunile de pe teritoriul României și prezintă rezultatele cercetărilor efectuate asupra unor argile neogene, colectate din porțiunea centrală și nordică a Banatului.

¹ Comunicare în ședința din 18 februarie 1972.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



Considerații geologice

Materialul provine din formațiunea atribuită Pannonianului *l.s.* cuprinzând următoarele subetaje (redate în paralel cu formațiunea miopliocenă extracarpatică): Pannonianul *str. s.* (corespunzând porțiunii superioare a Sarmatianului și Meoțianului), Odessianul (corespunzând cu Pontianul inferior) și Portaferianul (corespunzând Pontianului superior). Concluziile chimico-mineralogice ce se desprind din aceste studii reflectă prin excelență trecerea de la faza salmastră, ce marchează depozitele pannoniene *str. s.* la sedimentarea de la nivelul Odessianului și Portaferianului, subetaj al cărui caracter este net continental — lacustru și fluviatil — uneori cu intercalații de cărbuni. Localitatea Bolvașnița din care s-a colectat material, se găsește în bazinul Caransebeșului, iar punctele de colectare din N Banatului³, în marele golf estic al Lacului Pannonic, care pătrunde spre est pînă la Lăpugiu de Jos, între văile Mureșului și Timișului (pînă la Lugoj), încadrînd integral bazinul văii Bega. Fundamentul acestor depozite este reprezentat atât prin formațiunile cristalofiliene mezometamorfice ale Carpaților Meridionali cu sedimentarul mezozoic aferent (din muntele Țarcu), cît și prin depozite neogene preexistente, față de care Pannonianul se dispune în discordanță unghiulară. În golful nordic, fundamentul este reprezentat în primul rînd prin șisturile epimetamorfice, cuprinzînd masive dolomitice și subordonat calcare cristaline, din Poiana Ruscă. Pe rama estică a bazinului Caransebeșului apar formațiunile cristalofiliene mezometamorfice ale munților Semenicului (din domeniul Getic) care alcătuiesc de altfel și partea nordică a flancului vestic, limita tectonică cu Autohtonul Danubian (șisturi epimetamorfice și granitoide) fiind foarte apropiată, în timp ce, în partea meridională, cadrul bazinului este reprezentat prin formațiuni cretacic-infracretice.

Potrivit datelor Institutului Geologic, inserate în harta geologică la scara 1 : 200.000, foaia Deva și în nota sa explicativă (Gherași et al., 1969), formațiunea pannoniană din acest sector cuprinde atât Pannonianul *str. s.*, cît și Pontianul *l.s.* În cadrul celui dintîi se distinge un orizont inferior cu „argile nisipoase vinete sau cenușii-verzui, cu intercalații de nisipuri și pietrișuri cum și cu intercalații de cărbuni”. În zona ramei estice a bazinului Caransebeșului, în o serie de puncte — printre care figurează și Bolvașnița — autorii admit, pe criterii paleontologice,

³ Comuna Brănești (Pannonian *s. s.*), cariera Jupinești (Odessian), cariera Gladna Română (Odessian), cariera Botesti (Portaferian).



existența Pannonianului mediu, acesta fiind cel mai vechi nivel determinat pînă în prezent, considerat mai mult sau mai puțin sincron cu formațiunea de la Soceni.

Orizontul superior prezintă un caracter detritic mai grosier; pietrișurile și nisipurile predomină asupra argilelor, trecerea între ele făcîndu-se gradat prin mărirea numărului de intercalații nisipoase, pînă la predominare sau chiar la exclusivitate. Depozitele sînt atribuite Pannonianului terminal, conținînd rare resturi fosile în partea bazală a orizontului (*Congeria czjžeki* M. Hoern și *Congeria szigmondyi* H. a l.); se apreciază că acest orizont face corp comun cu Pontianul *str. s.* cu care a fost cartat la un loc. Fauna găsită în acest termen final al formațiunii neogene din Banat este asemănătoare cu cea de la Rădmănești, ceea ce ar indica prezența Portaferianului inferior.

Într-o lucrare foarte recentă, în formațiunea pliocenă din nordul Banatului, O r ă ș a n u et al. (1971) deosebesc un orizont inferior atribuit Pannonianului *str. s.*, alcătuit din conglomerate și pietrișuri și un orizont superior argilo-siltic care trece spre E, la limita cu cristalinel, într-un facies marmo-calcaros. Depozitele sînt fosilifere și, după caracterele faunei, se apreciază că apele bazinului aveau caracter mesohalin. Peste aceste depozite se dezvoltă formațiunea pontiană. Subetajul său bazal (Odessianul) este psamo-pscitic la partea inferioară și argilos la cea superioară. Subetajul superior, Portaferianul, prezintă un orizont cu depozite grosiere (pietrișuri și nisipuri) în bază, argile în partea mediană și un orizont grosier la partea superioară. De această împărțire ne-am servit în colectarea materialului din cariere și din aflorimentele indicate de O r ă ș a n u.

TABELUL 1

Proveniența probelor de roci argilnoase analizate

Nr. probei	Vîrsta	Caractere macroscopice	Punctul de colectare
6	Portaferian	argilă nisipoasă bazală	cariera Botești
7	Portaferian	argilă refractară albă-cenușie	cariera Botești
8	Portaferian	argilă neagră cu cărbuni	cariera Botești
9	Portaferian	argilă refractară cenușie	cariera Botești
10	Portaferian	argilă refractară albă	cariera Botești
12-14	Odessian	argilă acoperitoare	cariera Gladna Română
16	Odessian	argilă cenușie intercalată	cariera Gladna Română
23	Odessian	argilă roșie superioară cu concrețiuni	cariera Jupinești
26	Odessian	idem — cenușie	cariera Jupinești
1-2	Pannonian <i>str. s.</i>	argilă silică cenușie	valea Bolvașniței
21	Pannonian <i>str. s.</i>	argilă siltică vîntă fosiliferă	Brănești



Menționăm de asemenea studiul mineralogic executat asupra argilelor din regiunea Botești de către M a r e ș et al. (1968), în care se citează prezența, în aceste roci, a unei întregi serii de minerale argiloase.

Caracterul și locul de proveniență a probelor sînt specificate în tabelul 1. Aflorimentele din care s-a făcut colectarea se găsesc notate în planșă, iar coloanele lor stratigrafice, redată în figura 1.

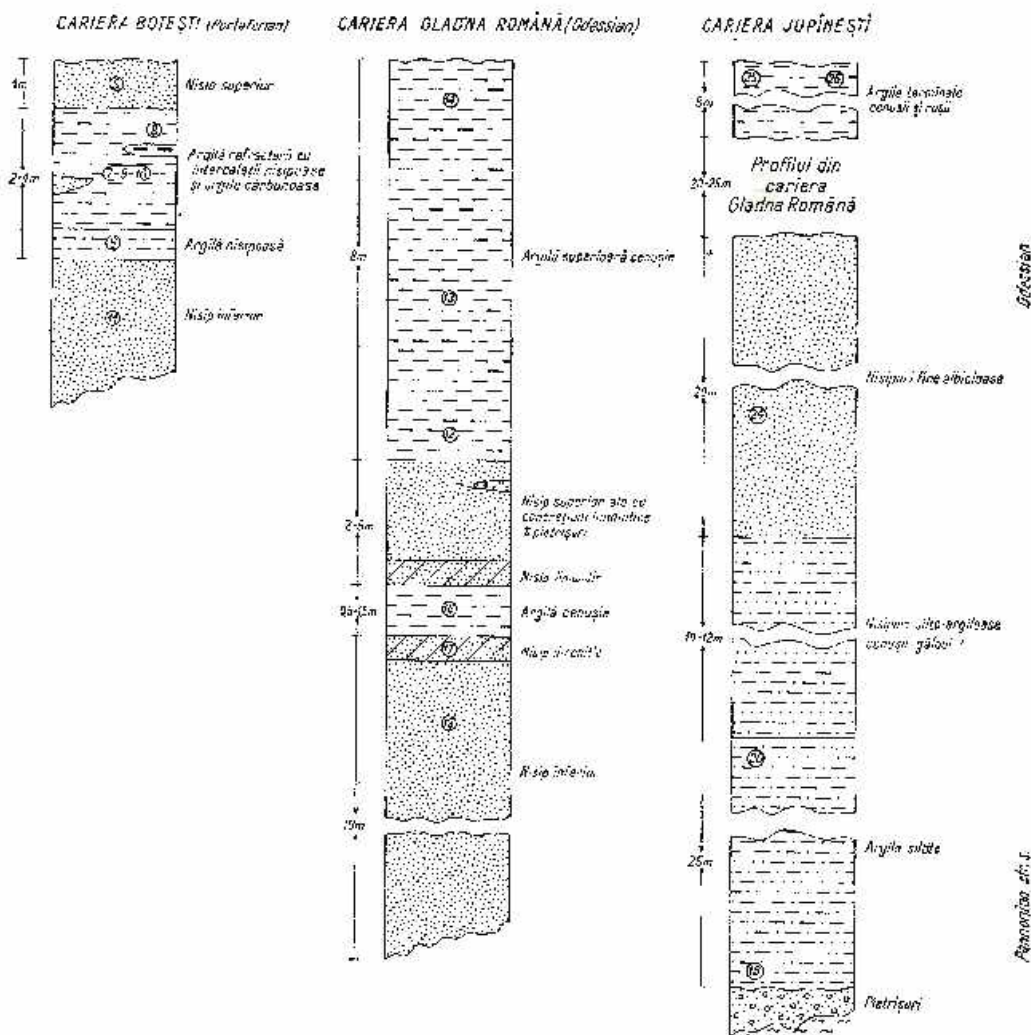


Fig. 1. — Coloane stratigrafice în punctele din care s-a colectat materialul litologic (Banat).

Colonnes stratigraphiques pour les endroits d'où l'on a prélevé le matériel lithologique (Banat).

Alcătuirea chimico-mineralogică a rocilor argiloase

În cele ce urmează vor fi prezentate caracterele chimico-mineralogice ale probelor de roci argiloase colectate, rezultate din corelarea datelor obținute prin metodele fizice (analize termodiferențiale, röntgenografice) cu cele rezultate din analizele chimice, executate atât asupra probei brute (roci argiloase) cit și asupra fracției sub 2μ (fracția argiloasă).

Din corelarea datelor obținute prin cele trei metode amintite, s-a calculat conținutul procentual al fiecărui mineral. Chimismul probelor analizate se găsește sistematizat în tabelele 2 și 3, iar alcătuirea mineralogică în tabelele 4 și 5.

1. **Litologia probelor, analizate** Raportul argilă — material detritic a fost apreciat pe cale röntgenografică și înseris în graficul din figura 2. Din examinarea sa rezultă că, cu o singură excepție, toate probele conțin peste 60 % material argilos. Cantitatea cea mai mare de argilă revine probei nr. 25 care deține 96 %. Diferența rezultă din materialul detritic fin dispersat care, potrivit datelor din tabelul 4, este reprezentat în ordine

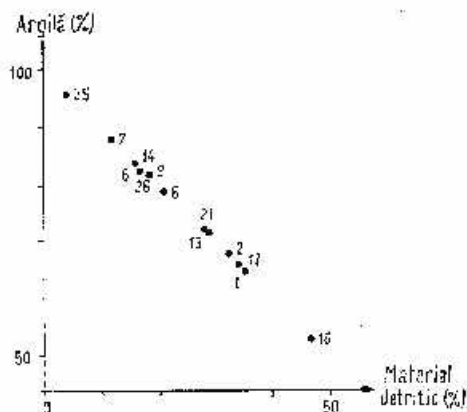


Fig. 2. — Raportul argilă-material detritic.

Rapport argile-matériel detritique.

prin cuarț, muscovit și feldspați și, ceea ce apare mai deosebit, prin cristobalit (în jumătate din numărul probelor analizate). Întrucît, în marea sa majoritate, acest material prezintă o structură siltică, rezultă că rocile corespund unor argile siltice.

Proba nr. 25 (cea mai feruginoasă) este în același timp și cea mai bogată în minerale argiloase; ea constituie, ca și proba nr. 16, o excepție astfel că putem afirma că domeniul de variație a procentului de material detritic din rocile argiloase pannoniene *str. s.* din Banat menționate în



TABELUL 2

Analiza chimică — argile probe brute

Vârsta	Paucanian sîr. s					O. d. e s s i a n					F o r t a f e r i a n									
	Valen Bolvaşuţei		Bră- neşti			Gladna Română					Juprăceşti					Dotoeşti				
	1	2	21	16	12	13	14	20	25	6	7	8	9	10						
Nr. probei																				
Component																				
SiO ₂	53,86	51,27	57,84	66,88	54,89	54,47	(45,95)	52,12	(37,83)	54,00	46,74	47,15	45,12	46,23						
Al ₂ O ₃	18,81	20,60	19,14	18,49	23,94	22,81	(30,21)	28,94	(20,75)	25,28	30,80	30,24	31,46	32,41						
Fe ₂ O ₃	1,99	(7,75)	3,72	1,74	3,72	4,18	3,24	3,61	(19,63)	2,39	2,67	2,53	2,99	2,53						
PbO	4,51	1,25	1,45	0,22	0,25	0,42	0,23	0,14	0,15	0,22	0,23	0,32	0,31	0,27						
CaO	2,13	1,24	0,92	0,46	0,92	1,14	0,71	0,99	1,14	0,75	0,92	0,85	0,71	0,64						
MgO	3,58	1,90	2,00	1,20	1,75	1,01	2,30	2,00	1,50	2,11	0,68	1,25	1,41	1,09						
K ₂ O	3,87	2,67	2,56	2,61	2,39	2,35	2,12	1,59	1,08	2,93	2,01	2,41	2,88	3,03						
Na ₂ O	1,75	1,56	0,54	0,10	0,05	0,06	0,06	urme	urme	0,21	urme	0,06	0,06	urme						
TiO ₂	1,03	1,02	1,11	0,95	1,05	0,99	0,55	0,94	0,52	1,10	0,69	0,67	0,62	0,65						
MnO	0,10	0,14	0,07	urme	0,07	urme	urme	urme	0,04	urme	0,04	0,07	urme	urme						
P ₂ O ₅	0,23	0,19	0,10	0,03	0,04	0,25	0,40	0,05	0,14	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03						
S	0,8	urme	0,29	urme	urme	urme	urme	urme	0,30	urme	urme	urme	urme	urme						
H ₂ O-	2,53	3,64	4,09	2,88	6,17	5,98	7,03	7,99	7,76	1,59	4,61	5,74	5,01	4,66						
H ₂ O+	5,65	6,14	5,40	4,40	5,36	5,68	7,86	7,03	9,81	9,50	10,45	8,78	8,88	8,80						
Total	100,78	99,52	99,39	99,98	100,58	99,39	100,38	100,12	100,77	99,89	99,89	100,14	99,62	100,40						

() = Valori abcrante.

TABELUL 3

Analiza chimică — fracție organică (sub 2 μ)

Vârsta	Bannonian str. s.				O d e s s i a n						P o r t a f e r i a n			
	Valca Bolvașului		Brd-nești		Gladna Română			Jupnești			Botești			
	1	2	21	16	12	13	14	26	25	6	7	8	9	10
Nr. probei														
Component:														
SiO ₂	43,01	39,94	44,71	45,86	46,21	45,78	45,38	46,81	(37,59)	45,51	45,77	45,35	45,92	46,51
Al ₂ O ₃	24,39	24,79	26,43	29,74	26,52	26,82	30,04	27,29	(19,33)	31,55	30,69	30,47	31,16	31,83
Fe ₂ O ₃	4,04	(11,44)	6,61	3,92	6,00	6,46	4,14	4,28	(21,66)	3,12	3,11	3,15	3,41	2,98
FeO	3,59	0,88	2,02	0,42	0,38	0,39	0,23	0,17	0,16	0,17	0,17	0,18	0,27	0,24
CaO	2,15	1,19	1,09	0,70	1,13	1,02	0,76	1,01	0,83	1,02	1,04	0,76	0,73	0,82
MgO	3,68	3,14	1,79	1,53	2,38	1,77	1,30	1,63	1,07	1,55	1,24	1,71	1,77	1,88
K ₂ O	2,24	2,23	1,89	3,04	0,43	1,13	2,23	0,84	0,94	0,87	1,08	2,11	0,74	0,98
Na ₂ O	urme	urme	urme	urme	urme	urme	urme	urme	urme	urme	urme	urme	urme	urme
TiO ₂	0,93	0,08	0,52	0,40	0,49	0,43	0,41	0,72	0,56	0,47	0,52	0,51	0,44	0,50
H ₂ O ⁻	15,33	15,60	7,34	5,65	7,73	6,98	5,88	7,51	6,95	6,28	7,14	6,13	5,07	4,74
H ₂ O ⁺			9,13	8,71	9,68	9,43	9,42	9,34	10,55	9,29	9,87	10,25	10,20	10,26
Total	93,72	99,59	99,56	99,55	100,08	99,54	99,56	99,53	99,54	99,70	99,46	100,34	99,44	100,30
Fe ₂ O ₃ liber	0,51	7,55	2,30	1,60	3,50	3,90	2,30	—	(18,15)	1,90	1,50	1,40	1,90	1,70

() = Valori aberante.



acest studiu, se situează între 20 și 40 % (la 82 % din probe). Dintre aceste probe argilele cu nr. 7, 9 și 10, provenind din cariera de la Botești, sînt exploatare ca argile refractare.

2. **Constituția chimică** (tab. 2, 3). Analizele chimice executate trebuie privite prin prisma faptului că diferența dintre chimismul probei brute și al fracției sub doi microni este determinată de conținutul în material detritic, în cadrul căruia silicea liberă joacă rolul principal, motiv pentru care, la proba brută, s-a determinat în mod special și cantitatea de silice liberă. O mică cantitate de cuarț trece însă și în fracția sub doi microni. Oxidul fieric a fost dozat integral cum și sub forma de Fe_2O_3 liber numai în componenta argiloasă pentru a se stabili prin diferență cantitatea de Fe^{3+} care participă la alcătuirea mineralelor argiloase. În fracția argiloasă nu s-au determinat următoarele componente: MnO , P_2O_5 și S care fie că lipsesc fie că se găsesc în cantități sub limita de detecție.

Silicea. În proba brută procentul de SiO_2 variază între 66,88 în proba nr. 16 corespunzînd argilelor cu cel mai mare procent de material detritic, și 37,5 % în proba nr. 25, în care acest material atinge cantitățile minime, restul menținîndu-se între 46 și 57 %. În rest în fracția argiloasă (cu excepția probei nr. 25), silicea arată o remarcabilă constanță cantitativă (40-46,50 %) în genere în jurul a 45 %. Cantități scăzute de silice se găsesc în argilele refractare (45-46,5 %) dar și în unele argile comune (37,8 % în proba nr. 25), ceea ce arată că nu există o dependență, decît cu totul generală, sub acest raport, între refractaritate și silice, unele argile nerefractare prezentînd cantități comparabile cu cele refractare sau chiar subordonate. Conținutul în SiO_2 liber din proba brută variază de asemenea pe o scară foarte întinsă; cantități scăzute se găsesc atît în argilele refractare cît și în unele probe nerefractare.

Procentul de silice din fracția argiloasă este foarte apropiat la toate argilele studiate (45-47 %).

Alumina. Corelînd datele de mai sus cu cele privind conținutul de alumina, constatăm în genere un raport invers între procentele de SiO_2 și Al_2O_3 , atît în proba brută, cît și în fracția argiloasă. În aceasta din urmă, conținutul în Al_2O_3 variază între 19 și 31,8 %. Cele trei probe refractare conțin peste 30 % Al_2O_3 , ceea ce însă nu constituie, nici de această dată, un caracter specific, cantități analoge găsindu-se într-o probă nerefractară de la Botești (6) și într-o probă de la Gladna Română



(14). Aceasta arată că corelația între refractaritate și procentul de alumina nu este generală deși argilele refractare de la Botești sînt cele mai aluminoase.

Raportul $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ (tab. 5), care variază între 3,30 (proba nr. 25) și 2,45 (proba nr. 6), diferențiază net argilele de la Botești (refractare și nerefractare) de restul probelor studiate, valorile acestora fiind cele mai scăzute (2,15-2,53), fapt ce pare a constitui o caracteristică a acestora.

Oxidul fieric (Fe_2O_3). În proba brută oxidul fieric total se menține aproximativ constant : 2,4-3,0 % la Botești (5 probe), indiferent de refractaritate, prezintă valori între 3,3 și 3,7 % la 6 probe, fără vreo legătură directă cu punctul de colectare, și peste 4 % în două din probele de la Gladna Română. În Pannonian *str. s.* valorile variază, proba nr. 2 fiind impregnată ulterior. După cum este și natural, în fracția argilooasă, conținutul în Fe_2O_3 variază în limite foarte mari, mai ales la argilele nerefractare. În grupa Botești această variație este minimă (sub 1 %) indicînd argilele cele mai curate și, o dată în plus, raportul invers dintre refractaritate și conținutul în fier al argilei. Aceași observație arată că majoritatea Fe^{3+} este legat în oxid de mare dispersie (sub 2 microni). O excepție fac probele nr. 2 și 25 îmbogățite în fier pe cale epigenetică, în contrast cu proba 26 complet lipsită de fier liber, și a cărei deferizare a condus desigur la concentrarea fierului în proba vecină cu nr. 25.

Fierul bivalent (FeO). Acest component este subunitar în toate probele fracției argiloase cu excepția probei nr. 1 (valea Rolvașniței) care conține 3,6 % și 21 (Brănești) care conține 2 % (ambele de vîrstă pannoniană *str. s.*) și se datorează unui procent cu mult mai ridicat de clorite feroase, montmorillonide și illite. Este notabilă de asemenea poziția stratigrafică inferioară a acestei ultime probe față de restul (Pannonian *str. s.*). Grupul portafieran de argile de la Botești conține procentele minime de FeO (0,22-0,32 %).

Calciul (CaO). Așa cum am arătat mai sus, ca și magneziul de altfel, calciul nu apare legat niciodată sub formă de carbonat. În proba brută, conținutul său este net subunitar în grupul Botești (cu fluctuații între 0,64 și 0,92 %), atinge 1,14 % la Gladna Română și în jurul lui 1 % la Brănești și la Jupînești. În comparație cu proba brută, în fracția argilooasă conținutul de CaO variază extrem de puțin și în limite minime, astfel că nu se poate trage o concluzie utilă fiind probabil că aceste conținuturi rezultă în primul rînd din absorbție în minerale argiloase cît și din materialul detritic heterogen.



Magneziul (MgO). Conținutul în MgO variază între 0,90 și 3,5 % în rocă și între 1,2 și 3,6 % în fracția sub 2 microni, prezentând în genere o netă creștere în aceasta din urmă, cu excepția unei probe de la Jupînești (proba nr. 26), a unei probe nerefractare de la Botești (proba nr. 6) și a unei probe de la Gladna Română (proba nr. 14) în care situația este inversă (deci la 20 % din numărul probelor). Acest ultim fapt se datorează de asemenea materialului detritic din roca argiloasă. Mg este mai abundent în argila probelor pannoniene *str. s.* În concluzie, marea majoritate a Mg din argilele pannoniene studiate rezultă din mineralele argiloase cu trei strate, iar altă parte este introdusă de materialul detritic.

Potasiul (K_2O). Acest component prezintă o remarcabilă constanță cantitativă în roca argiloasă în toate cazurile (1,1-4 % K_2O) și scade, cu unele excepții, în fracția fină. În vederile noastre, situația din fracția argiloasă se datorează variației cantității de illit, în timp ce, în proba brută, intervine desigur un adaos de muscovit și eventual de feldspat potasic care modifică sau echilibrează conținuturile așa cum s-a arătat mai sus. Argilele portuferiene de la Jupînești dețin cel mai mic procent de K_2O .

Sodiuul (Na_2O). Componentul acesta este practic absent în fracția argiloasă (urme). În roca brută el este supraunitar doar în cele două probe de pe valea Bolvașniței ceea ce învederează în mod clar că adaosul de sodiu este de natură detritică. Argilele odessiene și portuferiene conțin (cu două excepții) 0,16 % sau urme.

Titanul (TiO_2). Titanul prezintă o remarcabilă constanță cantitativă în roca argiloasă din întreaga serie (0,6-1,1 %) cu o participare ceva mai mică în cazul argilelor de la Botești și a unei probe (nr. 14) de la Gladna Română care deține conținutul minim, de 0,55 % TiO_2 . În fracția argiloasă, acest element marchează în general o ușoară scădere, reducîndu-se uneori pînă la jumătate din conținutul în proba brută. Această scădere apare mai accentuată în proba nr. 2 (de la 1 % la 0,08 %) și la proba nr. 6 (Botești la 1,1 % la 0,47 %). Ti este legat probabil de rețelele mineralelor argiloase, substituind Al , mai ales în illite.

Fosforul (P_2O_5). Ca și precedentul, fosforul prezintă o situație similară; probele de pe Bolvașnița, o probă de la Gladna Română (proba nr. 14) și cea feruginoasă de la Jupînești (proba nr. 25) conțin peste 0,1 % P_2O_5 .



Sulfur apare sub formă de urme în 11 din 16 probe. Nu putem aprecia dacă este prezent sub formă de sulfură sau de sulfat.

Apa. Este remarcabilă constanța procentului de apă totală din fracția argiloasă (15-16 %) în timp ce în proba brută ea variază între 7 și 15 %.

Concluzii comparative

Din datele prezentate mai sus se desprind următoarele concluzii geochimice :

Cantitatea de silice variază în roci funcție mai ales de materialul detritic fiind mai scăzută în genere în cele refractare. În fracția argiloasă, silicea prezintă o remarcabilă constanță, indiferent de tipul de argilă. Între conținutul în alumina și silice este în general un raport invers ;

Argilele refractare sînt în genere mai aluminose (Botești), iar valoarea raportului $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, fiind cea mai scăzută, le diferențiază net de celelalte tipuri asociate ;

Oxidul fieric se menține în genere la valori ce nu depășesc 4 % decît în argilele limonitice îmbogățite secundar și prezintă valorile minime în argilele refractare ;

Fierul bivalent este legat în mineralele argiloase (Botești, Brănești) și în materialul detritic, conținutul său variind, funcție de acești doi factori, pe o scară destul de redusă. Este mai abundent în argilele de vîrstă pannoniană *str. s.* ;

Calciul se găsește absorbit de mineralele argiloase și pare a caracteriza argilele pannoniene *str. s.* de la Bolvașnița ;

Magneziul provine în cea mai mare parte din mineralele argiloase. La 20 % din probe însă procentul de MgO introdus de materialul detritic este totuși apreciabil ;

Potasiul variază mult în fracția fină, funcție de procentul de illit și de ioni absorbiți, în proba brută intervenind adaosuri suplimentare din mica și din feldspați. Pare a fi mai mult în formațiunile pannoniene *str. s.* Proba brută posedă în genere procente superioare de K_2O față de fracția fină ;

Sodiul și manganul sînt prezente numai în proba brută cu preferință în argilele pannoniene *str. s.* ;

Depozitele mai vechi (Bolvașnița-Brănești) sînt mai bogate în ioni decît celelalte argile pannoniene *l.s.*, cele mai sărace fiind cele portaferice, refractare.



TABELUL 4
Aciditatea mineralogică - proba brută

V Î R S T A	PANNONIAN Str. s.										ODESIAN										PORTAFERIEN									
	V. Bolvașniței					Brân.					Gladna Română					Jupinești					Botești									
	1	2	21	16	12	13	14	14	26	25	6	7	8	9	10	1	2	21	16	12	13	14	14	26	25	6	7	8	9	10
Caolinit	8,5	18,8	19,1	24,9	31,7	25,9	50,2	23,8	22,6	40,3	54,8	48,6	54,1	4,66																
Illit	24,4	23,3	20,8	26,7	12,8	13,3	32,6	12,8	13,8	10,6	14,6	28,4	10,2	13,5																
Montmorillonit	13,5	10,4	15,6	—	24,4	22,5	5,5	29,6	35,8	9,5	16,2	5,0	17,1	15,5																
Clorit	15,9	4,1	5,1	0,8	0,9	1,5	0,8	0,5	0,5	0,8	0,8	1,1	1,1	0,8																
Muscovit	4,8	4,3	2,3	—	4,1	5,5	—	6,4	1,5	7,5	1,9	4,2	6,7	18,2																
Feldspat	10,9	11,5	9,5	5,6	6,3	4,9	—	—	—	—	—	—	—	—																
Limoniț	—	6,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—																
Hematit	0,5	1,5	2,3	0,7	2,2	2,7	1,7	1,9	(10,7)	1,6	1,4	1,6	1,9	2,3																
Quartz	17,7	16,2	24,3	37,8	14,6	17,9	2,9	13,3	1,9	16,1	3,5	4,7	2,5	1,4																
Cristobalit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—																

() = Valori aberante.

TABELUL 5
Aciditatea mineralogică - fracția sub 2 μ

V Î R S T A	PANNONIAN str. s.										ODESIAN										PORTAFERIEN									
	V. Bolvașniței					Brân.					Gladna Română					Jupinești					Botești									
	1	2	21	16	12	13	14	14	26	25	6	7	8	9	10	1	2	21	16	12	13	14	14	26	25	6	7	8	9	10
Caolinit	20,8	29,3	32,4	41,5	36,2	39,5	48,6	41,3	(19,4)	63,9	56,1	51,0	60,5	60,6																
Illit	34,6	31,3	29,1	46,8	17,9	17,4	34,3	14,5	14,5	13,4	16,6	32,5	11,4	15,1																
Montmorillonit	20,8	15,3	21,7	—	34,2	29,4	5,4	33,4	37,5	12,0	18,5	5,5	19,2	17,2																
Clorit	19,7	3,1	7,1	1,5	1,3	2,1	0,9	0,6	0,5	0,5	0,6	0,6	0,9	0,8																
Limoniț	—	7,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—																
Hematit	0,5	2,1	2,3	1,6	3,5	3,9	2,5	—	(11,9)	1,9	1,5	1,4	1,9	1,7																
Quartz	—	—	1,5	2,2	2,1	2,4	2,2	2,8	1,5	2,5	1,4	2,0	1,7	1,4																
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	2,99	2,73	2,87	2,62	2,98	2,88	2,57	2,91	(,30)	2,45	2,53	2,53	2,50	2,48																

() = Valori aberante.

3. **Aleătuirea mineralogică** (tab. 4, 5). *Materialul detritic.* În subcapitolul cu considerații litologice am arătat că rocile corespund în genere unor argile siltitice în care, cu o excepție, materialul elastic depășește 10 %.

Mineralele detritice recunoscute pe cale röntgenografică sînt următoarele: cuarțul, feldspații, muscovitul și cristobalitul. Cloritele, după cum am mai arătat, sînt parte autigene și parte de origine detritică.

Din examinarea tabelului 4 rezultă următoarele concluzii:

Silicea este reprezentată prin cuarț și prin cristobalit (recunoscut numai calitativ). Primul apare în toate probele brute variind procentual între 1,4 % și 18 %, în doar două probe găsindu-se peste 20 % (proba nr. 21 cu 24,3 % și proba nr. 16 cu 37,8 %) în fracțiile fine scăzînd pînă la dispariție (în cele două probe de la Bolvașnița); în rest se reduce la conținuturi între 1,4 și 2,8 %. Cristobalitul este prezent în 50 % din probe, mai ales în Pannonian *str. s.* și Odessian (numai în proba brută).

Muscovitul variază de asemenea pe o scară cantitativă foarte largă, lipsind total din fracția argiloasă. În proba brută, cu o singură excepție (proba de la Botești — refractară — care conține 18,2 %), cantitatea de muscovit nu depășește 7,5 %, lipsind în două probe (nr. 14 și 16) de la Gladna Română;

Feldspații, potrivit datelor röntgenografice, sînt preponderent plagioclazi și apar în 8 din 14 probe analizate, variind cantitativ între 5 și 11,5 % cele mai ridicate conținuturi (peste 10 %) găsindu-se în probele de pe valea Bolvașniței (probele nr. 1 și 2) și sînt total absenți în cele două probe de la Jupinești (probele nr. 25 și 26);

Cloritele detritice par a se găsi în cantități mai ridicate în proba brută, nefiind semnificative.

Mineralele argiloase. Principalele minerale argiloase aparțin celor trei mari grupe: caolinite, illite și montmorillonite, primele dominînd asupra celorlalte două în toate probele, mai ales în cele de la Botești refractare, cu excepția unor probe de la Gladna Română, a celor de pe Bolvașnița și a celei de la Brănești (Pannonian *str. s.*), în care predomină illitele (în ultima numai în proba brută, în fracția fină găsindu-se cantități analoge).

Caolinitul variază cantitativ între 18 și 54 % în probele brute și între 19 și 64 % în fracțiile argiloase. În două cazuri, în proba brută, se găsește o cantitate mai mare decît în aceasta din urmă. În fracția argiloasă, cantitățile cele mai mari de caolinit caracterizează argilele de la Botești (56-64 %); în nici un alt sector nu se găsește peste 18 % caolinit. Este notabilă această observație intrucît argilele de la Botești



sînt în majoritate refractare și au vîrsta portafieriană. Subliniem însă și faptul că cel mai mare procent de caolinit apare în proba nr. 6 din zona de tranziție spre nisipul bazal, indicată ca nerefractară, ceea ce conduce atît la unele concluzii genetice privind evoluția bazinului de sedimentare cît și la constatarea că nu procentul de caolinit ci natura (pM) acestuia conferă în primul rînd refractaritatea argilei.

În proba brută acest fapt apare și mai clar, proba 14 din partea superioară a profilului de la Gladna Română (Odessian) conținînd 50% caolinit.

Illitele variază cantitativ între 10 și 32% în rocă și între 11 și 47% în fracția argilooasă predominînd, după cum s-a arătat, în probele de pe valea Bolvașniței și în cea de la Brănești. Cantitățile minime se găsesc în rocile refractare de la Botești cum și în cele de la Jupînești (11-17% în fracția fină și 10-14% în proba brută), iar cea mai mare, la Gladna Română în proba nr. 16, cu 47% în fracția fină, deși în proba brută se găsește doar 25%.

Montmorillonidele prezintă în genere valorile cele mai scăzute dintre cele trei tipuri argiloase. În proba brută ele se situează în genere între 10 și 25%, fără vreo legătură cu punctul de colectare, excepție făcînd pe de o parte două probe nerefractare (nr. 8 și 14) care dețin 5 și respectiv 5,5% și proba nr. 15 din care lipsește total și, de altă parte, două probe de la Jupînești (nr. 25 și 26) care par a se caracteriza prin conținuturi ridicate de montmorillonide (36 și 30%). În fracția fină această observație rămîne valabilă, conținuturile ridicate de la Jupînești devenind 37,5% respectiv 33,4% și crescînd în mod surprinzător de la 24,4 la 34,4%, în proba nr. 11 și în proba nr. 12, și de la 22 la 29 în proba nr. 13. Într-un singur caz, cantitatea rămîne aceeași în proba brută ca și în fracția argilooasă. În fracția fină, cu excepția probelor extreme citate, procentul de montmorillonide variază între 12 și 21%.

Oloritele autigene, prezente în toate probele, se mențin sub 1% în probele de la Botești și Jupînești, între 1 și 2% la Gladna Română, caracterizînd Pannonianul *str. s.* (3-12%).

Hematitul și limonitul. Aceste minerale sînt atît de natură primară, cît și de natură exogenă, fapt caracteristic mai ales pentru proba nr. 25 de la Jupînești. În rocile argiloase studiate, se găsește hematit în toate probele brute cum și în fracțiile argiloase (cu excepția probei 1). Limonitul apare sporadic atît în proba brută cît și în fracția argilooasă.

În aceasta din urmă, hematitul + limonitul variază între 1,4 și 3,5% menținîndu-se la valorile cele mai scăzute (sub 2%) în argilele porta-



feriene de la Botești, mai ales în cele refractare. În proba nr. 2 acești oxizi ating în mod excepțional 7,2% fiind exogeni. Lipsește total în proba nr. 26 Jupinești ceea ce contrastează vizibil cu procentul foarte ridicat de 12% (cărui i se adaugă 10% limonit) din proba nr. 25, indicând o limonitizare în urma levigării fierului din rocile probei nr. 26, întrucît cele două eșantioane provin din același afloriment, iar punctele de colectare sînt foarte apropiate. Comparînd conținutul de hematit din fracția argiloasă cu cel din proba brută, constatăm că primul este mai ridicat în toate cazurile la Gladna Română și că în rest raportul variază în mod neregulat. Hematitul se găsește în roca brută și în cele două probe în care lipsește din fracția ușoară (proba nr. 1 și 26), indicînd desigur că o parte din oxidul de fier s-a îndepărtat odată cu materialul elastic, așa cum am avut ocazia să arătăm în partea introductivă a acestui capitol.

Concluzii mineralogice. Rocile argiloase pannoniene l.s. studiate sînt alcătuite din minerale argiloase + oxizi (minerale mai mult sau mai puțin autohtone) cărora li se adaugă constant procente subordonate de material detritic (allochtone), conducînd la argile siltitice;

Argilele refractare, ca și cele comune din Portafierianul de la Botești, se caracterizează prin cele mai mari procente de caolin. Cum caolinul mult se găsește însă și în alte roci, este probabil că ele posedă un procent ridicat de caolin refractar. Aceste roci sînt cele mai sărace în fier, în cuarț liber și în illit;

Illitele se găsesc în cantități subordonate față de caolin și urmate de montmorillonide care pot uneori lipsi;

Argilele de la Bolvașnița și de la Brănești au unele caractere comune ce ar putea caracteriza argilele pannoniene *str. s.*, cum sînt prezența cantităților ridicate de illit și de clorite, iar la Bolvașnița se adaugă cele mai ridicate procente de feldspat detritic cum și absența cuarțului din fracția fină;

Probele de la Jupinești conțin cele mai ridicate procente de montmorillonide (ca și probele nr. 12 și 13 de la Gladna Română) și cele mai scăzute de illit (ca și cele de la Botești); una dintre ele (nr. 25) prezintă cantitățile maxime de oxizi ferici și de montmorillonide;

Probele de la Gladna Română conțin cantități variate din toate mineralele componente. În două se observă absența și cel mai mic conținut în montmorillonide, caolinul și illitul menținîndu-se în cantități medii. Cantitățile de clorite și de hematit se mențin în procente ceva mai ridicate față de medie (Botești + Jupinești).



Argilele de la Jupinești au comun procentele maxime de montmorillonide și minime de illite și de clorite, proba nr. 25 are o cantitate foarte mare de oxid fier și jumătate din procentul de caolinit din proba nr. 26;

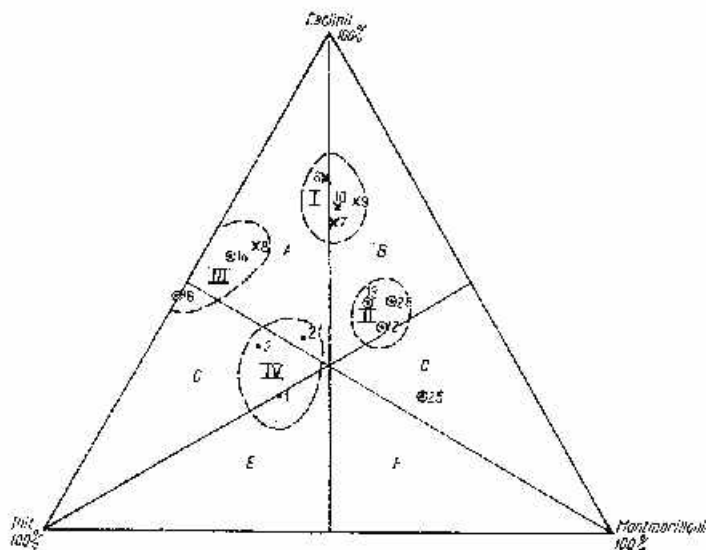


Fig. 3. Grafic ternar: caolinit-montmorillonit-illit.

1, argile pumoniene; 2, argile odessiene; 3, argile portafelane.

Graphique ternaire: kaolinite-montmorillonite-illite.

1, argiles pumoniennes; 2, argiles odessiennes; 3, argiles portafelanes.

Într-un grafic ternar privind conținuturile în minerale argiloase conform figurii 3, se delimitează în mod destul de evident următoarele cimpuri:

Cîmpul I cuprinde argilele de la Botеști (refractare 7, 9, 10 și una de tranziție 6). Acest cîmp se situează la partea superioară a sectorului B (argile caolinito-montmorillonitice) și la limita cu sectorul C (argile caolinito-illitice).

Cîmpul II este determinat de poziția probelor nr. 12, 13 și 26 — toate de vîrstă odessiană, din orizontul superior argilos de la Gladna Română și Jupinești. Acest cîmp se găsește atît în sectorul B (argile caolinito-montmorillonitice), la limita cu sectorul D (argile montmorillonito-caolinitice). Proba 25 se deplasează aberant.

Cîmpul III cuprinde argilele cele mai sărace în montmorillonit, fiind situat parte în sectorul A (argile caolinito-illitice) parte în sectorul C (argile illito-caolinitice) recte probele nr. 8 (Botеști), nr. 14 și 16 (Gladna Română) de vîrstă deci atît odessiană cît portafeliană.

Argilele panoniene *str. s.* se grupează în cîmpul IV care se situează în vecinătatea a trei sectoare : A (proba nr. 21 Brănești), C (proba nr. 2, valea Bolvașniței) și E — argile illito-montmorillonitice (proba nr. 1, valea Bolvașniței).

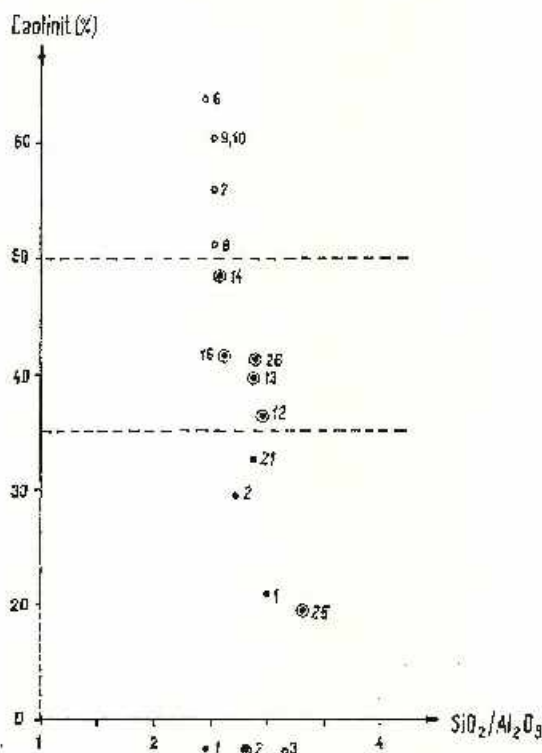


Fig. 4. — Grafic binar : caolinit-SiO₂/Al₂O₃.

1, argile panoniene; 2, argile odessiene; 3, argile portaferiene.

Graphique binaire : kaolinite-SiO₂/Al₂O₃.

1, argiles panoniennes; 2, argiles odessiennes; 3, argiles portafériennes.

Trei dintre aceste cîmpuri (I, II și IV) au și o semnificație stratigrafică : I corespunde argilelor portaferiene ; II, celor odessiene și IV celor panoniene *str. s.* în timp ce un cîmp (III) cuprinde argile odessiene și portaferiene.

Corelația dintre conținutul în caolinit și raportul SiO₂/Al₂O₃ este natural inversă, cu excepția probei nr. 14 și probei nr. 16. Din examinarea graficului binar din figura 4, se poate remarcă faptul că cele mai bogate în caolinit sînt probele portaferiene de la Botești și proba superioară din

argilele odessiene de la Gladna urmate de probele odessiene de la Gladna Română și Jupîncești și de probele pannoniene *str. s.* de la Brănești și valca Bolvașniței.

Un grafic binar analog (fig. 5) executat pentru procentele de montmorillonide indică, după cum este și natural, o situație oarecum inversă.

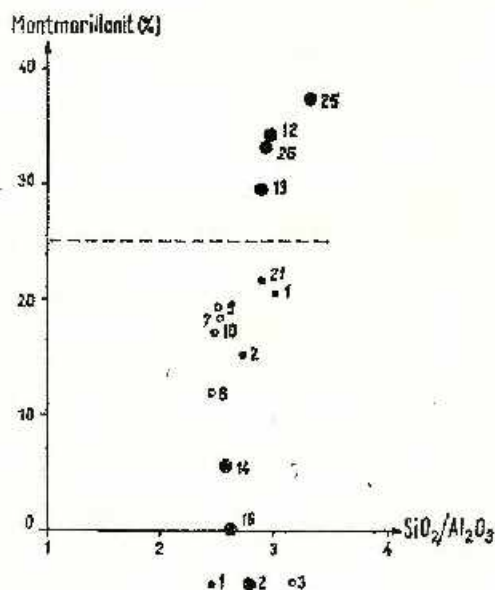


Fig. 5. — Grafic binar: montmorillonit- $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

1, argile pannoniene; 2, argile odessiene; 3, argile portaferiene.

Graphique binaire: montmorillonite- $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

1, argiles pannoniennes; 2, argiles odessiennes; 3, argiles portafériennes.

și conturarea unor cîmpuri destul de puțin elocvente, datorată variațiilor introduse prin adaosurile de illite. Cu două excepții, argilele odessiene sînt cele mai montmorillonitice.

O diagramă montmorillonide: $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (fig. 6) nu indică pregnant o corelație directă între acești doi componenți, ceea ce de altfel a rezultat și din cele prezentate anterior. Aceasta considerăm că se datorează atît intervenției unor variate adaosuri de illite cît și faptului că, în condiții lacustre continentale, deși o bună parte din montmorillonitul adus de pe continent s-a caolinizat, cantitatea de fier și magneziu nu s-a schimbat, ceea ce indică condiții stagnante în mediul de transformare, în care ioni rezultați din alterare nu au fost levigați fiind reținuți absorbtiv. O interpretare genetică analogă ne-am găsit de altfel în situația de



a formula, conduși de aceleași considerente, și pentru geneza unei părți din caolinitul prezent în argilele pontiene din bazinul Beiușului (P a p i u et al., 1972).

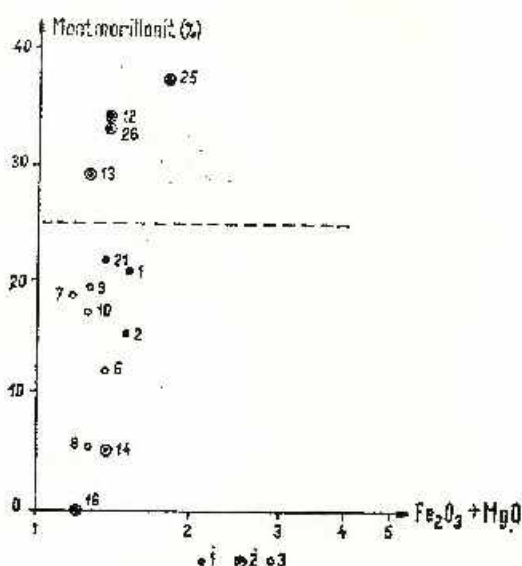


Fig. 6. — Grafic binar: montmorillonit— $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$.

1, argilele pannoniene; 2, argilele odessiene; 3, argilele portaferiene.

Graphique binaire: montmorillonite— $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$.

1, argilles pannoniennes; 2, argilles odessiennes; 3, argilles portafériennes.

Considerații genetice

Evoluția marelui Lac Pannonic, al cărui țărm estic era reprezentat, în regiunea de care ne ocupăm, prin masivul Poiana Ruscă în N și prin masivele Țarcului și Semenicului către S (actualul bazin al Caransebeșului), a condus, de la domeniul marin, printr-o fază salmastră, la apele îndulcite lacustre-continentale de la finele Pannonianului l.s. Formațiunile argiloase se situează în mod succesiv în trei subetaje care, în ordine stratigrafică, sînt următoarele: Pannonianul str. s. (corespunzînd intervalului Sarmatian mediu-Meotian), Odessianul (corespunzînd Pontianului inferior) și Portafarianul (corespunzînd Pontianului superior). Din datele prezentate anterior, sintetizate în graficele din figurile 10, 11 și 12, rezultă, în mod evident, pe baze mineralogice, că îndulcirea apelor a fost însoțită și de treptata scădere a valorii pH-ului, începînd din Pannonian str. s. (probele nr. 1, 2, 21) prin Odessian (probele nr. 12, 16, 26) și culminînd



în condițiile de acumulare lacustră-continentală, de apă dulce, din Portaferian (probele nr. 6-10).

Debutînd prin pietrișuri, sedimentarea panoniană *l.s.* are mai întîi un caracter argilo-siltic (probele nr. 1, 2, 21) spre a trece apoi la marile mase de nisipuri cu intercalații uneori foarte groase, de pietrișuri, în cadrul cărora rocile argiloase apar sub formă de intercalații locale, corespunzînd unor scurte faze de sedimentare argilo-microclastică. La partea superioară a formațiunii odessiene (argilele superioare), procesul ia o amploare cu mult mai mare, fiind mai mult sau mai puțin general. Grosimile variate ale depozitelor sînt legate desigur de condiții locale de climă, de relief, de caracterul agenților de transport, cum și de amplitudinea procesului de înmlăștinire. În unele sectoare se realizează condiții de tranziție de la medii lacustre la medii palustre. Odată cu Portaferianul, sedimentarea psamitică se manifestă din nou, urmată de ascendența de acumulări de argile, de această dată în medii cu pH-uri foarte scăzute, specifice lacurilor heterotrofe, conducînd pînă la argilele refractare tip Botești, peste care depozitele de nisipuri constituie indicele unei reveniri la sedimentarea clastică.

Referindu-ne acum la condițiile de geneză a rocilor argiloase, vom avea de considerat de o parte materialul detritic, adaos subordonat dar constant, iar de cealaltă, mineralele argiloase + oxizi ferici care constituie fracția fină.

Originea materialului detritic este fără îndoială cristalinel și sedimentarul Carpaților Meridionali cum și sedimentele mai vechi din bazinul Pannonian. Datele chimico-mineralogice prezentate fac puțin probabilă o contribuție directă a unui aport vulcanic, cele cîteva minerale eruptive din nisipuri sînt și montmorillonidele din componenta argiloasă constituind, după toate probabilitățile, aporturi din sedimente preexistente în masa cărora s-a argilizat, eventual în prealabil, un material vulcanogen sau cel mult s-a remaniat un material provenit din erupții mai mult sau mai puțin sincrone, dar și de această dată, în prealabil, alterate pe continent, deci aflate tot în zăcămint secundar.

Materialul elastic. Componenta elastică este reprezentată prin cuarț ± cristobalit, feldspați, atît potasici cît mai ales plagioclazi, muscovit și poate minerale grele care însă nu au putut fi determinate röntgenografic. Prezența cristobalitului indică remanieri din roci eruptive, fapt care corespunde pentru formațiunea panoniană *str. s.* și cu prezența materialului de origine vulcanică (hornblendă verde corodată) în fracția grea a nisipurilor asociate. Cum cristobalitului apare și în argilele de la Jupînești



și Gladna Română, unde am întâlnit numai minerale cristalofiliene în fracția grea a nisipurilor conexe, ar trebui să admitem că participarea materialului eruptiv, alături de cel metamorfic, s-a produs, la scara granulară și în depozitele odessiene ca de altfel și în cele portaferiene de la Botești unde, cristobalitul este mai puțin reprezentat, deși în nisipurile asociate lor am recunoscut mineralele eruptive (hipersten, augit)⁴. Montmorillonidele fracției argiloase constituie însă un argument pentru originea vulcanogenă indirectă.

Feldspatii (putând avea ambele origini) ca și muscovitul (care are însă numai originea metamorfică), la separarea mecanică au antrenat o cantitate de argilă din proba brută, aceste minerale găsindu-se în diferite grade de alterare.

Din compararea tabelelor 2 și 3 rezultă că fracția fină nu conține decât urme de sodiu în timp ce, în proba brută, sodiul ajunge la 1,75%. Este evident că acest element se găsește în fracția elastică, în feldspatii plagioclazi și că este eliminat odată cu aceștia, la separarea fracției argiloase.

Pe de altă parte este probabil că raportul direct dintre cantitățile de K și Ba⁵ se datorează prezenței feldspaiilor potasici în care se găsește deseori bariul.

Mineralele argiloase. Originea mineralelor argiloase din formațiunea studiată poate fi legată de trei tipuri de procese genetice: 1. remaniere din formațiuni preexistente; 2. alterare continentală a mineralelor primare urmate de transportul fluvial și 3. neoformațiune directă în mediul de sedimentare. Din datele paleogeografice corelate cu cele chimico-mineralogice, ajungem la concluzia că preponderent illitele își au originea în formațiuni argiloase preexistente și că montmorillonidele sînt în primul rînd (dacă nu exclusiv) de origine eruptivă, remaniate din depozite piroclastice sau din lave preexistente. Originea caolinitului, caracterizînd fie fazele finale de alterare continentală, fie procesele de transformare în medii limnice acide, apare a fi în primul rînd autigenă, pe seama mineralelor argiloase menționate mai sus. De altfel această supoziție corespunde și cu îndulcirea apelor, începînd de la nivelul Odessianului și apare în mod elocvent din figura 7 din care rezultă raportul invers cantitativ între mineralele cu trei strate (illit + montmorillonit) de o parte, și caolinit

⁴ Intrucît cristobalitul a fost recunoscut numai în proba brută am exclus ipoteza originii autigene.

⁵ Recunoscut spectrografic de Irina Bratosin.



de cealaltă cum și creșterea procentului acestuia din urmă pe măsură ce ne ridicăm în scara stratigrafică și „apele pannoniene” se îndulcesc.

Dacă, în continuare, ne referim la raporturile existente între cele patru tipuri de minerale argiloase specifice (fig. 7, 8) constatăm mai

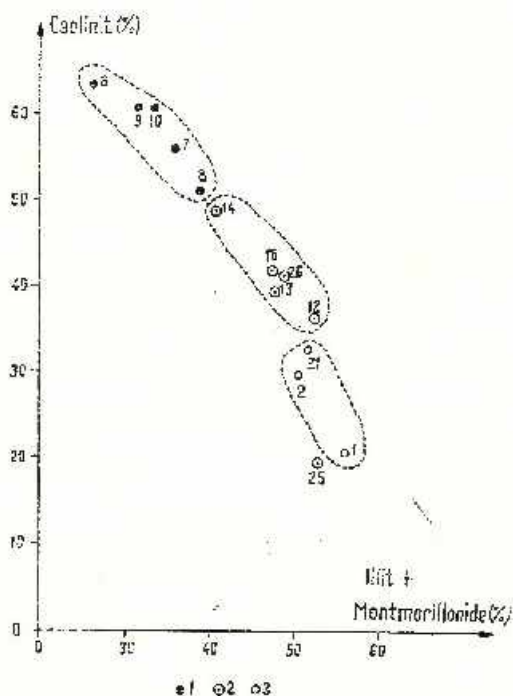


Fig. 7. — Grafic binar: caolinit-illit + montmorillonit.

1, argile pannoniene; 2, argile odessiene; 3, argile portaferiene.

Graphique binaire: kaolinite-illite + montmorillonite.

1, argiles pannoniennes; 2, argiles odessiennes; 3, argiles portafériennes.

întii evidența creștere cantitativă -- în trepte -- a caolinitului (K) de la partea inferioară a seriei către cea superioară (deci de la ape salmastre la ape total îndulcite) și evoluția absolut inversă a procentului lor în illit (I) sugerînd eventual o derivare directă a caolinitului din aceasta din urmă, proces binecunoscut în diagenезa primară din mediile lacustre. Montmorillonitul (M) prezintă conținutul maxim la nivelul Odessianului, conținut mediu în Pannonianul *str. s.* și minim (cu puțin scăzut față de acestea din urmă) în Portafertian. Evoluția conținutului în clorite (C) indică o scădere bruscă (de cea 6 ori) a procentului acestor minerale la nivelul Odessianului, -- comparativ cu conținutul din Pannonian *str. s.* -- și

apoi un conținut scăzut și destul de apropiat în Portaferian. Privită prin prisma genezei acestor ultime două tipuri de minerale, evoluția sedimentogenezei pare a fi fost caracterizată prin următoarele două elemente: aporturi din depozite vulcanogene, la nivelul Odessianului mediu; trecere

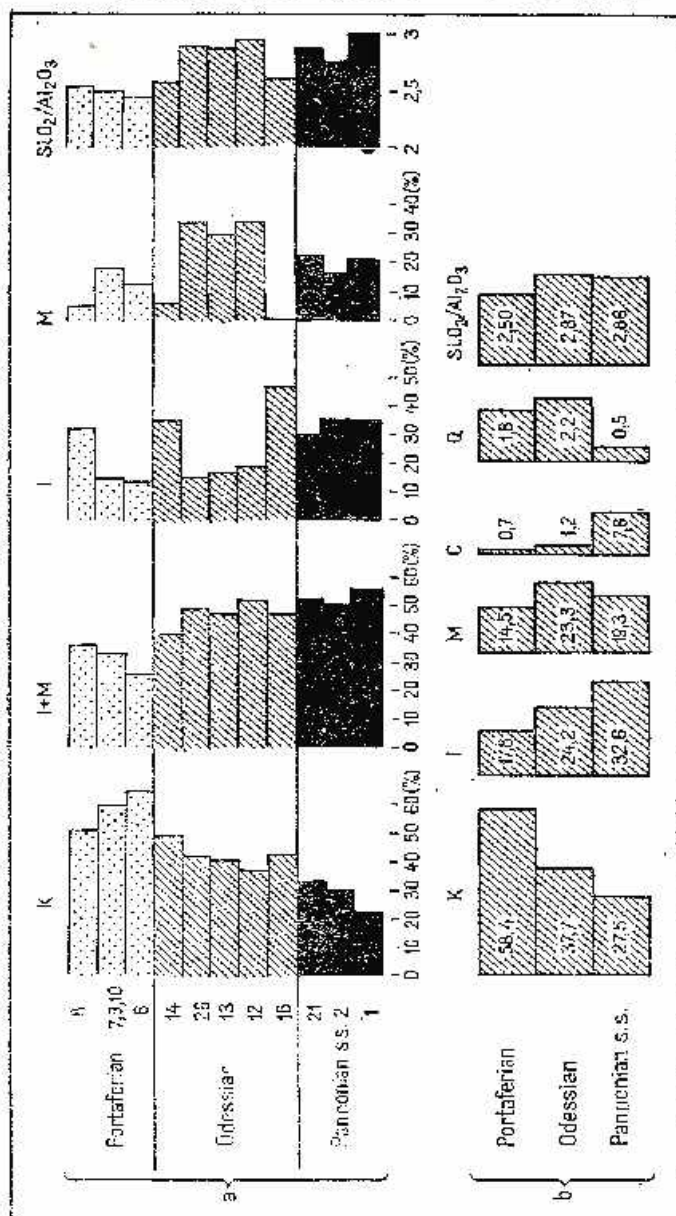


Fig. 8a. — Repartiția mineralelor argiloase în câteva argile pannonice din nordul și centrul Banatului. Distribution des minéraux argileux dans quelques argiles pannoniennes situées à la partie septentrionale et centrale du Banat.

Fig. 8b. — Evoluția stratigrafică a conținutului în minerale argiloase din formațiunea pannoniană (Banat). Evolution stratigraphique de la teneur en minéraux argileux dans la formation pannonienne (Banat).

bruscă de la condițiile unor ape salmastre (Pannonian *str. s.*) la apele total îndulcite ale mediului lacustru în Odessian.

Cu alte cuvinte faptul că, în Odessian, se găsesse cantități medii de caolinit în comparație cu formațiunea superioară și cu cea inferioară, nu s-ar datora atât unor condiții geochimice intermediare în domeniul de sedimentare, ci intervenției unei mari cantități de montmorillonit la nivelul Odessianului. Apropierea cantitativă dintre media illitului și a montmorillonidelor se datorează totuși, după cum rezultă din figura 8b faptului că, deși Odessianul este caracterizat prin prezența montmorillonidelor, una dintre probe, cea bazală (proba nr. 16), este complet lipsită de aceste minerale și foarte bogată în illit. Din examinarea coloanei din figura 1 se poate constata că această probă este situată stratigrafic la un nivel inferior, mai apropiat de limita cu Pannonianul *str. s.* Într-o situație oarecum similară se găsește de altfel și proba 14, mai săracă în montmorillonide și mai bogată în illite. Din același profil se constată că această probă provine de la partea terminală a argilelor superioare. În felul acesta, aportul de montmorillonit apare limitat în cadrul formațiunii de vîrstă odessiană. De altfel, toț din figura 8b rezultă că, la nivelul acestor probe, raportul $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ atinge valorile cele mai ridicate.

Compensația celor două minerale cu trei strate (procente ridicate de illit la nivelul Pannonianului *str. s.* și de montmorillonide la nivelul Odessianului) rezultă deopotrivă și din faptul că media raportului $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ prezintă la ambele nivele stratigrafice aceeași valoare (superioară celci din Portaferian, în care domină caolinitul) (fig. 8).

Referindu-ne acum în mod special la formațiunea portaferiană de la Botești (fig. 8b), acumulată în condițiile celor mai îndulcite ape, constatăm mai întii că, în argilele refractare (probele nr. 7, 9, 10) mineralele argiloase au, în fracția sub 2 microni, o repartitie aproape identică, conținînd cantitățile cele mai mari de caolinit din întregul tablou (în afară de proba nr. 6). Celelalte două probe, nr. 6 (nisipoasă bazală) și nr. 8 (argilă neagră cu fragmente carbunoase), prezintă însă alcătuirii puțin deosebite, prima conținînd (deși nu este refractară) cel mai mare procent de caolinit și procente destul de scăzute de illit și de montmorillonit, în timp ce proba 8 conține cea mai mică cantitate de caolinit și de montmorillonit. Întrucît această probă apare la același nivel cu precedentele, deducem că, nu poate fi vorba decît despre condiții sedimentogenetice cu totul locale care au determinat aceste fluctuații.

Concluzia la care ajungem este deci că, la nivelul Portaferianului, s-au realizat cele mai scăzute pH-uri în ape total îndulcite, în care illitele și montmorillonidele au trecut în bună parte în caolinit. Prezența resturilor



cărbunoase indică existența unei vegetații hidrofile atât în timpul Odessianului cit și la nivelul Portaferianului, ceea ce nu se constată în Pannonianul *str. s.* Scăderea pH-ului a condus poate și la apariția caolinitului și chiar a formei sale refractare (p.M).

Admitem că prezența mediului hiperacid în timpul formării argilelor refractare este confirmată, ca și în alte cazuri de lipsa oricăror resturi de organisme în aceste argile. De altfel penuria paleontologică este în genere specifică formațiunii odessiene și portaferiene din acest sector pannonian ⁶.

Conținutul în fier feros am arătat că este cu mult mai ridicat în formațiunea pannoniană *str.s.* pe care o caracterizează, în timp ce cantitatea de Fe_2O_3 atinge cifrele minime în argilele portaferiene de la Botesti, fapt care este de altfel în conformitate și cu caracterul lor în bună parte refractar. Este probabil că fierul a fost îndepărtat prin solubilizare în mediile hiperacide înainte de înmlăștinire. Cum însă conținutul în K, în Mg și în Ca este de același ordin de mărime în întreaga serie odessian-portaferiană, deducem că aceste elemente se găseau prezente în mineralele de origine ale caolinitului. După caolinizare ele au rămas în sediment și nu au fost eliminate datorită caracterului stagnant al apelor palustre în care a avut loc transformarea.

Într-o altă ipoteză, s-ar putea admite că argilele refractare își au originea în sedimente preexistente cu atare caractere, remaniate la finele Neogenului. Ipoteza pare puțin plauzibilă, în regiunile învecinate negăsindu-se indiciile unor astfel de depozite preexistente.

În concluzie, formațiunile argiloase studiate își încep sedimentarea la nivelul Pannonianului *str. s.* în ape cu caracter salmăstru, în condițiile unei salinități și unui pH propice menținerii și eventual chiar sintetizării mineralelor argiloase cu trei strate (clorit-illit-montmorillonit). Îndulcirea apelor are loc la nivelul Odessianului când, în materialul în curs de sedimentare, apare un remarcabil aport de montmorillonit, corespunzând, poate cu remanierea unui material vulcanic. Illitele și montmorillonidele se transformă, în mediul lacustru continental, în caolinit, mineral care, în condițiile de pH foarte scăzut realizate către finele procesului general de acumulare din Portaferian, îmbracă forma caolinitului refractar.

Întregul proces are loc pe fondul unei sedimentări clastice în care etape macroclastice (psamo-psofitice) alternează cu perioade de sedimentare microclastică (siltitică). În momentele de sedimentare argiloasă, acumulării materialului argilos i se asociază materialul clastic cu formarea de sedimente argilo-clastice, după cum în etapele clastice materialul argilos

⁶ Th. Orășanu. Comunicare verbală.



constituie adaosuri mai mult sau mai puțin importante în masa de material detritic.

Notă : O mențiune specială trebuie să facem pentru proba nr. 25 — argila feruginoasă din partea superioară a Odessianului care face o notă chimico-mineralogică total discordantă față de restul probelor. Deși a fost colectată din imediata apropiere a probei nr. 26 cu care se găsește chiar în afloriment, ea se deosebește net de aceasta prin conținutul foarte ridicat de oxizi ferici (21 %) și foarte scăzut de caolinil (19,4 %). În ceea ce privește ceilalți componenți, cele două probe se aseamănă extrem de mult. Din examinarea tabelului 5 rezultă că procentul oxizilor ferici reprezintă tocmai deficitul de caolinil ce constituie diferența față de proba vecină (proba nr. 25). Semnalăm acest fapt avansind ipoteza unui proces de transformare a caolinitului în montmorillonit sub influența soluțiilor ferifere provenite din levigarea fierului din argilele aceleiași nivel.

BIBLIOGRAFIE

- Caillière Simonac, Hénin S. (1963) *Minéralogie des Argiles*. Masson et Cie, Ed. Paris.
- Erhart H. (1955) „Biostratie” et „Rhexistatie”. Esquisse d'une théorie sur le rôle de la pedogenèse en tant que phénomène géologique. *C. R. Acad. Sci. Fr.* 241, Paris.
- (1956) La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson et Cie, Ed. Paris.
- Gherasi N., Mureșan M., Lupu M., Stancu Josefina, Savu H. (1969) Harta geologică sc. 1 : 200 000 Deva Com. Stat. Geol. (text explicativ), București.
- Grim R. E., Bray R. H., Bradley W. F. (1937) The mica in argillaceous sediments. *Amer. Miner.* 22, Wisconsin.
- Huică I., Stănoiu I. (1964) Asupra faunei pontiene din regiuna Bucovăț-Jurești (ENE de Lugoj Banat). *D. S. Inst. Geol. Lj1*, București.
- Imrie J., Poldervaart (1959) Mineral compositions calculated from chemical analyses of sedimentary rocks. *Jour. Sediment. Petrology*, 29 (4), Wisconsin.
- Konta J., Koscelník S. (1968) Petrographical Types of Kaolinil in the Karlovy Vary Granite Massif. *XXIII Intern. Geol. Congress*, 14, Praga.
- Mareș Ioana, Mareș I., Isaac Maria (1968) Argilele cenușii albicioase din zona Botești-Lugoj. *An. Univ. București, seria Șt. Nat. Geol. Geogr.*, XVII, 2, București.
- Millet G. (1964) *Géologie des Argiles*. Ed. Masson et Cie. Paris.
- Nicholls G. D. (1962) Scheme for recalculating the chemical analyses of argillaceous rocks for comparative purposes. *Amer. Miner.* 47, Wisconsin.
- Oberlin A., Tshoubar A., Schiller C., Pezerat H., Kovacevic S. (1962) Étude du fireclay produit par l'altération de la Kaolinite et de quelques fireclays naturels. *Coll. int. du Centre nat. de la rech. Scient.* 105. Genèse et synthèse des Argiles, 3-6 Juillet, 1961, Paris.



- Orășanu Tb., Marinescu Fl., Potocean Elena, Olteanu R. (1971) Biostratigrafia depozitelor neogene de pe rama nord-vestică a munților Poiana Ruscă. *D. S. Inst. Geol.* LVII/4, București.
- Păpiu V. G., Collos Elena, Iosof V., Giușcă R. (1972) Caracterele chimico-mineralogice ale componentei argiloase din depozitele neogen-superioare din bazinul Beiușului. *D. S. Inst. Geol.* LVIII/1, București.
- Semak A I. (1970) Die Solenocarpos Flora aus dem Apuseni-Gebirge (Rumänien). *Neues Jahrb. Geol. Paleont.* Stuttgart.
- Schultz L. (1964) Quantitative Interpretation of Mineralogical composition from X-ray and Chemical Data for the Pierre-Shale-Geological Survey professional Paper 391 c, United States Government printing Office Washington.
- Thomson A. (1959) Pressure solution and Porosity; in „Silica in sediments”. A Symposium Soc. of. econom. Petrologists and Mineralogists. Tulsa-Oklahoma.

CONSTITUTION CHIMICO-MINÉRALOGIQUE ET GÉNÈSE DE CERTAINES ARGILES NÉOGÈNES DU BANAT

(Résumé)

Les roches argileuses pannoniennes *s. l.* du Banat, qui ont fait l'objet de la présente étude (tab. 1) sont constituées de manière prédominante par des minéraux argileux et de manière subordonnée par des oxydes ferriques et des minéraux détritiques. Elles sont localisées dans les sous-étages „pannonien *str. s.*, odessien et portaferrien”.

À l'origine du matériel clastique réside la masse cristallino-mésozoïque des Carpates Méridionales avec les roches éruptives connexes et les sédiments néogènes préexistants. Les roches ont le caractère d'argiles plus ou moins siltitiques. Le matériel clastique est représenté par du quartz, des feldspaths potassiques et plagioclases, des muscovites, des chlorites et de la cristobalite. L'étude des minéraux lourds des sables associés confirme la dualité de l'origine de ce matériel.

La fraction argileuse (inférieure à 2 μ) est constituée de minéraux argileux et d'oxydes ferriques. Suivant leur fréquence, au premier groupe reviennent : la kaolinite (20-64 %), l'illite (11-46 %), la montmorillonite (0-37 %) et la chlorite (0,5-12 %). La teneur en oxydes ferriques varie de 1,4 à 4 %, à l'exception de deux échantillons imprégnés probablement d'oxydes exogènes où elle atteint de 10 à 21 % (insignifiante au point de vue génétique).

Du mélange du matériel détritique et de la fraction inférieure à 2 μ résulte la „roche argileuse”, la différence chimico-minéralogique entre celle-ci et la fraction argileuse *str. s.* apparaît dans les tableaux 2,3 et 4,5.

À partir du rapport entre les trois principaux minéraux argileux dans le graphique de la figure 6 apparaissent 4 domaines, notamment : I, argiles kaoliniques de manière subordonnée montmorillonitiques comportant les argiles réfractaires portaferriennes; II, argiles kaolinito-montmorillonitiques et III, argiles kaolinito illitiques les deux groupes comportant des argiles non-réfractaires odessiennes et le seul échantillon non-réfractaire (sans sables) du dépôt portaferrien, et IV un domaine situé au voisinage du centre du graphique, qui englobe les argiles avec la moindre teneur en kaolinite, d'âge pannonien *str. s.*, dont le domaine se situe à la péri-



phérie des secteurs des argiles kaolinito-illitiques, illito-kaoliniques et illito-montmorillonitiques (chacun avec un échantillon). L'échantillon 25 montrant des caractères nettement distincts et largement ferrugineux, se situe vers le centre du domaine montmorillonito-kaolinique, dans le secteur montmorillonito-illitique ne figurant aucun échantillon. Cette représentation permet la différenciation pétrologique et stratigraphique des argiles pannoniennes du secteur examiné.

La corrélation des données stratigraphiques et des valeurs moyennes des composants nous porte à établir les caractéristiques chimico-minéralogiques suivantes (en comparant les trois formations : pannonienne *str. s.*, odessienne et portaferrienne) (fig. 8a, b) :

a) Les dépôts pannoniens *str. s.* sont les plus riches en cations. Ils contiennent les teneurs les plus élevées en chlorite, illite et feldspaths détritiques et les moindres teneurs en kaolinite ;

b) Les dépôts argileux odessiens présentent les plus élevées teneurs en montmorillonites, minéraux qui n'abondent que dans la partie moyenne de la formation, moyennes en illite et très réduites, par rapport aux précédentes, en chlorite.

Les dépôts argileux portaferriens présentent la plus élevée teneur en kaolinite et des teneurs réduites en illite, en montmorillonite, en chlorite et en oxydes ferriques (ou y inclut par ailleurs aussi les argiles réfractaires). Ils sont les plus aluminieux et les moins siliceux.

La teneur en quartz détritique est variable et sans importance, si ce n'est les argiles réfractaires de Bolești dont l'échantillon brut autant que la fraction fine renferment, fait d'ailleurs naturel, les moindres teneurs (bien que l'échantillon 6 détienne la plus grande quantité de kaolinite et soit associé aux argiles réfractaires, il ne présente pas cette qualité justement à cause de la teneur élevée en quartz).

La valeur du rapport $SiO_2 : Al_2O_3$ est sensiblement proche au niveau du Pannonien *str. s.* et de l'Odessien à cause des teneurs similaires en illite dans le premier et en montmorillonite dans le second. La teneur élevée en kaolinite fait baisser la valeur de ce rapport dans le Portaferrien (fig. 8).

Au point de vue pétrogénétique on a établi dans la série pannonienne étudiée l'évolution suivante : l'accumulation des dépôts débute en milieu géochimique riche en ions et à pH élevé et continue en milieu saumâtre au niveau du Pannonien *str. s.* (à illite prédominante). Dans l'Odessien le milieu s'adoucit, au moins en ce qui concerne ses parties moyenne et supérieure, où cependant la sédimentation subit l'influence des apports massifs de montmorillonite, indiquant un matériel remanié aux dépens des roches volcanogènes préexistantes. Au niveau du Portaferrien nous sommes en présence d'un milieu lacustre, typiquement continental, avec des eaux dont la valeur du pH est réduite et en train de se transformer en marécages où la kaolinite prend abondamment naissance, (peut-être aussi sa forme réfractaire) aux dépens des minéraux argileux remaniés ou par des processus d'altération directe du matériel détritique (principalement les feldspaths et les micas).

L'illite et la montmorillonite sont donc des minéraux par excellence allochtones (partiellement autochtones peut-être uniquement à la partie inférieure de la formation). La kaolinite est un minéral argileux principalement autochtone, caractérisant la phase finale de la sédimentation, correspondant à une étape plus ou moins sidérolitique.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

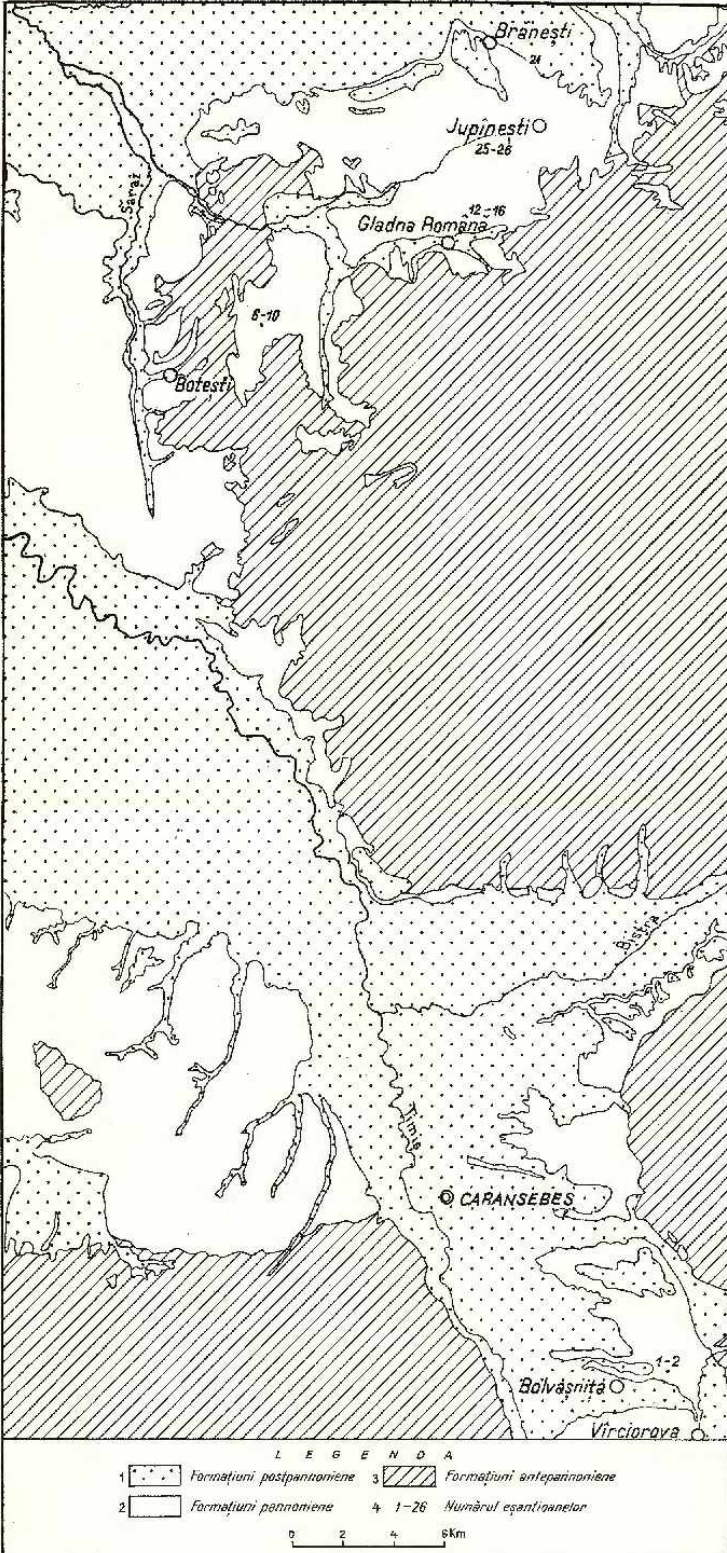
Emplacement des échantillons analysés de la formations pannonienne de Banat.

1, formations post-pannoniennes ; 2, formations pannoniennes ; 3, formations anté-pannoniennes ; 4, numéro des échantillons.



AMPLASAREA PROBELOR ANALIZATE DIN FORMAȚIUNEA PANNONIANA DIN BANAT

C.V. PAPIU et al. Alcătuirea chimică-mineralogică și geneza unor argile neogene din Banat



PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

STUDIUL TRANSFORMĂRII SOL-GEL LA ARGILELE
TIXOTROPE ÎN FUNCȚIE DE TIMPUL DE REPAOS¹

DE

GABRIELA ȚIȚEICA²

Abstract

Study of the Sol-Gel Transformation in Thixotropic Clays Depending on the Repose Delay. It is shown that the time of 1 minute of repose for 0.5 gr clay is judiciously chosen, greater values of t necessitating a greater quantity of fluid for a thixotropic limit of flow barely greater. If there is introduced a smaller quantity of fluid than is necessary for $t = 1$, the solution passes into gel before one minute, but it is not saturated. If the quantity of fluid is too great, the skeleton made by the grains of clay includes the necessary volume for $t=1$, but needs more time for hardening. The excess of fluid is eliminated, and the solution of clay in fluid hardens thixotropically under the eliminated water.

Ca măsură a tixotropiei am luat coeficientul N_t de tixotropie dat de Winkler și anume:

$$N_t = \frac{\text{Volum fluid}}{\text{Volum substanță}} = \frac{V_f}{V_s}$$

unde V_f = volumul de fluid care cu volumul de substanță V_s formează într-o eprubetă de diametru dat un sistem tixotrop la limita de curgere, într-un timp dat.

Am luat ca fluid apă distilată la 20° C, V_s volumul a 0,5 grame de argilă uscată la etuvă pînă la greutate constantă, mojarată și trecută prin sita 0,06 ϕ , deci $V_s = \frac{0,5}{\rho}$ (ρ = densitate). Diametrul eprubetei

¹ Comunicare în ședința din 14 aprilie 1972.

² Institutul Politehnic, Splaiul Independenței nr. 313, București.



este 0,8 cm, iar timpul de agitație 5 minute și cel de repaos 1 minut. La răsturnarea eprubetei după acest timp de repaos dacă argila amestecată cu apă este la limita de curgere, se calculează N_t după relația de mai sus.

Dacă $N_t \leq 3$ argila nu e tixotropă;

$3 \leq N_t \leq 8$ argila are tixotropie medie;

$N_t \geq 8$ argila este foarte tixotropă.

În lucrarea de față, după determinarea acestui N_t conform metodei de mai sus, s-a încercat să se determine influența timpului de repaos asupra cantității de fluid necesar pentru a avea limita de curgere.

Astfel s-a luat ca timp de repaos $\frac{1}{4}$ minut $\frac{1}{2}$ minut, 1 minut, 2 minute etc. la mai multe argile și s-a căpătat tabelul ce urmează.

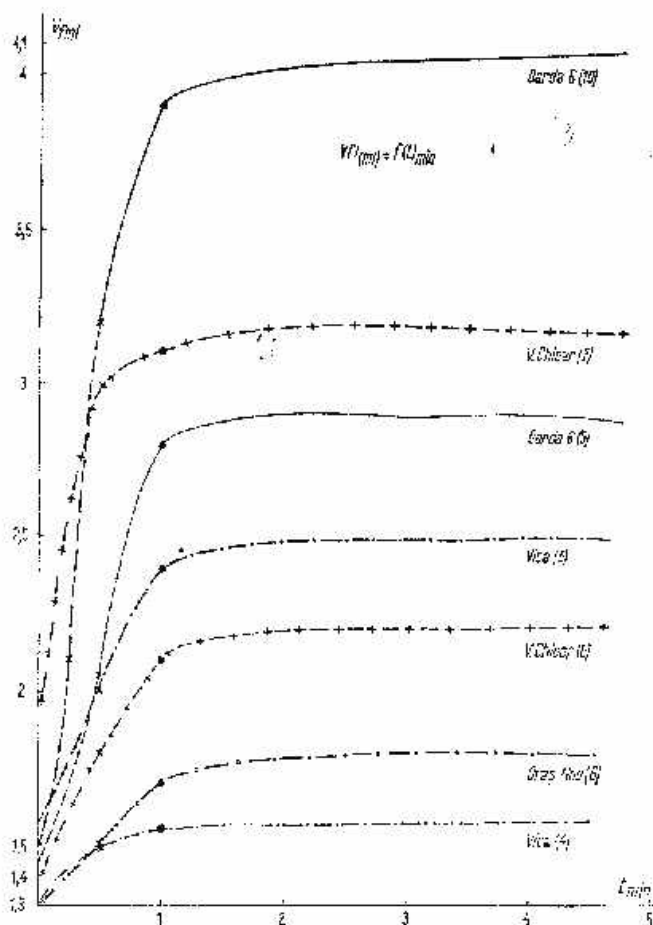
Trasînd diagrama $V_t = f(t)$ după acest tabel se pot constata următoarele rezultate :

TABEL

Argila	Apa la limita de curgere în ml după t minute						
	1/4 min.	1/2 min.	1 min.	2 min.	4 min.	7 min.	15 min.
(1) 289 Ciugud 78 spălat acid	— ml	1,2 ml	1,2 ml	1,2 ml	— ml	— ml	— ml
(2) 289 Ciugud 78 nespălat	—	0,95	0,95	0,95	—	—	—
(3) Vica spălat acid	—	1,25	1,3	—	1,3	—	1,35
(4) Vica + $\text{SO}_4\text{Cu} \frac{1}{4} n + \text{SO}_4\text{Na}_2 \frac{3}{8} n$	—	1,5	1,55	1,6	1,65	—	—
(5) Vica + $\text{SO}_4\text{Cu} \frac{1}{8} n + \text{SO}_4\text{Na}_2 \frac{3}{8} n$	—	2,05	2,4	2,45	2,5	—	2,5
(6) Oraș Nou nespălat	—	1,5	1,7	1,75	—	—	1,8
(7) Valea Chioarului nespălat	2,6	3	3,1	—	—	—	3,2
(8) Valea Chioarului + $\text{NaCl} \frac{1}{2} n$	—	1,8	2,1	—	—	—	2,15
(9) Oarda 6 nespălat	—	2	2,7	2,8	—	—	2,9
(10) Oarda 6 nespălat + $\text{NaCl} \frac{1}{2} n$	2,1	3,2	3,9	—	—	—	4,1

Calculând N_t după datele de mai sus, se găsește:

Argila (1) $N_t = 6$	Argila (6) $N_t = 8,5$
Argila (2) $N_t = 4,75$	Argila (7) $N_t = 15,5$
Argila (3) $N_t = 6,5$	Argila (8) $N_t = 10,5$
Argila (4) $N_t = 7,75$	Argila (9) $N_t = 13,5$
Argila (5) $N_t = 12$	Argila (10) $N_t = 19,5$



Volumul V_f de fluid în funcție de timp.

Volume du fluide en fonction du temps.

Rezultate :

(1) Punctul $t = 1$ minut dat de W i n k l e r pentru determinarea lui N_t este foarte judicios ales. Pentru valori mai mari, chiar mult mai mari ale lui t , V_t crește foarte puțin, astfel încît eroarea în determinarea lui N_t este foarte mică la acest t , curbile de la acest punct tinzînd către asimptote orizontale.

(2) Extrapolînd curbile $V_t = f(t)$ pentru $0 \leq t \leq 1$ se găsește că aceste curbe la $t = 0$ intersectază axa ordonatelor la $1,2 \leq V_t \leq 1,6$ corespunzînd la $6 \leq N_t \leq 8$ care după cum am arătat într-o lucrare precedentă este valoarea lui N_t pentru argile-hidrogen obținute prin spălare cu acid acetic slab sau argile supuse la îngheț.

(3) Rezultatele sînt mult mai vizibile la argile cu tixotropie mare, de exemplu argilele (7), (8), (10). O observație destul de interesantă este următoarea : dacă se pune o cantitate mult mai mare decît V_t (fluidul necesar pentru limita de curgere la $t = 1$ min.) cum s-a făcut de exemplu la argila (10), nu se întărește nici după timp îndelungat, dar după 7 minute de repaos argila elimină apa în surplus. Se formează un strat de apă curată deasupra amestecului argilă-apă. Scoțînd și evaluînd volumul acestei ape, se găsește că este de aproximativ 0,02 ml (calculat 0,018 ml) adică 4,1 ml (cît a fost picurat) minus 3,9 ml (cît e necesar pentru limita de curgere la $t = 1$ min.). Argila rămasă la fund nu curge, este exact la limita curgerii. Conchidem că argila păstrează în golurile formate de scheletul ei, atîta apă cît îi este necesară pentru a fi la limita de curgere după $t = 1$ min. Ea se întărește tixotropic chiar dacă deasupra ei mai rămîne mult timp apa eliminată. S-a verificat acest lucru și la argile mai puțin tixotrope, unde chiar dacă se adăuga foarte puțină apă peste cea necesară V_t (de la $t = 1$) se forma un mic strat de apă curată deasupra argilei întărite, ard care era greu de evaluat ca în cazul argilelor foarte tixotrope.

Concluzii. Timpul de un minut repaos după agitația amestecului argilă-fluid este cel necesar pentru cantitatea de argilă de 0,5 g ca ea să-și reconstituie scheletul de granule și să prindă în golurile lui cantitatea respectivă de fluid V_t .

Dacă se adaugă o cantitate mai mică de fluid, scheletul se reconstituie (argila se întărește) și prinde în interiorul său fluidul, dar în timp mai scurt. Amestecul nu este saturat.



Dacă se adaugă o cantitate mai mare de fluid decât V_f , scheletul se reconstituie, cuprinde în el volumul de fluid V_f , dar are nevoie de un timp mai lung pentru întărire, deoarece trebuie eliminat fluidul în exces.

BIBLIOGRAFIE

- Hoffmann U. (1956) Thix. bei Kaolinit. *KolloidZtschft.*, 151/2.
 Jessberger K. (1963) Messen des Thix. Verhalt. V. D. I., 105/2.
 Țițeica Gabriela (1968) Rezultate în tix. argilelor. *Bul. Com. Geol.*, București.
 — (1970) Unele aspecte ale transformării mecanice reversibile sol-gel la argilele thixotrope. *St. tehn. econ. Inst. Geol.* F, 8, București.
 Winkler H. (1938) Thix. von Mineralpulver. *KolloidZtschft.*, 48.
 — (1943) Über der Thix. des Montmor. *KollZtsch.*, 105.

ÉTUDE DE LA TRANSFORMATION SOL-GEL CHEZ LES ARGILES THIXOTROPES EN FONCTION DE LA DURÉE DU REPOS

(Résumé)

On y montre que la durée du repos de 1 minute pour 0,5 g argile a été judicieusement choisie, des valeurs t plus élevées exigeant une quantité de fluide pour la limite d'écoulement thixotropique à peine plus élevée. Si la quantité de fluide est plus petite que celle nécessaire pour $t = 1$, le mélange se durcit avant 1 minute mais il n'est pas saturé. Si l'on ajoute une plus grande quantité de fluide le squelette des granules prend le volume nécessaire exigé par $t = 1$, mais il a besoin d'une plus longue durée de temps pour devenir dur. L'excès en fluide s'élimine et le mélange d'argile-fluide se durcit thixotropiquement sous la couche d'eau éliminée.

1. *Geologia* este o știință care studiază evoluția și dezvoltarea planetei noastre, în special a scoarței terestre și a literei sale. Aceasta include studiul proceselor geologice care au avut loc în trecut și care continuă să aibă loc în prezent.

2. *Geologia* este o știință care studiază evoluția și dezvoltarea planetei noastre, în special a scoarței terestre și a literei sale. Aceasta include studiul proceselor geologice care au avut loc în trecut și care continuă să aibă loc în prezent.

3. *Geologia* este o știință care studiază evoluția și dezvoltarea planetei noastre, în special a scoarței terestre și a literei sale. Aceasta include studiul proceselor geologice care au avut loc în trecut și care continuă să aibă loc în prezent.

4. *Geologia* este o știință care studiază evoluția și dezvoltarea planetei noastre, în special a scoarței terestre și a literei sale. Aceasta include studiul proceselor geologice care au avut loc în trecut și care continuă să aibă loc în prezent.

5. *Geologia* este o știință care studiază evoluția și dezvoltarea planetei noastre, în special a scoarței terestre și a literei sale. Aceasta include studiul proceselor geologice care au avut loc în trecut și care continuă să aibă loc în prezent.



1. MINEROLOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

RECENZII

FREDERICK M. SWAIN: *Non-marine organic geochemistry (Geochimia organică a depozitelor nemarine)*. Cambridge University Press, Cambridge, 1970. 445 p., 139 fig.

Lucrarea reprezintă o sintetizare a cunoștințelor privind geochimia organică a depozitelor nemarine. Ea se adresează studenților și cercetătorilor din domeniul limnologiei, geochimiei petrolului, cărbunilor, șisturilor bituminoase. O atenție specială este acordată relațiilor dintre materialul original și etapele de transformare în reziduuri organice precum și efectelor, relativ mai puțin importante ale schimbărilor ce au loc după depunere.

Capitolul I cuprinde o scurtă introducere privind compușii organici interesați din punct de vedere geochimic și unele reacții care survin sau ar putea să survină în mediul geochimic.

În capitolul II se face o descriere a unor metode geochimice de teren și laborator.

În capitolul III se prezintă unele caracteristici ale sedimentelor nemarine cu privire specială asupra sedimentelor lacustre.

Capitolele IV-VIII se ocupă de geochimia bitumenelor, aminoacizilor, pigmentilor și acizilor organici din depozitele nemarine.

Capitolele IX și X cuprind o însumare a cunoștințelor referitoare la reziduurile organice din humusul din sol și geologia și geochimia cărbunilor.

Evoluția organismelor nemarine, așa cum reiese ca din cercetarea materiei organice din sedimente și roci, face obiectul capitolului XI.

Lucrarea este scrisă mai mult pentru geologi decât pentru chimiști.

Autorul insistă asupra compușilor organici și a reacțiilor acestora precum și asupra metodelor analitice fundamentale utilizate în geochimie. Se discută prezența materiei organice în rocile și sedimentele de apă dulce și se face o apreciere a importanței acestei materii organice în paleo-mediu precum și rolul biochimic al fosilelor.

Lucrarea cuprinde un index de autori și un index pe subiecte.

Elena Mihaș

L. E. WEISS: *The Minor Structures of Deformed Rocks; A Photographic Atlas*. Editura Springer-Verlag, Berlin, 1972. 431 p., 203 pl.

Binecunoscutul savant american de origine engleză Lionel E. Weiss pune la dispoziția celor interesați o excepțională culegere de fotografii, reprezentând structurile minore ale rocilor deformate: „The Minor Structures of Deformed Rocks; A Photographic Atlas”. Rod a peste două decenii de cercetări de microtectonică, desfășurate pe mai multe continente și în nenumărate unități geologice, albumul de față reflectă în numeroase planșe fotografice o parte din bogata experiență de teren a autorului.



Astfel concepută, lucrarea se adresează unui larg cerc de geologi, îndeosebi celor preocupati de descifrarea structurilor geologice, în care justa identificare și interpretare a aspectelor microstructurale este de un real folos în înțelegerea structurii majore. Din acest motiv planșele sînt însoțite de scurte comentarii ce indică elementul microtectonic pus în evidență de autor, explicațiile fiind îndeosebi descriptive și nu genetice. Avantajul unei lucrări de acest gen este evident, modul direct, vizual, de transmitere a experienței autorului permițînd privitorilor cercetarea ditorva sute de aflorimente extrem de demonstrative. Interpretarea genetică a acestor elemente structurale mezoscopice — fotografiile înfățișînd în general suprafețe melrice, cu total excepțional centimetrice sau de ordinul sutelor de metri pătrați — nu face obiectul cărții, cititorii fiind îndrumați, într-o scurtă bibliografie de microtectonică ce încheie albumul, către lucrări consacrate acestei probleme.

Buna înțelegere a planșelor este însă facilitată de un capitol introductiv, în care sînt prezentate principalele criterii de definire și recunoaștere a diferitelor aspecte structurale, fotografiile fiind de altfel grupate corespunzător și ilustrînd succesiv: foliații (în care autorul include diversele clivaje, șistozitatea, foliația de transpoziție, foliația axială) lineatii (de minerale, de crenulație sau de intersecție), cute, budine, fracturi și structuri complexe, indicînd deformări polifazice, deduse din intersecții de lineatii, apariția unei foliații noi în cute mai vechi sau interferența a două generații de cute de amplitudine similară. Evident există și suprapuneri, fotografiile de cute ilustrînd la fel de bine și foliații, sau cele de fisuri ce sînt interesante și prin cutole supuse fracturării.

Deși este greu de făcut o ierarhizare a fotografiilor — grupul ilustrînd cutole fiind cel mai spectaculos — cele mai interesante ni se par a fi cele consacrate diferitelor tipuri de lineatii surprinse într-o remarcabilă varietate de amplitudine sau natură. Sînt astfel prezentate cele trei tipuri de lineatii amintite, de ordinul milimetrelor, centimetrelor sau metrilor, asociate sau nu cu foliații sau cu microcute, fiind de un real folos pentru familiarizarea celor mai puțin versași în microtectonică cu acest element structural atît de important în definierea axelor structurale. Deosebit de interesant este și grupul final, în care structuri complexe rezultate din deformări polifazice sînt comentate de un tectonician de competența lui L. E. Weiss.

Trebuie remarcată și calitatea deosebită a reproducțiilor, datorată atît talentului de fotograf al autorului, cit și grijii deosebite cu care cunoscuta Springer-Verlag a editat acest album pe care îl recomandăm cu toată căldura celor ce doresc să-l însușească pe L. E. Weiss în călătoriile sale prin Scoția, Anglia, Norvegia, Bretania, Elveția, Iugoslavia, Grecia, Kenia, Statele Unite, Australia etc.

T. Berza

ALAIN STANLEY HOROWITZ, PAUL EDWIN POTTER: *Introductory petrography of fossils*. Editura Springer-Verlag, Berlin — Heidelberg — New York, 1971 (microfotografii de George Ringer). 96 p., 28 fig., 100 pl.

A. S. Horowitz și P. E. Potter — două nume consacrate în domeniul petrografiei sedimentare și al sedimentologiei — beneficiînd de cooperarea cu un număr mare de geologi din diferite zone ale globului — au îmbinat experiența lor și au reușit să alcătuiască un bun volum-atlas de înțiere în studiul constituenților — fosile a rocilor sedimentare.

Fără să fie o carte de metodică sau fără a fi o prezentare detaliată a sistematicii și terminologiei paleontologice volumul este un instrument de lucru pentru toți cei ce în studiile



lor întâlnesc resturi de organisme sau schelete întregi păstrate în stare fosilă și evidențiate cu ajutorul microscopului. El se adresează în special petrografilor sedimentari — aceluia care nu au ca obiect de studiu constituția și evoluția organismelor vechi dar care se lovesc de ele în studiile lor și pe care nu le cunosc îndeajuns. Pe aceștia, cartea îi ajută să stabilească apartenența fosilelor la grup sau clasă și să le folosească astfel în corelări stratigrafice sau studii de microfaciesuri.

Textul volumului este împărțit în 4 capitole. Primul, cel introductiv, inițiază cititorul în structura cărții și criteriile de selectare pentru descrierea grupelor biotice.

Capitolul II (33 pag.) este o inițiere în petrografia rocilor carbonatice — o sinteză clară asupra componențelor texturale și criteriilor de clasificare. În cadrul lui se prezintă metodologia de studiu a secțiunilor subțiri în roci carbonatice și modul de cartare al corpurilor de calcare. Prezentarea — la finele capitolului — a unei bibliografii cronologice și a unor liste de lucrări fundamentale (citate în text) este de un real folos pentru cei, care în mod suplimentar, vor să cunoască rocile carbonatice.

„Identificarea constituenților biotici” este titlul celui de al treilea capitol (59 pag.) care începe cu prezentarea și sistematizarea aspectelor privind „arhitectura” (configurația), microstructura și mineralogia scheletelor organismelor precum și a modificărilor parțiale în microstructură și constituția mineralogică după moartea acestora. După cum remarcă chiar autorii, descrierea grupelor de organisme este sumară și preferențială. Nivelul taxonomic al grupelor selectate pentru discuție nu este uniform (Linfuide, radiolari, foraminifere, spongieri, archaeociatide, corali, stromatoporide, brizioare, brahiopode, viermi, moluște, artropode, echinoderme, vertebrate, pelete fecale, resturi lemnoase și alge). Selectarea acestor grupe a fost determinată de posibilitățile de recunoaștere a caracterelor lor generale și răspândirea în diferite medii geologice.

În cadrul fiecărui grup biotic se discută — sintetic și clar — arhitectura scheletului, microstructura lui, răspândirea în timp geologic a grupului respectiv și posibilitățile de confuzie (asemănări și deosebiri) cu alte grupuri. La finele capitolului — titlurilor bibliografice foarte numeroase li se adaugă o listă a monografiilor despre microfaciesuri.

Capitolul IV — ultimul și cel mai important cuprinde cele 100 planșe — partea album a volumului și este un punct permanent de referință pentru textul volumului. El își dovedește în plus utilitatea prin conținutul planșelor: 280 imagini din secțiuni subțiri cu organisme și fragmente de organisme din roci carbonatice, de vîrstă de la Cambrian la Actual, din toată lumea. Multe din aceste imagini ilustrează și asociații biotice tipice.

„Shells to bits,

Bits to dust,

Aragonit to calcit,

The microscope's a must¹. Motto-ul cu care autorii își deschid volumul poate încheia și prezentarea lui. Cu o singură completare: This book is a necessity!

N. Anastasia

¹ Cochiliile trec în fragmente,
Fragmentele în praf,
Aragonitul trece în calcit,
Microscopul devine necesar



G. FAURE, J. L. POWELL.: *Strontium Isotope Geology. (Minerals, Rocks and Inorganic Materials, Monograph Series of Theoretical and Experimental Studies - 5)*. Springer - Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, 1972. 188 p., 51 fig., 14 tab.

Cercetările geochimice și de petrogeneză folosesc azi pe o scară din ce în ce mai mare modul de distribuire a izotopilor unor elemente, Stronțiul cu izotopii săi 84 , 86 , 87 și 88 constituie unul din elementele cele mai larg utilizate.

În acest sens, lucrarea de față constituie o carte de mare interes, mai ales datorită modului de tratare a problemelor.

Lucrarea este împărțită în 12 capitole și 65 de subcapitole. Capitolul I - Geochimia Rb și Sr; capitolul II - Metoda Rb-Sr de determinare a timpului geologic; capitolul III - Izotopii Sr în petrogeneză; capitolul IV - Rocii vulcanice; capitolul V - Rocii granitice; capitolul VI - Rocii alcalice și carbonatite; capitolul VII - Rocii ultramorfice; capitolul VIII - Rocii sedimentare și oceane; capitolul IX - Izotopii Sr în sistem deschis; capitolul X - Meteoriti; capitolul XI - Luna; capitolul XII - Evoluția compoziției izotopice a Sr terestrial.

Autorii au dat o extindere mai mare capitolului IV și V insistând prin numeroase exemple, asupra modului cum izotopii stronțiului pot fi utilizați în precizarea originii și evoluției rocilor vulcanice și granitice.

Din analiza lucrării se pot desprinde o serie de concluzii din care vom aminti pe scurt câteva.

Rocile formate prin topire, metasomalism sau asimilare a materialelor tipic crustale vor fi marcate prin rapoarte inițiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ altele decât rocile necontaminate derivate din manta.

În rocile vulcanice variația raportului $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ poate fi cauzat de: 1, diferențele în rapoartele inițiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a sursei rocilor; 2, contaminarea variabilă a magmelor inițiale cu stronțiu străin.

Pe baza rapoartelor izotopice ale Sr, s-a ajuns la concluzia că rocile alcaline nu sînt formate prin simpla cristalizare fracționată a magmelor bazaltice sau granitice.

În ceea ce privește rocile ultramorfice, pot fi distinse două categorii: 1, roci cu rapoarte inițiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ scăzute, identice cu al bazaltelor, ceea ce denotă că magmele acestor roci ultramorfice derivă de la aceeași sursă; 2, roci sărace în Sr care sînt contaminate cu Sr radiogenic.

O tratare detaliată se face asupra comportării izotopilor Sr în procesele metamorfice.

Lucrarea dezbată de asemenea aspecte privind relațiile izotopice ale Sr în meteoriti și în probele lunare.

Cartea se încheie cu un capitol privind evoluția compoziției izotopice a Sr terestrial. Lucrarea cuprinde un număr de 14 tabele și 51 figuri. Este excelent documentată avînd citate un număr de 468 lucrări.

În încheiere se poate spune că „Strontium Isotope Geology” este o lucrare excelentă, de real folos tuturor celor interesați în cercetările geochimice și petrochimice.

I. Tîlpeac



L. I. REID: *Atlantic Oceanology*. Publ. American Geophysical Union 1971, vol. 15.

Al 15-lea volum din seria de studii antarctice este dedicat problemelor ridicate de studiul fundamentelor, sedimentelor și apelor oceanului circumantarctic.

În cele 13 lucrări care alcătuiesc volumul coordonat de L. I. Reid discută probleme dintre cele mai diverse. Sunt prezentate lucrări de biostratigrafie, seismică, topografică, sedimentologie, tectonica fundului oceanic.

Majoritatea materialului de studiu a fost adunat în timpul expedițiilor științifice organizate pe vasul *Eltanin*. În cele ce urmează vom recenza separat fiecare lucrare din acest volum.

În prima lucrare, *Bandy et al.* arată care sînt posibilitățile de zonare a formațiunilor neogene pe baza org. planctonice, a migrării folilor magnetici și a datelor de radiometrie. Se discută limita Miocen, Pliocen și Pliocen/Pleistocen din regiunile antarctice și posibilitățile de corelare cu regiunile tropicale.

În articolul următor, autorii examinează distribuția, morfologia și mineralogia, geochemia depozitelor fieri-manganoase din sudul Oceanului Pacific, strimtoarea *Dake* și *Marea Scoției*. Se prezintă legăturile dintre aceste depozite, chimismul și circulația apelor din aceste zone.

Echols arată că factorul care limitează distribuția foraminiferelor calcitice este data dizolvării CaCO_3 odată cu creșterea adîncimii apelor. Se constată că în *Marea Scoției* clima este mult mai ridicată (500 m) decît în mările tropicale (1 000 m).

Aspecte legate de circulația apelor din SW Atlanticului și S Pacificului precum și corelațiile ce se pot face cu direcția vînturilor, perioada de... topografia fundului sînt prezentate în lucrarea lui *A. L. Gordon*. Observațiile făcute asupra legăturii între circulația apelor pe de o parte și salinitatea, temperatura și distribuția materialului organic pe de altă parte oferă un cadru cuprinzător de înțelegere a particularităților mărilor antarctice.

În lucrarea lui *D. E. Hayes* și *M. Erving* se pune în evidență existența unei creste aseismice - *croasta Louisville*. Prezența acesteia repune în discuție modelul propus pentru ilustrarea teoriei expansiunii fundului oceanic în S Pacificului.

E. H. Heron, folosind datele de magnetism, seismică și topografie din zonă fracturii *Eltanin* arată că tendința de expansiune a fundului în această zonă era diferită acum 10-20 milioane de ani. Acest fapt indică o schimbare a polului de rotație al plăcii crustale *Albatros*.

Pe baza interpretării profilurilor topografice, *R. Houtz et al.* pune în discuție geneza lanțului submers *Maguaric*.

Lucrarea lui *L. R. Nayudu* tratează litologia, chimismul și conținutul organic al sedimentelor actuale din regiunea antarctică și a Pacificului.

T. P. Paster a examinat problemele alterării submarine a lavelor bazaltice: hidratarea sticlei, serpentinizarea și cloritizarea.

Legătura între morfologia foraminiferelor *cyclamina cancellata* și condițiile de medii sînt tratate într-un articol următor.

Alcalinitatea unor eșantioane de sedimente dintr-o zonă situată între *Australia* și *Chile* arată o creștere de la *W la E*.

Tanekian et al. leagă această modificare de circulația în adîncime a apelor oceanice.

Watkins și *Sell* au clasificat rocile din *Marea Scoției* în funcție de compoziția dimensiunii și gradul de rotunjire a componentelor. Se arată că originea acestor granule poate fi continentală sau antigenică.

Dacă adăugăm la varietatea temelor abordate, condițiile grafice excelente în care sînt împărțite volumele, considerăm că lectura este utilă și plăcută.



F. J. PETTIJOHN, P. E. POTTER, R. SIEVER: *Sand and Sandstone (Nisip și gresie)*. Editura Springer — Verlag, Berlin, Heidelberg — New York, 1972, 618 pag, 258 ilustrații în text.

Acest tratat despre sedimente și roci psamitice apărut în condiții grafice deosebite datorită editurii Springer, poartă girul a trei mari somități în materie de petrologie sedimentară și sedimentogeneză: F. J. Pettijohn, P. E. Potter și R. Siever.

O lucrare de o asemenea amploare și profunzime vine să suplinească o lipsă acută de material informativ; foarte bine ales, întocmit judicios, analizat cu armele moderne ale chimiei și chimiei fizice, statisticii matematice și hidrodinamicii, cristalochimiei și microscopiei electronice.

Am afirmat acest lucru, deoarece numai rocile carbonatice și cele argiloase au fost analizate în detaliu în lucrări cu caracter exhaustiv, în ultimii ani.

Lucrarea de față se adresează geologilor, hidrologilor cît și celor care se ocupă cu studiul economic, geomorfologilor și anumitor categorii de ingineri.

Cartea cuprinde 3 secțiuni, fiecare cu mai multe capitole: prima secțiune „Proprietăți fundamentale ale gresiilor” cuprinde diverse date privind compoziția, textura și structura gresiilor.

A doua secțiune „Petrografia gresiilor” cuprinde un inventar foarte amănunțit al tuturor speciilor de gresii cunoscute, cu referiri de detaliu asupra nomenclurii lor; efectiv făcînd ordine într-un domeniu în care și specialiștii aveau rețineri.

Capitolul despre gresiile vulcanice este de un interes special, deoarece oferă date inedite despre un domeniu relativ puțin cunoscut.

Foarte documentate sînt și capitolele despre compoziția mineralogică (minerale detritice, minerale chimice și relația mineralogie — textură) și compoziția chimică cît și referirile laborioase despre textură, structurile sedimentare și stratificație.

Capitolul referitor la principalele tipuri de gresii cunoscute în prezent se încheie printr-o interesantă investigație petrogenetică, unde conform unei „geologie” adecvate autorii ajung la concluzii foarte rigurose fundamentate privitoare la petrogeneza gresiilor.

A treia parte a lucrării se ocupă de procesele ce generează nisipuri și gresii, începînd cu probleme legate de provincii petrologice și de proveniența materialului. Urmază date referitoare la transportul, depunerea și deformarea nisipurilor explicate și bogat ilustrate cu date proprii hidrodinamicii și mecanicii fluidelor. Tot în acest capitol se află referiri despre curenții de turbiditate.

Capitolul următor este dedicat diagenezei în toate aspectele ei complexe: texturale, mineralogice, fizice și chimice.

Datele furnizate de chimia fizică aduc o notă de rigurozitate științifică acestei probleme destul de delicate a petrologiei moderne.

Ultimul capitol este dedicat atît principalelor aspecte ale depozitelor nisipoase (aluviale, deltaice, de estuar, moreice) problemelor mediilor de depunere ale acestora, cît și legăturii între gresii, bazine sedimentare și evoluția continentală.

Deosebit de documentate sînt datele paleogeografice și paleotectonice din istoria diverselor geosinclinale în care nisipurile și gresiile au jucat un rol de prim ordin în evoluția acestora.

„Appendixul” lucrării dă indicații de detaliu în lumina ultimelor date furnizate de petrologie și științele înrudite pentru o analiză petrografică modernă a gresiilor.



Tratatul „Sand and Sandstone” este o lucrare de o certă valoare științifică, o armă de neprețuit pentru o înțelegere modernă a petrologiei, un dăstins model de abordare a unui studiu geologic, în timpul informației explozive în geologie.

Considerăm că această lucrare va ocupa un loc de cinste pe biroul de lucru al oricărui geolog fie el stratigraf sau tectonician, petrolog sau geochimist, sedimentolog sau petrolist.

Achiziționarea ei de B.I.G. a fost o acțiune de subtil bibliograf și așteptăm cu nerăbdare apariția acestuia pe biroul cercetătorilor.

D. Morariu



CUPRINS

MINERALOGIE

	Pag.
1. Antonovici Suzana. Contribuții la studiul andoritului de la Baia-Mare . . .	13
2. Apostolescu Rodica. Contribuție la studiul micelor de Volneasa-Cataracte . . .	21
3. Balintoni L., Țimpău T. Despre prezența stănnei în mineralizația hidrotermală de la Stănișoara-Cirlibaba (cristalinul Carpaților Orientali)	39
4. Solomon I., Pop Al. Asupra prezenței unor minerale relictice în formațiunile epiclastice ale seriei de Tuliaș, din partea de NE a munților Retezai	43

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

5. Edelstein O., Răduț M., Bologa V., Cojocca C., Gätz A., Weisz G., Dragu Valentina, Istvan D., Bahucea Yvonne. Sillurile andezitice din versantul nordic al munților Gutii	49
6. Russo Doina, Berza T., Iancu Rosette. Petrologia zonei de vest a masivului banatitic de la Bocoșa	65
7. Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța. Granitoidele și șisturile cristaline de pe versantul sudic al munților Parâng (Carpații Meridionali)	101
8. Solomon I. Asupra prezenței dacitelor în caldera Fintel-Lăpușna din munții Gurgău	135
9. Szöke Amalia. Vârsta neovulcanitelor și a mineralizației din zăcămintul hidrotermal Herja, Baia-Mare (Maramureș)	143
10. Teodora L., Teodora Camelia, Popescu-Tismăna Anca. Cercetări geologice și petrografice în munții Birgău de sud	155

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

11. Dimitrescu R., Iorga N., Covali Gabriela. Porfirele cuarțifere permilene din pinza de Codru a munților Bihor-Gilău	175
12. Gridan T. Micașturile cu cloritoid de la Poiana Finetului (munții Semeric)	185
13. Hirtopanu I. Rocile cu sillimanit din munții Sebeș	193
14. Ignat V. Geologia și petrografia părții de sud a munților Mezeș (regiunea Ciucea-Vinători-Măgura Priei)	207
15. Kalmár I. Pegmatitele din munții Preluca	231
16. Kráutner H. G., Popa Gh. N. Succesiunea litostratigrafică și tectonica Cambrianului inferior epimetamorfic (seria de Tulgheș) din regiunea Bălan-Carpații Orientali	251



17. Manea Al. Z., Mihăiță Maria. Contribuții la cunoașterea formațiunilor cristaline de la sud de Borsec (Carpații Orientali) 279

PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

18. Papiu C. V., Iosif V., Medeșan Alexandra, Giușcă R., Papadopol-Catrinel. Alcătuirea chimico-mineratologică și geneza unor argile neogene din Banat 305
19. Țițeira Gabriela. Studiul transformării sol-gel la argilele tixotrope în funcție de timpul de repaos 333
- Recenzii 339



CONTENU

(Résumés)

MINÉRALOGIE

	Page
1. Antonovici Suzana. Contributions à l'étude de l'andorite de Baia-Mare . . .	18
2. Apostolescu Rodica. Contribution à l'étude des micas de Voineasa-Cataracte . . .	36
3. Balintoni I., Țimpu T. Sur la présence de la stannine dans la minéralisation hydrothermale de Sănișoara-Cirlibaba (cristallin des Carpates Orientales) . . .	42
4. Solomon I., Pop Al. Sur la présence de certains minéraux relictés dans les formations épicycliques de la série de Tulșa, partie de NE des Monts Retezat	48

PÉTROLOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES

5. Edelstein O., Răduț M., Bologa V., Cojocca C., Götze A., Weisz G., Dragu Valentina, Istvan D., Babucea Ivonne. Sills andésitiques dans le versant septentrional des Monts Gutli	63
6. Russo Doina, Berza T., Iancu Rosette. Petrology of the Western Zone of the Bocșa Banatic Massif	97
7. Savu H., Vasilin Cecilia, Udrescu Constanța. Granitoids and Crystalline Schists on the Southern Slope of the Parang Mountains (East Carpathians)	130
8. Solomon I. Sur la présence des dacites dans la caldeira de Fincel-Lăpușna (Monts Gurghiu)	140
9. Szöke Amalia. Âge des néovolcanites et de la minéralisation du gisement hydrothermal de Herja, Baia-Mare (Maramureș)	152
10. Teodoru I., Teodoru Camelia, Popescu-Tismana Anca. Investigations géologiques et pétrographiques dans la partie méridionale des Monts Birgău	172

PÉTROLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

11. Dimilrescu R., Iorga N., Covali Gabriela. Les porphyres quartzifères perméens de la nappe de Codru des Monts Bihor-Gilău	184
12. Gridan T. Micaschistes à chloritoïde de Poiana Finelului (Monts Semenic)	194
13. Hirtopanu I. Roches à sillimanite des Monts Sebeș	204
14. Ignat V. Géologie et pétrographie de la partie méridionale des Monts Mezeș (région de Ciucea-Vinători-Măgura Priei)	228



15. Kalmár I. Pegmatites des Monts Preluca 248
16. Kräutner H. G., Popa Gh. N. Succession lithostratigraphique et tectonique du Cambrien inférieur épimétamorphique (série de Tulgheș) de la région de Bălan — Carpates Orientales 274
17. Manea A. I., Mihăilă Maria. Contributions à la connaissance des formations cristallophyliennes situées au sud de Borsea (Carpates Orientales) 302

PÉTROLOGIE DES ROCHES EXOGÈNES

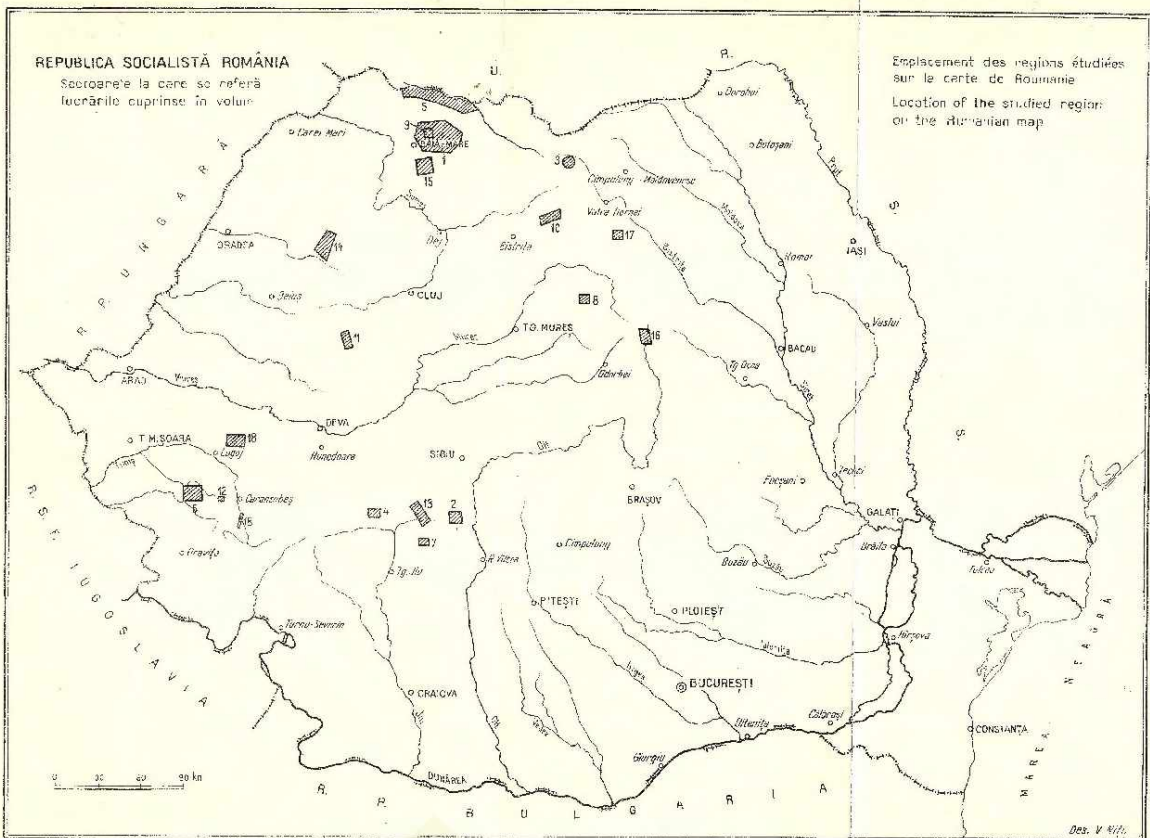
18. Papiu C. V., Iosof V., Medeașan Alexandra, Giușcă R., Papadopol Catrinel. Constitution chimico-minéralogique et genèse de certaines argiles néogènes du Banat 331
19. Țițeica Gabriela. Étude de la transformation sol-gel chez les argiles thixotropes en fonction de la durée du repos 337



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Scara pe care se referă
lucrările cuprinse în volum

Emplacement des régions étudiées
sur la carte de Roumanie
Location of the studied region
on the Roumanian map



Redactor: MARGARETA PELTZ
Tehnoredactor și corector: P. CUCIUREANU
Traduceri: MARGARETA HĂRJEU, MARIANA SAULEA
Ilustrația: V. NITU

Uat la cules: 7 aprilis 1978. Bun de tipar: 2 decembrie 1978. Tiraf:
3000 ex. Mărie scris 1 A. Format 70 x 100/66g. Căi de tipar: 22.
Comanda 640. Pentru bibliotecă indicele de clasificări: 55 (055).

Intreprinderea poligrafică „Informația”. Str. Brezoianu nr. 23-25,
Eucureții - România



Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



INSTITUT GEOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LIX

1972

1. MINÉRALOGIE - PÉTROLOGIE - GÉOCHIMIE

