

**INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE**

SERIA I

Mineralogie – Petrografie

Nr. 16

**STUDII COMPLEXE ASUPRA
MAGMATITELOR
SUBSECVENTE ALPINE
(REGIUNEA OAŞ – GUTÎI ȘI BANAT)**



BUCUREŞTI
1979



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului lucrărilor
revine în exclusivitate autorilor**



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA I

Mineralogie-Petrografie

Nr. 16

STUDII COMPLEXE ASUPRA
MAGMATITELOR
SUBSECVENTE ALPINE
(REGIUNEA OAŞ–GUTÎ ȘI BANAT)

127023

BUCUREŞTI
1979



Institutul Geologic al României

CONTENU

	<u>Page</u>
Borcoș M., Peltz S., Stan N., Udrescu Constanța, Vasiliu Cecilia — Considérations pétrochimiques et géochimiques sur les volcanites néogènes des Monts Oaș	32
Borcoș M., Peltz S., Stan N., Udrescu Constanța, Vasiliu Cecilia — Considérations pétrochimiques et géochimiques sur les volcanites néogènes des Monts Gutii (II. Dacites, rhyodacites et hyalodacites pannoniennes)	53
Borcoș M., Peltz S., Stan N., Udrescu Constanța, Vasiliu Cecilia — Considérations pétrochimiques et géochimiques sur les volcanites néogènes des Monts Gutii (III. Andésites quartzifères pannonien-pontiennes)	79
Borcoș M., Peltz S., Stan N., Udrescu Constanța, Vasiliu Cecilia — Considérations pétrochimiques et géochimiques sur les volcanites néogènes des Monts Gutii (IV. Andésites pyroxéniques ± hornblende pontiennes)	105
Borcoș M., Fotopolos S., Peltz S., Socolescu M., Stan N. — Preliminary Remarks Regarding the Structure of the Oaș-Gutii Neogene Volcanic Region based on the Correlation of Geological and Geophysical Data	128
Petrulian N., Sandu D., Popescu Rodica — Contributions à la connaissance de la minéralisation polymétallique du corps Simon Iuda (Ocna de Fier) : : : : : : : : :	150



CUPRINS

	Pag
Borcoș M., Peltz S., Stan N., Udrescu Constanța, Vasiliu Cecilia — Considerații petrochimice și geochimice asupra vulcanitelor neogene din munții Oaș	5
Borcoș M., Peltz S., Stan N., Udrescu Constanța, Vasiliu Cecilia — Considerații petrochimice și geochimice asupra vulcanitelor neogene din munții Gutii (II. Dacite, riocacite și hialodacite pannoniene)	35
Borcoș M., Peltz S., Stan N., Udrescu Constanța, Vasiliu Cecilia — Considerații petrochimice și geochimice asupra vulcanitelor neogene din munții Gutii (III. Andezite cuarțifere pannonian-pontiene)	55
Borcoș M., Peltz S., Stan N., Udrescu Constanța, Vasiliu Cecilia — Considerații petrochimice și geochimice asupra vulcanitelor neogene din munții Gutii (IV. Andezite piroxenice ± hornblendă, pontiene)	81
Borcoș M., Fotopolos S., Peltz S., Socolescu M., Stan N. — Observații preliminare asupra structurii regiunii vulcanice neogene Oaș-Gutii, dedusă din corelația datelor geologice și geofizice	109
Petrulian N., Sandu D., Popescu Rodica — Contribuții la cunoașterea mineralizației polimetale din corpul Simon Iuda (Ocna de Fier)	131





Institutul Geologic al României

CONSIDERAȚII PETROCHIMICE ȘI GEOCHIMICE
ASUPRA VULCANITELOR NEOGENE DIN MUNȚII OAȘ

DE

MIRCEA BORCOȘ¹, SERGIU PELTZ¹, NICOLAE STAN¹, CONSTANȚA UDRESCU¹,
CECILIA VASILIU¹

Abstract

Petrochemical and Geochemical Remarks on Neogene Volcanics from the Oaș Mountains. The volcanic activity from this territory took place during the Terminal Pontian-Pliocene generating a large range of intermediary and acid rocks, which may be grouped in more eruption phases. The mineralochemical and geochemical characteristics with their petrogenetical significance are based on 49 silicate analyses and 42 spectral analyses, using the classical methods of calculation and representation (Niggli and CIPW). The main mineralogical types which partly can be verified according to Taylor's classification (1969) are: rhyolites (perlites), hyalodacites, dacites, quartz andesites, hyaloandesites, andesites, microgranodiorite porphyries and quartz-microdiorite porphyries. The Niggli parameters relate the eruptive rocks to three magma types such as trondhjemitic (rhyolites), granodioritic (quartz microdiorites, microdiorites, dacites) and quartzdioritic (quartz andesites, andesites), which, according to their petrochemical particularities, point out normal aspects as regards the saturation, alkaline degree, etc. The modal composition verifies in the values calculated from the Niggli and CIPW parameters and in the corresponding mineralochemical diagrams. The trace elements although partly exhibit superposing domains, behave differentiated, too, within the limits of three domains specific to the rock groups. One may say that the volcanic rocks studied (especially andesitic products) presume sources characteristic of saturated tholeitic magmas, sometimes rich in Al_2O_3 . It also results a regular separation tendency of the three rock groups — with rhyolitic, dacitic and andesitic characters — aspects which are obvious in all diagrams, even if between these representations are unconformities especially as regards the rocks nomenclature.

I. INTRODUCERE

Activitatea vulcanică în munții Oaș s-a desfășurat într-un interval de timp relativ scurt, și anume în Pontian-Pliocen terminal. Această activitate

¹ Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



coresponde unor momente principale de erupție care se reflectă uneori și în particularitățile mineralochimice ale produselor generate. Deși de mai mică amplitudine, această evoluție vulcanică, în comparație cu aceea din munții Gutii, este responsabilă de formarea unor game variate de roci, întâlnite în variate forme de acumulare, corespunzătoare unor edificii vulcanice complexe, strato-vulcani, cupole, intruziuni, curgeri de lave, formațiuni vulcanosedimentare, produse piroclastice sau formațiuni ignimbritice. În partea centrală și sudică a teritoriului, se constată o predominanță a dacitelor și riodacitelor, în timp ce produsele andezitice se impun în jumătatea nordică a regiunii. Pe baza relațiilor determinante între rocile eruptive, s-a putut aprecia următoarea succesiune a erupțiilor: riodacite (perlite riolitice, sticle dacitice și hialodacite, dacite, microgranodiorite porfirice), andezite (hialoandezite cu piroxeni, andezite piroxenice), andezite cuarțifere și microdiorit-porfirite cuarțifere, andezite piroxenice.

Informații asupra caracterelor petrochimice ale vulcanitelor din acest teritoriu au fost prezentate de Lidia Bîrlea et al. (1967)², Stan et al. (1967)³, Sagatovici (1968), Bîrlea (1969), Ionita (1970), Jude (1971), Borcoș et al. (1973)⁴, Giușcă et al. (1973), Borcoș et al. (1975)⁵.

II. CARACTERIZARE PETROGRAFICĂ

Descrierea rocilor se face având în vedere în primul rînd aspectele structurale foarte specifice ale pastei, corespunzătoare următoarelor tipuri: 1, roci efuzive hialine cu texturi fluidale, caracterizate prin prezența dominantă a sticlei față de macro- și/sau microcristale; 2, roci efuzive cu structură intersertală-pilotaxitică; 3, roci subvulcanice cu structura masei fundamentale microgranulară. Pentru definirea tipurilor petrografice, un rol important l-au avut rezultatele analizelor chimice. Astfel, în cadrul rocilor hialine foarte asemănătoare între ele în ceea ce privește constituția mineralologică, se constată, din punct de vedere chimic, treceri gradate de la compozиții riolitice la compозиții dacitice și andezitice. Chiar și pentru unele roci cu structura pastei intersertală-pilotaxitică, compozиția mineralologică nu este totdeauna în concordanță deplină cu compозиția chimică. În asemenea situații, tipul de rocă a fost definit în baza rezultatelor analizelor chimice.

Între rocile sticioase cu structură hialină și textură fluidală și rocile cu structură intersertală-pilotaxitică, pot fi identificate deseori aspecte structurale intermediare. În acest sens pot fi urmărite trecerile gradate de la hialoandezite la andezite piroxenice cu structură intersertal-pilotaxitică sau de la hialodacite către dacitele propriu-zise.

Un impediment în clasificarea și diagnosticarea rocilor acide din munții Oaș pe criterii mineralogice, îl constituie în multe situații raritatea cristalelor de feldspat sau lipsa cristalelor de cuarț, chiar în rocile sticioase cu un conținut apreciabil în silice.

Compoziția modală medie a petrotipurilor examineate este prezentată în tabelul 1.

^{2, 3, 4, 5} Arh. I.G.G. București.



TABELUL 1
Compoziția modală a petroliipurilor

A) Roci eluzive cu structură hialină		Fenocristale				'Minerale accessori'	Masa fundamentală
		P1	Q	Bi	Hb	Px	
1	Perlitie riolitice	2–10	0,0–0,5	0,0–0,7	—	1–2	0,0–0,3
2	Hialodacite	11,2–22,6	0,0–6,5	—	0,0–1,5	0,7–7,3	70,2–90,3
3	Hialoandezite	10,1–20,3	—	—	—	3,5–4,8	0,2–6,1
							70,4–88,2
							74,6–85,8
B) Roci eluzive cu structură intersertală-pilotaxitică							
4	Dacite (Gherla)	6,7–8,1	sporadic 2,5	1,1–2,5	—	—	3,7–4,3
5	Dacite (Turt)	6,9–7,2	1,7–2,2	—	0,5–0,8	2,5–3,1	89,4–91,5
6	Dacite (Ursoi-Greamăna)	19,5–24,2	sporadic	—	—	3,0–4,1	80,5–84,2
7	Andezite cuartifere	20,2–25,3	2,1–4,3	—	0,2–8,5	2,1–3,5	73,5–77,2
8	Andezite piroxenice	17,3–18,2	—	—	2,4–4,5	4,2–7,6	60,1–72,1
					—	1,2–3,6	55,2–80,4
C) Roci subvulcanice cu structură granulară							
9	Microgranodiorite porfirice (Bîrlești)	30,5–37,5	2,3–6,0	sporadic	3,5–10,5	1,7–8,5	3,4–5,6
10	Microgranodiorite porfirice (Măgura Bâtarci)	22,1–27,5	1,2–3,5	—	5,4–7,3	1,4–4,5	46,5–50,8
						0,5–2,1	39,4–71,4



1. Rocile efuzive cu structura hialină sunt reprezentate prin perlite riolitice, sticle dacitice, hialodacite și hialoandezite.

a) *Perlite riolitice*. Sticlele perlitice se prezintă sub forma unor separații sferoidale, cu textură fluidală, frecvent vacuolară, având dimensiuni variabile între 1 și 10 cm diametru. Culoarea este cenușiu-maronie, spărtură specific concoidală. La microscop se observă rare fenocristale de plagioclaz (An 20—45), augit, hipersten și biotit prinse într-o pastă sticloasă izotropică. Cuarțul apare foarte rar. Compoziția chimică a acestora indică faptul că ele aparțin rocilor riolitice, uneori cu treceri spre dacite.

b) *Sticle dacitice și hialodacite*. Aceste roci au culoarea alb-cenușie sau maronie. Ele nu pot fi individualizate cartografic. Criteriile avute în vedere pentru separarea sticlelor dacitice de hialodacite privesc structura masei fundamentale. Hialodacitele prezintă peste 5% fenocristale și structura hialopilitică. Sticlele dacitice se caracterizează prin texturi fluidale microperlitice, texturi vacuolare și eutaxitice. Textura eutaxitică este evidențiată de fragmente de sticlă cenușie și morfologia fiamelor. Prin caracterele texturale și microtexturale, aceste produse, în mareea majoritate a cazurilor, se încadrează în formațiuni ignimbritice. Fenocristalele sunt reprezentate prin andezin, cuarț, hornblendă și piroxeni. Frecvent, aceste roci sunt argilizate, bentonizate sau limonizate, uneori silicificate.

c) *Hialoandezitele cu piroxeni* au o culoare alb-cenușiu-maronie sau neagră, textură sticloasă fluidală, uneori bine evidențiată; ele nu pot fi separate cartografic de hialodacite, cu care se asemănă foarte bine din punct de vedere al compozиiei mineralogice. Caracterul dacitic sau andezitic poate fi precizat numai de analizele chimice și indicele de refracție al sticlei. Local se constată chiar treceri la faciesuri de andezite piroxenice; în asența situații pasta rocii are structura hialopilitică-pilotaxitică. Studiul microscopic evidențiază fenocristale de feldspat plagioclaz (An 40—60), hipersten, augit, magnetit și apatit, înglobate într-o pastă hialină. Masa fundamentală, care reprezintă 75—85% din volumul rocii, este alcătuită din sticlă și rare criplolite de plagioclaz, cristobalit și tridimit.

2. Rocile efuzive cu structura intersertal-pilotaxitică, sunt reprezentate prin dacite, andezite cuarțifere și andezite piroxenice.

a) *Dacitele* prezintă o culoare cenușiu-albicioasă, textură poroasă sau compactă. Pe baza compozиiei mineralogice, au fost separate următoarele varietăți, care presupun o anumită distribuție teritorială :

— dacitul de Gheră, format din fenocristale de plagioclaz (An 20—35), biotit, cuarț și piroxen, având o microstructură hialopilitică-pilotaxitică.

— dacitul de Turț, în constituția căruia participă : plagioclaz, augit, hipersten, cuarț, hornblendă opacitată.

— dacitul de la Ursoi-Geană prezintă o compozиie mineralologică simplă, determinată de participarea plagioclazului (An 30—35) atât ca fenocristale cât și ca microlite în masa fundamentală. Magnetitul și piroxenii apar cu totul sporadic (sub 5%). Cuarțul și biotitul se observă accidental. Chiar



dacă procentul de cuarț liber este foarte redus, roca conține în masa fundamentală o mare cantitate de silice pusă în evidență de analizele chimice, așa încât clasificarea lor la dacite este justificată. Masa fundamentală prezintă structura pilotaxitică sau microgranular-porfirică în zonele de înrădăcinare.

b) *Andezitele cuarțifere* din munții Oaș se aseamănă din punct de vedere al compoziției mineralogice cu andezitele cuarțifere din munții Gutii. Ele prezintă o culoare cenușie, cărămizie sau neagră, neagră-violacee, structură porfirică și textură masivă. Macroscopic, cristalele de cuarț se observă cu dificultate; la analiza microscopică însă, fenocristalele puternic corodate apar cu regularitate. Compoziția mineralologică este imprimată de prezența plagioclazului (An 40–60), hiperstenului, augitului, hornblendei, cuarțului, zirconului, apatitului și magnetitului. Uneori andezitele cuarțifere sunt afectate de metamorfismul hidrotermal. Ca urmare a acestui proces, se formează minerale secundare, reprezentate prin cuarț, clorit, sericit și calcit, asociate în unele cazuri cu sulfuri.

Structura masei fundamentale este intersertal-pilotaxitică, mai rar hialopilitică.

c) *Andezitele piroxenice* din munții Oaș sunt identice din punct de vedere mineralologic cu andezitele piroxenice sărișiene de Seini și cu andezitele piroxenice ponțian-pliocen superioare din munții Gutii. Ele sunt constituite din plagioclaz (An 30–45, mai rar An 55–60), hipersten, augit, magnetit și zircon; hornblenda apare cu totul accidental. Structura pastei este intersertală. Pot fi individualizate două faze de erupție ale andezitelor piroxenice, între care se interpune o fază de erupție reprezentată prin andezite cuarțifere. Andezitele piroxenice din prima fază, spre deosebire de andezitele piroxenice din cea de a doua fază, în arile de activitate metalogenetică, sunt transformate hidrotermal, propilitizate, cloritizate, adularizate, argilizate.

3. Rocile subvulcanice cu structura masei fundamentale microgranulară sunt reprezentate prin microgranodiorite porfirice și microdiorite porfirice cuarțifere.

a) *Microgranodioritele porfirice*. Structura masei fundamentale este holocrystalin-granulară. Microgranodioritul porfiric prezintă o culoare cenușie, structură porfirică și textură masivă. Compoziția mineralologică este determinată de asociația: plagioclaz (An 25–38), cuarț, hornblendă verde, uneori opacitizată marginal sau în întregime, augit, hipersten ± biotit. Dintre mineralele accesoriei apar apatitul și îndeosebi magnetitul.

b) *Microdioritele porfirice cuarțifere* au o constituție mineralologică asemănătoare cu aceea a andezitelor cuarțifere: plagioclaz (An 35–55), cuarț, augit, hipersten și hornblendă. Structura pastei este granular-panidiomorfă, constituită în principal din plagioclaz și cuarț, la care se adaugă subordonat mineralele femice. Cuarțul, în fenocristale, apare destul de rar. Acestea ia parte îndeosebi la alcătuirea masei fundamentale. Mineralele accesoriei sunt reprezentate prin apatit, zircon și magnetit.



III. CARACTERIZARE PETROCHIMICĂ ȘI GEOCHIMICĂ

Pentru examinarea chimismului rocilor eruptive proaspete au fost utilizate 49 analize de silicați (tab. 2) și 42 analize spectrale (tab. 7).

A) Elemente majore

Limitele de variație ale principalilor oxizi (tab. 3) diferențiază grupe caracteristice de roci, echivalente celor sistematizate în clasificarea lui T a y l o r (1969), controlate de conținuturile limită de SiO_2 și K_2O . Perlitele și ignimbritele de compoziție riolitică se caracterizează prin conținuturi de SiO_2 cuprinse în intervalul 69,18—73,20%. În general $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$. Hialodacitele au un conținut de ascemenea foarte ridicat de SiO_2 , care variază între 60,41—68,79%; o mare parte din silice intră însă în constituția masei de bază a rocii. Este motivul pentru care o parte din aceste roci, în clasificarea lui T a y l o r, se încadrează în intervalul corespunzător andezitelor bogate în potasiu, sau în intervalul riolitelor. Hialoandezitele cu piroxeni se încadrează în grupa andezitelor cu tendințe de îmbogățire în K_2O ; conținuturile de K_2O variază între 1,79—2,86%, iar cele de SiO_2 între 59,80—61,62%. În dacite, domeniul caracteristic de variație pentru SiO_2 este de 61,80—66,34%, în timp ce în andezite cuartifere este de 56,92—62,48%, iar pentru K_2O este de 1,34—2,47%. Conținuturile corespunzătoare tind să scadă în andezitele piroxenice, intervalele de variație oscilând între 54,41—60,00% pentru SiO_2 și între 1,13—1,71% pentru K_2O . Microdioritele porfirice cuartifere și microgranodioritele porfirice corespund tipurilor de tranziție între andezite bogate în potasiu și dacite în care SiO_2 variază între 60,95—64,71%, iar K_2O între 2,08—3,92%. În ceea ce privește conținuturile de Al_2O_3 , se observă că acestea scad pe măsură ce crește aciditatea rocilor, de la andezite piroxenice (16,50—18,47%) la riolite (12,14—15,47%). În același sens scad și conținuturile de fier; andezitele piroxenice se caracterizează printr-un domeniu de variație cu limite mai mari, de 2,15—5,69% Fe_2O_3 și 1,44—5,79% FeO , spre deosebire de riolite cu 0,65—2,42% Fe_2O_3 și 0,14—1,10% FeO . Conținuturile de CaO cresc de la riolite (2,10—4,40%) la andezite piroxenice (6,16—9,48%). Din interpretarea datelor exprimate în valori Niggli (tabelele 4 și 5), rezultă că rocile vulcanice analizate pot fi raportate la mai multe tipuri de magme. Riolitele (perlitele) corespund magmelor trondhjemitice, majoritatea hialodacitelor și dacitelor, magmelor granodioritice uneori cu tendințe spre caractere cuart-dioritice sau trondhjemitice; microdiorit-porfirile cuartifere și microgranodioritele se pot raporta magmelor granodioritice, în timp ce andezitele cuartifere, hialoandezitele și andezitele piroxenice, cu rare excepții, corespund magmelor cuart-dioritice. Două probe doar ar semnala caracteristicile unor magme dioritice.

Diagramele clasice de reprezentare a parametrilor Niggli evidențiază particularitățile petrochimice ale acestor magme: caracterul salic al perlitelor riolitice, izofalic-salic al hialodacitelor și dacitelor și izofalic al produselor andezitice (fig. 1); caracterul intermediar alcalin al dacitelor și sărac în



alcalii al andezitelor (fig. 2), precum și caracterul calcoalcalin suprasaturat al acestor magme (fig. 3). Compoziția mineralogică a feldspațiilor se regăsește destul de bine în diagrama Kp-Ne-Cal (fig. 4), care evidențiază caracterul dominant calcosodic al feldspațiilor în rocile andezitice și tendințele de creștere a conținutului în potasiu la rocile acide. Se desprinde însă un domeniu restrâns de chimism intermediar, comun feldspațiilor din toate tipurile de roci analizate. Comportarea valorilor în diagrama $\text{Fo} - (\text{Fs} + \text{Fa}) - \text{Cs}$, confirmă, cu rare excepții, compoziția feromagnesiană intermediar acidă a componentelor femice (fig. 5).

Coordonatele de sistematizare CIPW plasează majoritatea rocilor în cîmpul dacitelor (fig. 6, tab. 7). Din cele 49 de probe, doar 4 se proiectează în cîmpul andezitelor (un andezit cuartififer, un hialoandezit și două roci andezitice cu piroxeni). Riolitele se plasează în cîmpul riodacitelor și dacitelor.

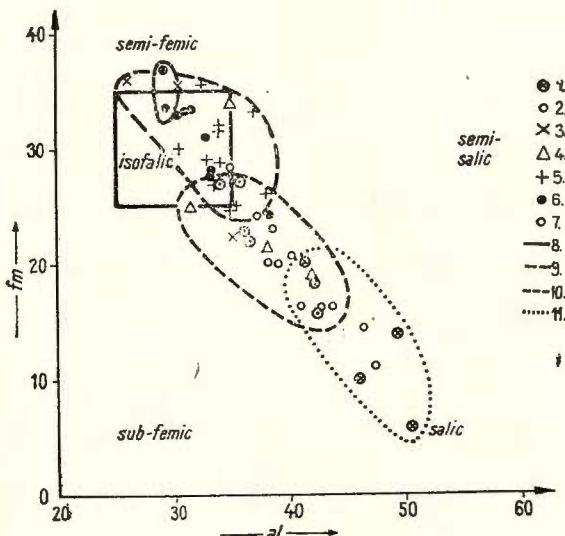


Fig. 1. — Diagrama al-fm.

1, perlite rhyolitiques ; 2, hyalodacites ; 3, hyaloandésites ; 4, dacites ; 5, andésites quartzifères ; 6, andésites pyroxéniques ; 7, microdiorites porphyriques quartzifères + microgranodiorites porphyriques ; 8, magmas dioritiques ; 9, magmas quartz-dioritiques ; 10, magmas granodioritiques ; 11, magmas trondhjemitiques.

Le diagramme al-fm.

1, perlites rhyolitiques ; 2, hyalodacites ; 3, hyaloandésites ; 4, dacites ; 5, andésites quartzifères ; 6, andésites pyroxéniques ; 7, microdiorites porphyriques quartzifères + microgranodiorites porphyriques ; 8, magmas dioritiques ; 9, magmas quartz-dioritiques ; 10, magmas granodioritiques ; 11, magmas trondhjemitiques.

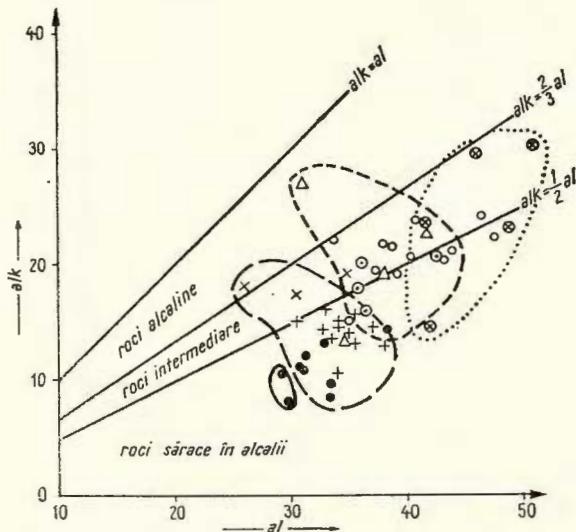


Fig. 2. — Diagrama al-alk.
Legenda idem figura 1.

Le diagramme al-alk.
Légende idem figure 1.

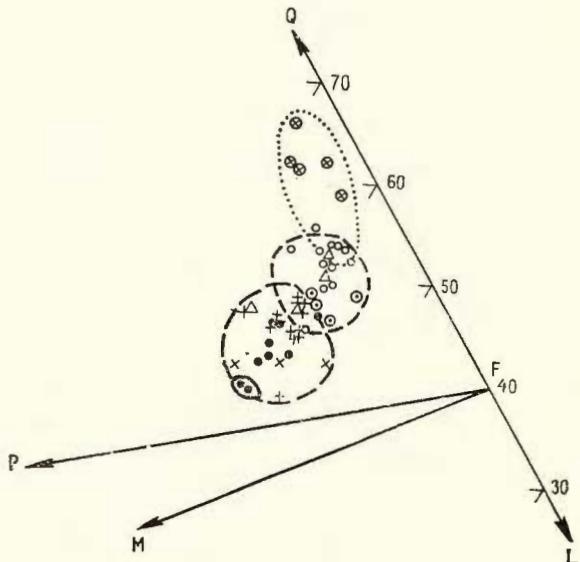


Fig. 3. — Diagrama Q-L-M.

Legenda idem figura 1.

Le diagramme Q-L-M.

Légende idem figure 1.

Aspectele generale care se desprind din această sistematizare evidențiază un dezacord între compoziția modală și compoziția normativă, înregistrîndu-se însă același sens și tendință de grupare a rocilor intermediare și acide. Valo- rile Or-Ab-An (tab. 7, fig. 7) se regăsesc în compoziția mineralogică a feldspa- tiilor. În diagrama M-An (fig. 8), cu parametri calculați din compoziția norma-

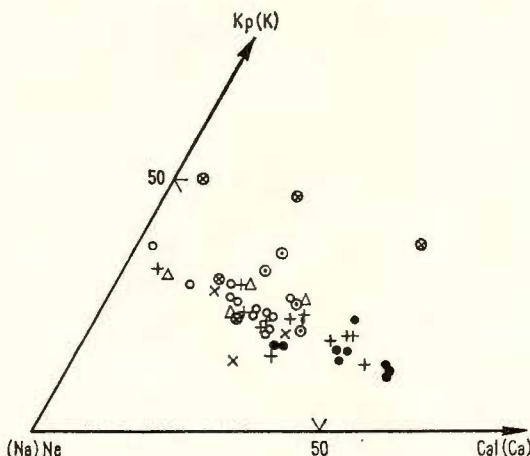


Fig. 4. — Diagramma Kp-Ne-Cal. Legenda idem figura 1.
Le diagramme Kp-Ne-Cal. Légende idem figure 1.

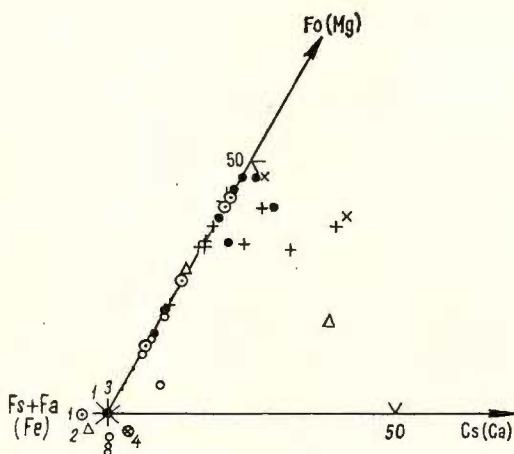


Fig. 5. — Diagramma Fo-(Fs + Fa)-Cs. Legenda idem figura 1.
Le diagramme Fo-(Fs + Fa)-Cs. Légende idem figure 1.

livă (tab. 7), aproape toate rocile andezitice se situează în cîmpul andezitelor cu labrador și andezitelor.

Se poate conchide că rocile vulcanice din munții Oaș, produsele andezitice în special, presupun surse comune seriei magmelor tholeiitice. O parte din roci se proiectează însă în domeniul seriei magmelor aluminoase (fig. 9).

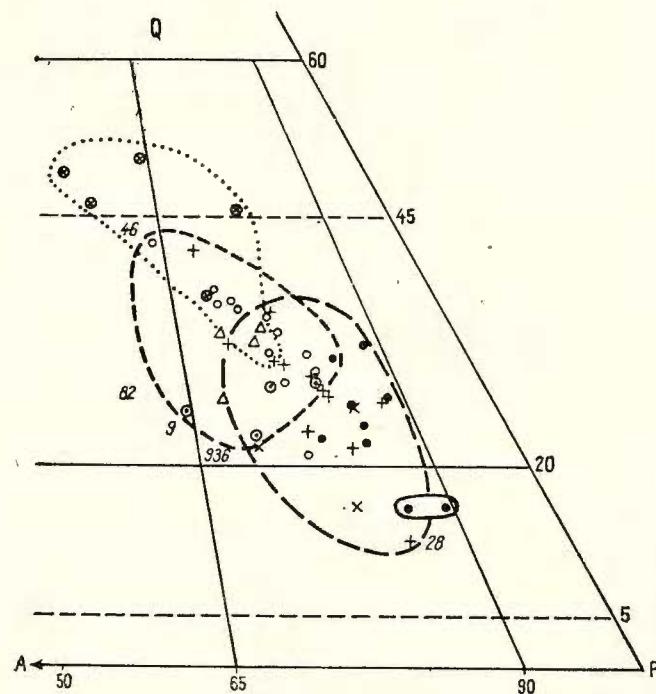


Fig. 6. — Diagrama Q-A-P.
Legenda idem figura 1.

Legenda della figura 1.

Légende idem figure 1.

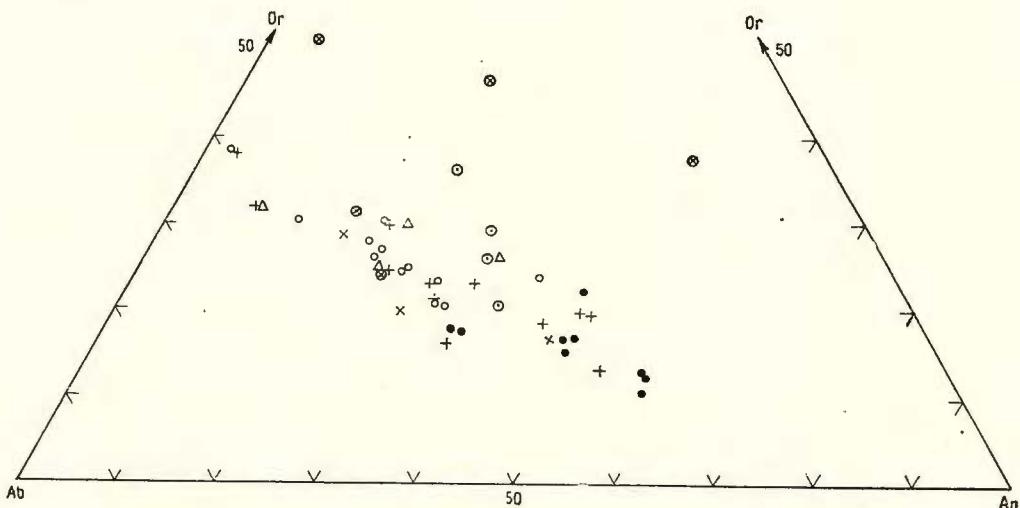


Fig. 7. — Diagrama Or-Ab-An. Legenda idem figura 1.

Le diagramme Or-Ab-An. Légende idem figure 1.

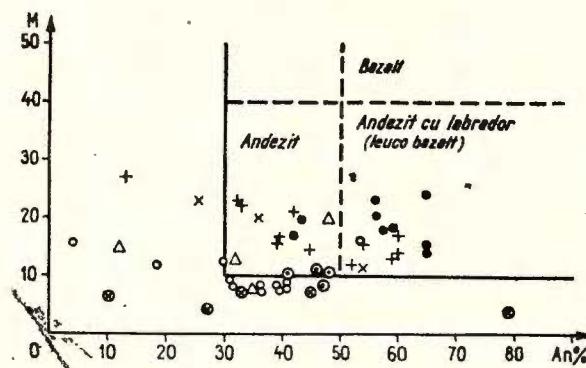


Fig. 8. — Diagrama M-An. Legenda idem figura 1.
Le diagramme M-An. Légende idem figure 1.

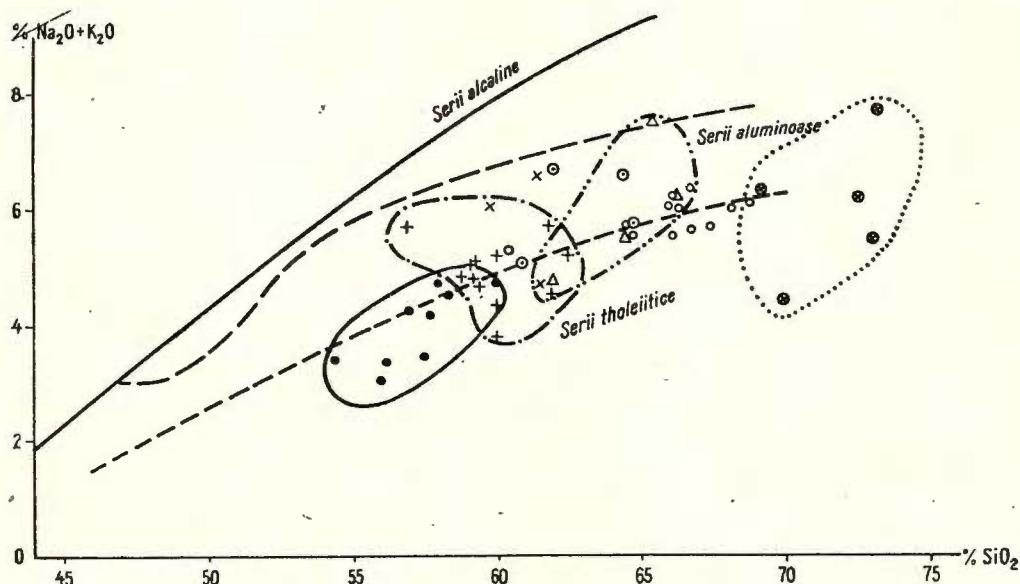


Fig. 9. — Diagrama SiO₂-(Na₂O + K₂O). Legenda idem figura 1.
Le diagramme SiO₂-(Na₂O + K₂O). Légende idem figure 1.

TABELA

Compoziția chimică

Nr. crt.	Nr. probei	Localizare	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	
Perlite riolitice											
1	2/928 N	Orașu Nou	69,18	13,99	0,65	1,03	0,02	0,70	2,24	1,61	
2	808	Orașu Nou	69,92	12,14	2,42	1,10	0,07	urme	4,40	0,67	
3	1/900 N	Orașu Nou	72,50	12,31	0,80	0,90	0,04	0,15	2,10	2,31	
4	772	Orașu Nou	73,00	12,55	1,44	0,87	urme	1,20	2,60	3,00	
5	29 Po	Boinești	73,20	15,47	0,72	0,14	0,01	0,25	2,25	3,56	
Hialodacite											
6	40 Po	D. Frasin	60,41	17,08	1,81	4,69	0,15	1,85	5,93	2,74	
7	47 Po	Turulung	64,51	15,81	5,79	0,68	0,13	0,58	4,58	3,55	
8	1354 Po	N. Cămîrzana	64,70	15,81	1,59	3,09	0,13	0,54	4,90	3,10	
9	46 Po	Turulung	66,07	14,96	1,49	2,48	0,11	1,27	3,61	3,16	
10	1342 Po	Călinești-baraj	66,14	16,30	4,10	0,42	0,08	0,05	4,40	3,14	
11	1427 P	Băile Tarna	66,19	15,74	2,76	1,69	0,09	0,79	4,50	3,68	
12	1347 Po	S. Cămîrzana	66,34	17,98	0,66	2,20	0,11	—	3,99	3,45	
13	0833 N	Valea Turț	66,73	15,65	0,73	2,68	0,13	0,49	4,01	3,60	
14	30 Po	Călinești	66,81	15,63	4,38	0,35	0,08	0,69	4,00	3,26	
15	18 Po	Tîrșoalț	67,44	16,87	1,51	1,52	0,06	0,80	4,07	3,56	
16	1353 Po	N. Cămîrzana	68,13	12,54	5,92	1,21	0,10	0,24	3,52	3,13	
17	22 Po	Boinești	68,79	16,62	2,88	0,11	0,03	0,52	2,89	3,44	
Hialoandezite											
18	2/354	Turț	59,80	15,50	2,10	4,57	—	3,49	4,60	3,89	
19	1/618	Tămășeni	61,45	13,09	6,01	0,91	—	3,62	5,52	3,68	
20	1338 Po	Cariera D. Jeleznic	61,62	17,81	2,82	1,86	0,08	1,95	6,60	2,94	
Dacite											
21	1345 Po	Gherja Mică	61,80	17,23	3,37	3,18	0,16	2,99	4,79	2,40	
22	1346 Po	Cariera Turț	64,47	15,71	1,68	3,51	0,16	0,59	4,95	3,30	
23	82	Ursoi	65,36	12,40	3,02	1,89	0,48	1,00	3,56	4,26	
24	1344 Po	D. Coastele	66,34	15,67	4,37	0,57	0,12	0,18	3,52	3,22	
Andezite cuarțifere											
25	28 N	v. Corneasca (Bicsad)	56,92	17,03	5,48	1,29	—	3,16	7,44	3,92	
26	51 N	Piatra Bicsadului	58,83	17,10	5,87	0,68	—	2,11	7,17	2,86	
27	961 N	Băile Tarna	59,10	15,88	1,66	3,99	0,13	3,54	4,64	2,66	
28	963 N	Băile Tarna	59,16	17,18	1,61	5,93	0,18	1,85	3,90	2,68	
29	962 N	Băile Tarna	59,23	16,69	2,16	5,54	0,21	1,87	5,25	3,06	
30	152 BM	v. Guguneasca	59,45	16,49	3,01	3,11	0,13	1,27	6,76	2,72	
31	154 BM	v. Bicsadului	59,99	17,26	3,30	3,93	0,19	2,37	6,73	2,49	
32	0820 N	v. Guguneasca	59,99	16,71	3,75	2,67	0,11	2,10	5,79	3,16	
33	25 N	v. Custurii (Moișeni)	60,09	18,00	4,46	0,48	urme	2,35	6,03	2,36	
34	0832 N	v. Custurii (Moișeni)	61,85	16,09	3,23	2,60	0,10	2,47	5,78	3,21	
35	151 BM	v. Bicsadului	61,91	17,15	3,50	2,59	0,13	1,83	6,66	2,50	
36	959 N	Băile Tarna	Institutul Geologic	62,43	16,28	2,75	2,16	0,10	1,81	6,11	2,81

LUL 2

mică a rocilor

K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	S	Fe (FeS ₂)	Total	Analist	Observații
3,74	0,12	0,04	—	0,48	6,49	—	—	100,31	G. Nedelcu	din Giușcă et al., 1973
2,77	—	urme	—	7,72	(8,11)	—	—	101,21	Cr. Popescu	din V. Birlea, 1969
3,90	0,20	0,03	1,26	0,12	2,99	—	—	99,69	G. Nedelcu	din Giușcă et al 1973.,
2,00	0,35	0,02	0,10	3,40	(2,10)	—	—	100,63	F.I. Negrescu	din V. Birlea, 1969
3,13	0,28	0,05	—	0,89	—	urme	—	99,95	C. Vasiliu	
2,57	0,93	0,29	—	1,43	—	urme	—	99,88	C. Vasiliu	
2,20	0,87	0,33	—	1,06	—	urme	—	100,09	C. Vasiliu	
2,41	0,45	0,18	1,88	0,52	—	—	—	99,30	E. Colios	
2,90	0,45	0,12	2,49	0,78	—	—	—	99,89	C. Vasiliu	
2,39	0,46	0,12	0,54	0,92	—	—	—	99,06	E. Colios	
2,55	0,55	0,17	0,62	0,49	—	urme	—	99,82	C. Vasiliu	
2,55	—	0,08	0,38	1,88	—	0,04	0,03	99,69	E. Colios	
2,75	0,41	0,10	1,92	0,38	—	0,05	0,04	99,67	C. Vasiliu	
2,39	0,47	0,13	0,10	1,28	—	urme	—	99,57	C. Vasiliu	
2,13	0,33	0,07	—	2,00	—	urme	—	100,36	C. Vașiliu	
2,81	0,32	0,09	0,50	1,05	—	—	—	99,56	E. Colios	
2,68	0,47	0,12	—	1,46	—	—	—	100,01	C. Vasiliu	
2,16	0,22	0,38	urme	3,09	0,08	—	—	99,88	G. Nedelcu	din Jude St. Cerc. Geol. 2/16 '1971
2,86	0,21	0,38	—	1,71	0,83	0,03	0,03	100,33	G. Nedelcu	Ibid
1,79	0,81	0,25	0,24	0,64	—	—	—	99,41	E. Colios	
2,35	0,70	0,21	0,62	0,75	—	—	—	100,55	E. Colios	
2,21	0,51	—	1,82	0,60	—	—	—	99,51	E. Colios	
3,27	0,75	0,08	0,15	2,71	0,21	0,62	0,54	100,30	Al. Dănciu- lescu	Lidia Birlea et al. R. Bicsad, 1967
2,98	0,42	0,18	0,35	1,41	—	—	—	99,33	E. Colios	
1,79	0,42	0,13	—	1,77	—	0,11	0,10	99,56	G. Nedelcu	din Stan et al. R. Bicsad, 1967
2,00	0,42	0,10	—	0,66	1,77	0,03	0,03	99,63	G. Nedelcu	Ibid
2,38	0,62	0,16	1,80	3,24	—	urme	—	99,80	C. Vasiliu	
2,08	0,74	0,18	2,41	1,81	—	0,04	0,03	99,78	C. Vasiliu	
2,06	0,70	0,17	1,99	0,66	—	urme	—	99,59	C. Vasiliu	
1,93	0,67	0,24	2,64	1,09	—	—	—	99,51	E. Colios	
1,34	0,77	0,26	—	0,96	—	—	—	99,59	E. Colios	
2,01	0,71	0,18	1,61	0,92	—	urme	—	99,71	C. Vasiliu	
2,00	0,42	0,17	urme	0,45	1,75	0,48	0,42	99,46	C. Agrigo- roaiei	Ibid
2,47	0,62	0,14	0,50	0,67	—	urme	—	99,73	C. Vasiliu	
2,06	0,57	0,13	—	0,60	—	—	—	99,63	E. Colios	
2,39	0,57	0,15	1,23	0,89	—	0,04	0,03	99,75	C. Vasiliu	

(continuare tab. 2)

Nr. crt.	Nr probei	Localizare	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Andezite piroxenice										
37	1339 Po	D. Jeleznic	54,41	17,84	2,15	5,79	0,21	3,57	9,48	2,28
38	34	Valea Bicsad	55,95	17,25	4,72	3,19	urme	1,60	8,54	1,90
39	0856 N	D. Tei (Socea)	56,14	17,28	3,01	5,12	0,16	4,18	7,41	2,79
40	1398 L	Gal. 5 Socea	57,04	16,71	3,65	3,65	0,19	3,15	7,50	2,57
41	36	Măgura Tîrșolț	57,50	17,38	5,69	1,44	urme	2,00	8,56	2,18
42	0860 N	Tarna Mare	57,72	17,07	3,09	4,41	0,15	3,11	7,57	2,56
43	0840 N	v. Runcului (Turț)	58,02	17,13	2,92	4,71	0,20	2,15	6,69	3,10
44	1617 S	Gal. II Oaș	58,47	16,50	2,58	4,00	0,14	3,28	6,82	2,28
45	0816 N	Cetățuia Mare (Gherța)	60,00	18,47	2,52	3,29	0,18	1,35	6,16	3,12
Microgranodiorite porfirice – microdiorite porfirice cuarțifere										
46	0862 N	D. Bîrlești	60,95	16,55	3,36	1,40	0,30	1,35	6,30	2,96
47	9	Măgura Bătarci	62,05	15,96	4,08	1,86	0,16	0,80	5,11	2,83
48	936 L	D. Miresu	64,41	18,25	1,23	2,09	0,12	0,85	5,00	3,09
49	0843 N	Măgura Bătarci	64,71	15,92	3,08	1,95	0,06	2,05	4,86	3,00

TABE

Limitile de variație a

Tipul petrografic	n	SiO ₂			Al ₂ O ₃			Fe ₂ O ₃		
		X _m	X _M	Ā	X _m	X _M	Ā	X _m	X _M	Ā
Perlite riolitice	5	69,18	73,20	71,56	12,14	15,47	13,29	0,65	2,42	1,21
Hialodacite	12	60,41	68,79	66,02	12,54	17,98	15,92	0,66	5,92	2,80
Hialoandezite	3	59,80	61,62	60,96	13,05	17,81	15,47	2,10	6,01	3,64
Dacite	4	61,80	66,34	64,49	12,40	17,23	15,25	1,68	4,37	3,11
Andezite cuarțifere	12	56,92	62,48	59,92	15,88	18,00	16,82	1,61	5,87	3,40
Andezite piroxenice	9	54,41	60,00	57,25	16,50	18,47	17,29	2,15	5,69	3,37
Microgranodiorite porfirice, microdiorite porfirice cuarțifere	4	60,95	64,71	63,03	15,92	18,25	16,67	1,23	4,08	2,94



Institutul Geologic al României

K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	S	Fe (FeS ₂)	Total	Analist	Observații
1,13	0,86	0,17	0,97	0,79	—	—	—	99,65	E. Colios	Lidia Birlea et al. R. Bicsad, 1967
1,15	0,75	0,20	1,86	3,25	—	0,07	0,06	100,49	V. Dimitriu	
1,56	0,92	0,18	0,65	0,37	—	urme	—	99,77	C. Vasiliu	
1,71	0,86	0,17	1,18	1,53	—	0,11	0,10	100,12	C. Vasiliu	
1,27	0,55	0,17	0,95	2,48	—	0,06	0,05	100,28	V. Dimitriu	ibidem
1,63	0,81	0,15	1,52	0,27	—	urme	—	100,06	C. Vasiliu	
1,64	0,78	0,12	1,89	0,39	—	urme	—	99,74	C. Vasiliu	
2,28	0,75	0,15	0,84	1,63	—	0,07	0,06	99,85	C. Vasiliu	
1,63	0,75	0,26	1,52	0,90	0,21	urme	—	100,36	S. Iliescu	
2,08	0,70	0,15	1,16	0,68	1,60	0,08	0,07	99,72	S. Iliescu	
3,92	0,35	0,10	1,19	1,90	1,39	—	—	101,70	Intr. Prospecțiuni	Ioniță Stan, D. S. vol. LVI/1970
3,50	0,31	0,06	0,10	0,79	—	urme	—	99,80	C. Vasiliu	
2,75	0,28	0,13	0,25	0,72	—	—	—	99,76	C. Vasiliu	

LUL 3

principaliilor oxizi

FeO			MgO			CaO			Na ₂ O			K ₂ O		
X _m	X _M	X	X _m	X _M	Ā	X _m	X _M	Ā	X _m	X _M	Ā	X _m	X _M	Ā
0,14	1,10	0,81	0,00	1,20	0,46	2,10	4,40	2,72	0,67	3,50	2,23	2,00	3,90	3,11
0,11	4,69	1,76	0,05	1,85	0,65	2,89	5,93	4,20	2,74	3,68	3,32	2,13	2,90	2,53
0,91	4,57	2,45	1,95	3,62	3,02	4,60	6,60	5,57	2,94	3,89	3,50	1,79	2,86	2,27
0,57	3,51	2,29	0,18	2,99	1,19	3,52	4,95	4,21	2,40	4,26	3,30	2,21	3,27	2,70
0,48	5,93	2,91	1,23	3,54	2,23	3,90	7,44	6,02	2,36	3,92	2,87	1,34	2,47	2,04
1,44	5,79	3,96	1,35	4,18	2,71	6,16	9,48	7,64	1,90	3,12	2,53	1,13	1,71	1,56
1,40	2,09	1,83	0,80	2,05	1,26	4,86	6,30	5,32	2,83	3,09	2,97	2,08	3,92	3,06



TABELUL 4

Parametri Niggli

Nr. ert.	Nr. probei	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p	w	Qz	Q	L	M	Tipul de magmă
Perlitie riolitică																	
1	2/928 N	410,0	48,8	13,9	14,2	23,1	0,60	0,45	1,02	0,4	—	0,36	217,6	62,3	31,1	6,6	trondhjemitică
2	808	409,9	41,9	16,2	27,6	14,4	0,73	0,00	1,70	—	—	0,67	252,3	65,9	29,8	4,3	trondhjemitică
3	1/900 N	458,9	46,0	10,3	14,1	29,6	0,53	0,15	1,37	1,1	—	0,43	240,5	62,3	34,6	3,1	trondhjemitică
4	772	406,4	41,5	20,0	15,4	23,1	0,30	0,50	0,77	1,7	—	0,60	214,0	61,4	32,3	6,3	trondhjemitică
5	29 Po	406,5	50,6	13,4	30,2	0,37	0,36	2,32	1,2	0,12	0,81	185,5	58,9	37,5	3,6	trondhjemitică	
Hialodacite																	
6	40 Po	209,1	34,9	28,1	22,0	15,0	0,39	0,34	0,78	2,5	0,42	0,25	49,1	45,4	41,3	13,3	cuartădioritică-granodioritică
7	47 Po	258,5	37,3	23,6	19,7	19,4	0,29	0,15	0,83	2,6	0,56	0,87	80,9	49,6	40,6	9,8	granodioritică
8	1354 Po	271,9	39,1	19,7	22,1	19,1	0,34	0,17	1,12	1,4	0,32	0,31	95,6	51,7	40,4	7,9	granodioritică
9	46 Po	290,2	38,7	22,7	17,0	21,6	0,38	0,37	0,75	1,5	0,22	0,34	103,9	52,2	39,4	8,4	granodioritică
10	1342 Po	294,5	42,8	15,9	21,0	20,3	0,33	0,02	1,32	1,5	0,23	0,88	113,2	53,7	39,8	6,5	granodioritică
11	1427 P	273,4	38,2	20,1	19,9	21,8	0,32	0,25	0,99	1,7	0,25	0,60	86,2	50,1	41,3	8,6	granodioritică
12	1347 Po	298,0	47,6	10,9	19,2	22,3	0,33	0,00	1,76	—	0,15	0,20	108,7	53,6	40,6	5,8	trondhjemitică
13	0833 N	298,1	41,2	16,2	19,2	23,4	0,33	0,20	1,18	1,4	0,19	0,19	104,4	52,3	41,7	6,0	granodioritică
14	30 Po	292,3	40,3	20,5	18,7	20,5	0,33	0,22	0,91	1,6	0,24	0,90	110,3	53,2	38,9	7,9	granodioritică
15	18 Po	296,4	43,7	16,0	19,2	21,1	0,28	0,33	1,19	1,1	0,13	0,46	111,9	53,6	39,6	6,8	granodioritică
16	1353 Po	311,3	33,8	27,0	17,2	22,0	0,37	0,06	0,64	1,1	0,17	0,80	123,1	53,6	35,7	10,7	granodioritică
17	22 Po	327,8	46,7	14,6	14,8	24,0	0,34	0,25	1,01	1,7	0,24	0,95	131,7	55,3	37,2	7,5	trondhjemitică
Hialoandezite																	
18	2/354	200,7	30,6	33,6	16,5	17,3	0,27	0,49	0,46	0,6	0,54	0,29	31,6	42,2	41	16,8	cuartădioritică-granodioritică
19	1/618	207	26	36	19,9	18,1	0,34	0,51	0,55	0,5	0,54	0,86	34,4	41,8	37,5	20,7	cuartădioritică
20	1338 Po	204,8	34,9	22,4	23,5	19,2	0,51	0,44	1,05	2	0,40	0,58	28	42	44,9	13,1	cuartădioritică-granodioritică
Dacite																	
21	1345 Po	213,9	35,1	33,9	17,8	13,2	0,39	0,46	0,52	1,8	0,31	0,48	61,0	47,5	35,6	16,9	cuartădioritică-granodioritică
22	1346 Po	264,5	38,0	21,4	21,7	18,9	0,31	0,17	1,02	1,6	—	—	88,9	50,8	40,3	8,9	granodioritică
23	82	283,2	31,7	24,9	16,5	26,9	0,34	0,26	0,66	2,4	0,15	0,53	75,5	47,5	39,5	13,0	granodioritică
24	1344 Po	299,4	41,7	18,6	17,0	22,7	0,38	0,06	0,91	1,4	0,34	0,85	108,8	52,9	39,5	7,6	granodioritică



(continuare tab. 4)

Andezite cuartifere												Andezite piroxenice												Microgranodiorite, porfirice – microdiorite porfirice cuarțifere														
25	28 N	173,3	30,5	30,2	24,3	15,0	0,23	0,48	0,80	1,0	0,17	0,79	13,1	38,7	42,7	18,6	cuart dioritică																					
26	51 N	196,6	33,7	27,2	25,6	13,5	0,32	0,39	0,94	1,1	0,14	0,89	42,5	44,5	41,0	14,5	cuart dioritică																					
27	961 N	207,2	32,8	35,4	17,5	14,3	0,37	0,52	0,49	1,7	0,21	0,28	50,0	45,4	38,3	16,3	cuart dioritică																					
28	963 N	215,5	37,0	33,3	15,3	14,4	0,33	0,30	0,46	2,0	0,22	0,19	57,9	47,1	35,3	17,6	cuart dioritică																					
29	962 N	204,1	33,9	31,9	19,5	14,7	0,31	0,30	0,61	1,9	0,21	0,27	45,3	44,8	41,1	14,1	cuart dioritică																					
30	152 BM	214,7	35,1	24,8	26,1	14,0	0,32	0,28	1,05	1,8	0,37	0,46	58,9	47,1	40,2	12,7	cuart dioritică																					
31	154 BM	199,3	33,8	31,4	23,9	10,9	0,26	0,37	0,76	1,9	0,37	0,42	55,9	46,7	38,6	14,7	cuart dioritică																					
32	0820 N	209,3	34,4	28,9	21,6	15,1	0,30	0,38	0,75	1,9	0,27	0,55	48,7	45,3	41,1	13,6	cuart dioritică																					
33	25 N	215,5	38,0	26,0	23,2	12,8	0,36	0,48	0,89	1,1	0,26	0,89	64,4	48,5	39,1	12,4	cuart dioritică																					
34	0832 N	215,3	33,0	29,1	21,6	16,3	0,34	0,44	0,74	1,6	0,21	0,52	50,1	45,3	40,3	14,4	cuart dioritică																					
35	151 BM	216,4	35,3	26,7	24,9	13,1	0,35	0,36	0,93	1,5	0,19	0,54	64,2	48,0	39,6	12,4	cuart dioritică																					
36	959 N	230,8	35,3	25,0	24,2	15,5	0,56	0,40	0,97	1,6	0,22	0,54	68,8	48,3	39,7	12,0	granodioritică																					
37	1339 Po	153,1	29,6	33,6	28,6	8,2	0,25	0,44	0,85	1,8	0,20	0,24	20,1	39,7	38,7	21,6	dioritică																					
38	34	183,5	33,3	28,2	30,0	8,5	0,28	0,28	1,06	1,9	0,28	0,57	49,8	45,9	38,2	15,9	cuart dioritică																					
39	0856 N	161,7	29,3	37,2	22,9	10,6	0,27	0,48	0,61	2,0	0,22	0,34	19,1	39,5	39,4	21,1	dioritică																					
40	1398 L	177,7	30,7	33,2	25,0	11,1	0,30	0,44	0,75	2,0	0,22	0,46	33,1	42,3	39,0	18,7	cuart dioritică																					
41	36	186,7	33,2	27,5	29,8	9,5	0,28	0,35	1,08	1,3	0,23	0,78	48,8	45,7	38,7	15,6	cuart dioritică																					
42	0860 N	178,9	31,0	33,2	25,0	10,8	0,30	0,43	0,75	1,9	0,20	0,38	34,5	42,7	39,0	18,3	cuart dioritică																					
43	0840 N	188,3	32,8	30,9	23,2	13,1	0,26	0,34	0,75	1,9	0,16	0,35	35,7	43,1	40,9	16,0	cuart dioritică																					
44	1617 S	188,8	31,4	33,2	23,6	11,8	0,40	0,47	0,71	1,8	0,20	0,36	41,5	43,9	38,8	17,3	cuart dioritică																					
45	0816 N	211,6	38,4	24,0	23,3	14,3	0,26	0,30	0,97	2,0	0,39	0,40	54,3	46,8	41,5	11,7	granodioritică																					
46	0862 N	228,7	36,6	22,4	25,3	15,7	0,32	0,34	1,13	2,0	0,24	0,61	65,7	48,0	40,9	11,1	granodioritică																					
47	9	238,0	36,1	22,8	21,0	20,1	0,48	0,20	0,92	1,0	0,16	0,61	57,6	46,6	42,6	10,8	granodioritică																					
48	936 L	253,4	42,6	15,8	21,0	20,6	0,43	0,31	1,33	0,9	0,24	0,36	71,0	49,1	44,1	6,8	granodioritică																					
49	0843 N	246,1	35,7	26,8	19,8	17,7	0,38	0,43	0,74	0,8	0,21	0,58	75,2	49,1	40,0	10,9	granodioritică																					

TABELUL 5
Compoziția normată Nagyli

Nr. crt.	Nr. probel	Kp %	Ne %	Cal %	Fo %	Fs + Fa	Cs %	'Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Sp	Hz	C	Fs	Pa	Fo	Ru	Cp	Ce	Pr
Perlite rioltice																						
1	2/928 N	46,5	30,3	23,2	—	100,0	—	61,9	14,6	9,5	7,3	—	3,1	2,7	—	0,8	—	0,1	—	—	—	—
2	808	36,6	13,9	49,5	—	100,0	—	63,1	10,8	4,1	14,6	—	0,2	—	2,8	1,4	—	—	—	—	—	—
3	1/900 N	50,2	45,0	4,8	—	100,0	—	61,4	14,6	13,1	1,4	—	0,7	2,3	2,0	0,9	—	0,2	—	3,4	—	—
4	772	23,0	53,0	21,0	40,9	59,1	—	61,3	7,4	17,0	7,7	—	1,7	—	1,6	1,0	1,8	0,3	—	0,2	—	—
5	29 Fo	30,2	52,1	17,7	—	100,0	—	58,5	11,3	19,5	6,6	—	1,0	0,4	1,6	0,8	—	0,2	0,1	—	—	—
Hialodacite																						
6	40 Po	25,9	42,1	32,0	—	100,0	—	47,0	9,3	15,1	11,5	—	8,0	0,1	—	2,0	5,7	—	0,7	0,6	—	—
7	47 Po	19,8	48,6	31,6	14,6	85,2	0,2	49,6	8,1	19,7	12,8	0,1	—	—	—	6,2	1,0	1,2	0,6	0,7	—	—
8	1354 Po	26,6	52,1	21,3	—	100,0	—	51,6	8,7	17,1	7,0	—	2,3	4,3	—	1,7	1,7	—	0,3	0,4	4,9	—
9	46 Po	36,5	60,4	3,1	—	100,0	—	52,1	10,4	17,3	0,9	—	5,3	4,8	—	1,6	0,7	—	0,3	0,2	6,4	—
10	1342 Po	23,5	47,0	29,5	—	100,0	—	53,4	8,8	17,6	11,0	—	0,2	1,2	1,4	4,5	—	—	0,3	0,2	1,4	—
11	1427 P	23,1	50,1	26,8	19,0	81,0	—	50,6	9,2	20,0	10,7	—	0,9	—	—	3,0	2,1	1,2	0,4	0,3	1,6	—
12	1347 Po	23,9	49,4	26,7	—	100,0	—	53,5	9,3	19,2	10,4	—	—	5,5	0,1	0,8	—	—	0,1	1,0	0,1	—
13	0333 N	29,1	58,0	12,9	—	100,0	—	52,1	9,9	19,6	4,3	—	2,1	4,8	—	0,8	0,9	—	0,3	0,2	4,9	0,1
14	30 Po	22,9	47,3	29,8	11,7	88,3	—	53,1	8,8	18,2	11,5	—	1,6	—	—	4,7	0,5	0,7	0,3	0,3	—	—
15	18 Po	19,6	49,7	30,7	11,8	88,2	—	53,6	7,7	19,7	12,2	—	2,5	—	—	1,6	1,9	0,5	0,2	0,1	—	—
16	1353 Po	29,3	49,7	21,0	5,7	87,8	6,5	53,6	10,4	17,6	7,5	0,6	—	—	—	6,5	1,6	0,5	0,2	0,2	1,3	—
17	22 Po	26,2	51,2	22,6	—	100,0	—	54,8	9,8	19,0	8,4	—	2,2	0,4	1,7	3,1	—	—	0,4	0,2	—	—
Hialoandezite																						
18	2/354	19,3	52,8	27,9	47,0	48,8	4,2	42,1	7,9	21,7	11,4	0,6	—	—	—	2,3	5,5	7,5	0,2	0,8	—	—
19	1/618	27,9	54,4	17,7	39,1	38,3	22,6	41,8	10,4	20,4	6,6	—	6,5	4,0	—	3,6	4,0	3,0	0,5	0,4	1,6	—
20	1338 Po	18,7	46,7	34,6	—	100,0	—	49,2	6,5	16,2	12,0	—	8,4	1,0	—	6,5	3,0	7,7	0,2	0,8	—	0,1
21	1345 Po	25,7	39,9	34,4	28,7	71,3	—	47,5	8,5	13,1	11,3	—	6,5	—	—	3,6	4,0	3,0	0,5	0,4	1,6	—
22	1346 Po	23,4	53,2	23,4	—	100,0	—	50,7	8,0	18,2	8,0	—	2,5	2,7	—	3,6	3,0	—	0,4	—	4,7	—
23	82	30,8	61,1	8,1	18,2	52,2	29,6	46,7	12,0	23,7	3,1	—	3,5	—	—	1,8	2,8	2,1	0,5	0,2	0,4	1,7
24	1344 Po	29,0	47,6	23,4	—	100,0	—	52,7	11,0	18,0	8,8	—	0,8	1,7	0,6	3,3	—	0,3	0,4	0,9	0,2	—

(continuare tab. 5)

Andezite cuartifere

25	28 N	15,3	50,7	34,0	37,3	41,2	21,5	38,6	6,5	21,6	11,5	3,8	—	—	5,9	1,5	6,7	0,3	—	0,3
26	51 N	18,1	39,2	42,7	32,6	51,6	15,8	44,4	7,4	16,1	17,5	2,2	—	—	6,4	0,8	4,6	0,3	0,2	—
27	961 N	28,8	48,9	22,3	33,3	66,7	—	45,4	8,8	14,9	6,8	—	8,4	—	1,8	5,0	3,4	0,5	0,3	4,7
28	963 N	31,4	61,2	7,4	—	100,0	—	47,4	7,6	14,8	1,8	—	7,9	8,1	—	1,7	3,4	—	0,5	0,4
29	962 N	23,3	52,5	24,2	—	100,0	—	44,9	7,5	16,9	7,8	—	7,8	0,1	—	2,3	6,8	—	0,5	0,3
30	152 BM	22,3	47,6	30,1	—	100,0	—	47,2	7,0	15,0	9,5	—	5,4	1,8	—	3,2	3,0	—	0,5	0,5
31	154 BM	12,7	36,0	51,3	37,2	62,8	—	16,7	4,9	13,9	19,8	—	0,1	—	3,6	5,0	5,0	0,5	0,5	—
32	0820 N	20,6	49,1	30,3	21,4	78,6	—	45,4	7,3	17,4	10,7	—	4,9	—	1,0	3,3	2,0	0,5	0,4	4,1
33	25 N	19,1	34,2	46,7	41,8	58,2	—	47,8	7,4	13,2	18,0	—	2,3	—	4,8	0,6	3,9	0,3	0,4	—
34	0832 N	22,2	43,9	33,9	41,3	52,7	6,0	45,3	8,9	17,6	13,6	0,8	—	—	3,4	3,2	5,2	0,1	0,3	1,3
35	151 BM	19,0	35,0	46,0	33,1	59,6	7,3	48,0	7,5	13,8	18,2	0,9	—	—	3,8	3,2	3,9	0,4	0,3	—
36	959 N	23,3	41,0	35,7	33,7	66,3	—	48,2	8,7	15,3	13,3	—	1,9	—	3,0	2,7	2,9	0,4	0,3	3,2

Andezite piroxenice

37	1339 Po	10,7	32,9	56,4	40,9	51,1	8,0	39,9	4,1	12,6	21,5	1,5	—	—	2,3	7,1	7,6	0,6	0,3	2,5	
38	34	12,8	32,0	55,2	15,6	84,4	—	45,9	4,3	10,8	18,6	—	3,6	—	5,2	3,9	1,7	0,5	0,4	4,9	
39	0856 N	14,3	39,0	46,7	47,0	50,4	2,6	39,5	5,6	15,2	18,3	0,5	—	—	3,2	6,2	8,8	0,6	0,4	1,7	
40	1398 L	16,3	37,3	46,4	43,8	56,2	—	42,3	6,2	14,2	17,7	—	0,2	—	3,9	4,6	6,6	0,6	0,3	3,1	
41	36	12,3	32,1	55,6	33,9	62,3	3,8	45,7	4,7	12,2	21,2	0,5	—	—	6,2	1,7	4,3	0,4	0,4	2,5	
42	9760 N	16,1	38,5	45,4	39,1	60,9	—	42,8	5,8	14,0	16,4	—	2,0	—	3,3	5,4	5,5	0,6	0,3	3,9	
43	0840 N	16,7	47,9	35,4	20,2	79,8	—	43,3	5,9	17,0	12,5	—	4,5	—	3,1	5,8	2,2	0,6	0,2	4,9	
44	1617 S	21,9	33,2	44,9	47,0	53,0	—	43,9	8,3	12,6	17,1	—	0,3	—	2,8	1,9	6,9	0,5	0,3	2,2	
45	0816 N	16,9	49,1	34,0	—	100,0	—	46,9	5,9	17,1	11,9	—	5,7	1,7	—	2,7	3,2	0,5	0,5	3,9	—

Microgranodiorite porfirice — microdiorite porfirice quartifere

46	0862 N	19,9	42,9	37,2	26,5	73,5	—	47,9	7,7	16,5	14,3	—	1,7	—	3,7	2,1	2,1	0,5	0,3	3,0
47	9	35,2	38,6	26,2	13,6	86,4	—	46,6	14,3	15,7	10,7	—	1,3	—	4,4	2,4	1,1	0,2	0,2	0,2
48	936 L	32,1	43,2	24,7	—	100,0	—	50,4	12,6	17,0	9,7	—	3,6	4,8	—	1,3	0,1	0,2	0,1	0,2
49	0843 N	25,0	41,5	33,5	43,1	56,9	—	49,1	9,9	16,5	13,3	—	0,1	—	3,3	2,4	4,3	0,2	0,3	0,6

TABELUL 6

Distribuția rocilor după tipul de magmă și clasificarea Streckeisen (1967)

Tipul petrografic	n	Tipul de magmă										Streckeisen (1967)					
		dioritică	cuarțdioritică	grandioritică	trondhjemitică	riodacite	dacite	latit-andezite	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Perlite riolitice	5	—	—	—	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hialodacite	12	—	1	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hialoandezite	3	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Dacite	4	—	1	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Andezite cuarțifere	12	—	11	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Andezite piroxenice	9	2	6	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Microgranodiorite porfirice ; microdiorite cuarțifere	4	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

TABELUL 7

Compoziția normală (C.I.P.W) – Q.A.P.M.An

Nr. crt.	Nr. probei	qu	or	ab	an	di	hy	c	ap	cc	mt	hm	il	pr	Q	A	P	M	An	
1	2/928 N	39,36	21,68	13,62	11,12	—	2,89	3,26	—	0,93	—	0,15	—	45,9	25,3	28,8	7,2	44,9		
2	808	45,66	16,68	5,76	21,68	—	0,10	—	—	3,48	—	—	—	50,8	18,6	30,6	3,6	79,0		
3	1/900 N	42,84	22,80	19,39	2,22	—	1,06	3,57	—	2,90	61,1	—	—	49,1	26,1	24,8	6,3	10,3		
4	772	40,98	11,68	25,15	12,23	—	3,00	1,12	—	0,20	1,63	0,32	0,76	—	45,5	13,0	41,5	6,8	32,7	
5	29 Po	35,58	18,35	29,87	11,12	—	0,60	2,24	—	—	—	0,80	0,30	—	37,5	19,3	43,2	4,1	27,1	
<hr/>																				
Penlite riolitice																				
6	40 Po	17,34	15,57	23,06	26,69	0,70	10,06	—	0,67	—	2,55	—	1,82	—	21,0	18,8	60,2	15,8	53,6	
7	47 Po	25,80	12,79	29,87	20,85	—	1,40	—	0,67	—	5,76	1,67	—	—	28,9	14,3	56,8	9,5	41,1	
8	1354 Po	29,82	14,46	26,20	11,40	—	5,13	3,88	0,34	4,30	2,32	—	0,91	—	36,4	17,7	45,9	12,6	30,3	
9	46 Po	32,76	17,24	26,72	1,11	—	6,10	6,22	0,34	5,70	2,09	—	0,91	—	42,1	22,1	35,8	15,7	4,0	
10	1342 Po	31,08	13,90	26,72	17,51	—	0,10	2,14	0,34	1,20	0,23	4,00	0,91	—	34,8	15,6	49,6	7,7	39,6	
11	1427 P	25,68	15,57	31,44	17,51	—	2,00	0,31	0,34	1,40	4,18	—	1,06	—	28,5	17,2	54,3	7,9	35,8	
12	1347 Po	27,60	15,01	29,34	16,40	—	3,83	3,47	0,34	0,90	0,93	—	—	0,06	31,2	17,0	51,8	8,6	35,9	
13	0833 N	29,88	16,12	30,39	6,95	—	5,03	4,28	0,34	4,40	1,16	—	0,76	0,09	35,9	19,3	44,8	11,7	18,6	
14	30 Po	29,70	13,90	27,77	18,35	—	1,70	0,92	0,34	0,20	—	4,32	0,91	—	33,1	15,5	51,4	8,2	39,8	
15	18 Po	28,26	12,79	29,87	19,88	—	3,19	1,38	0,17	—	2,09	—	0,61	—	31,1	14,1	54,8	7,4	40,0	
16	1353 Po	33,36	16,68	26,20	11,95	1,30	—	—	0,34	1,10	3,25	3,68	0,61	—	37,8	18,9	43,3	9,1	31,3	
17	22 Po	32,16	15,57	28,82	13,62	—	1,30	3,16	0,34	—	—	—	—	0,30	—	35,6	17,3	47,1	8,3	32,1

(continuare tab. 7)

Hialoandezite											
18	2/354	12,42	12,79	33,01	18,35	1,36	14,37	—	1,01	—	3,02
19	1/618	16,32	16,68	30,92	10,84	10,58	4,10	—	1,01	—	2,32
20	1338 Po	22,26	10,56	24,63	29,19	—	4,90	0,41	0,67	0,60	3,94
Dacite											
21	1345 Po	25,14	13,90	20,44	18,90	—	9,51	3,77	0,34	1,40	4,87
21	1346 Po	28,08	13,34	27,77	13,07	—	5,99	3,06	—	4,10	2,55
22	82	21,54	19,46	36,16	5,00	6,64	—	0,34	0,30	4,41	—
24	1344 Po	20,22	17,79	27,25	14,46	—	0,40	1,84	0,34	0,80	1,16
Andezite cuartifere											
25	28 N	9,78	10,56	33,01	23,64	9,72	3,30	—	0,34	—	3,02
26	51 N	18,00	11,68	24,10	28,08	5,18	2,80	—	0,34	—	0,93
27	961 N	22,26	13,90	22,53	10,84	—	13,95	5,00	0,34	4,10	2,55
28	963 N	27,12	12,23	23,06	3,34	—	13,44	9,28	0,34	5,50	2,32
29	962 N	21,90	12,23	25,68	12,79	—	12,12	4,79	0,34	4,50	3,25
30	152 BM	26,88	11,12	23,06	15,01	—	5,58	4,49	0,67	6,60	4,41
31	154 BM	21,78	7,78	20,96	31,41	—	9,46	0,20	0,67	—	4,87
32	0820 N	22,92	11,68	26,72	17,51	—	6,12	2,96	0,34	3,70	5,34
33	25 N	22,74	11,68	19,91	29,19	—	5,80	1,33	0,34	—	0,46
34	0832 N	19,38	14,46	27,25	22,24	1,97	6,36	—	0,34	1,10	4,64
35	151 BM	22,98	12,23	20,96	29,47	2,22	4,62	—	0,34	—	5,10
36	959 N	24,84	13,90	23,58	21,68	—	5,29	1,12	0,34	2,80	4,18
Andezite piroxenice											
37	1339 Po	11,58	6,67	35,03	4,11	14,80	—	0,34	2,20	3,02	—
38	34	24,90	6,67	16,24	29,75	—	4,66	1,94	0,34	4,20	6,96
39	0856 N	11,70	9,45	23,58	30,02	1,36	15,28	—	0,34	1,50	4,41
40	1398 L	17,40	10,01	21,48	28,91	—	10,44	0,10	0,34	2,70	5,34
41	36	22,14	7,23	18,34	33,92	1,30	4,40	—	0,34	2,20	3,02
42	0860 N	18,12	9,45	21,48	26,97	—	12,98	1,22	0,34	3,50	4,41
43	0840 N	19,44	9,45	26,20	20,29	—	10,71	2,86	0,34	4,30	4,18
44	1617 S	17,64	13,34	19,39	27,80	—	12,46	0,10	0,34	1,90	3,71
45	0816 N	24,24	9,45	26,20	18,90	—	6,47	4,69	0,67	3,50	3,71
Microgranodiorite porfirice - microdiorite porfirice quartifere											
46	0862 N	23,76	12,23	25,15	23,07	—	3,30	0,92	0,34	2,60	3,25
47	9	21,78	23,35	24,10	16,96	—	2,00	0,82	0,34	2,70	5,57
48	936 L	20,58	20,57	26,20	23,35	—	4,48	0,92	0,34	0,20	1,86
49	0843 N	24,18	16,12	25,15	21,68	—	5,76	0,10	0,34	0,60	4,41

x1:ru = 0,16; x2:ru = 0,32; x3:wo = 0,32; x4:wo = 1,04.

B) Distribuția elementelor minore

Examinarea modului de distribuție a elementelor minore în vulcanitele din munții Oaș se face pe baza datelor analitice înscrise în tabelele 8 și 9.

În figura 10 sunt reprezentate grafic curbele de variație ale V, Ni, Co, Sc și Cr, precum și ale Fe și Mg, în funcție de indicele de diferențiere

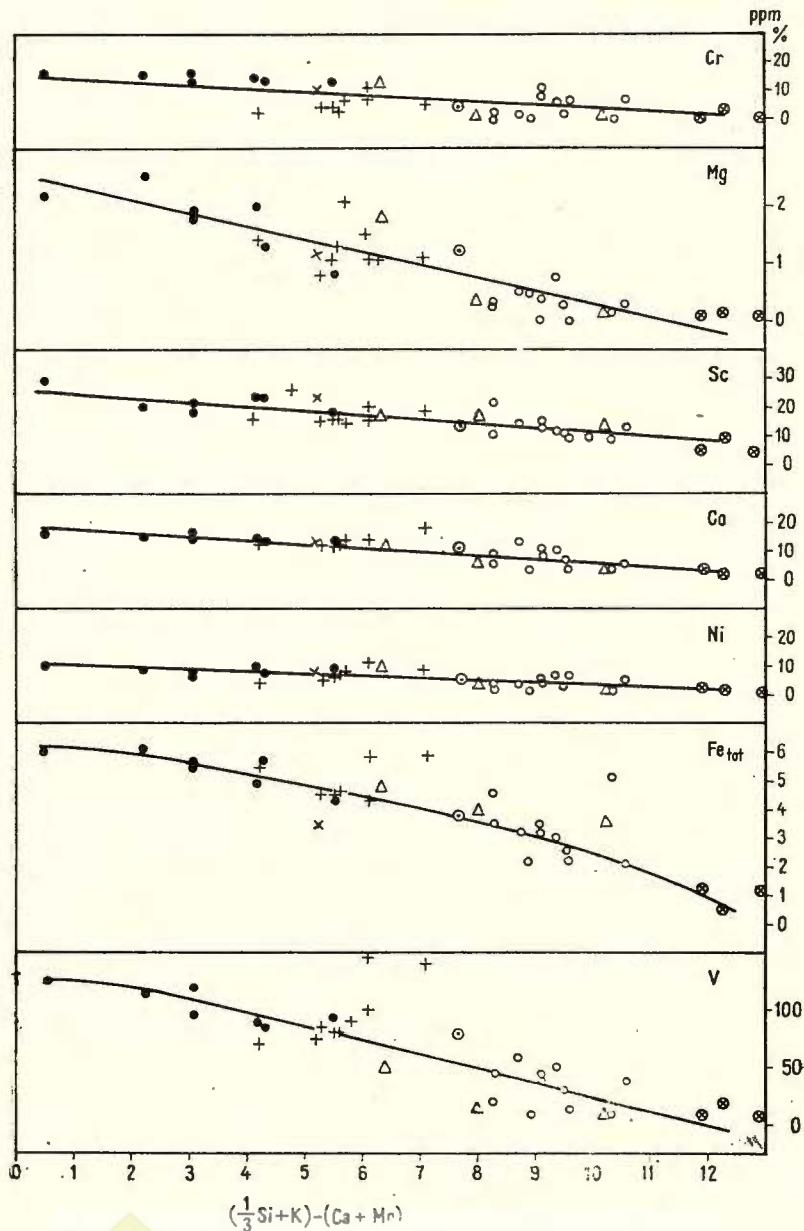


Fig. 10. — Diagrama Nockolds-Allen. Legenda idem figura 1.
Le diagramme Nockolds-Allen. Legende idem figure 1.

Nockolds-Allen. Deși de la un tip petrografic la altul se observă unele domenii de suprapunere atât în ceea ce privește valorile indicelui de diferențiere cît și a conținuturilor de elemente minore, tendința curbelor de variație este clar descendente de la andezitele piroxenice la hialodacite și perlite. Tendința de scădere a conținuturilor acestor elemente se accentuează în ordinea Ni, Sc, Co, Cr între valorile extreme ale acestora, raporturile respective fiind 1/5, 1/6, 1/8, 1/10.

Unele observații interesante privind modul de distribuție a acestor elemente în diferite tipuri petrografice studiate se pot face urmărind diagramele V-Sc (fig. 11), V-Ni (fig. 12), Ni-Co (fig. 13). În diagrama V-Sc andezitele piroxenice, hialoandezitele cu piroxeni, andezitele cuarțifere și microdioritele porfirice cuarțifere se grupează într-un cîmp restrîns delimitat de valorile 4-7. Dacitele, hialodacitele și perlit-riolitele se proiectează de asemenea într-un cîmp restrîns, delimitat însă de valori mult mai reduse, aproximativ între 1 și 4. Probele care se proiectează în jurul dreptei $V/Sc = 1$ evidențiază un caracter mai acid, specific perlit-riolitelor.

Deosebirea dintre andezite piroxenice și hialoandezite cu piroxeni, andezite cuarțifere și microdiorite porfirice cuarțifere pe de o parte, dacite, hialodacite și perlit-riolite pe de altă parte, este bine ilustrată și de raportul V/Ni. În figura 12 se observă gruparea andezitelor la valori ale raportului V/Ni cuprinse între 10 și 20, precum și gruparea dacitelor, hialodacitelor și perlit-riolitelor la valori V/Ni mai scăzute, cuprinse între 4—10. Se constată core-

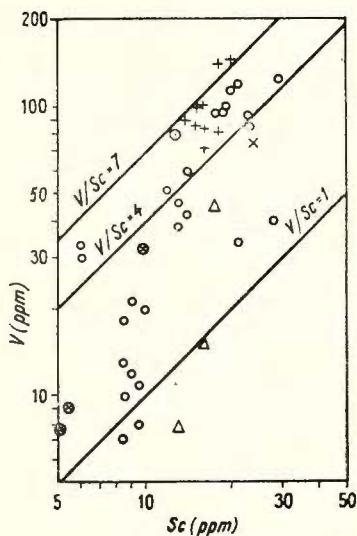


Fig. 11. — Diagrama V-Sc. Legenda idem figura 1.

Le diagramme V-Sc. Légende idem figure 1.

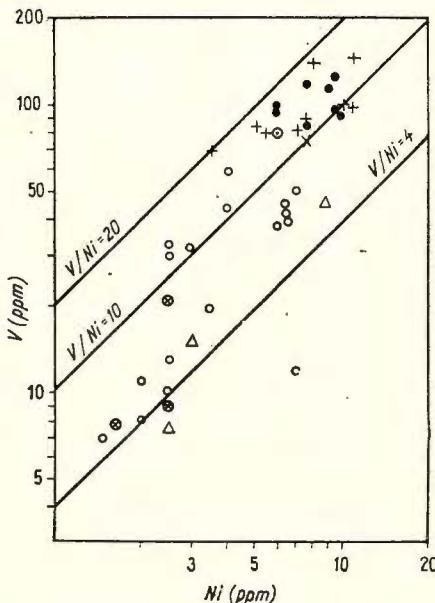


Fig. 12. — Diagrama V-Ni. Legenda idem figura 1.

Le diagramme V-Ni. Légende idem figure 1.

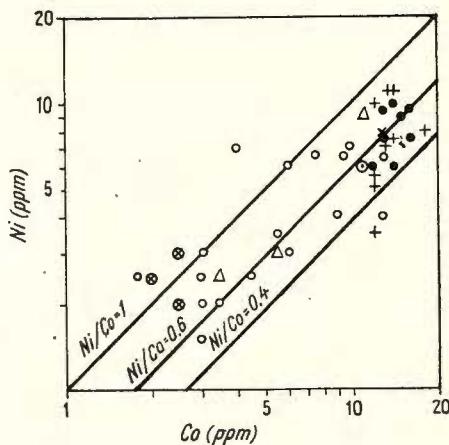


Fig. 13. — Diagrama Ni-Co. Legenda idem figura 1.
Le diagramme Ni-Co. Légende idem figure 1.

lația pozitivă între Ni și Co, probele analizate proiectîndu-se între dreptele $Ni/Co = 0,4 - 1$ (fig. 13). Tendințele de diferențiere ale tipurilor petrografice sunt mai puțin evidente în acest caz.

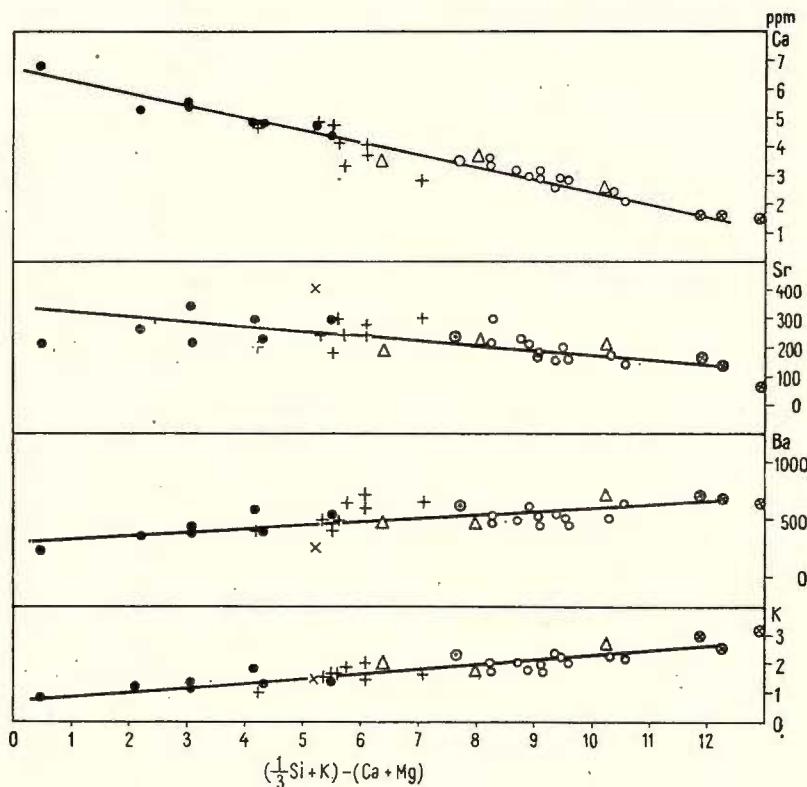
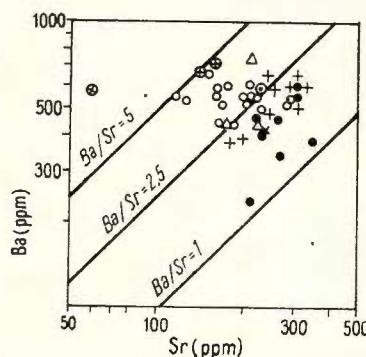


Fig. 14. — Diagrama Nockolds-Allen. Legenda idem figura 1.
Le diagramme Nockolds-Allen. Légende idem figure 1.

În figura 14 sînt reprezentate grafic Ba, Sr, K, Ca, în funcție de indicațele de diferențiere Nockolds-Alleu. Se remarcă creșterea conținuturilor de Ba paralel cu cele de K, precum și tendința de scădere a conținuturilor de Sr odată cu scăderea Ca de la andezitele piroxenice pînă la dacite, hialodacite și perlit-riolite. O grupare destul de distinctă a andezitelor și dacitelor apare și în diagrama Ba-Sr (fig. 15). Astfel, andezitele piroxenice, hialoandezitele cu piroxeni, andezitele cuarțifere și microdioritele porfirice cuarțifere se grupează în domeniul $Ba/Sr = 1 - 2,5$, iar dacitele, hialodacitele și perlit-riolitele se situează la valori ale raportului Ba/Sr între 2,5 - 5.

Fig. 15. — Diagrama Ba-Sr. Legenda idem figura 1.

Le diagramme Ba-Sr. Légende idem figure 1.



Pb, Cu și Zn prezintă un sens de variație normal, observîndu-se tendința de scădere a conținuturilor de Cu și Zn de la andezite piroxenice spre rocile dacitice, și de ușoară creștere a conținuturilor de Pb în același sens. Variațiile galiului apar nesemnificative, conținuturile oscilînd între 14-27 ppm în suita rocilor analizate. Staniul este prezent în conținuturi reduse (2-4 ppm), fără a se observa o tendință semnificativă de variație.

TABELUL 8
Conținuturile în elemente minore (p.p.m.)

Nr. crt.	Nr. probel	Localizare	Pb	Cu	Zn	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Ba	Sr	Y	B
Perlite riolitice																
1	29 Po	Boinești	14	6	<30	18	<2	2,5	2	3,5	21	9	700	140	nd	nd
2	1/900 N	Orașu Nou	13	<5	nd	18	nd	<2	2,5	<2	7,5	4	630	58	nd	nd
3	1/928 N	Orașu Nou	8,5	5	nd	18	nd	2,5	3	<2	9	5,5	720	155	nd	nd
Hialodacite																
4	40 Po	Dealul Frasin	20	24	53	24	2,5	6,5	13	<2	40	28	530	280	nd	nd
5	47 Po	Turulung - carieră	16	14	52	22	2,5	4	9	<2	44	21	540	300	nd	nd
6	1354 Po	Nord Cămirzana	16	15	52	20	nd	3,5	5,5	2	20	10	550	220	nd	nd
7	46 Po	Turulung - carieră	19	13	34	19	2,5	7	10	6	52	12	550	160	nd	nd
8	1342 Po	Călinești - baraj	12	30	40	18	nd	6,5	7,5	11	42	14	440	175	nd	nd

(continuare tab. 8)

9	1427 P	Cariera Tarna Mare	11	18	55	17	2	4	13	2,5	60	14	500	230	30	3,8
10	1347 Po	Sud Cămirzana	15	11	42	19	nd	7	4	6,5	12	9	440	165	nd	nd
11	0833 N	v. Turț	18	17	30	23	3	3	6	2	32	10	520	200	nd	nd
12	30 Po	Călinești – baraj	14	19	38	18	nd	6,5	9,5	8,5	46	13	560	160	nd	nd
13	18 Po	Tîrșolț	17	8	38	18	2	2	3	<2	11	9,5	620	210	nd	nd
14	1353 Po	Nord Cămirzana	19	13	47	19	nd	2,5	4	<2	10	8,5	520	175	nd	nd
15	22 Po	Boinești	16	16	38	18	2	6	6	7	38	13	650	150	nd	nd
16	1451 P	v. Turului	18	5,5	30	18	2	2,5	<2	3	30	6	550	115	25	2,6
17	1454 P	v. Turului	10	3,5	30	14	2,5	2,5	3	3	33	6	530	125	25	2,5
18	7 Po	Tîrșolț	16	12	38	19	2,5	<2	3	<2	7	8,5	550	200	nd	nd
19	14 Po	Tîrșolț	17	14	33	18	<2	2,5	2	<2	13	8,5	600	175	nd	nd
20	16 Po	Tîrșolț	17	10	40	21	3	2	3,5	<2	8	9,5	550	200	nd	nd

Hialoandezite

21	1338 Po	Cariera D. Jeleznic	8	25	65	17	nd	7,5	13	10	75	24	240	410	nd	nd
----	---------	---------------------	---	----	----	----	----	-----	----	----	----	----	-----	-----	----	----

Dacite

22	1345 Po	Gherța Mică	15	24	50	18	nd	9	11	12	45	17	440	175	nd	nd
23	1346 Po	Cariera Turț	13	11	52	20	nd	3	5,5	<2	15	16	450	225	nd	nd
24	1344 Po	D. Coastele	17	9	42	18	nd	2,5	3,5	<2	7,5	13	750	210	nd	nd

Andezite cuarțifere

5	961 N	Băile Tarna	15	15	45	20	2	7,5	14	6	90	14	630	240	22	3,5
26	963 N	Băile Tarna	13	16	50	21	2	8	18	5	142	18	650	300	28	4,4
27	962 N	Băile Tarna	10	18	60	21	4	11	14	7	145	20	570	250	26	3,8
28	152 BM	v. Guguneasa	11	18	55	17	nd	5	12	3,5	85	15	480	250	nd	nd
29	154 BM	v. Bicsadului	14	16	67	18	nd	3,5	12	2	70	16	390	200	nd	nd
30	0820 N	v. Guguneasa	20	24	48	26	2,5	7	13	3	82	16	500	310	nd	nd
31	0832 N	v. Custurii(Moiseni)	17	17	35	23	2	11	13,5	11	100	15	600	290	nd	nd
32	151 BM	v. Bicsad	15	20	55	17	nd	5,5	12	3,5	80	18	380	180	nd	nd
33	959 N	Băile Tarna	15	12	53	21	2	10	12	7,5	100	15	600	320	22	3

Andezite piroxenice

34	1339 Po	Dealul Jeleznic	7	37	67	18	nd	9,5	16	15	125	29	235	210	nd	nd
35	0856 N	Dealul Tei (Socea)	9,5	39	50	23	2	9	15	10	115	20	340	260	nd	nd
36	1398 L	Galeria 5 (Socea)	10	40	54	25	4	6	14	5	95	18	460	220	nd	nd
37	0860 N	Tarna Mare	10	52	50	24	3	7,5	16	4,5	120	21	380	340	nd	nd
38	0840 N	v. Runcului (Turț)	12	33	52	27	3,5	7,5	13	13	85	23	400	230	nd	nd
39	1617 S	Galeria II Oaș	13	23	60	21	2,5	10	14	14	92	23	600	300	nd	nd
40	0816 N	Cetățuia Mare (Gherța)	14	28	48	24	2,5	9,5	13	12	95	18	550	300	nd	nd
41	834 N	Băile Turț	9,5	24	62	23	2	6	12	4,5	100	19	450	260	nd	nd

Microdiorite porfirice cuarțifere

42	0843 N	Măgura Bătarci	42	22	38	23	3,5	6	11	5	80	13	580	230	nd	nd
----	--------	----------------	----	----	----	----	-----	---	----	---	----	----	-----	-----	----	----

nd = nedeterminat



Institutul Geologic al României

TABELUL 9

Limitele de variație ale elementelor minore (p.p.m.)

Elementul \ Tip petrografic	Perlite rioli-tice	Hialo-dacite	Hialo-andezite	Dacite	Andezite cuarțifere	Andezite piroxenice	Microdiorite porfirice	
Pb	n Δ	3 8,5–14	17 10–20	1 8	3 13–17	9 11–20	8 7–14	1 42
Cu	n Δ	3 <5–6	17 3,5–30	1 23	3 9–24	9 12–24	8 23–52	1 22
Zn	n Δ	1 <30	17 30–55	1 65	3 42–52	9 35–67	8 48–67	1 38
Ga	n Δ	3 18	17 14–24	1 17	3 18–20	9 17–26	8 18–27	1 23
Sn	n Δ	1 <2	12 <2–3	nd	nd	6 2–4	7 2–4	1 3,5
Ni	n Δ	3 <2–2,5	17 <2–7	1 7,5	3 2,5–9	9 3,5–11	8 6–10	1 6
Co	n Δ	3 2–3	17 <2–13	1 13	3 3,5–11	9 12–18	8 12–16	1 11
Cr	n Δ	3 <2–3,5	17 <2–11	1 10	3 <2–12	9 3,5–11	8 4,5–15	1 5
V	n Δ	3 7,5–21	17 7–60	1 75	3 7,5–45	9 70–145	8 92–125	1 80
Sc	n Δ	3 4–9	17 6–28	1 24	3 13–17	9 14–20	8 18–29	1 13
Ba	n Δ	3 630–720	17 440–650	1 240	3 440–750	9 380–650	8 235–600	1 580
Sr	n Δ	3 58–155	17 115–300	1 410	3 175–225	9 180–320	8 210–340	1 230

nd = nedeterminat

Caracterele petrochimice și geochimice ale produselor consemnează pe de o parte caracterul relativ unitar și omogen al magmelor din care acestea se desprind, și pe de altă parte tendința de separare a trei grupe de roci (andezite, hialoandezite, andezite cuarțifere; dacite, hialodacite; riolite perlitice), aspecte care se reflectă în toate diagramele, indiferent dacă între acestea nu se realizează totdeauna corespondență cu aceeași semnificație, privind mai ales nomenclatura rocilor.

Primit la redacție: 9 august 1976.

BIBLIOGRAFIE

- Bîrlea V. (1969) Ignumbritele de la Orașu Nou (jud. Satu Mare). *Stud. cerc. geofiz. geogr., seria geol.*, 14/1, București.
- Giuşcă D., Borcoș M., Lang B., Stan N. (1973) Neogene Volcanism and Metallogenesis in the Gutîi Mountains. *Guide Excursion*, 1 AB, Bucharest.



- Ioniță S. (1970) Cercetări geologice în Tara Oașului (Turț-Batarci-Tarna Mare). *D.S. Inst. Geol.*, LVI/5 (1968—1969), București.
- Jude R. (1971) Asupra unor vulcanite sticloase din nord-vestul eruptivului Oașului. *Stud. cerc. geol. geogr. geofiz., seria geol.*, 16, 2, București.
- Sagatovici Alexandra (1968) Studiul geologic al părții de vest și centrale a bazinului Oaș. *St. tehn. econ., seria J*, 5, București.
- Streckeisen A. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jh. Miner. Abh.*, 107, 243, 144—240, Stuttgart.
- Taylor S. R. (1969) Trace Element Chemistry of Andesites and Associated Calk-alkaline Rocks. *Proc. of the Andesite Conf.* Oregon.

CONSIDÉRATIONS PÉTROCHIMIQUES ET GÉOCHIMIQUES SUR LES VOLCANITES NÉOGÈNES DES MONTS OAŞ

(Résumé)

L'activité volcanique des Monts Oaș, à la différence de celle des Monts Gutii, s'est déroulée dans un intervalle de temps relativement court — Pontien-Pliocène terminal. Bien que d'ampleur réduite, cette activité est quand même responsable de la formation de nombreux types de roches, rhyodacites, dacites, hyalodacites, microgranodiorites porphyriques, andésites, hyaloandésites, andésites quartzifères et microdiorite-porphyrates quartzifères, rencontrés sous diverses formes d'accumulation — édifices volcaniques, complexes, stratovolcans, coupoles, intrusions, coulées de laves, formations volcano-sédimentaires, produits pyroclastiques ou formations ignimbriques. Dans la partie centrale et méridionale du territoire, on constate la dominance des produits acides et dans la moitié septentrionale — celle des andésites.

On peut grouper les roches éruptives, à partir de leurs aspects structural-texturaux — en : (1) roches effusives hyalines à textures fluidales, avec la présence dominante du verre (perlites rhyolitiques, verres dacitiques, hyalodacites, hyaloandésites) ; (2) roches effusives à structure intersertal-pilotaxitique (dacites, andésites quartzifères, andésites pyroxéniques) ; (3) roches subvolcaniques dont la structure de la masse fondamentale est microgranulaire (microgranodiorites porphyriques et microdiorites porphyriques quartzifères). Chez les roches vitreuses à structure hyaline et texture fluidale et les roches à structure intersertal-pilotaxitique ont été souvent identifiés des aspects structuraux intermédiaires. La composition modale moyenne des pétrotypes examinés mentionnés est présentée dans le tableau 1. En général, on n'a pas pu établir une bonne concordance entre la composition modale et la composition chimique.

La caractérisation pétrochimique et géochimique a été faite en tenant compte de 49 analyses de silicates (tableau 2) et de 42 analyses spectrales (tableau 7). Les limites de variation des principaux oxydes (tableau 3) nous permettent de séparer des groupes distincts de roches, équivalents de ceux systématisés dans la classification de Taylor (1969). Les perlites et les ignimbrites de composition rhyolitique sont caractérisées par des valeurs de $\text{SiO}_2 = 69,18\text{--}73,20\%$. En général, $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$. Les hyalodacites ont aussi de grandes valeurs de SiO_2 , comprises entre 60,41-68,79%. Les hyaloandésites se rangent dans le groupe des andésites à tendances d'enrichissement en K_2O ; les teneurs



en K_2O varient entre 1,79-2,86% et celles en SiO_2 — entre 59,80-61,62%. Pour les dacites, le domaine de variation du SiO_2 est de 61,80-66,34%, tandis que pour les andésites quartzifères il est de 56,92-62,48%. Dans les andésites pyroxéniques les teneurs en K_2O = 1,13-1,71%. Les microdiorites et les microgranodiorites correspondent aux types de transition entre andésites riches en potassium et dacites, dans lesquelles le SiO_2 varie entre 60,95-64,71% et le K_2O entre 2,08-3,92%. Les teneurs en Al_2A_3 diminuent au fur et à mesure que l'acidité des roches augmente depuis les andésites pyroxéniques (16,50-18,47%) aux rhyolites (12,14-15,47%). Dans le même sens varient les teneurs en fer. Les teneurs en CaO les plus élevées sont rencontrées chez les rhyolites (2,10-4,40%) et chez les andésites pyroxéniques (6,16-9,48%).

Les paramètres Niggli semblent faire équivaloir les roches éruptives à 3 types de magmas : trondhjémitiques, global-granodioritiques et quartzdioritiques. Il en résulte le caractère saalique des perlites rhyolitiques, celui isophalique-saalique des hyalodacites et des dacites, de même que le caractère isophalique des produits andésitiques (fig. 1). Il en ressort aussi le caractère intermédiaire alcalin des dacites et des hyalodacites et celui pauvre en alcalis des andésites (fig. 2), de même que la calco-alcalinité élevée et le degré sur-saturé des magmas (fig. 3). La composition mineralogique des feldspaths se reflète bien dans le diagramme Kp-Ne-Cal (fig. 4), où l'on peut remarquer le caractère dominant calco-sodique des feldspaths, des roches andésitiques, à la différence de celui avec tendances d'augmentation du potassium dans les roches acides. La projection des valeurs dans le diagramme Fo-Fs + Fa-Cs met en évidence le caractère intermédiaire ferromagnésien des composants maphyriques, qui participent à la constitution de la roche (fig. 5). Les paramètres CIPW (fig. 6, 7, 8) nous portent à placer la majeure partie des échantillons analysés dans le champ des dacites ; seulement 4 échantillons sont projetés dans le champ des andésites. On constate un désaccord entre la composition modale et celle normative, en enregistrant toutefois le même sens et la même tendance de groupement des roches intermédiaire et acides.

Si l'on considère les résultats et la signification des paramètres pétrochimiques calculés, on peut supposer, particulièrement pour les produits andésitiques, des sources communes pour les magmas tholéïtiques ; une partie des roches sont projetées cependant dans le domaine de la série des magmas alumineux.

Les éléments mineurs déterminés, bien qu'ils réalisent partiellement des domaines communs de distribution, tendent à se comporter d'une manière différenciée dans les limites des trois domaines spécifiques aux groupes de roches mentionnées.



Institutul Geologic al României

CONSIDERAȚII PETROCHIMICE ȘI GEOCHIMICE
ASUPRA VULCANITELOR NEOGENE DIN MUNȚII GUTII
(II. DACITE, RIODACITE ȘI HALODACITE PANNONIENE)¹

DE

MIRCEA BORCOȘ¹, SERGIU PELTZ¹, NICOLAE STAN¹, CONstanța UDRESCU¹,
CECILIA VASILIU¹

Abstract

Petrochemical and Geochemical Remarks on Neogene Volcanics from the Gutii Mountains (II. Pannonian Dacites, Rhyodacites and Hyalodacites). Most of the dacitic and rhyolitic products from the Gutii Mountains formed during a less developed phase belonging to the early Pannonian second cycle of eruption. According to the mineralogical composition four rock types have been distinguished: Ulmoasa dacite, Baia Sprie dacite, Dănești rhyodacite and Satra hyalodacite, each with its preferential space development. The chemical study relies on 17 silicate analyses and 13 spectral analyses. The global petrochemical and geochemical characters of the rocks point out their tendency of separation into two groups corresponding to dacites and rhyodacites, especially according to SiO_2 contents — which are kindred due to intermediary character rather poor in alkali of the magmas they resulted from. Such conclusion may be drawn from the concordant testing of the Niggli and CIPW parameters. The geochemical distinct particularities of the four rock types most likely represent effects of the local magmas evolution, much better pointed out by the Ni, Cr, V or Sc, Y and Yb contents.

Produsele fazei a doua aparținând ciclului II de erupție din munții Gutii prezintă un caracter predominant dacitic (Borcoș et al., 1972, 1973; Giuşcă et al., 1973). Eveniment în general de mică amplitudine și cu dezvoltare locală, faza dacitică se interpune între erupțiile andezitelor piroxenice sarmatiene (de Seini) și erupțiile de andezite cuarțifere pannonian-ponțiene. În baza compoziției mineralogice, controlată și de distribuția teritorială au putut fi deosebite cîteva petrotipuri distințe: dacitul de Ulmoasa, dacitul de

¹ Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Baia Sprie, riodacitul de Dăneşti și hialodacitul de Șatra. Principalele forme de acumulare ale produselor caracterizează structuri vulcanice de mici dimensiuni, cu arii restrânse de lave și piroclastite.

Dacitele de Ulmoasa se reprezintă prin lave și intruziuni aflorează în cursul median al văii Băița, între valea Ulmoasa și valea Bartoș; de asemenea, ele se întâlnesc și în forajul amplasat la nord de Dealul Crucii, arie în care se presupune că stau pe andezitele piroxenice sarmașiene și suporță andezitele cuartifere pannoniene (Nedelcu et al., 1970).

Dacitele de Baia Sprie apar într-un afloriment deosebit de interesant în taluzul abrupt al șoselei Baia Sprie—Sighet la km. 19. Sub forma unui corp neregulat de mici dimensiuni, acesta se localizează într-o masă de andezite cuartifere caracteristice unor curgeri de lave stratificate.

În partea central-estică a masivului Gutii, în împrejurimile localității Dănești, depozitele sedimentare pannoniene (zona superioară C/D, Marinесcu în M. Borcoș et al., 1972²) alternează cu nivele de piroclastite riodacitice; peste acestea se dispun curgeri de lave cu compoziție similară. Rocii cu compoziție similară au fost identificate și în perimetru minei Baia Sprie, fie sub forma unor depozite piroclastice la zi sau corperi intrusive mai bine cunoscute la nivelul orizontului XV.

Hialodacitele apar în partea de sud-est a masivului Gutii, la Piatra Roșie și Șatra.

Unele aspecte petrochimice ale vulcanitelor prezentate au fost analizate de Cioclică (1956) și Rădulescu (1958, 1961), precum și de echipa de prospecții a T.P.E.D.M. a M.I.M.G. (1970³).

Caracterizare petrografică

Dacitul de Ulmoasa în stare proaspătă prezintă o culoare cenușie și o structură evident porfirică. Componentul mineralogic caracteristic este cuarțul, uneori de culoare roșietică, larg dezvoltat pînă la 3—5 mm diametru. Plagioclazul (An 20—40) apare ca fenocristale tabulare și mai rar ca microlite; maclele normale simple și maclele Karlsbad sunt frecvente. Ortoza prezintă dimensiuni mai mici decît ale plagioclazilor, fiind totodată subordonată cantitativ acestora. Ca și plagioclazul, augitul, hiperstenul și hornblenda apar uneori în stare proaspătă. Biotitul lipsește în cele mai frecvente cazuri. Magnetitul apare sub formă de granule izolate, aggregate granulare, incluzuni, pulberi sau constituie zone de opacitate pe marginile hornblendei și ale biotitului. Masa fundamentală prezintă o structură pilotaxitică, microlitică sau, mai rar, holocrystalin granulară. Neomineralele forinate în dacitele de Ulmoasa ca urmare a efectelor metamorfismului hidrotermal premergător celei de-a doua faze metalogenetice sunt reprezentate prin: clorit, sericit, adular, silice, epidot, carbonat.

Dacitul de Baia Sprie are o compoziție mineralogică similară cu dacitul de Ulmoasa, fiind alcătuit din: cuarț, plagioclaz, feldspat potasic, hornblendă, augit, hipersten, biotit și minerale opace. Se remarcă însă în mod deosebit

² Arh. I.G.G. București.

³ Arh. I.G.P.S.M.S. București.



structura macroporfirică evidențiată mai ales de prezența fenocristalelor de feldspat potasic și oligoclaz cu dimensiuni pînă la 2—3 cm lungime înglobate într-o pastă microlitică sticloasă sau intersertal-pilotaxitică. Larga dezvoltare a acestor cristale sugerează cristalizarea lor în condiții caracteristice curgerilor subvulcanice. Plagioclazul apare maclat polisintetic, cu structuri zonare recurente. De regulă, este reprezentat prin oligoclaz (An 20—25), mai rar prin andezin, uneori destul de bazic (An 35—45). Hornblendă comună, verde, ușor opacitizată marginal sau transformată incipient în biotit, conține incluziuni de magnetit (unghiul de extincție $c/ng = 19—23^\circ$). Cuarțul apare fisurat cu conture bipiramidate corodate. Biotitul prezintă un policroism marcant Ng, Nm = brun gălbui; Np = galben deschis. Piroxenii reprezentați prin augit și hipersten se aglomerează în cuiburi.

Riodacitul de Dănești are structura porfirică determinată de prezența fenocristalelor de cuart, plagioclaz, piroxeni, hornblendă și biotit, încorporate într-o masă fin granulară de culoare cenușie; textura este masivă. Cuarțul cu dimensiuni pînă la 0,4 cm este puternic corodat și fisurat; microfisurile sunt umplute uneori cu minerale secundare: clorit, calcit, limonit sau zeoliti. Feldspatul plagioclaz (An 20—40) este maclat după legea albit-Karlsbad. Structurile zonare recurente sunt frecvente. Piroxenii sunt reprezentați prin augit și hipersten; uneori sunt substituți prin silice criptocristalină. Hornblendă comună este uneori opacitizată marginal sau foarte rar incipient cloritizată. Biotitul mai mult sau mai puțin corodat apare în cristale lameolare cu policroism marcant. Magnetitul se prezintă sub formă de granule izolate sau pulberi fine, constituind zone de opacitate ale mineralelor femice. Structura masei fundamentale este hialopilitică intersertală; corporile și dyke-urile prezintă structură microgranulară.

Hialodacitele de Satra sunt roci constituite din feldspat plagioclaz (An 30—50), augit și hipersten prinse într-o masă de bază predominant sticloasă. Ele prezintă culoare neagră, structură afanitică și textură evasifluidală. Hialodacitele se confundă foarte ușor macroscopic cu andezitele piroxenice. Studiul microscopic indică însă participarea importantă a sticlei în masa de bază, iar analizele chimice pun în evidență participarea SiO_2 în proporție de peste 64%. Fenocristalele de plagioclaz, augit și hipersten, destul de rare, plutesc într-o pastă sticloasă cu textură fluidală. Structura hialopilitică este specifică. Compoziția modală a petrotipurilor descrise este redată în tabelul 1.

Caracterizare petrochimică și geoхimică

Studiul chimic al dacitelor, riodacitelor și hialodacitelor se efectuează pe baza unui număr de 17 analize chimice pentru constituenții majori și 13 analize spectrale pentru elemente minore.



TABELUL 1
Compoziția modală a petrotopurilor

Tip petrografic	Fenocristale						Minerale accesoriile	Masa fundamentală
	Pl	FK	Q	Bi	Hg	Px		
Dacitul de Ulmoasa	15,2— 19,0	rar	8,5— 16,5	0— 0,7	2,2— 3,1	1,8— 3,9	0,6—1,0	60,8—69,2
Dacitul de Baia Sprie	20,2— 27,5	0,8— 1,5	5,2— 13,2	0,8— 2,5	0,9— 2,5	2,1— 3,7	0,5—0,7	65,2—76,3
Riodacitul de Dănești	22,5— 34,5	rar	0,5— 12,0	1,2— 4,3	0,5— 1,5	1,8— 4,5	0,6—1,2	555,2—67,6
Hialodacitul de Șatra	16,20— 22,3	—	—	—	—	2,3— 5,7	0,3—2,1	68,7—75,2

Elemente majore

Domeniul de variație al principalilor oxizi și mediile aritmetice corespunzătoare sunt prezentate în figura 1.

Se constată că valorile SiO_2 (tab. 2) pentru dacitele de Ulmoasa, dacitele de Baia Sprie și hialodacitele de Șatra variază între 63,27 și 67,85% (excepție face proba 1236 P de la Piatra Roșie, la care $\text{SiO}_2 = 69,60\%$). Conținuturile de SiO_2 în riodacitele de Dănești sunt constant mai mari, variind între 70,09 și 73,78%.

Intervalul de variație al conținuturilor de Al_2O_3 pentru întreaga serie de roci este de 13,84-17,52%, observându-se tendința de grupare a valorilor mari la hialodacitele de Șatra (15,48-17,52%).

În majoritatea cazurilor, $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$; la unele dacite de Baia Sprie se observă relația inversă $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, fapt explicat de prezența fenocrystalelor de feldspat potasic.

Suma $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ variază între 1,27-5,66%, iar MgO între 0,29-2,03%. Cele mai ridicate conținuturi de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ($\bar{x} = 4,57$) și MgO ($\bar{x} = 1,40$) s-au determinat la dacitele de Baia Sprie, unde mineralele femice sunt mai abundente (fig. 1).

Principalii parametri Niggli (tab. 3 și fig. 3, 4, 5) încadrează rocile dacitice la magmele granodioritice, iar riodacitele de Dănești la magmele trondhjemite suprasaturate (QLM — fig. 2).

În diagrama *al-alk* (fig. 3) dacitele și hialodacitele se situează cu precădere în aria rocilor intermediare, în timp ce riodacitele ocupă exclusiv suprafața rocilor sărace în alcali. Acestea din urmă au de asemenea un caracter de tendință salicu, ilustrat în diagrama *al-fm* (fig. 4) în timp ce rocile dacitice au tendință de caracter izofalic-salic.

Norma Niggli (tab. 4) arată valori maxime pentru *Q*, caracteristice riodacitelor de Dănești (56,8—62,3). În general, alcalinitatea totală a riodacitelor raportată la SiO_2 este inferioară celorlalte roci dacitice (fig. 5). Însă, așa



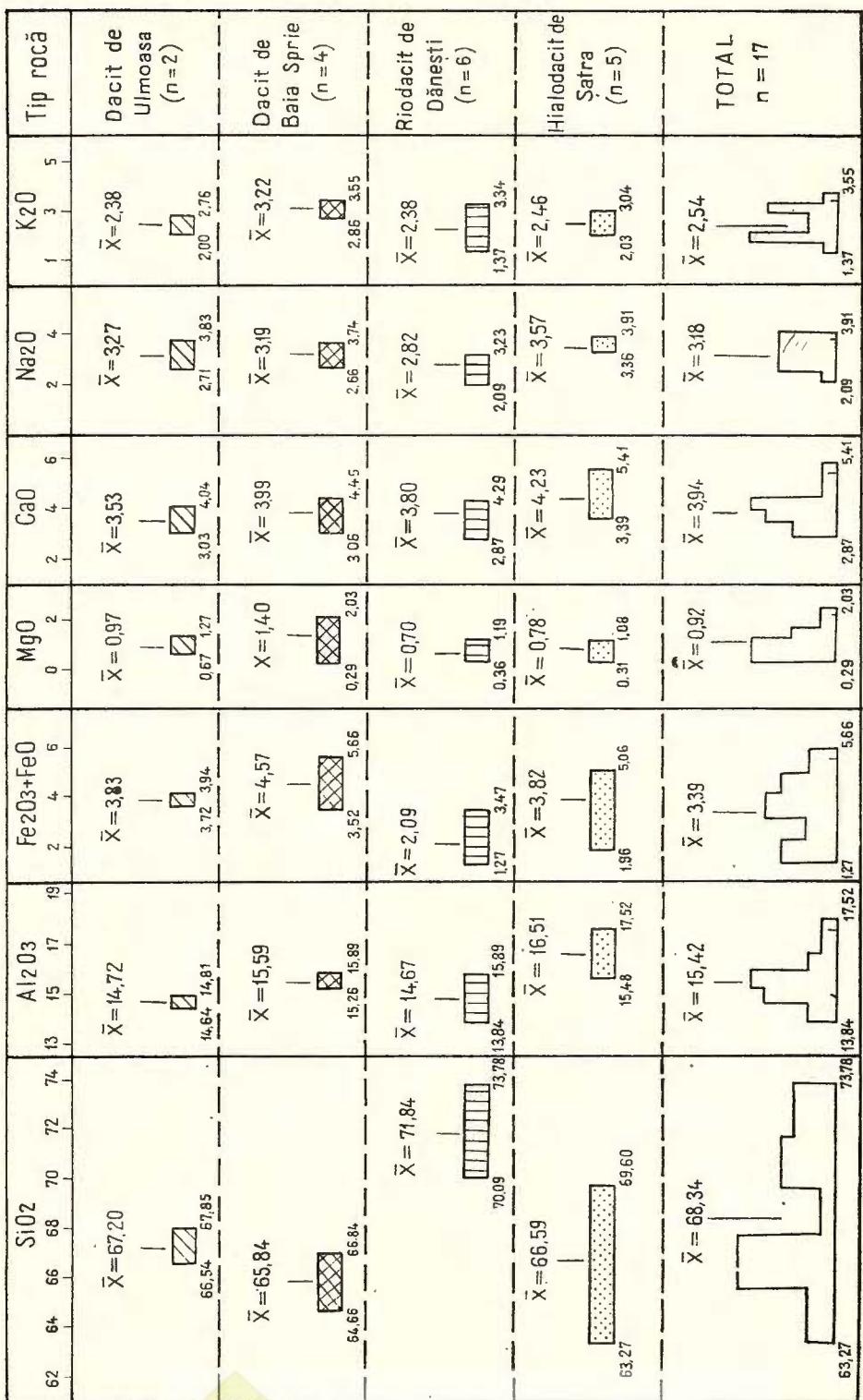


Fig. 4. — Limitele de variație ale principiilor oxizi. Les limites de variation des principaux oxydes.

TABE

Compoziția chimică a dacitelor, riodelacitelor și

Nr. crt.	Nr. probel	Localizare	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Dacite de Ulmoasa										
1	25	V. Borcutului	66,54	14,81	0,89	2,83	—	0,67	3,03	3,83
2	762 S	Mina Wilhelm	67,85	14,64	2,14	1,80	0,07	1,27	4,04	2,71
Dacite de Baia Sprie										
3	40	Șos. Baia Sprie — Sighet km 19	64,66	15,26	0,64	3,90	0,18	2,03	4,45	3,74
4	5806	Șos. Baia Sprie — Sighet km 19	65,60	15,89	1,78	2,80	0,20	1,80	4,22	2,66
5	62	Șos. Baia Sprie — Sighet km 19	66,25	15,80	4,32	1,34	0,24	0,29	3,06	3,30
6	500 B	Șos. Baia Sprie — Sighet km 19	66,84	15,40	1,71	1,81	0,10	1,48	4,22	3,07
Riodacite de Dănești										
7	930 P	v. Lazului — Chiuzbaia	70,09	14,57	0,89	0,38	0,01	0,36	2,87	2,09
8	538 N	v. Izvorul Bulzului	70,33	14,63	1,46	2,01	0,06	1,19	4,29	2,91
9	834 N	Dănești	71,61	15,89	0,27	1,39	0,05	0,72	3,68	3,13
10	864 N	Dănești	72,15	14,60	1,36	1,00	0,03	0,58	4,00	2,72
11	600 AB	Dănești	73,10	14,50	1,08	0,47	0,03	0,80	4,18	3,23
12	858 N	Dănești	73,78	13,84	1,14	1,09	0,05	0,54	3,75	2,81
Hialodacite de Șatra										
13	1559 P	Piatra Roșie	63,27	17,15	1,27	2,91	0,10	1,08	5,41	3,38
14	874 N	D. Șatra	66,51	16,05	3,50	1,32	0,09	0,92	3,43	3,74
15	1244 P	Piatra Roșie	66,57	17,52	2,75	0,34	0,06	0,31	5,18	3,45
16	873 N	D. Șatra	67,02	15,48	3,19	1,87	0,07	0,85	3,39	3,91
17	1236 P	Piatra Roșie	69,90	16,35	1,37	0,59	0,07	0,74	3,75	3,36



LUL 2

hialodacitelor pannoniene

K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	S	Fe _(FeS₂)	SO ₃	Total	Analist	Observații
2,00	0,38	0,08	—	3,61	0,97	—	—	0,11	99,75	Fl. Popeea	din D. Rădulescu (1961)
2,76	0,38	0,08	1,16	0,81	—	urme	—	—	99,71	C. Vasiliu	
3,55	0,49	0,16	—	0,76	—	—	—	0,04	99,86	I. G. P.	din R. sinteză M.I. M.G. B. Mare 1970
3,35	0,95	0,26	0,93	0,20	—	—	—	—	100,64	I. G. P.	Ibidem
2,86	0,41	0,28	0,32	0,34	—	—	—	0,58	99,39	I. G. P.	Ibidem
3,13	0,41	0,15	—	1,50	—	—	—	—	99,82	C. Vasiliu	—
3,34	0,26	0,06	—	3,10	—	0,03	0,03	0,80	99,60	C. Vasiliu	volatile 0,72 %
1,95	0,51	0,09	urme	0,62	—	—	—	—	100,05	C. Vasiliu	
2,40	0,40	0,08	—	0,46	—	—	—	—	100,08	C. Vasiliu	
2,10	0,49	0,10	—	0,77	—	urme	—	—	99,90	C. Vasiliu	
1,37	0,30	0,08	—	0,80	0,20	—	—	—	100,14	V. Cuța	
2,08	0,41	0,09	0,14	0,52	—	—	—	—	100,24	C. Vasiliu	
2,03	0,50	0,18	0,53	1,82	—	—	—	—	99,63	C. Vasiliu	
3,04	0,43	0,14	—	0,73	—	—	—	—	99,90	C. Vasiliu	
2,04	0,52	0,17	0,10	1,08	—	urme	—	—	100,09	C. Vasiliu	
3,00	0,43	0,13	—	0,50	—	urme	—	—	99,84	C. Vasiliu	
2,17	0,45	0,08	—	0,67	0,30	0,04	0,03	—	99,57	S. Bunea	



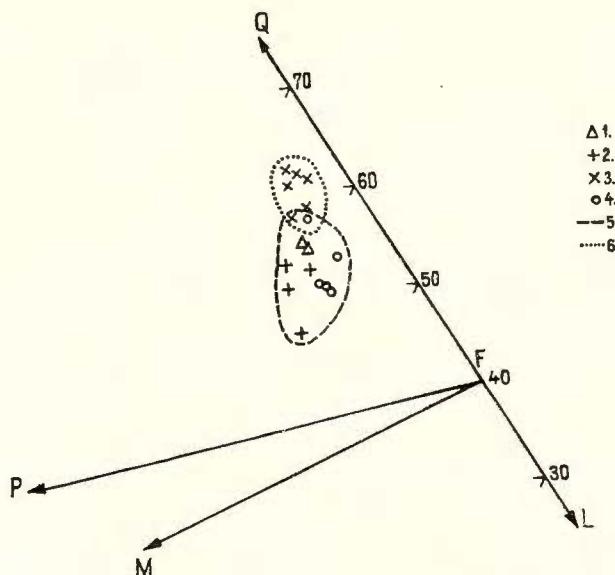
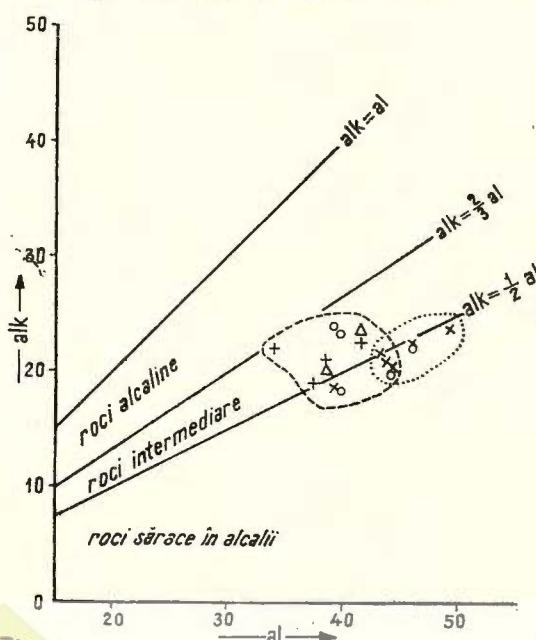


Fig. 2. — Diagramma Q-L-M.

1, dacite de Ulmoasa ; 2, dacite de Baia Sprie ; 3, riodacite de Dăneşti ; 4, hialodacite de Șatra ; 5, magme granodioritice ; 6, magme trondhjemitice.

Le diagramme Q-L-M.

1, dacites de Ulmoasa ; 2, dacites de Baia Sprie ; 3, rhyodacites de Dăneşti ; 4, hyalodacites de Șatra ; 5, magmas granodioritiques ; 6, magmas trondhjémítiques.

Fig. 3. — Diagramma al-alk. Legenda idem figura 2.
IGR Le diagramme al-alk. Légende idem figure 2.

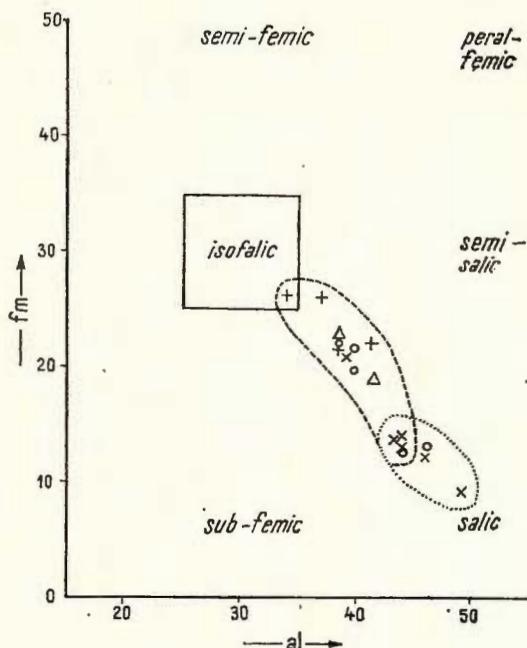


Fig. 4. — Diagrama al-fm.
Legenda idem figura 2.
Le diagramme al-fm.
Légende idem figure 2.

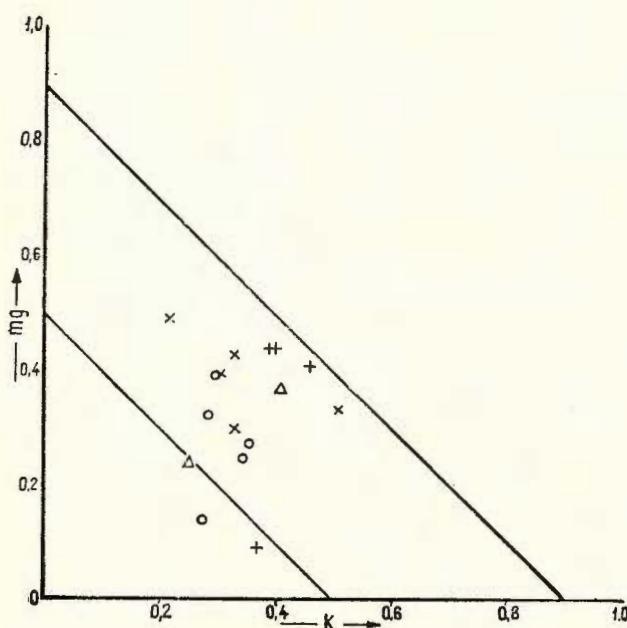


Fig. 5. — Diagrama k-mg.
Legenda idem figura 2.
Le diagramme k-mg.
Légende idem figure 2.

TABELUL 3

Parametri Niggli pentru dacite, riocacite și hialodacite pannoniene

Nr. cert.	Nr. probei	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p	w	Qz	Q	L	M	Tipul de magnă
Dacite de Ulmoasa																	
1	25	317,5	41,5	19,2	15,5	23,8	0,25	0,24	0,81	1,4	0,29	0,24	122,3	54,0	38,5	7,5	granodioritică
2	762 S	303,7	38,4	22,5	19,4	19,9	0,41	0,37	0,51	1,3	0,27	0,51	124,1	54,5	37,7	7,8	granodioritică
Dacite de Baia Sprie																	
3	40	243,1	33,9	26,2	17,8	22,1	0,39	0,44	0,68	1,4	0,23	0,13	54,7	45,7	41,9	12,4	granodioritică
4	5806	280,6	37,2	26,0	17,9	18,9	0,46	0,41	0,69	2,9	0,48	0,36	85,0	50,1	38,7	11,2	granodioritică
5	62	294,1	41,3	21,9	14,4	22,4	0,37	0,09	0,66	1,3	0,53	0,69	104,5	52,5	37,5	10,0	granodioritică
6	500 B	283,2	38,4	21,6	19,1	20,9	0,40	0,44	0,88	1,3	0,25	0,47	99,6	51,8	40,0	8,2	granodioritică
Riocacite de Dănești																	
7	930 P	402,4	49,3	9,3	17,6	23,8	0,51	0,33	1,89	1,4	0,34	0,67	207,2	61,4	33,3	5,3	trondhjemitică
8	538 N	320,8	39,2	21,1	18,6	0,31	0,39	1,00	1,6	0,27	0,39	146,4	56,8	36,1	7,1	granodioritică	
9	834N	350,6	45,9	12,3	19,4	22,4	0,33	0,43	1,58	1,5	0,29	0,17	160,0	58,0	36,5	5,5	trondhjemitică
10	864N	368,4	43,9	14,1	21,8	20,2	0,33	0,30	1,55	1,8	0,31	0,56	187,6	60,2	34,4	5,4	trondhjemitică
11	600AB	374,5	43,7	12,6	23,1	20,6	0,22	0,49	1,83	1,2	0,31	0,67	192,1	60,6	35,7	3,7	trondhjemitică
12	858N	393,9	43,2	13,8	21,5	21,5	0,33	0,30	1,56	1,6	0,32	0,48	207,9	61,4	34,0	4,6	trondhjemitică
Hialodacite de Șatra																	
13	1559 P	247,8	39,8	19,7	22,6	17,9	0,28	0,32	1,15	1,4	0,24	0,29	76,2	49,6	42,5	7,9	granodioritică
14	874 N	278,8	39,8	21,6	15,4	23,2	0,35	0,27	0,71	1,3	0,25	0,71	86,0	50,2	41,3	8,5	granodioritică
15	1244P	283,4	44,0	12,5	23,8	19,7	0,27	0,14	1,90	1,5	0,26	0,88	104,6	53,1	41,7	5,2	granodioritică
16	873 N	281,8	38,4	22,2	15,4	24,0	0,34	0,24	0,69	1,3	0,25	0,61	85,8	49,9	42	8,1	granodioritică
17	1236P	330,2	45,9	13,1	19,1	21,9	0,30	0,39	1,46	1,7	0,28	0,67	142,6	56,5	37,2	6,3	trondhjemitică



TABELUL 4

Compoziția normală Niggli pentru dacile și halodacile pannoniene



cum rezultă din figura 6, cantitatea de alcali în raport cu componenții $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ și MgO predomină în rocile riodacitice în comparație cu rocile dacitice.

În diagrama $\text{Kp}-\text{Ne}-\text{Cal}$ (fig. 7) se pune în evidență caracterul mai potasic al dacitelor de Baia Sprie, la care Kp variază între 10,6—12,7, în timp ce componentul Cal este constant mai ridicat la hialodacitele de Șatra (9,7—15,0), ilustrând — în acord cu observațiile microscopice — participarea feldspatului plagioclaz cu un chimism mai bazic în acest tip de roci.

În diagrama $\text{Fo}-(\text{Fs} + \text{Fa})-\text{Cs}$ (fig. 8), cu cîteva excepții, rocile se proiectează pe latura $(\text{Fs} + \text{Fa})-\text{Fo}$, subliniind totodată caracterul predominant feros al melanocratelor.

Parametrii C.I.P.W. (tab. 5) situează mareea majoritate a probelor (14) în diagrama QAP (fig. 9) în cîmpul dacitelor; două probe se înscriu în cîmpul riodacitelor și una în cîmpul latit-andezitelor. Diagrama $\text{Or}-\text{Ab}-\text{An}$ (fig. 10) ilustrează raporturile de participare a feldspașilor, relativ constante, în compoziția normativă a rocilor.

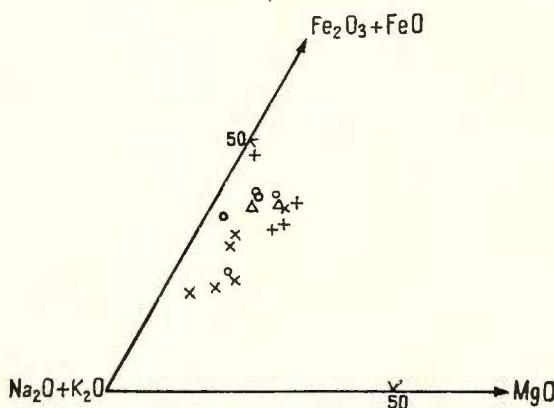


Fig. 6. — Diagrama $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Legenda idem figura 2.
Le diagramme $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Légende idem figure 2.

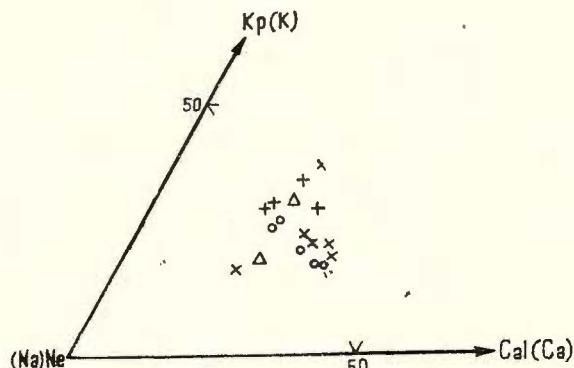


Fig. 7. — Diagrama $\text{Kp}-\text{Ne}-\text{Cal}$. Legenda idem figura 2.
Le diagramme $\text{Kp}-\text{Ne}-\text{Cal}$.
Légende idem figure 2.

TABELUL 5

Compoziția normală a dacitelor, riodacitelor și hiatalodacitelor pannontiene (C.I.P.W.) – Q.A.P.M.An

Nr. crt.	Nr. probet	qu	or	ab	an	di	hy	c	ap	cc	mt	hm	il	pr	Q	A	P	M	An
1	25	27,84	11,68	32,49	14,18	—	5,30	1,12	0,34	—	1,39	—	0,76	—	32,3	13,6	54,1	7,8	30,4
2	762S	33,66	16,68	23,06	11,95	—	4,16	2,65	0,34	—	3,02	—	0,76	—	39,5	19,5	41,0	8,3	34,1

Dacite de Umoasa

3	40	15,78	21,13	31,44	14,46	5,55	8,54	—	0,34	—	0,93	—	0,91	—	19,1	25,5	55,4	16,3	31,5
4	5806	27,12	20,02	22,53	14,18	—	7,01	2,65	0,67	2,10	2,55	—	1,82	—	32,3	23,9	43,8	14,7	38,6
5	62	30,72	17,24	27,77	11,12	—	0,70	3,16	0,67	0,70	3,71	1,44	0,76	0,42	35,4	19,8	44,8	10,9	28,6
6	500 B	25,98	18,35	25,68	19,18	0,67	4,70	—	0,34	—	2,55	—	0,76	—	29,1	20,6	50,3	9,0	42,8

Dacile de Baia Sprie

7	930 P	38,88	19,46	17,82	13,34	—	0,90	2,65	0,34	—	0,46	0,56	0,61	0,06	43,4	21,8	34,8	2,9	42,8
8	538 N	34,24	11,68	24,63	20,57	—	4,85	0,10	0,34	—	2,09	—	0,91	—	37,6	12,8	49,6	8,3	45,5
9	834 N	34,74	13,90	26,72	17,51	—	3,52	1,73	0,34	—	0,46	—	0,76	—	37,4	15,0	47,6	6,8	39,6
10	864 N	39,30	12,23	23,06	18,90	—	1,40	0,92	0,34	—	1,86	0,16	0,91	—	42,0	13,1	44,9	5,6	45,0
11	600AB	39,06	8,34	27,25	20,02	—	2,00	0,31	0,34	—	0,70	0,64	0,61	—	41,3	8,8	49,9	4,6	42,4
12	858 N	41,28	12,23	23,58	16,96	—	1,83	0,71	0,34	0,30	1,62	—	0,76	—	43,9	13,0	43,1	5,3	41,8

Riodacite de Dănești

13	1559P	22,86	11,68	28,82	22,52	—	6,26	1,22	0,34	1,20	1,86	—	0,91	—	26,6	13,6	59,8	10,6	43,9
14	874 N	24,96	17,79	31,44	16,12	—	2,30	0,82	0,34	—	3,25	1,28	0,76	—	27,6	19,7	52,7	8,8	33,9
15	1244 P	27,78	11,68	29,34	24,46	—	0,70	0,71	0,34	0,20	—	2,88	0,91	—	29,8	12,5	57,7	5,5	45,5
16	873 N	24,48	17,79	33,01	15,85	0,22	2,26	—	0,34	—	4,64	—	0,76	—	26,9	19,5	53,6	8,2	32,4
17	1236P	33,06	12,79	28,30	17,79	—	1,80	2,04	0,34	—	0,70	0,96	0,91	0,06	36,0	13,9	50,1	6,8	38,6

Hiatalodacite de Șatra



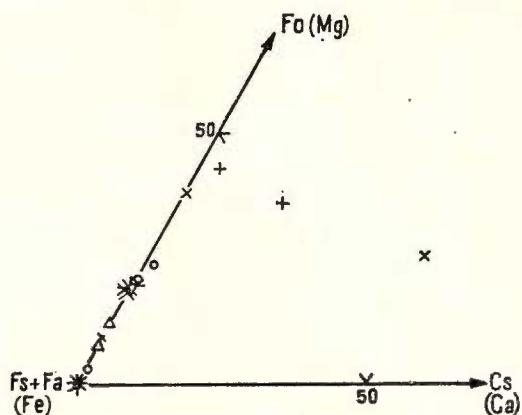


Fig. 8. — Diagramma $\text{Fo}-(\text{Fs}+\text{Fa})-\text{Cs}$. Legenda idem figura 2.
Le diagramme $\text{Fo}-(\text{Fs}+\text{Fa})-\text{Cs}$. Légende idem figure 2.

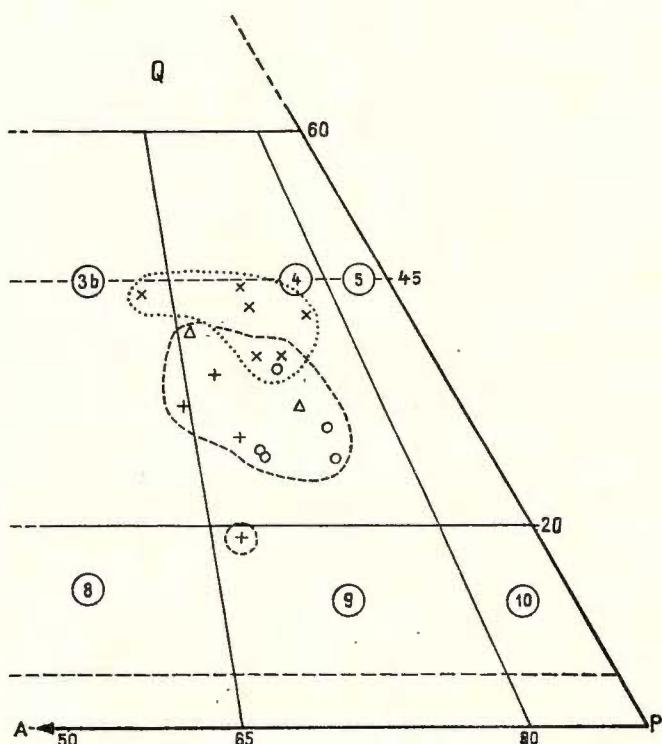


Fig. 9. — Diagramma Q-A-P. Legenda idem figura 2.
Le diagramme Q-A-P. Légende idem figure 2.

În diagrama $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (fig. 11) rocile analizate presupun surse primare corespunzătoare seriei magmelor tholeiitice saturate (riodacitele de Dănești, dacitele de Ulmoasa și în parte hialodacitele de Șatra) și seriei magmelor aluminoase (dacitele de Baia Sprie și hialodacitele de Șatra).

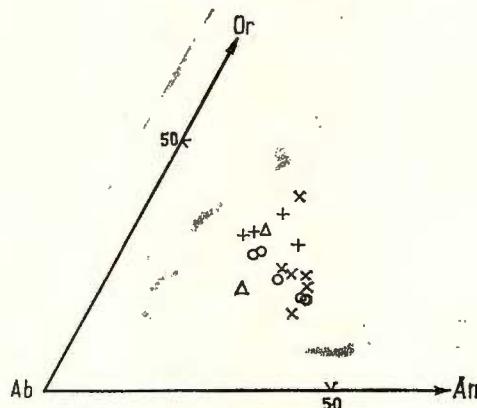


Fig. 10. — Diagrama Or-Ab-An. Legenda idem figura 2.

Le diagramme Or-Ab-An. Légende idem figure 2.

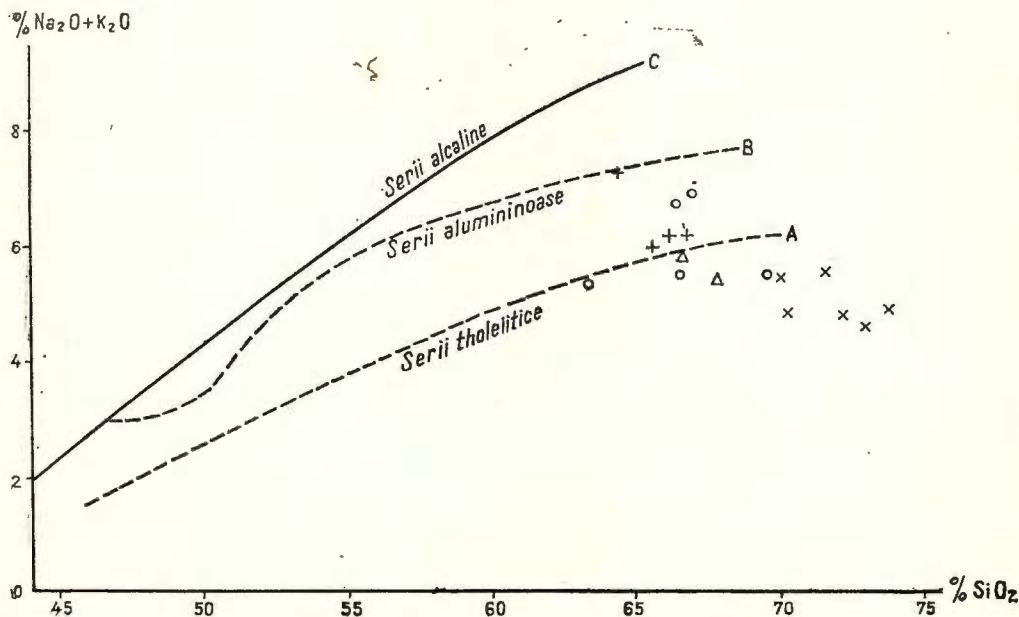


Fig. 11. — Diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$. Legenda idem figura 2.

Distribuția elementelor minore

Rezultatele determinărilor de elemente minore sunt înscrise în tabelul 6.

Examinarea datelor din tabelul 6 arată domenii de variație asemănătoare ale elementelor minore analizate în riodacitele de Dănești și dacitul de Ulmoasa. Dacitul de Baia Sprie se caracterizează prin conținuturi mai ridicate de Ni și Cr (mineralele ferice mai abundente) și Ba (datorită prezenței feldspatului potasic).

Hialodacitele de Șatra prezintă particularități care le diferențiază net de restul dacitelor și riodacitelor.

Astfel, conținuturile de Ga sunt constant mai ridicate în hialodacite, roci în care și Al_2O_3 prezintă valorile cele mai mari.

TABELUL 6

Dacite, riodacite și hialodacite pannoniene

Elemente minore (ppm)

Nr. crt.	Nr. probei	Localizare	Pb	Cu	Zn	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Ba	Sr
Dacitul de Ulmoasa															
1	762 S	D. Ulmoasa (Mina Wilhelm)	13	46	35	15	4,5	7	3	57	8,5	14	1,8	440	145
Dacitul de Baia Sprie															
1	500 B	Șos. Baia Sprie-Sighet km 19	22	16	30	15	9,5	8	19	46	8,5	17	1,8	1000	285
Riodacite de Dănești															
1	930P	V. Lazului	14	<5	<3	12	3,5	3	2,5	13	3,5	17	1,1	630	250
2	834 N	Dănești	6,5	18	40	17	4,5	8	4,5	42	9,5	20	2,3	530	215
3	864 N	Dănești	7	21	48	16	3,5	5	2,5	50	8,5	14,5	1,3	520	170
4	858 N	Dănești	7	17	55	18	3,5	6	2	40	6,5	10	1,4	550	145
5	600AB	Dănești	11	8	33	17	3	4	2,5	27	7	18	2,1	520	125
6	538N	V. Izvorul Bulzului	33	29	57	15	8	10	3	100	-	-	-	465	240
Hialodacite de Șatra															
1	1559P	Piatra Roșie	8,5	6	62	20	2	7,5	2	55	17	36	3,6	500	270
2	874N	D. Șatra	15	8	46	22	2	5	<2	8	13	49	4,2	720	140
3	1244P	Piatra Roșie	11	22	50	21	2	4	<2	25	10	23	2,1	540	240
4	873 N	D. Șatra	11	11	48	19	2	4,5	<2	9	14	47	3,8	800	150



De asemenea, valori mai ridicate (de cca 2 ori mai mari) în hialodacite în comparație cu dacitele și riodacitele prezintă Sc, Y și Yb.

Pe de altă parte, conținuturile de Ni și Cr sunt ceva mai scăzute în hialodacite.

În ceea ce privește V, sunt de remarcat valorile extrem de mici ale acestui element în hialodacite din dealul Șatra, în timp ce hialodacitele de la Piatra Roșie prezintă conținutul de V asemănătoare cu dacitele și riodacitele.

Hialodacitele din dealul Șatra conțin și cantități ceva mai ridicate de Ba.

În diagrama Ni-Co (fig. 12), dacitele și riodacitele se proiectează în domeniul $Ni/Co = 0,5—1$, iar hialodacitele se situează la raport Ni/Co mai scăzut ($0,25—0,5$).

Diagrama V/Sc (fig. 13) evidențiază conținuturile scăzute de V ale hialodacitelor de dealul Șatra. Astfel, toate rocile analizate se situează în domeniul $V/Sc = 3—7,5$, în timp ce hialodacitele din dealul Șatra se proiectează pe dreapta $V/Sc = 0,6$.

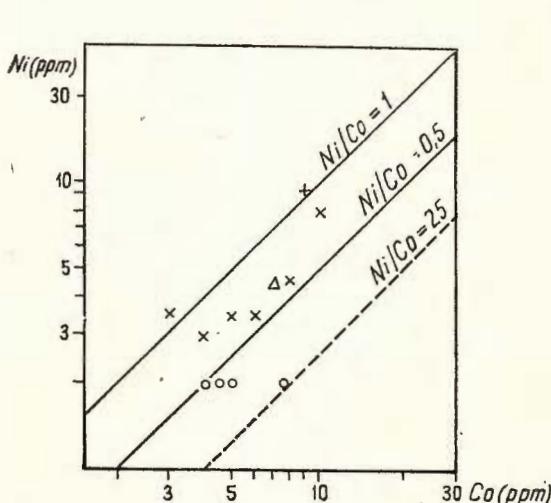


Fig. 12. — Diagrama Ni-Co. Legenda idem figura 2.
Le diagramme Ni-Co. Légende idem figure 2.

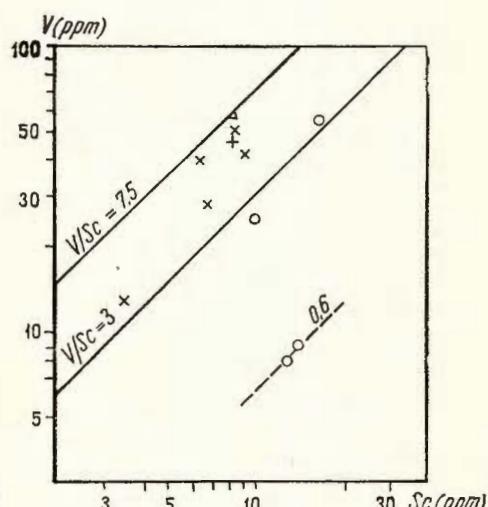


Fig. 13. — Diagrama V-Sc. Legenda idem figura 2.
Le diagramme V-Sc. Légende idem figure 2.

În diagrama Y-Yb (fig. 14), dacitele, riodacitele și hialodacitele analizate se proiectează în jurul dreptei $Y-Yb = 10$. Se remarcă gruparea hialodacitelor la valori de Y și Yb mai ridicate.

Raportul Ba/Sr (fig. 15) este 5 pentru hialodacitele din dealul Șatra și oscilează între 2—4 pentru celelalte probe analizate.

Caracterele petrochimice și geochimice ale rocilor vulcanice examineate evidențiază tendința lor de separare în două grupe corespunzătoare dacitelor

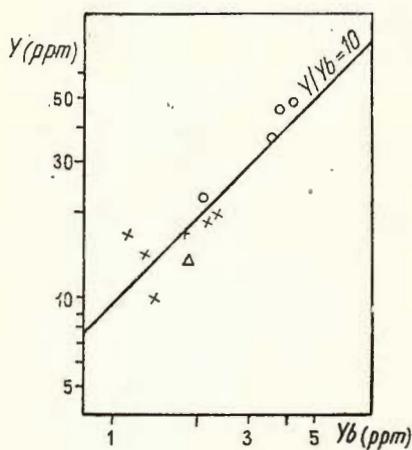


Fig. 14. — Diagramma Y-Yb. Legenda idem figura 2.

Le diagramme Y-Yb. Légende idem figure 2.

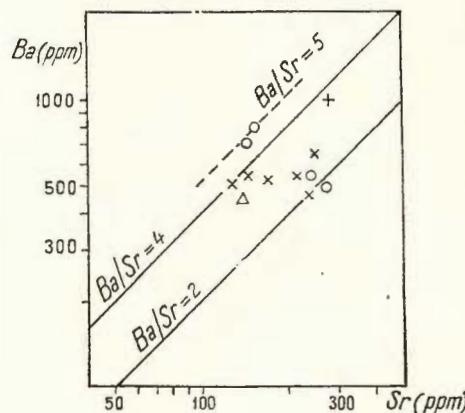


Fig. 15. — Diagramma Ba-Sr. Legenda idem figura 2.

Le diagramme Ba-Sr. Légende idem figure 2.

și riодacitelor — în special după conținuturile de SiO_2 — dar care se înrudește sensibil prin caracterul intermediu și relativ sărac în alcalii al magmelor din care provin. Asemenea concluzii se demonstrează prin testarea concordantă a parametrilor calculați din norma Niggli și C.I.P.W. Unele particularități geochimice distincte ale diverselor petrotipuri reprezintă probabil, în cea mai mare parte, efecte ale evoluției magmelor pe plan local, mai bine exprimate de conținuturile de Ni, Cr, V sau Sc, Y și Yb.

Primit la redacție: 9 august 1976.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoş M., Lang B., Peltz S., Stan N. (1973) Evoluția vulcanismului neogen în partea centrală a munților Gutii. (Băița-Certeze-Săpînța-Baia Sprie). *Stud. tehn. econ.*, ser. I/9, București.
- Cioflica Gr. (1956) Studiul geologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Băița (Baia Mare). *Anal. Univ. C.I. Parhon*, ser. St. Nat. 11, București.
- Giușcă D., Borcoş M., Lang B., Stan N. (1973) Neogene Volcanism and Metallogenesis in the Gutii Mountains. *Guide to Excursion 1 AB*, Bucharest.
- Marinescu F. (1964) Date noi privind Sarmațianul și Pannonianul din regiunea Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* L/2, București.
- Nedelcu L., Bălașa E., Roșu N., Bordea R. (1970) Considerații noi asupra zăcământului Dealul Crucii pe baza rezultatelor unor foraje recente. *D. S. Inst. Geol.*, LV/2, București.



- Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol.* XXXI, București.
- (1961) Contribuții la cunoașterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. *Stud. cerc. geol.*, VI/2, București.
- Streckeisen A. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. M. Jh. Miner. Abh. 107, 243, S 144—240, Stuttgart.
- Taylor R. S. (1869) Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. In : *Proc. of the Andesite Conf.* Oregon.

CONSIDÉRATIONS PÉTROCHIMIQUES ET GÉOCHIMIQUES SUR LES VOLCANITES NÉOGÈNES DES MONTS GUTII (II. DACITES, RHYODACITES ET HYALODACITES PANNONIENNES)

(Résumé)

Les produits dacitiques des Monts Gutii se sont formés pendant le deuxième cycle d'éruptions, au niveau d'une phase de faible ampleur. Si l'on considère leur position en général, ils s'interposent entre les éruptions des andésites pyroxéniques sarmatiennes (de Seini) et les éruptions d'andésites quartzifères, pannonien-pontiennes. À partir de leur composition minéralogique, corrélée également avec leur distribution spatiale, ont été distingués quelques types différenciés : la dacite de Ulmoasa, développée sur le cours médian de la Vallée de la Băița, la dacite de Baia Sprie — dans le talus de la chaussée Baia Sprie-Sighet au kilomètre 19, la rhyodacite de Dănești, aux environs de la localité de Dănești et les hyalodacites qui apparaissent dans la partie SE du massif Gutii dans les collines Piatra Roșie et Șatra. Les principales formes d'accumulation de ces produits caractérisent des structures volcaniques de petites dimensions avec des zones restreintes de laves et de pyroclastites.

La dacite de Ulmoasa présente une masse fondamentale à structure pilotaxitique-microlitique, moins souvent holocrystalline granulaire, dans laquelle flottent des phénocristaux de quartz, plagioclase, orthose, augite, hypersthène et hornblende \pm biotite. La dacite de Baia Sprie a une composition semblable, mais elle est tout à fait différente de toutes les roches éruptives du massif, par sa structure macroporphyrique. Les phénocristaux de feldspath potassique et de plagioclase atteignent des dimensions de jusqu'à 5-1,5 cm. La rhyodacite de Dănești présente une structure porphyrique imprimée par les phénocristaux de quartz, plagioclase, pyroxènes, hornblende et biotite. La structure de la masse fondamentale est hyalopilitique intersertale ; les corps et les dykes ont des structures microgranulaires. Les hyalodacites de Șatra sont constituées en majeure partie de verre à structure aphanitique et texture quasi-fluidale, dans laquelle on distingue des cristaux de plagioclase, augite et hypersthène. La composition minéralogique modale des types présentés est indiquée dans le tableau 1.

L'étude chimique des produits est effectuée à partir de 17 analyses de silicates et 13 analyses spectrales. Le domaine de variation des principaux oxydes et les moyennes arithmétiques sont présentées dans le tableau 2. Les valeurs du SiO_2 pour les dacites de Ulmoasa et de Baia Sprie, de même que pour les hyalodacites de Șatra varient entre 63,27-67,85% (sauf un échantillon avec $\text{SiO}_2 = 69,60\%$). Les rhyodacites ont constamment



des teneurs en SiO_2 plus grandes, oscillant entre 70,09-73,78%. L'intervalle de variation pour Al_2O_3 , compte tenu de toute la série de roches, est en général restreint, 13,84-17,52% ; les valeurs les plus grandes sont caractéristiques pour les hyalodacites. Fréquemment $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$; chez certaines dacites de Baia Sprie on observe également $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$. Les teneurs maximales en $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ et MgO ont été déterminées dans les dacites de Baia Sprie.

Les paramètres Niggli (tab. 3, fig. 3, 4, 5) nous font ranger les roches dacitiques aux magmas granodioritiques et les rhyodacites — dans les magmas trondhjémitiques sursaturés (QLM, fig. 2). Les dacites et les hyalodacites se rangent dans le domaine des roches intermédiaires, tandis que les rhyodacites occupent exclusivement la place des roches pauvres en alcalis ; ces dernières trahissent une tendance saalique, tandis que les premières manifestent une tendance isophalique. La norme Niggli (tab. 5) montre des valeurs Q maximales pour les rhyodacites. En général, l'alcalinité totale des rhyodacites rapportée au SiO_2 est inférieure à celle des autres roches dacitiques. Mais, de la figure 6 résulte que la quantité d'alcalis est prédominante par rapport aux composants $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ dans les roches rhyodacitiques. Le diagramme Kp-Ne-Cal (fig. 7) attirent l'attention sur le caractère plus potassique des dacites de Baia Sprie. Dans le diagramme Fo—(Fs + Fa)—Cs (fig. 7) est illustré le caractère à dominance intermédiaire ferromagnésien des éléments maphiques.

Les paramètres CIPW (tab. 5, fig. 9) rangent 14 produits dans le champ des dacites, 2 échantillons dans le champ des rhyodacites et 1 échantillon dans le champ des latite-andésites. Le diagramme Or-Ab-An (fig. 10) présente les rapports de participation des feldspaths (assez constants), à la composition normative des roches.

Les caractères pétrochimiques et géochimiques globaux des roches examinées mettent en évidence leur tendance de séparation en deux groupes correspondant aux dacites et aux rhyodacites — spécialement d'après les teneurs en SiO_2 — mais qui sont sensiblement apparentées, surtout par le caractère intermédiaire et relatif, pauvre en alcalis, des magmas dont elles proviennent. Dans le diagramme $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (fig. 11) les roches laissent supposer des sources correspondant à la série des magmas tholéïtiques saturés (rhyodacites de Dănești, dacites de Ulmoasa et partiellement hyalodacites de Șatra) et à la série des magmas alumineux (dacites de Baia Sprie et une partie des hyalodacites de Șatra).

Certaines particularités géochimiques enregistrées pour les types de roches analysées représentent des effets de l'évolution des magmas sur le plan local, mieux exprimée par les teneurs en Ni, Cr, V ou Sc, Y et Yb.



CONSIDERAȚII PETROCHIMICE ȘI GEOCHIMICE
ASUPRA VULCANITELOR NEOGENE DIN MUNȚII GUTIÎ
(III. ANDEZITE CUARTIFERE PANNONIAN-PONTIENE)

DE

MIRCEA BORCOȘ¹, SERGIU PELTZ¹, NICOLAE STAN¹, CONstanța UDRESCU¹,
CECILIA VASILIU¹

Abstract

Petrochemical and Geochemical Remarks on the Neogene Volcanites from the Gutîi Mountains (III. Pannonian-Pontian Quartz Andesites). The analysis of the petrochemical and geochemical characteristics belonging to the second cycle of eruption from the Gutîi Mountains is relying on 13 silicate analyses, 51 spectral analyses. According to Niggly parameters one may establish that the rocks come from isofale-saturated chalco-alkaline quartz-dioritic magmas, with semimafic tendencies and poor in alkali. The CIPW parameters plotted the products in the dacites (most of them) and latite-andesite field. From the $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram it results that most of the rocks may be related to sources corresponding to the saturated tholeitic magmas. The distribution of the trace elements in four types of quartz andesites (differentiated in space and time), Pb, Cu, Zn, Ga, Ni, Co, Cr, V, Sc, Y takes place in common variation interval. The behaviour of the andesitic products which are comprised in the variation limits of this rock type — $\text{SiO}_2 = 56-62\%$ and $\text{K}_2\text{O} = 0.7 - 2.5\%$ (Taylor, 1969).

I. Introducere

Andezitele cuartifere se dezvoltă cu precădere pe rama sudică a munțiilor Gutîi, între valea Ilba și valea Firiza. De la valea Firizei spre est, pîna la Cavnic, andezitele cuartifere aflorează cu intermitență în diferite sectoare: Tăuți, Baia Sprie, Șuior, Cavnic. Structuri vulcanice majore orientate pe un aliniament NNE-SSW se conturează de asemenea în partea de vest a masivului, în sectorul Vama, precum și în bazinul superior al văii Băița.

¹ Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Andezitele cuarțifere formează edificii vulcanice mai mari, mai complexe și mai bine individualizate în comparație cu andezitele piroxenice sarmatiene. Aparatele vulcanice sunt de regulă alcătuite dintr-o alternanță de lave și piroclastite.

Relațiile dintre depozitele sedimentare și andezitele cuarțifere arată că faza erupțiilor care au generat aceste roci, aparținând ciclului II de erupție, s-a desfășurat într-un larg interval de timp și anume : lavelle și piroclastitele andezitelor cuarțifere situate la sud-est de Băiuț sunt cuprinse în depozite panoniene zona C/D (Marinescu, 1964) ; în bazinul superior al văii Băița (I. Marinescu în M. Borcoș et al., 1971)² și pe pîrul Someș, la Vama (Stan și Bîrlea, 1967), ele repauzează peste depozite sedimentare pontice sau pontian-superioare.

Numeroase aspecte ale studiului caracterelor mineralochimice și petrochimice ale andezitelor cuarțifere menționate se regăsesc în lucrările întocmite de : Ciofliga (1956), Rădulescu (1958), Stan și Bîrlea (1967), M. Borcoș et al. (1970, 1971, 1972)²⁻⁴. Acestea sunt de asemenea subliniate în raportul geologic de sinteză Bajă Mare 1959-1969, întocmit de M.I.M.G. — I.G.P. în anul 1970.

II. Caracterizarea petrografică

În ansamblul evoluției vulcanismului neogen din munții Gutii, andezitele cuarțifere constituie o entitate mineralogică-petrografică bine individualizată. În stare proaspătă au culoarea neagră-cenușie, cenușie-roz, structura porfirică și textura masivă. Ele sunt constituite constant din următoarele minerale : feldspat plagioclaz, augit, hipersten, hornblendă și cuarț.

Feldspatul plagioclaz (An 24—55) prezintă macle albă, albă-karlsbad sau structuri zonare. Piroxenii sunt reprezentați în ordinea frecvenței prin augit, hipersten, titanaugit. Cristalele de augit se grupează deseori determinind structuri glomeroporfirice. Piroxenii apar uneori cloritizați sau opacizați. Hornblendă este frecvent opacizată integral, rareori păstrându-se nuclee proaspete care indică varietatea verde comună. Cuarțul este răspândit foarte neomogen, este puternic fisurat și corodat, prezentând forme scheletice sau lobate ; uneori este bordat cu microlite de piroxeni. Magnetitul și pirita apar ca granule solitare sau asociate mai ales în pasta rocii.

Masa fundamentală a andezitelor cuarțifere este constituită din sticlă, microlite de feldspat, piroxeni, amfiboli și pulberi de minereu. Structura pastei este pilotaxitică, mai rar hialopilitică sau microgranular-holocristalină. Asocierea cantitativă uneori variabilă a mineralelor constitutive, aspectele structurale și texturale cîte odată diferite, cît mai ales distribuția spațială și temporală a produselor, a condus la recunoașterea a patru tipuri de andezite cuarțifere a căror denumire este deja de mult menționată în literatura de specialitate (tab. 1).

^{2, 3, 4} Arh. I.G.G. București.



TABELUL 1
Compoziția modală

Tip petrografic	Fenocristale				Masă fundamentală
	Pl	Q	Hb	Px	
Piscuiatu ✓	22,06—28,10	0,50—2,20	0,55—11,47	3,59— 9,27	53,86—70,24
Colbu ✓	16,38—32,70	0,72—6,05	2,74— 3,47	2,81—10,57	62,72—65,00
Highișa ✓	18,85—29,18	0,00—2,00	3,30— 8,40	2,60—10,62	53,97—65,32
Șuior ✓	26,25—32,00	2,25—5,00	0,50— 4,25	1,25— 8,50	69,00—84,5

Andezitul cuartifer de Piscuiatu se caracterizează prin limite largi ale participării melanocrateelor și prin prezența cuarțului în procente mai mici comparativ cu andezitul cuartifer de Colbu.

Andezitul cuartifer de Colbu se caracterizează prin participarea cantitativ constantă a hornblendei precum și prin participarea procentuală a piroxenilor eșalonată pe un interval larg (2,18—10,57%). Masa fundamentală frecvent hialină este bine dezvoltată.

Andezitul cuartifer de Highișa prezintă în general o structură fundamentală microgranulară holocristalină. Fenocristalele de cuarț se identifică destul de greu megascopic. În secțiuni subțiri ele apar în special ca microcristale în masa de bază.

Andezitul cuartifer de Șuior este foarte asemănător cu andezitul cuartifer de Piscuiatu. Uneori însă, în andezitul cuartifer de Șuior apare hornblenda verde proaspătă alături de hornblenda opacitizată iar plagioclazul este în general mai acid (An 22—46) în raport cu plagioclazul andezitului cuartifer de Piscuiatu (An 35—60).

Elementele constituente ale piroclastitelor andezitelor cuartifere prezintă forme angulare și subangulare, dimensiuni medii cuprinse între 5—20 cm diametrul. Ele au aceeași constituție mineralologică ca și curgerile de lave.

Cele mai intense și extensive procese de transformare hidrotermală le-au suferit andezitele cuartifere din partea central-sudică a munților Gutii, între valea Băița și dealul Crucii, în care sunt localizate importante zăcăminte aurifere și de sulfuri complexe. Spre est, spre vest și spre nord, metamorfismul hidrotermal scade treptat în intensitate, astfel că andezitele cuartifere care formează dealul Piscuiatu, dealul Highișa precum și acela din apropierea dealului Șuior, sunt în cele mai frecvente cazuri în stare proaspătă sau numai foarte slab propilitizate.

Metamorfismul hidrotermal este caracterizat prin prezența următoarelor minerale asociate în diverse combinații: cuarț, adular, clorit, sericit, carbonați. În aceste cazuri, andezitele cuartifere capătă culoarea alb-gălbuiuie, cenușiu-verzuie sau galben-maronie.

III. Caracterizare petrochimică și geochimică

Studiul chimismului andezitelor cuartifere pannonian-ponțiene se efectuează pe baza a 38 analize complete de silicați și a 51 analize spectrale.

Cu excepția a trei analize preluate din literatură (10/21 ; 20/B ; 24/9), toate celelalte sunt analize noi efectuate în laboratoarele I.G.G. și I.G.P.S.M.S. București (tab. 2).



TABEL

Compoziția chimică a andezitelor cuarțifere

Nr. crt.	Nr. probei	Localizare	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
-------------	---------------	------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----	-------------------

a) tip Piscuiatu

1	757 Nx	V. Roșie	57,30	17,15	3,80	2,92	0,15	3,19	8,67	2,39
2	481 P	Piatra Șoimului	57,71	17,31	4,10	3,02	0,16	3,59	7,77	2,59
3	1662 D	V. Firiza — coada lacului	58,18	16,00	3,03	4,13	0,10	3,73	6,95	2,21
4	239 N	Cariera V. Negruța	58,52	17,30	3,41	3,92	0,14	3,42	7,45	2,67
5	505 B	V. Dealul Crucii	58,73	16,50	3,08	3,26	0,14	3,08	6,39	2,38
6	758 Nx	V. Roșie	58,75	16,88	2,99	3,74	0,14	3,84	7,68	2,49
7	528 N	V. Firiza — baraj	59,00	16,85	3,99	3,16	0,14	3,33	6,95	2,42
8	302 L	Vf. Arșița Mică	59,17	16,82	2,85	3,71	0,14	4,38	5,61	2,47
9	106 H	V. Cornesița (baraj Firiza)	59,41	17,13	3,40	3,44	0,15	3,26	7,24	2,31
10	21	V. Negruța — Fântină	60,28	16,57	4,98	1,61	0,10	2,80	5,80	3,12
11	998 P	V. Borcutului	60,30	15,81	1,47	4,05	0,14	2,30	7,02	2,48
12	102 H	V. Cornesița	60,52	16,69	3,83	2,58	0,12	3,21	6,17	2,55
13	16 B	Transversala V. Ardeleană	60,75	16,03	2,91	4,24	0,49	2,66	4,99	2,77
14	306 L	Vf. Piscuiatu	61,14	17,82	4,77	0,88	0,11	2,53	5,47	3,05
15	510 B	Cariera Algamația	61,38	16,91	2,78	3,80	0,17	2,32	5,07	2,46
16	18 B	Gal. Aluniș, oriz. 3	62,09	16,44	3,20	2,31	0,12	2,97	6,06	2,71

b) tip Colbu

17	872 P	P. Sălhiții Moșului	58,69	16,16	4,53	3,12	0,12	3,69	7,52	2,29
18	502 N	V. Băița	59,86	15,10	2,63	3,65	0,10	2,93	5,81	2,83

c) tip Highișa

19	1251 P	Hija	58,45	17,07	3,82	3,47	0,15	3,55	6,05	2,45
20	B	V. Brada	58,86	16,65	2,53	4,02	0,02	2,04	6,59	2,75
21	713 P	Vf. Ostra	59,00	16,51	4,03	3,08	0,13	3,19	6,24	2,81
22	655 P	Vf. Ulmoasa	59,63	16,85	4,67	2,32	0,13	3,11	6,13	2,87
23	210 N	Vf. Highișa	59,96	17,55	2,77	4,21	0,15	3,22	6,55	2,78
24	9	Vama	60,27	15,55	6,96	0,29	0,11	3,25	5,07	2,76
25	211 N	Afl. stg. p. Somes	60,66	16,31	2,72	3,41	0,14	3,19	6,74	2,68
26	159 N	Cariera Talna Mare	61,27	16,82	4,73	1,76	0,12	2,93	5,80	2,92



LUL 2

pannonian – poniene

K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	S	Fe(FeS ₂)	Total	Analist	Observații
1,70	0,72	0,11	1,01	1,14	—	urme	—	100,25	C. Vasiliu	
1,93	0,76	0,11	0,18	0,82	—	0,07	0,06	100,18		
1,50	0,68	0,12	0,93	2,53	—	0,03	—	100,12	C. Vasiliu	
1,73	0,77	0,10	urme	0,51	—	0,05	0,04	100,03	C. Vasiliu	
1,62	0,66	0,13	1,52	2,66	—	—	—	100,15	C. Vasiliu	
1,67	0,71	0,11	urme	1,12	—	urme	—	100,12	C. Vasiliu	
1,74	0,73	0,12	0,30	1,10	—	urme	—	99,83	C. Vasiliu	
1,80	0,69	0,11	0,15	1,81	—	urme	—	99,71	C. Vasiliu	
1,74	0,72	0,11	0,20	0,73	—	urme	—	99,84	C. Vasiliu	
2,54	0,56	0,15	—	0,58	—	—	—	99,13	I.G.P.	din Rap. Baia Mare 1959–1969
2,00	0,62	0,10	2,76	0,97	—	—	—	100,02	C. Vasiliu	
1,91	0,67	0,11	0,39	1,28	—	—	—	100,03	C. Vasiliu	
2,05	0,61	0,10	0,78	1,52	—	urme	—	99,90	C. Vasiliu	
1,76	0,66	0,08	—	1,20	—	—	—	99,58	C. Vasiliu	SO ₃ = 0,11 %
1,94	0,67	0,13	0,10	2,08	—	—	—	99,81	C. Vasiliu	
2,06	0,59	0,09	0,12	1,24	—	0,10	0,09	100,19	C. Vasiliu	
1,57	0,73	0,22	0,40	0,91	—	urme	—	99,95	C. Vasiliu	
2,03	0,61	0,11	1,71	2,42	—	—	—	99,79	C. Vasiliu	
1,64	0,47	0,08	—	1,22	1,35	0,04	0,03	99,84	S. Bunea	din N. Stan și V. Birlea (1967)
1,74	0,55	0,09	2,39	1,81	0,73	0,02	—	100,79	Fl. Șoimaru	
1,97	0,77	0,13	0,12	1,89	—	—	—	99,87	C. Vasiliu	
1,85	0,68	0,12	—	1,31	—	—	—	99,67	C. Vasiliu	
1,71	0,76	0,12	—	0,45	—	0,03	—	100,26	C. Vasiliu	din Alexandra Sagatovici (1968)
2,11	0,79	0,42	0,15	1,64	0,96	0,09	—	100,42	Popescu	
1,98	0,60	0,09	0,77	0,85	—	0,04	0,03	100,21	C. Vasiliu	
1,94	0,70	0,14	—	0,98	—	0,05	—	100,20	C. Vasiliu	



(continuare)

Nr. crt.	Nr. probei	Localizare	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NaO
d) Tip Șuior										
27	1138 P	Șosea spre Expl. Șuior	56,20	17,21	4,72	3,12	0,17	3,12	6,48	2,32
28	1139 P	Șosea spre Expl. Șuior	57,20	17,63	3,71	3,19	0,18	3,12	6,60	2,65
29	745 Nx	Șosea Șuior — Coloane	59,68	16,53	3,04	3,76	0,13	3,69	6,76	2,36
30	739 N	Șuior	60,10	14,80	5,30	1,37	0,08	2,60	7,00	3,36
31	738 Nx	Șuior	60,61	16,23	3,10	3,18	0,13	3,37	6,65	2,47
32	1108 P	V. Șuior	60,94	15,88	3,78	2,49	0,12	3,17	6,51	2,49
33	1119 P	Poiana Stinișoara	61,49	16,35	3,47	2,70	0,11	3,01	5,79	2,61
34	502 B	Șosea Șuior	61,79	16,07	4,17	1,85	0,12	2,68	6,65	2,49
35	1037 P	Șosea Baia Sprie — Sighet km 18,9	62,07	14,78	3,34	2,53	0,11	3,33	6,25	2,51
36	601 B	Șosea Baia Sprie — Sighet km 19	62,10	16,85	3,15	1,15	0,06	2,80	6,30	2,69
37	501 B	Șosea Baia Sprie — Sighet km 19	62,57	16,74	3,34	2,48	0,10	2,39	5,92	2,68
38	504 B	Șosea Baia Sprie — Sighet km 19	62,73	15,53	2,66	2,51	0,11	2,79	6,02	2,55

Compoziția chimică

Andezitele cuarțifere prezintă următoarele limite de variație a principaliilor oxizi: SiO₂ = 56,20-62,73%; Al₂O₃ = 14,78-17,82%; Fe₂O₃ + FeO = 4,30-17,84%; MgO = 2,04-4,38%; CaO = 4,99-8,67%; Na₂O = 2,21-3,36%; K₂O = 1,35-2,94%, pentru care au fost calculate următoarele valori medii aritmetice (\bar{x}): SiO₂ = 59,93%; Al₂O₃ = 16,51%; Fe₂O₃ + FeO = 6,53%; MgO = 3,10%; CaO = 6,44%; Na₂O = 2,62%; K₂O = 1,91% (fig. 1).

SiO₂ înregistrează intervale largi de variație în prezența andezitelor cuarțifere de Piscuiatu (57,30-62,09%) și a andezitelor cuarțifere de Șuior (56,20-62,73%). Suma Fe₂O₃ + FeO variază în limite maxime în cazul andezitelor de Șuior (4,30-7,84%). Andezitele cuarțifere de Piscuiatu, comparativ cu celealte tipuri, se caracterizează printr-o accentuată variație a CaO (4,99-8,67%).

În ansamblu probele se încadrează, conform clasificării lui Taylor (1969), în grupa andezitelor (56-62% SiO₂; 0,7-2,5% K₂O); unele probe depășesc pe puțin conținuturile maxime admise, ajungând pînă la 62,73% SiO₂.

Caracterele mineralogice ale andezitelor cuarțifere în alcătuirea căroră participă în special feldspatul plagioclaz și mineralele melanocrate, se regăsesc în tabelul 3 în diagramele Or-Ab-An (fig. 2), Fo—(Fs + Fa)—Cs (fig. 3) și Kp-Ne-Cal (fig. 4). Rezultă o compozitie relativ constantă cu caracter inter-



tabelul 2)

K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	S	Fe(FeS ₂)	Total	Analist	Observații
1,35	0,65	0,09	1,00	1,30	1,85	0,03	0,03	99,64	S. Bunea	
1,55	0,57	0,08	0,70	0,93	1,47	0,03	0,03	99,64	S. Bunea	
1,75	0,69	0,12	0,26	0,11	—	urme	—	99,88	C. Vasiliu	
2,12	0,60	0,11	0,80	1,00	0,95	—	—	100,19	V. Cuța	
1,83	0,64	0,11	0,62	0,63	—	urme	—	99,57	C. Vasiliu	
1,97	0,63	0,11	0,59	1,21	—	0,02	—	99,91	C. Vasiliu	
2,08	0,65	0,11	—	1,40	—	0,02	—	99,79	C. Vasiliu	
1,92	0,61	0,11	0,64	1,28	—	—	—	100,38	C. Vasiliu	
2,87	0,60	0,15	0,25	0,90	—	urme	—	99,69	C. Vasiliu	
2,07	0,45	0,15	—	1,37	0,72	—	—	99,86	V. Cuța	
1,94	0,63	0,12	0,10	1,12	—	—	—	100,13	C. Vasiliu	
2,94	0,61	0,18	0,25	0,89	—	—	—	99,77	C. Vasiliu	

mediar al feldspațiilor (fig. 2), și un caracter feromagnezian intermediar al elementelor mafice (fig. 3).

Ansamblul parametrilor Niggli (tab. 4) încadrează rocile andezitice magneclor cuartdioritice calcoalealine saturate (QLM, fig. 5) izofale cu slabe tendințe semifemicice (*al-fm*, fig. 6) relativ sărace în alcalii (*al-alk*, fig. 7 ; *mg-k*, fig. 8). Valorile parametrilor CIPW (tab. 5) situează produsele în cîmpul dacitelor (35 analize) și în cîmpul latit-andezitelor (3 analize) (diagrama QAP, fig. 9). Semnificația petrochimică a acestui calcul este condiționată în cea mai mare parte de lipsa unei corespondențe față de aspectele mineralogice determinate. Raportarea conținutului global de potasiu componentei A din diagrama QAP deplasează spre stînga proiecția analizelor, ceea ce determină astfel caracterul predominant dacitic al acestora. Se înregistrează domenii largi de variație pentru hipersten (Hy = 2,90-14,46) și pentru anortit (An = 40,4-61,8) ; indicele de culoare oscilează într-un larg interval (M = 13,2-22,1).

Din diagrama M-An (fig. 10) rocile analizate se plasează, marea majoritate, în domeniul leucoandezitelor și o parte în domeniul andezitelor.

În diagrama petrogenetică (Na₂O + K₂O) — SiO₂ (fig. 11), majoritatea analizelor indică surse corespunzătoare unor magme tholeiitice saturate.

Distribuția elementelor minore

Elementele mijlore : Pb, Cu, Zn, Ga, Ni, Co, Cr, V, Sc, Y, Yb, Ba și Sr au fost determinate prin spectrografie de emisie în laboratoarele I.G.G. Rezul-



TABELA

Compoziția normală Niggli pentru

Nr. crt.	Nr. probei	Kp	Ne	Cal	Fo	Fs + Fa	Cs	Q	Kp
a) tip Piscuiatu									
1	757 Nx	16,2	34,2	49,6	42,2	48,4	9,4	42,5	6,2
2	481 P	17,7	36,2	46,1	42,4	45,2	12,4	41,4	7,0
3	1662 D	15,8	34,6	49,6	48,1	51,9	—	44,7	5,6
4	239 N	16,0	37,2	46,8	41,1	48,0	10,9	42,4	6,3
5	505 B	18,3	40,5	41,2	34,5	65,5	—	46,2	5,9
6	758 Nx	15,7	36,1	48,2	44,5	42,9	12,6	42,9	6,0
7	528 N	16,7	35,0	48,3	44,4	51,9	3,7	44,3	6,4
8	302 L	17,5	37,2	45,3	52,8	47,2	—	44,3	6,5
9	106 H	16,5	33,2	50,3	43,7	50,6	5,7	44,8	6,3
10	21	22,4	42,1	35,5	40,4	50,7	8,9	43,6	9,2
11	998 P	22,9	43,9	33,2	23,3	76,7	—	47,0	7,1
12	102 H	18,1	37,3	44,6	47,1	52,9	—	45,9	6,9
13	16 B	21,8	44,0	34,2	30,2	69,8	—	46,2	7,6
14	306 L	15,9	42,8	41,3	42,1	57,9	—	46,8	6,3
15	510 B	19,9	38,5	41,6	28,8	71,2	—	48,6	7,1
16	18 B	19,4	38,2	42,4	47,7	47,7	4,6	47,0	7,5
b) tip Colbu									
17	872 P	15,7	34,9	49,4	44,1	48,6	7,3	43,8	5,7
18	502 N	21,8	46,3	31,9	38,8	61,2	—	45,7	7,4
c) tip Highișa									
19	1251 P	15,8	36,1	48,1	45,9	54,1	—	44,4	6,1
20	B	19,7	47,5	32,8	11,8	88,2	—	45,9	6,3
21	713 P	18,1	39,4	42,5	43,3	52,2	4,5	43,7	7,1
22	655 P	16,8	40,2	43,0	42,9	51,9	5,2	44,2	6,7
23	210 N	15,4	38,0	46,6	44,4	52,3	3,3	44,2	6,1
24	9	21,4	42,2	36,4	44,7	55,3	—	45,6	7,8
25	211 N	18,7	38,4	42,9	47,2	49,3	3,5	45,2	7,1
26	159 N	17,6	40,8	41,6	45,2	52,6	2,2	45,7	7,0
d) tip Șuior									
27	1138 P	14,8	38,4	46,8	33,6	66,4	—	44,1	5,1
28	1139 P	15,0	39,2	45,8	40,1	59,9	—	43,5	5,7
29	745 Nx	16,8	34,8	48,4	47,9	48,5	3,6	44,8	6,3
30	739 N	20,2	48,8	31,0	34,1	46,0	19,9	43,2	7,7
31	738 Nx	17,9	36,4	45,7	48,3	49,7	2,0	45,7	6,7
32	1108 P	18,0	37,5	44,5	46,9	50,3	2,8	46,8	6,7
33	1119 P	19,6	37,5	42,9	46,0	51,1	2,9	46,8	7,6
34	502 B	18,2	37,3	44,5	43,4	52,7	3,9	47,5	6,8
35	1037 P	28,2	37,4	34,4	43,6	41,1	15,3	45,4	10,4
36	601 B	19,1	37,7	43,2	50,9	42,2	6,9	48,0	7,6
37	501 B	18,0	37,8	44,2	43,2	56,8	—	48,3	7,0
38	504 B	27,9	36,7	35,4	44,4	45,1	10,5	46,7	10,7

LUL 3

andezitele cuarțifere pannonian-ponțiene

Ne	Cal	Cs	Sp	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp	Cc	Pr
13,1	19,0	1,5	—	4,1	3,6	6,7	0,5	0,2	2,6	—
14,3	18,2	2,2	—	4,3	3,7	7,5	0,6	0,1	0,5	0,2
12,3	17,6	—	0,7	3,3	5,0	7,7	0,5	0,2	2,4	—
14,6	18,4	1,9	—	3,6	4,8	7,2	0,6	0,1	—	0,1
13,1	13,3	—	5,2	3,4	4,2	4,0	0,5	0,3	3,9	—
13,8	18,4	2,3	—	3,2	4,6	8,1	0,5	0,2	—	—
13,4	18,5	0,6	—	4,3	4,0	7,1	0,5	0,1	0,8	—
13,8	16,8	—	1,5	3,1	4,6	8,6	0,5	0,2	0,1	—
12,7	19,2	0,9	—	3,7	4,3	6,9	0,5	0,1	0,6	—
17,3	14,6	1,3	—	5,4	2,0	5,9	0,4	0,3	—	—
13,6	10,3	—	5,7	1,6	5,0	2,0	0,5	0,1	7,1	—
14,2	17,0	—	0,5	4,1	3,2	6,5	0,5	0,2	1,0	—
15,3	11,9	—	3,7	3,1	5,7	3,8	0,5	0,1	2,1	—
17,0	16,4	—	1,9	5,0	1,2	4,5	0,5	0,1	—	0,3
13,7	14,8	—	3,7	3,1	4,8	3,2	0,5	0,3	0,2	—
14,8	16,4	0,6	—	3,4	2,8	6,2	0,5	0,2	0,3	0,3
12,7	18,0	1,3	—	4,9	3,8	7,9	0,5	0,4	1,0	—
15,7	10,8	—	3,2	2,9	4,5	4,7	0,5	0,1	4,5	—
13,9	18,5	—	0,6	4,2	4,4	7,3	0,4	0,1	—	0,1
15,2	10,5	—	6,7	2,7	4,8	1,0	0,4	0,2	6,3	—
15,5	16,7	0,7	—	4,3	3,9	6,8	0,6	0,3	0,4	—
16,0	17,1	0,8	—	5,1	2,9	6,6	0,5	0,1	—	—
15,1	18,5	0,5	—	2,9	5,1	6,8	0,6	0,1	—	0,1
15,4	13,3	—	1,5	7,4	0,4	6,3	0,6	0,9	0,5	0,3
14,6	16,3	0,5	—	2,9	4,1	6,7	0,5	0,1	1,9	0,1
16,2	16,5	0,3	—	5,0	2,2	6,2	0,5	0,3	—	0,1
13,2	16,1	—	4,4	5,2	3,9	4,6	0,5	0,1	2,7	0,1
14,9	17,4	—	2,3	4,0	4,2	5,5	0,4	0,1	1,9	0,1
13,0	18,1	0,6	—	3,3	4,7	7,9	0,5	0,1	0,7	—
18,5	11,8	3,2	—	5,7	1,7	5,5	0,5	0,1	2,1	—
13,6	17,1	0,3	—	3,3	4,0	7,1	0,5	0,1	1,6	—
13,9	16,5	0,4	—	4,1	3,1	6,7	0,6	0,5	1,6	—
14,5	16,6	0,4	—	3,8	3,3	6,4	0,5	0,1	—	—
13,9	16,6	0,5	—	4,5	2,3	5,6	0,5	0,1	1,7	—
13,8	12,7	2,5	—	3,6	3,1	7,1	0,4	0,3	0,7	—
15,0	17,2	0,8	—	3,4	1,5	5,9	0,3	0,3	—	—
14,7	17,2	—	0,1	3,6	3,1	5,1	0,5	0,1	0,3	—
14,1	13,6	1,4	—	2,9	3,1	5,9	0,5	0,4	0,7	—

TABELA

Parametrii Niggli pentru andezite

Nr. crt.	Nr. probei.	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
a) tip Piscuiatu									
1	757 Nx	173,8	30,8	30,8	28,0	10,4	0,32	0,47	0,91
2	481 P	172,9	30,6	33,5	24,8	11,1	0,32	0,48	0,74
3	1662 D	186,0	30,1	36,3	23,8	9,8	0,31	0,49	0,66
4	239 N	178,0	31,1	33,6	24,1	11,2	0,30	0,46	0,72
5	505 B	198,0	32,8	32,8	23,1	11,3	0,30	0,47	0,70
6	758 Nx	178,5	30,3	34,1	25,0	10,6	0,31	0,51	0,73
7	528 N	186,7	31,6	34,0	23,6	10,8	0,32	0,46	0,69
8	302 L	188,3	31,6	38,0	19,1	11,3	0,32	0,55	0,50
9	106 H	188,4	32,0	32,9	24,6	10,5	0,33	0,47	0,75
10	21	202,0	32,8	31,0	20,7	15,5	0,35	0,45	0,67
11	998 P	211,4	32,6	28,2	26,3	12,9	0,34	0,43	0,93
12	102 H	201,8	32,9	32,9	22,0	12,2	0,33	0,48	0,67
13	16 B	210,4	32,7	34,9	18,5	13,9	0,33	0,39	0,53
14	306 L	213,4	36,7	28,7	20,3	14,3	0,28	0,46	0,71
15	510 B	219,8	35,7	32,0	19,4	12,9	0,33	0,32	0,61
16	18 B	214,6	33,4	30,5	22,4	13,7	0,33	0,50	0,73
b) tip Colbu									
17	872 P	181,2	29,5	35,6	24,9	10,0	0,31	0,48	0,70
18	502 N	209,9	31,2	33,0	21,7	14,1	0,31	0,46	0,68
c) tip Highișa									
19	1251 P	187,1	32,3	36,0	20,8	10,9	0,30	0,47	0,58
20	B	202,5	33,9	28,7	24,4	13,0	0,29	0,37	0,85
21	713 P	191,4	31,6	33,9	21,6	12,9	0,32	0,45	0,64
22	655 P	194,7	32,5	33,1	21,5	12,9	0,30	0,46	0,65
23	210 N	188,6	32,7	33,3	22,1	11,9	0,29	0,45	0,66
24	9	207,2	31,6	36,0	18,6	13,8	0,33	0,47	0,52
25	211 N	198,9	31,5	32,1	23,6	12,8	0,32	0,48	0,74
26	159 N	207,4	33,5	31,9	20,9	13,6	0,30	0,46	0,66
d) tip Șular									
27	1138 P	180,7	32,6	35,0	22,4	10,0	0,29	0,43	0,64
28	1139 P	182,4	33,1	32,8	22,6	11,5	0,28	0,45	0,69
29	745 Nx	189,7	30,9	35,3	22,9	10,9	0,33	0,50	0,65
30	739 N	201,8	29,2	30,3	25,2	15,3	0,29	0,43	0,83
31	738 Nx	199,8	31,5	33,3	23,5	11,7	0,32	0,49	0,71
32	1108 P	205,1	31,5	32,7	23,5	12,3	0,34	0,48	0,72
33	1119 P	211,1	33,2	32,4	21,2	13,2	0,34	0,47	0,65
34	502 B	213,5	32,8	30,1	24,7	12,4	0,33	0,46	0,82
35	1037 P	211,2	29,7	32,9	22,9	14,5	0,44	0,52	0,70
36	601 B	220,0	35,3	26,8	23,8	14,1	0,33	0,55	0,89
37	501 B	221,2	34,8	29,3	22,3	13,6	0,31	0,43	0,76
38	504 B	222,3	32,3	29,6	22,8	15,3	0,43	0,50	0,77



LUL 4

cuarțifere pannonian-ponțiene

ti	p	W	Qz	Q	L	M	Tipul de magma
1,6	0,18	0,55	32,2	42,3	39,0	18,7	cuarțdioritică
1,8	0,18	0,55	28,5	41,5	39,5	19,0	cuarțdioritică
1,7	0,19	0,40	46,8	44,8	36,5	18,7	cuarțdioritică
1,8	0,18	0,43	33,2	42,5	39,3	18,2	cuarțdioritică
1,8	0,20	0,45	52,8	46,0	38,4	15,6	cuarțdioritică
1,6	0,18	0,42	36,1	42,9	38,2	18,9	cuarțdioritică
1,7	0,19	0,53	43,5	44,4	38,4	17,2	cuarțdioritică
1,7	0,19	0,41	43,1	44,3	37,0	18,7	cuarțdioritică
1,7	0,19	0,47	46,4	44,9	38,3	16,8	cuarțdioritică
1,4	0,20	0,74	40,0	43,8	41,1	15,1	cuarțdioritică
1,7	0,21	0,24	59,8	46,9	38,0	15,1	cuarțdioritică
1,8	0,20	0,57	53,0	46,0	38,8	15,2	cuarțdioritică
1,7	0,21	0,38	54,8	46,1	38,2	15,7	cuarțdioritică
1,9	0,21	0,82	56,2	46,9	39,5	13,6	cuarțdioritică
1,9	0,22	0,40	68,2	46,8	36,0	15,4	cuarțdioritică
1,7	0,21	0,55	59,8	47,0	38,8	14,2	cuarțdioritică
1,7	0,19	0,57	41,2	43,7	36,7	19,6	cuarțdioritică
1,7	0,21	0,39	53,5	45,7	38,0	16,3	cuarțdioritică
1,2	0,19	0,49	43,5	44,6	38,0	17,4	cuarțdioritică
1,4	0,21	0,36	50,5	45,7	40,1	14,2	cuarțdioritică
1,9	0,19	0,54	39,8	43,6	39,5	16,9	cuarțdioritică
1,8	0,20	0,64	43,1	44,3	39,8	15,9	cuarțdioritică
1,9	0,19	0,38	41,0	41,0	39,9	16,1	cuarțdioritică
2,1	0,62	0,96	52,0	45,5	38,3	16,2	cuarțdioritică
1,6	0,20	0,42	47,7	44,9	38,5	16,6	cuarțdioritică
1,8	0,20	0,70	53,0	46,0	39,7	14,3	cuarțdioritică
1,7	0,19	0,57	40,7	44,1	38,6	17,3	cuarțdioritică
1,3	0,19	0,51	36,4	43,4	40,7	15,9	cuarțdioritică
1,7	0,19	0,42	46,1	44,7	37,6	17,7	cuarțdioritică
1,6	0,20	0,78	40,6	43,3	38,3	18,4	cuarțdioritică
1,6	0,20	0,46	53,0	45,8	37,6	16,6	cuarțdioritică
1,6	0,20	0,58	55,9	46,3	37,4	16,3	cuarțdioritică
1,9	0,21	0,54	58,3	46,7	38,7	14,6	cuarțdioritică
1,7	0,21	0,67	63,9	47,6	37,6	14,8	cuarțdioritică
1,6	0,20	0,55	53,2	45,4	37,1	17,5	cuarțdioritică
1,3	0,21	0,71	63,6	47,8	39,9	12,3	cuarțdioritică
1,7	0,21	0,55	66,8	48,2	39,1	12,7	cuarțdioritică
1,7	0,21	0,49	61,1	46,8	38,4	14,8	cuarțdioritică



TABELUL 5

Compozita normală a andezilor cuartifere pannonian-pontiene (C.I.P.W.) – Q.A.P.M.A.n

Nr. crt.	Nr. probei	qu	or	ab	an	di	hy	c	ap	cc	mt	hm	il	pr	Q	A	P	M	An
a) tip Pisciuatu																			
1	757 Nx	17,04	10,91	20,44	31,14	3,51	7,44	—	0,34	2,30	5,57	—	1,37	—	21,7	12,7	65,6	18,2	60,4
2	481 P	15,18	11,12	22,01	30,02	5,03	7,59	—	0,34	0,40	6,03	—	1,52	0,12	19,4	14,2	66,4	20,6	57,7
3	1662 D	20,40	8,90	18,34	27,80	—	13,26	0,61	0,34	2,10	4,41	—	1,37	—	27,0	11,8	61,2	20,0	60,3
4	239 N	15,58	10,01	22,53	30,30	4,46	9,70	—	0,34	—	4,87	—	1,52	0,09	19,9	12,8	67,3	21,0	57,4
5	505 B	23,52	9,45	20,44	21,41	—	10,24	2,96	0,34	3,40	4,41	—	1,37	—	31,5	12,6	55,9	19,3	51,2
6	758 Nx	16,02	10,01	20,96	30,02	5,80	10,16	—	0,34	—	4,41	—	1,37	—	20,8	13,0	66,2	22,1	58,9
7	528 N	19,32	10,01	20,44	30,30	1,12	9,37	—	0,34	0,70	5,80	—	1,37	—	24,1	12,5	63,4	18,0	59,7
8	302 L	18,54	10,56	20,96	25,85	—	14,46	1,33	0,34	0,40	4,18	—	1,37	—	24,4	13,9	61,7	21,7	55,2
9	106 H	19,44	10,01	19,39	31,41	1,78	9,89	—	0,34	0,50	4,87	—	1,37	—	24,2	12,5	63,3	18,3	61,8
10	21	17,22	15,01	26,20	23,91	3,02	5,50	—	0,34	—	3,71	2,40	1,06	—	20,9	18,2	60,9	16,0	47,7
11	998 P	25,26	11,68	20,96	16,40	—	11,24	3,57	0,34	6,30	2,09	—	1,22	—	34,0	15,7	50,3	18,5	43,9
12	102 H	21,72	11,12	21,48	27,24	—	8,43	0,51	0,34	0,90	5,57	—	1,37	—	26,6	13,6	59,8	16,2	55,9
13	16 B	22,08	12,33	23,58	18,90	—	11,88	2,24	0,34	1,80	4,18	—	1,22	—	28,8	15,9	55,3	19,9	44,5
14	306 L	21,54	10,56	25,68	26,13	—	6,30	1,33	0,34	—	0,81	4,24	1,37	0,18	25,7	12,6	61,7	14,6	61,7
15	510 B	24,36	11,12	20,96	23,63	—	9,50	2,14	0,34	0,20	4,18	—	1,37	—	30,4	13,9	55,7	17,5	53,0
16	18 B	21,81	12,23	23,06	26,41	1,53	7,18	—	0,34	0,30	4,64	—	1,22	0,18	26,1	14,6	59,3	15,1	53,4

b) tip Colbu

17	872 P	19,62	9,45	19,39	29,19	3,70	8,39	-	0,34	0,90	6,50	-	1,37	-	25,2	12,2	62,6	20,3	60,1
18	502 N	22,32	11,68	24,10	16,96	-	11,00	2,04	0,34	3,90	3,71	-	1,22	-	29,7	15,6	54,7	18,3	41,3

c) tip Highisa

19	1251 P	18,78	9,45	20,96	29,19	-	11,44	0,61	0,34	-	5,57	-	0,91	0,06	24,0	12,0	64,0	18,9	58,2
20	B	23,88	10,01	23,58	16,68	-	9,46	4,18	0,34	5,50	3,71	-	1,06	-	32,2	13,5	54,3	18,8	41,5
21	713 P	17,76	11,68	23,58	1,97	8,29	-	0,34	0,30	5,80	-	1,52	-	22,3	14,6	63,1	17,9	53,1	
22	655 P	18,90	11,12	24,10	27,80	1,51	7,00	-	0,34	-	5,80	0,64	1,37	-	23,1	13,6	63,3	16,7	53,6
23	216 N	17,07	10,01	23,58	30,58	0,89	11,73	-	0,34	-	4,18	-	1,52	0,06	21,0	12,3	66,7	18,7	56,5
24	9	22,08	12,23	23,58	21,13	-	8,10	1,02	1,01	0,40	-	6,80	0,76	0,18*	26,9	14,9	58,2	18,3	44,3
25	211 N	19,29	11,68	23,06	26,41	1,11	10,60	-	0,34	1,70	3,94	-	1,22	0,06	24,0	14,5	61,5	17,3	53,4
26	159 N	20,82	11,12	24,63	27,24	0,43	7,10	-	0,34	-	3,78	2,03	1,37	0,09	24,8	13,3	61,9	15,1	52,5

d) tip řuor

27	1138 P	21,60	8,34	19,39	25,02	-	8,62	2,75	0,34	2,30	6,73	-	1,37	0,06	29,1	11,2	59,7	19,9	56,3
28	1139 P	17,94	9,45	22,53	27,52	-	10,08	1,43	0,34	1,60	5,34	-	1,06	0,06	23,2	12,2	64,6	18,3	55,9
29	745 Nx	19,02	10,56	19,91	29,19	1,35	12,12	-	0,34	0,60	4,41	-	1,37	-	24,2	13,4	62,4	19,6	59,5
30	739 N	18,48	12,23	28,30	19,18	7,56	2,90	-	0,34	1,80	2,78	3,36	1,22	-	23,7	15,6	60,7	18,2	40,4
31	738 Nx	21,00	10,56	20,96	27,80	0,45	10,72	-	0,34	1,40	4,41	-	1,22	-	26,1	13,2	60,7	17,1	57,0
32	1108 P	22,38	11,68	20,96	26,41	0,87	7,92	-	0,34	1,40	5,57	-	1,22	-	27,5	14,3	58,2	15,9	55,8
33	1119 P	21,66	12,23	22,01	26,97	0,66	8,15	-	0,34	-	5,10	-	1,37	-	26,1	14,8	59,1	15,6	55,1
34	502 B	24,24	11,12	20,96	27,24	0,63	6,30	-	0,34	1,50	4,41	1,12	1,22	-	29,0	13,3	57,7	14,0	56,5
35	1037 P	20,40	17,24	20,96	20,57	6,32	6,26	-	0,34	0,60	4,87	-	1,22	-	25,8	21,8	52,4	19,0	49,5
36	601 B	21,60	12,23	23,06	27,80	1,94	6,00	-	0,34	-	2,55	1,44	0,91	-	25,5	14,4	60,1	13,2	54,7
37	501 B	23,46	11,12	23,06	27,60	-	6,79	-	0,34	0,20	4,87	-	1,22	-	27,5	13,0	59,5	13,2	54,7
38	504 B	21,30	17,24	21,48	22,24	3,97	6,57	-	0,34	0,60	3,94	-	1,22	-	25,9	21,0	53,1	16,0	50,9

* $r_4 = 0,40$ 

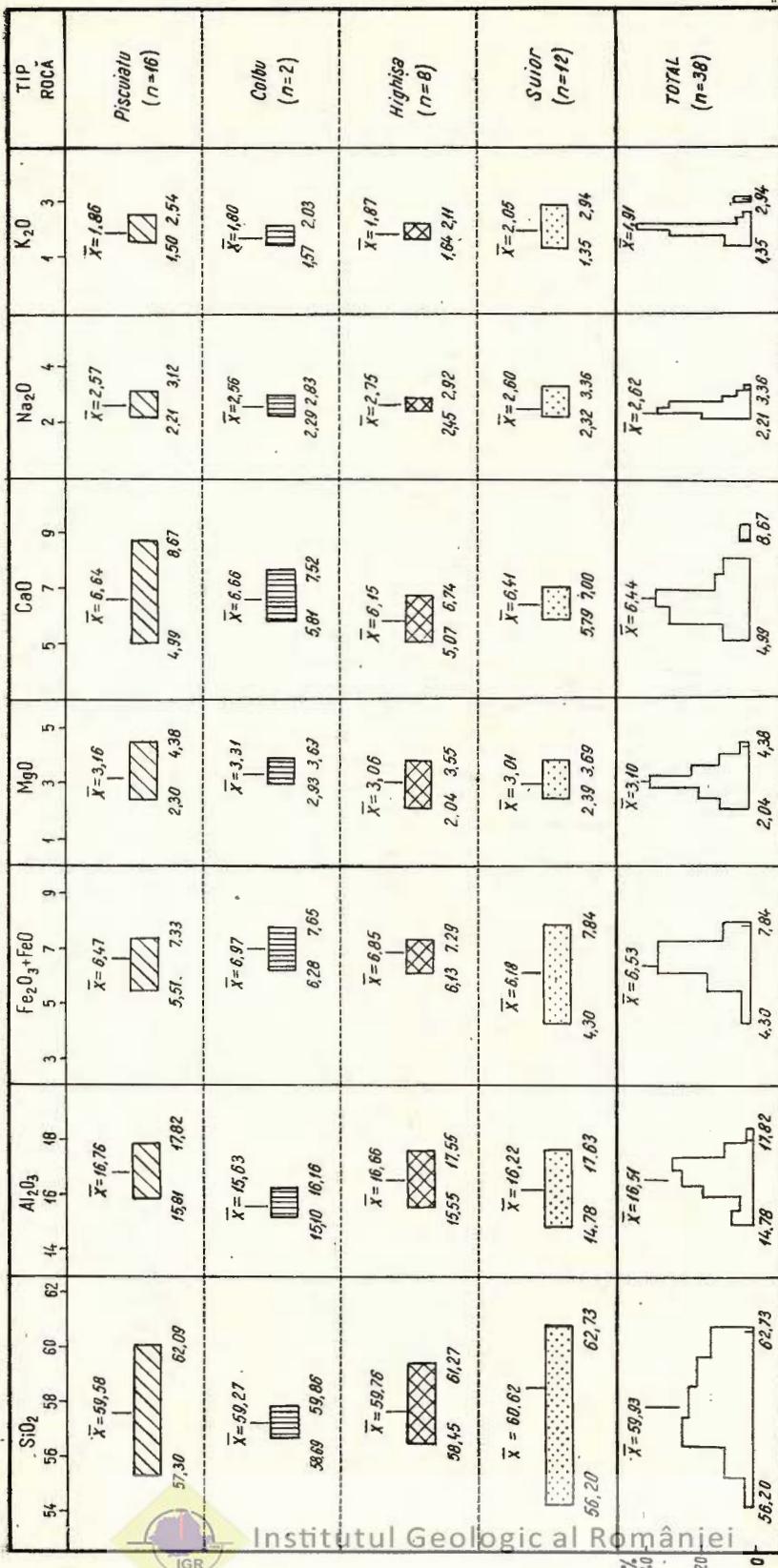


Fig. 1. — Limitele de variație ale principaliilor oxizi.
Les limites de variation des principaux oxydes.

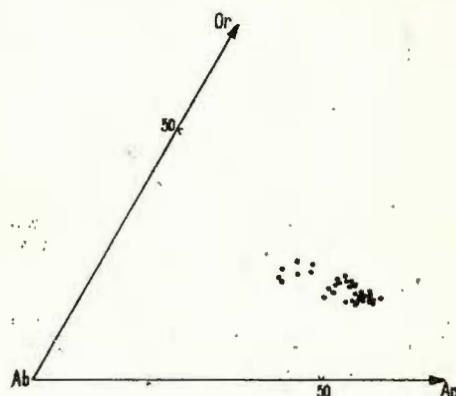


Fig. 2. — Diagramma Or-Ab-An.
Le diagramme Or-Ab-An.

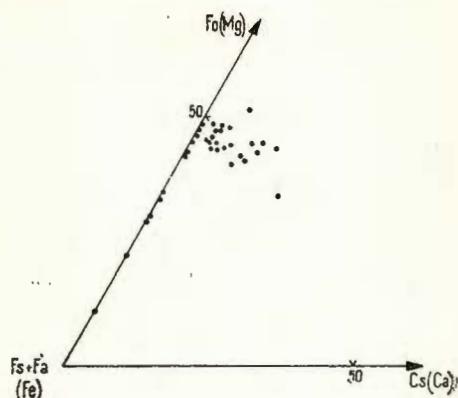


Fig. 3. — Diagramma Fo-(Fs + Fa)-Cs.
Le diagramme Fo-(Fs + Fa)-Cs.

Fig. 4. — Diagramma Kp-Ne-Cal.
Le diagramme Kp-Ne-Cal.

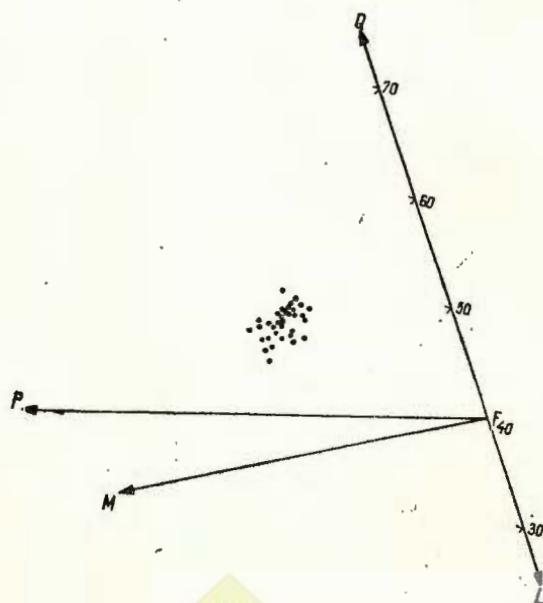
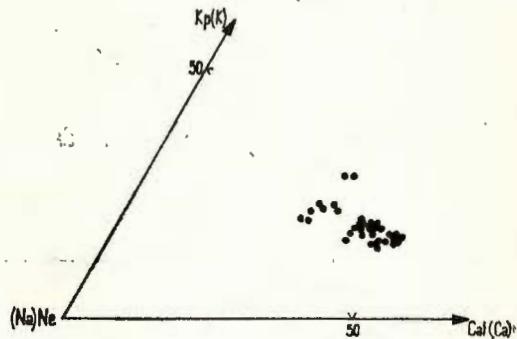


Fig. 5. — Diagramma Q-L-M.
Le diagramme Q-L-M.

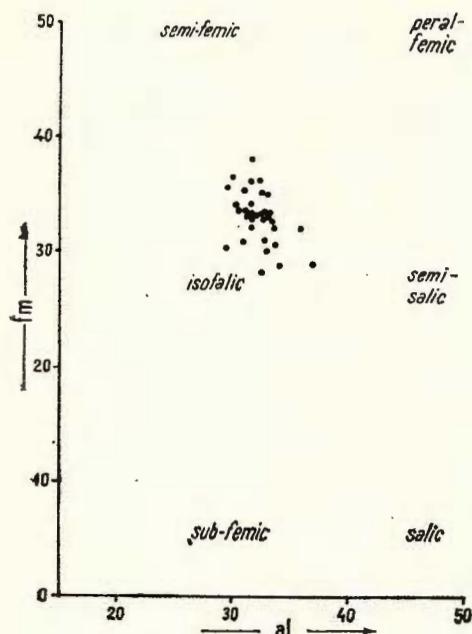


Fig. 6. — Diagramma fm-al.
Le diagramme fm-al.

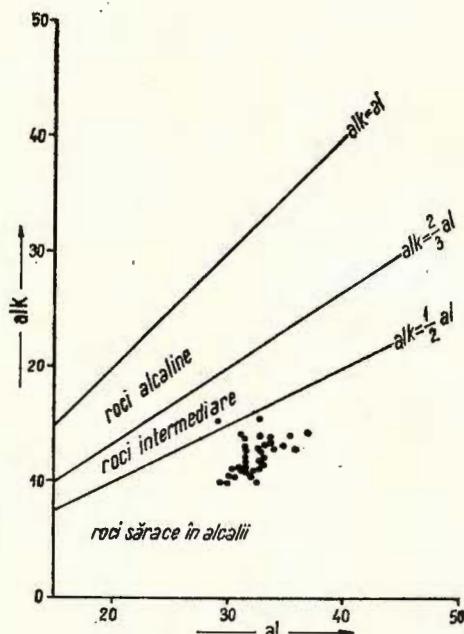


Fig. 7. — Diagramma alk-al.
Le diagramme alk-al.

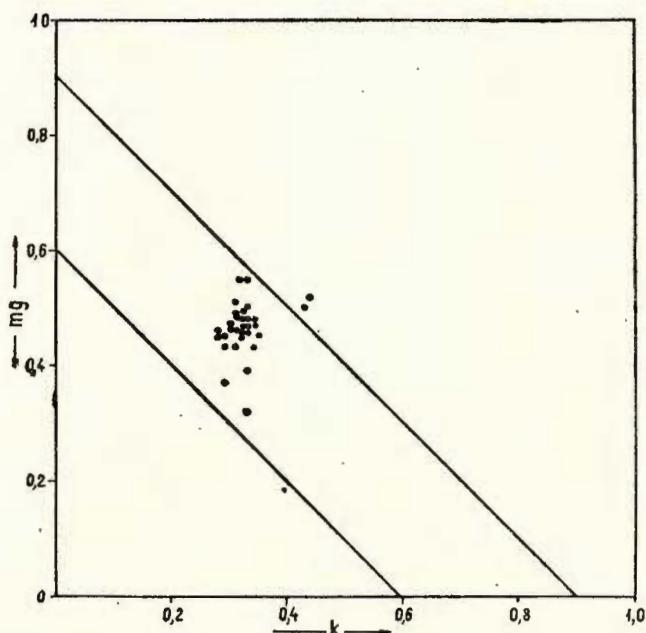


Fig. 8. — Diagramma mg-k.
Le diagramme mg-k.



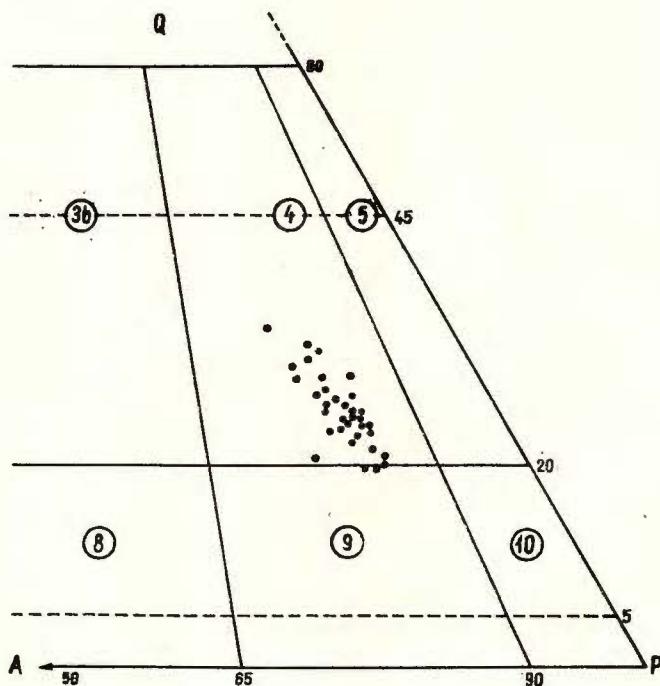


Fig. 9. — Diagramma Q-A-P.
Le diagramme Q-A-P.

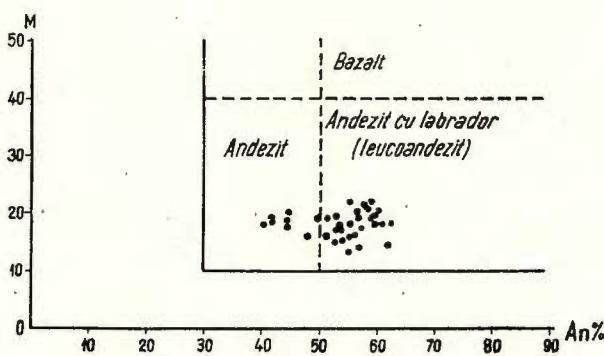


Fig. 10. — Diagramma M-An.
Le diagramme M-An.



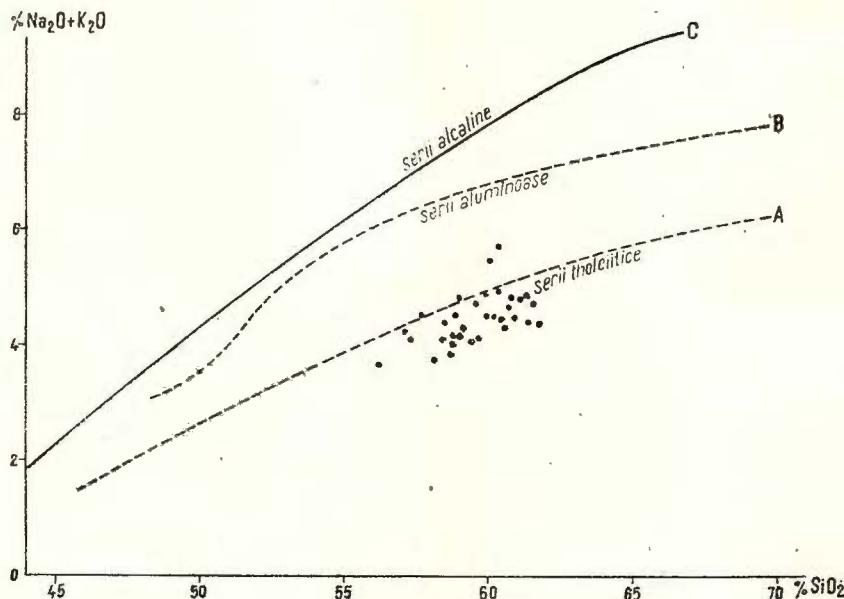


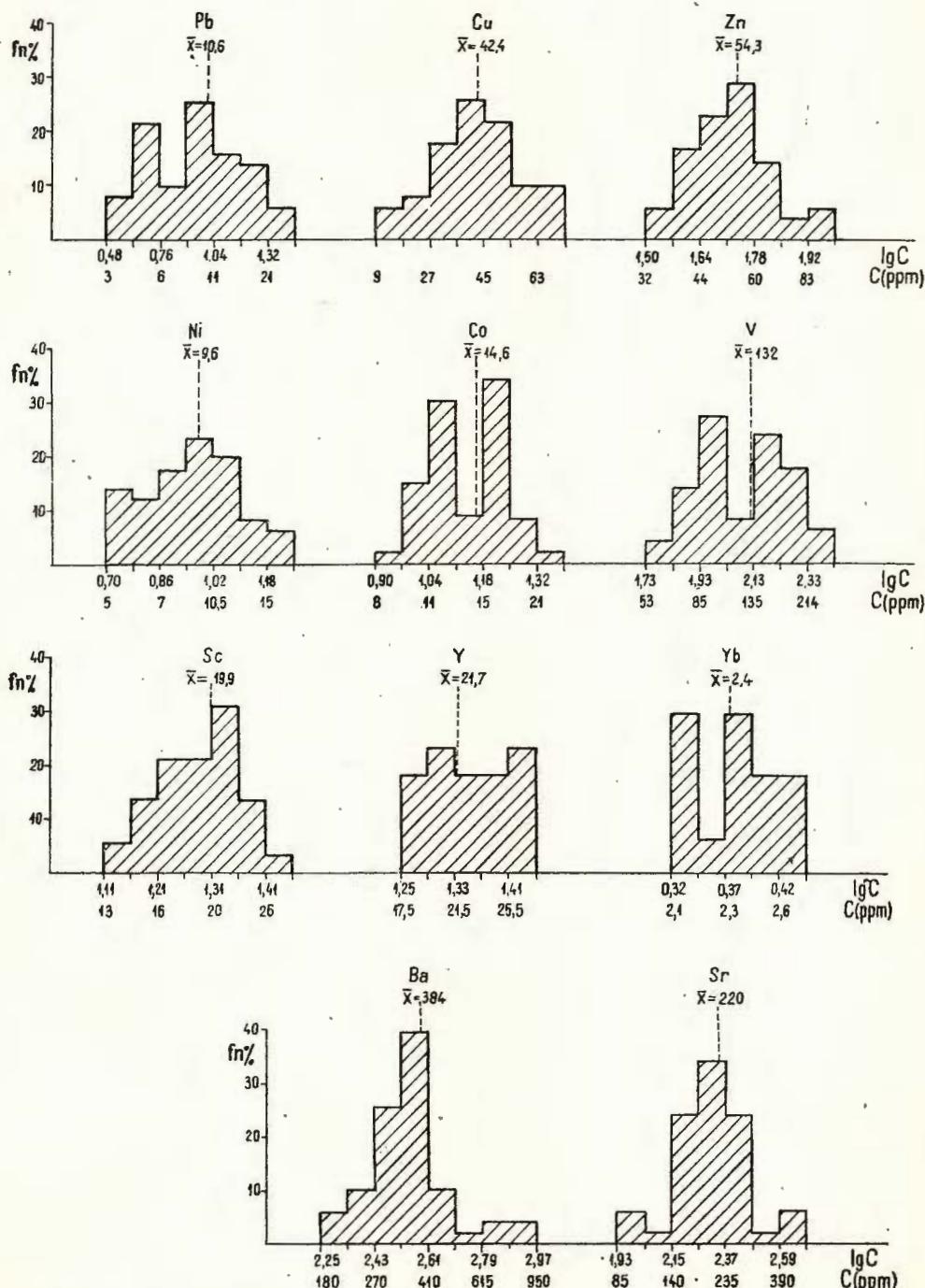
Fig. 11. — Diagrama SiO₂-(Na₂O + K₂O).
Le diagramme SiO₂-(Na₂O + K₂O).

tatele determinărilor sunt prezentate în tabelul 6, grupate pe cele patru tipuri de andezite cuarțifere : Piscuiatu, Colbu, Hîghișa și Șuior.

Numărul de 51 analize a fost suficient pentru a putea construi histogrammele de repartiție (fig. 12), din care se constată că elementele analizate prezintă o distribuție lognormală, cu excepția cuprului, cu distribuție normală. De asemenea apare și gradul de împrăștiere a valorilor acestor elemente. Sr și Ba sunt elementele cu cele mai reduse împrăștieri, 84%, respectiv 74,5% din valori fiind repartizate în 3 intervale de concentrație. Celelalte elemente prezintă împrăștieri mai mari, care se accentuează în următoarea ordine : Co, Zn, Cu, Sc, Ni, V, Y, Yb și Pb.

În diagrama care ilustrează domeniile de variație ale elementelor analizate și mediile aritmetice pentru cele patru tipuri de andezite cuarțifere (fig. 13), se remarcă intervale de variație diferențiate. Astfel, cele mai largi domenii de variație sunt prezентate de Pb, Cu și Sr, raportul dintre valorile maxime și minime variază între 5 și 9. Pentru Ba, V și Ni raportul între conținuturile maxime și minime este aproximativ 4, iar pentru Co, Zn și Sr este aproximativ 2. Y și Yb au domeniile de variație cele mai strânse, raportul între valorile extreme fiind cca 1,5.

Urmărind comparativ distribuția elementelor minore în cele patru tipuri de andezite cuarțifere, se constată în general o suprapunere a intervalor de variație, unele diferențe între valorile medii nefiind semnificative.



TABELUL 6

Elemente minore (p.p.m.) în andezitele cuarțifere pannonian-ponitene

Nr. crt.	Nr. probei	Localizare	Pb	Cu	Zn	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Ba	Sr
tip Pisciuatu															
1	757 Nx	v. Roșie (B. Mare)	5	56	42	15	11	14	35	90	22	nd	nd	250	200
2	4 1 P	Piatra Șoimului	16	70	50	22	10	19	13	170	25	24	nd	2,5	380
3	1662 D	v. Firiza - coada lacului	11	66	105	17	10	15	28	150	nd	nd	nd	380	290
4	239 N	Cariera v. Negruța	10	70	60	26	6	18	8	180	nd	nd	nd	365	200
5	505 B	v. Dealul Crucii	5	27	50	18	8	11	6	100	19	26	2,6	300	160
6	758 Nx	v. Roșie (B. Mare)	4,5	54	40	16	9	11	56	75	22	nd	nd	320	220
7	528 N	v. Firiza - baraj	10	42	67	20	6	13	8	175	21	20	2,2	390	230
8	302 L	vf. Arșița Mică	8,5	50	50	18	11	nd	13	180	24	22	2,4	350	180
9	106 H	v. Conesația (baraj Firiza)	13	20	56	18	6	13	6	15	21	nd	nd	300	170
10	998 P	v. Borcutului	8,5	57	58	15	7,5	8	13	82	15,5	18	2,2	360	215
11	102 H	v. Conesația	10,5	18	52	19	5	11	5	100	18	nd	nd	400	190
12	16 B	Transversala v. Ardeleană	22	55	>1000	19	8,5	nd	5,5	110	nd	nd	nd	480	220
13	306 L	vf. Pisciuatu	11	39	55	21	10	nd	7,5	100	21	28	2,8	480	245
14	510 B	Cariera Algamatia	7	30	52	17	7	10	6	70	20	nd	nd	300	165
15	18 B	Galeria Aluniș, oriz. 3	7,5	50	54	18	9	nd	20	122	nd	nd	nd	400	220
16	61 N	Dimbul Comorilii	10	38	70	18	7	16	<5	135	nd	nd	nd	420	210
17	756 N	v. Roșie (B. Mare)	3	115	42	16	18	20	55	110	27	nd	nd	180	220
18	765 N	v. Usturoi	6	41	46	16	14	12,5	26	150	25	nd	nd	260	85
19	1549 P	v. Firiza - baraj	8,5	14	45	16	12	19	37	140	20	20	2,1	280	175
20	1531 P	Tăutii	8	26	52	16	12,5	18	5,5	200	16	24	2,4	390	185
21	1530 P	Tăutii	6	19	64	13,5	8	12	4,5	160	14	22	2,4	400	180
22	655 P	vf. Ulmoasa	13	52	65	15	6	18	<5	180	21	26	2,6	400	460



\hat{y}_{BD} = nedeterminat



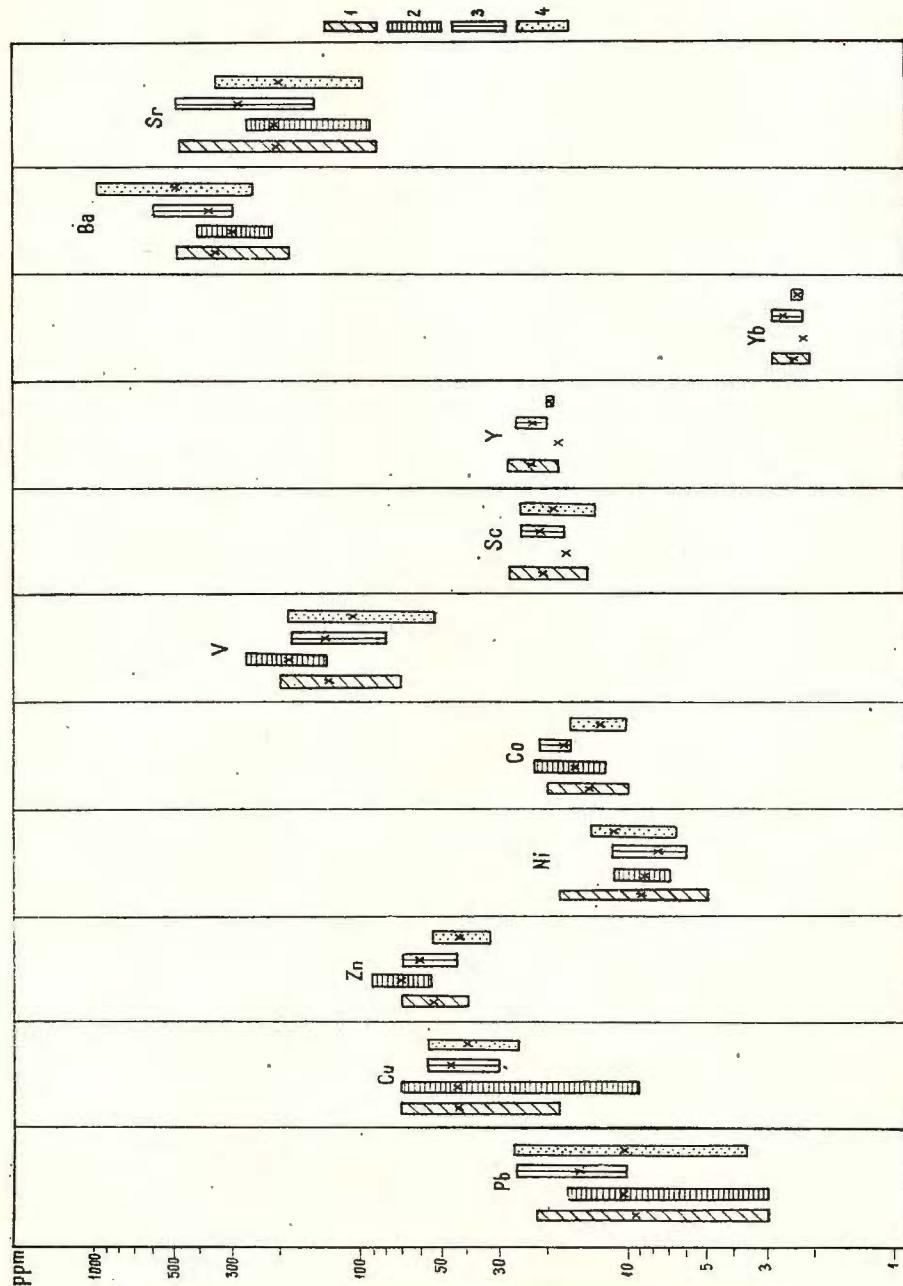


Fig. 13. — Diagrama domeniilor de variație pentru elementele minorc :
 1, Pisciciatu ; 2, Colbu ; 3, Highisa ; 4, Suior ; X = medie aritmetică.
 Le diagramme avec les domaines de variation des éléments mineurs :
 1, Pisciciatu ; 2, Colbu ; 3, Highisa ; 4, Suior ; X = moyenne arithmétique.

În diagramele ce reprezintă relațiile dintre diferențele perechi de elemente minore cu afinități geochemice, au fost proiectate cu semne diferențe andezitele cuartifere de Șuior (din corpul de la km 19 șoseaua Baia Sprie-Sighet) pentru particularitățile locale pe care acesta le prezintă.

În diagrama Ni-Co (fig. 14) andezitele cuartifere se proiectează între dreptele cu raportul $Ni/Co = 0,3-1$; andezitele cuartifere de Șuior de la km 19 au raportul $Ni/Co > 1$.

Diagrama V-Ni (fig. 15) indică valori ale raportului V/Ni între 8 și 30. Andezitele cuartifere de Șuior de la km 19 se proiectează de-a lungul dreptei

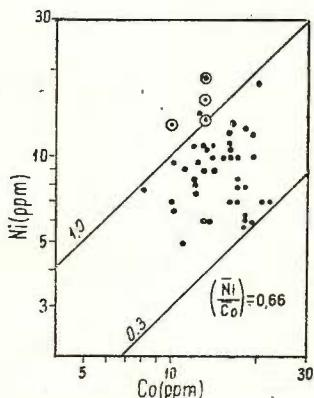


Fig. 14. — Diagrama Ni-Co.
Le diagramme Ni-Co.

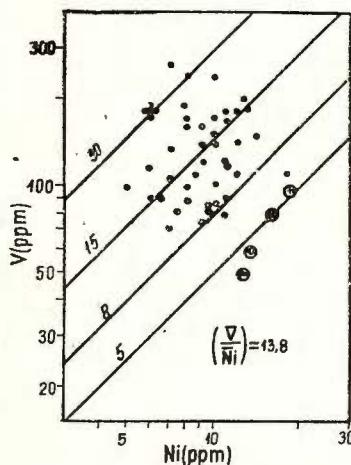


Fig. 15. — Diagrama V-Ni.
Le diagramme V-Ni.

cu valoarea raportului $V/Ni = 5$. Cu excepția acestora din urmă, toate celelalte andezite cuartifere analizate prezintă valori pentru raportul Ni/Co și V/Ni situate în limitele celor indicate de Taylor et al. (1969) pentru andezitele calcoalcaline de tip circumpacific ($Ni/Co < 1$ și $V/Ni > 8$).

Pe diagrama V-Sc (fig. 16) toate andezitele cuartifere analizate se proiectează în intervalul $V/Sc = 3-9$, raportul conținuturilor medii fiind 6,6.

Y și Yb au fost analizate doar pe 17 probe. Între aceste elemente există o corelație pozitivă (fig. 17), proiecțiile aliniindse pe dreapta cu raportul $Y/Yb = 9$.

Diagrama Ba-Sr (fig. 18) evidențiază valori ridicate de Ba în andezitele cuartifere de la Baia Sprie km 19 și gruparea majorității andezitelor cuartifere în domeniul $Ba/Sr = 1-2,5$.

Indiferent de distribuția teritorială și de evoluția în timp a proceselor, toate probele analizate se caracterizează printr-o omogenitate mineralologică și geochemicală. Această unitate se definește foarte bine și în concordanță comportării elementelor majore și minore cu semnificație petrogenetică.

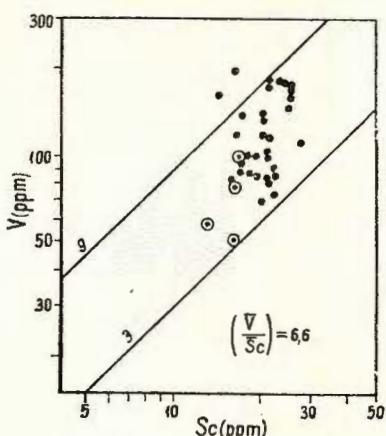


Fig. 16. — Diagrama V-Sc.
Le diagramme V-Sc.

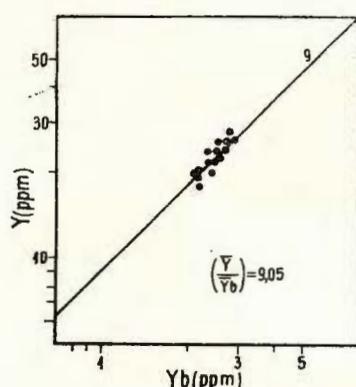


Fig. 17. — Diagrama Y-Yb.
Le diagramme Y-Yb.

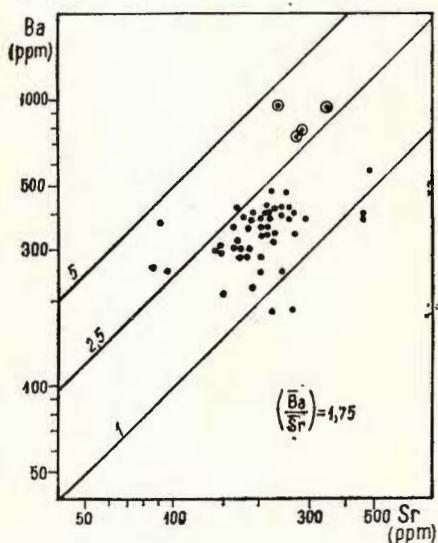


Fig. 18. — Diagrama Ba-Sr.
Le diagramme Ba-Sr.

Primit la redacție : 9 august 1976.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoş M., Lang B., Peltz S., Stan N. (1972) Evoluţia vulcanismului neogen în partea de vest a munţilor Gutâi. *Stud. tehn. econ. ser. I*, 9, Bucureşti.
 — Lang B., Peltz S., Stan N. (1973) Evoluţia vulcanismului neogen în partea centrală a munţilor Gutâi (Băiţa-Certeze-Săpînţa-Baia Sprie). *Stud. tehn. econ. ser. I*, 9, Bucureşti.



- Lang B., Peltz S., Stan N. (1973) Volcanisme néogène des Monts Gutii. *Rev. Roum. Géol. Géogr.*, ser. Géol. 17, 1, București.
- Cioflica G. (1956) Studiul geologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Băița (Baia Mare). *Anal. Univ. C. I. Parhon*, ser. St. Nat., 11, București.
- Giușcă D., Borcoș M., Lang B., Stan N. (1973) Neogene Volcanism and Metallogenesis in the Gutii Mountains. *Guide Excursion 1 AB*, Bucharest.
- Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol.*, XXXI, București.
- Stan N., Bîrlea V. (1967) Puncte de vedere asupra vulcanismului neogen de la Racșa-Certeze-Vama. *D. S. Com. Stat. Geol.*, LIII/1 (1965—1966), București.
- Streckeisen A. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *M. Jh. Miner. Abh.* 107, 243, S. 144—240, Stuttgart.
- Taylor S. R. (1969) Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. In : *Proc. of the Andesite Conf.* Oregon.

CONSIDÉRATIONS PÉTROCHIMIQUES ET GÉOCHIMIQUES SUR LES VOLCANITES NÉOGÈNES DES MONTS GUTII (III. ANDÉSITES QUARTZIFIÈRES PANNONIEN-PONTIENNES)

(Résumé)

Les andésites quartzifières se développent d'une manière représentative sur le bord méridional des Monts Gutii, entre la Vallée de l'Ilba et la Vallée de la Firiza. Depuis la Vallée de la Firiza vers l'est, elles sont développées localement à Tăuți, Baia Sprie, Șuior et Cavnic. Des structures volcaniques à andésites quartzifières apparaissent aussi dans la partie occidentale du massif, à Vama et dans le bassin supérieur de la Vallée de la Băița. Les relations établies entre ces produits et les formations sédimentaires montrent que les processus se sont déroulés pendant un large intervalle de temps, au cours du Pannionien et au début du Pontien. Dans l'ensemble des produits, les andésites quartzifières représentent une entité minéralogique-pétrographique bien individualisée. Ils ont une structure porphyrique et une texture massive, dans la masse fondamentale étant identifiés des phénocristaux de : feldspaths, plagioclases, augite, hypersthène, hornblende et quartz. L'association quantitative des minéraux constitutifs, ainsi que les aspects structuraux et texturaux différents, en directe concordance avec la distribution des produits en temps et dans l'espace ont rendue possible la séparation de 4 types d'andésites quartzifières : andésites quartzifières de Piscuiatu, de Colbu, de Hîghîșa et de Șuior. Les processus de transformation hydrothermale les plus intenses ont été subis par les andésites quartzifières de la partie central-méridionale du massif Gutii, entre la Vallée de la Băița et la colline Deakul Crucii. Vers l'est, vers l'ouest et vers le nord de cette zone, le métamorphisme hydrothermal perd graduellement d'intensité, de sorte que les andésites quartzifières qui constituent la colline Piscuiatu, la colline Hîghîșa et celles situées près de la colline Șuior, se trouvent en majeure partie à l'état frais.



L'étude du chimisme des andésites quartzifères est fondée sur 38 analyses de silicates et 51 analyses spectrales. En ensemble, les échantillons se rattachent — conformément à la classification de Taylor — au groupe des andésites (56-62% SiO₂ et 0,7-2,5% K₂O) ; certains échantillons dépassent de peu les teneurs maxima admises, arrivant jusqu'à 62,73% SiO₂. Les plus grands domaines de variation pour SiO₂ ont été enregistrés pour les andésites de Piscuiatu et de Šuior, de 57,30-62,09%, à savoir 56,20-62,73%. La somme Fe₂O₃ + FeO varie entre des limites maxima dans les andésites de Šuior (4,30-7,84%). Les andésites quartzifères de Piscuiatu, comparées aux autres types, sont caractérisées par une variation particulière du CaO (4,99-8,67%). La variation des principaux oxydes et les valeurs moyennes arithmétiques pour les 4 types d'andésites sont présentées dans le tableau 2 et la figure 1. Les caractères minéralogiques des andésites quartzifères, à la constitution desquelles participent en quantité le feldspath plagioclase et les minéraux mélanocrates peuvent être trouvés dans le tableau 3 et dans les diagrammes Or-Ab-An (fig. 2), Fo-Fs + Fa-Cs (fig. 3), Kp + Ne-Cal (fig. 4), qui nous portent à déduire le caractère intermédiaire basique des feldspaths, de même que celui intermédiaire ferromagnésien des mélanocrates.

Les paramètres Niggli (tab. 4) indiquent l'équivalence des andésites avec les magmas quartz-dioritiques calco-alcalins saturés (QLM, fig. 5), isophyles à faibles tendances sémi-fémiques (*al-fm*, fig. 6), assez pauvres en alcalis (*al-alk*, fig. 7 ; *mg-k*, fig. 8).

Les paramètres CIPW placent la plupart des produits dans le champ des dacites ; seuls 3 échantillons s'écartent dans le champ des latite-andésites (QAP, fig. 9). On peut mentionner le fait que le paramètre *Hy* varie entre de larges limites (2,90-14,46), également An (40,4-61,8). L'indice de couleur M = 13,2-22,1. Dans le diagramme M-An (fig. 10) les roches se placent, pour la plupart, dans le domaine des leuco-andésites et une partie dans le domaine des andésites. Le diagramme Na₂O + K₂O-SiO₂ indique des sources correspondant à des magmas tholéïtiques saturés.

Sans tenir compte de la répartition territoriale et de l'évolution des processus dans le temps, tous les échantillons analysés sont caractérisés par une grande homogénéité minéralogique et géochimique. Cette homogénéité est parfaitement définie autant par le comportement de l'association des éléments mineurs (Pb, Zn, Cu, Ga, Ni, Co, Cr, V, Sc, Y, Yb, Ba, Sr) qu'aussi bien par la concordance du comportement des éléments majeurs et mineurs à signification pétrogénétique.



CONSIDERATII PETROCHIMICE ȘI GEOCHIMICE
ASUPRA VULCANITELOR NEOGENE DIN MUNTII GUTII
(IV. ANDEZITE PIROXENICE ± HORNBLENDĂ, PONTIENE)

DE

MIRCEA BORCOŞ¹, SERGIU PELTZ¹, NICOLAE STAN¹, CONstanța UDRESCU¹,
CECILIA VASILIU¹

Abstract

Petrochemical and Geochemical Remarks on Neogene Volcanics from the Gutii Mountains (IV. Pontian Pyroxenic Andesites ± Hornblende). The Pontian andesites develop south-east of the Gutii Mountains, between the Firiza Valley and Jereapă-Băiuș localities. The main rock-forming minerals are plagioclase, augite ± hornblende, which sporadically associate with biotite and quartz. A certain variation of mineralogical composition of different sequences of the volcanic activity with local development (time-space) is obvious; thus, rich in hornblende Breze type, hydrothermalized Firiza type (alike with the forenamed), pyroxene ± hornblende-bearing Jereapă type and the andesites from the subvolcanic bodies, in which biotite and quartz sporadically appear, could be distinguished. The average values of the main oxides show an interval of variation specific to the hornblende pyroxene ± andesite types. The Niggli and CIPW parameters display the same differentiation mode and trend of products composition, more outstanding for Jereapă type. The M, An values as well as Or-Ab-An; Fo-Fs + Fa-Ca; Kp-Ne-Cal diagrams characterize the products as belonging to the group of basic andesites, while QAP diagram shows that most of the samples (70%) are located in the dacites domain. The Niggli parameters establish a relationship between andesites and the dioritic magmas, partly quartzo-dioritic isofalic-semimafic and semisalic, with intermediary alkaline character or poor in alkali. On the whole, they belong to the saturated tholeitic magmas. The Jereapă andesites also show the broadest variation domains of the trace elements, in which, excepting Ni and Co, Firiza, Breze types and those corresponding to the subvolcanic bodies are included.

¹ Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



1. Introducere

Andezitele piroxenice ± hornblendă de vîrstă ponțiană reprezintă petrotipul cu cea mai mare răspândire printre vulcanitele andezitice care constituie partea de est a munților Gutii. Faza eruptivă care a generat andezitele piroxenice ± hornblendă s-a manifestat cu o deosebită ampolare pe teritoriul cuprins între valea Firiza la vest și localitățile Jereapă-Băiuț la est. În acest cadru, se remarcă faptul că aportul vulcanitelor generate de această fază la edificarea masivului Gutii este comparabil cu acela reprezentat de fazele precursoare (sarmațiană) și subsecventă (pliocenă superioară), care, de asemenea, au eliberat andezite piroxenice.

Produsele activității eruptive s-au acumulat în forme variate: curgeri de lavă, formațiuni piroepiclastice, intruziuni. Se recunosc astăzi andezite piroxenice ± hornblendă în alcătuirea unor importante structuri vulcanice simple sau complexe din regiunea Firiza-Jereapă-Băiuț, de asemenea în constituția formațiunii vulcano-sedimentare și a unor corpuri subvulcanice situate în extremitatea sud-estică a munților Gutii.

Structurile vulcanice, ca și corpurile subvulcanice care s-au format în acest interval de timp, au desăvîrșit configurația părții de sud-est a masivului Gutii, spre finele decrularii eruptivismului neogen. Magmatogeneza andezitului piroxenic ± hornblendă poate fi pusă în relație cu reactivarea, în timpul Ponțianului, a sistemului de fracturi carpatici orientat NW-ESE.

Vîrsta ponțiană a manifestărilor eruptive este indicată de relațiile de superpoziție între piroclastitele și lavele andezitului piroxenic ± hornblendă cu depozite sedimentare pannonian-superioare în sectorul dintre Cavnic și Băiuț. Plasarea acestei faze eruptive în ausamblul succesiunii eruptiilor din teritoriul Gutii este bine definită, ținând seamă și de faptul că andezitele piroxenice ± hornblendă străbat și acoperă andezitele cuartifere pannonian-ponțiene sau că ele sunt acoperite de andezite piroxenice pliocen-superioare (lave și piroclastite în contact nemijlocit la Blidari, Chiuzbaia-Igniș, Mogoșa-Negreia) și străbătute de andezitul cu biotit de Gutin pliocen-superior.

Faza eruptiilor piroxenice ponțiene se individualizează foarte bine în contextul evoluției magmatismului andezitic din teritoriu și prin caracterele petrografice ale produselor. În mod deosebit prin cele petrochimice-geochimice. Pot fi stabilite astfel și elementele corespunzătoare de corelare cu andezitele piroxenice mai vechi sau mai noi.

2. Caracterizare petrografică

În general andezitele piroxenice ± hornblendă se asemănă, din punct de vedere al texturii, structurii, compoziției modale, cu andezitele piroxenice sarmațiene sau pliocene. Principalele minerale constitutive ale andezitelor ponțiene la care ne referim sunt: plagioclazul, augitul și hiperstenul; hornblenda participă subordonat sau întâmplător; în corpurile subvulcanice din sectorul Băiuț-Vărătec apar de asemenea sporadic biotitul și cuarțul.

Studiul microscopic detaliat a condus la separarea a trei tipuri mineraalogice de andezite în ansamblul produselor andezitice, aparținând acestei faze vulcanice de vîrstă ponțiană. Acestea li se adaugă, cu caractere petrografice



distințe, rocile andezitice și dioritice constitutive ale corpuriilor subvulcanice de la Băiuț-Vărătec. Fiecare tip poartă o denumire în directă legătură cu toponimia geografică, corespunzătoare locului caracteristic de dezvoltare.

Tipul Breze ocupă suprafețe mici în diferite sectoare din bazinul superior al văii Firiza (Valea Neagră, Frăsineasa, Breze, Izvoare) și este reprezentat prin roci de culoare cenușie și verzuie caracterizate prin participarea uneori importantă (pînă la 6%) a hornblendei brune (cu dimensiuni de pînă la 3 cm), alături de piroxeni, la compoziția modală (tab. 1). Microstructura hialopilitică apare frecvent comparativ cu microstructurile intersertală și pilotaxitică. De menționat că aceste andezite nu sunt afectate de procese hidrotermale.

Tipul Firiza se localizează tot în bazinul superior al văii Firiza, însă pe o suprafață mult mai mare comparativ cu tipul Breze. În stare proaspătă roca prezintă culoarea cenușiu-neagră; în majoritatea situațiilor, ele sunt hidrotermalizate. Datorită acestei particularități, precum și celei determinată de prezența hornblendei în cantități mult reduse, andezitele de Firiza se deschid ușor de andezitele de Breze chiar și prin observații macroscopice. Hornblenda este opacitizată, astfel că nu poate fi precizată apartenența la varietatea verde sau brună. Se remarcă predominarea procentuală a augitului ($c/ng = 38-41\%$).

Tipul Jereapăni este reprezentativ prin extinderea sa regională în teritoriul situat la est de Ferneziu între Chiuzbaia și Vărătec. Trebuie menționat faptul că în regiunea situată la est de Căvnice, unde andezitul de Jereapăni constituie întregul masiv vulcanic și în mod deosebit în perimetru Jereapăni, aceste andezite au fost descrise pentru prima oară, atribuindu-lui denumirea de „andezite de Jereapăni“ (Dimitrescu, 1954). Ulterior, această denumire a fost generalizată pentru produsele fazelor de erupție andezitică pontiană din întregul masiv Gutii.

În stare proaspătă, andezitul de Jereapăni prezintă culoarea negricioasă și evidențiază în structura porfirică următorii compoziții mineralogici: plagioclaz (An_{40-60}), augit și hipersten; sporadic sau întâmplător apare hornblenda și foarte rar cuarțul. Microstructura masei fundamentale este comună celorlalte tipuri. Astfel, se disting în ordinea frecvenței microstructurile: hialopilitică, pilotaxitică și microlitică.

Procesele hidrotermale și de mineralizare sunt asociate dezvoltării regionale, pe rama sud-estică a munților Gutii a andezitelor de Jereapăni. De aici rezultă importanța structurilor eruptive constituite din aceste andezite pentru urmărirea problemelor metalogenetice majore în districtul Dealul Crucii-Băiuț și în continuare la est de acesta.

Corpurile subvulcanice din cîmpul minier Băiuț-Vărătec sunt de mici dimensiuni, mai rar cu diametre de zeci sau sute de metri. Deși andezitele din aceste corperi prezintă unele variații în compoziția mineralogică, ele se încadrează la tipul de Jereapăni (tab. 1). Astfel, în compoziția modală se remarcă: plagioclazul² (An_{25-50} , deci mai acid decît tipurile descrise mai sus), augit și hipersten în procente apropiate, sporadic hornblendă (mina Vărătec, valea

² Aceeași compoziție se observă la plagioclazi tipurilor Breze și Firiza.

TABELUL 1
Compoziția modală (limite%) a andezitelor piroxenice ± hornblendă, ponțiene

Tip petrografic	Fenocristale			Minerali accesorii	Masa funda- mentală
	Plagioclaz	Hornblendă	Piroxeni		
Breze	17,7 – 32	1,2 – 6,0	2,5 – 3,0	0,1 – 2	57,2 – 78,9
Firiza	20,2 – 35,8	0,1 – 3,4	4,2 – 12,3	2 – 2,5	46,2 – 73,6
Jereapăń	20 – 55	sporadic	5 – 13	2 – 4	40 – 65

Tocilei) întâmplător biotit și cuarț (mina Băiuț, valea Tocilei). Frecvent se întâlnesc o structură holocristalin-microgranulară și se observă creșterea procentuală a cristalelor comparativ cu masa fundamentală, ceea ce denotă prezența rocilor dioritice, mai ales a microdioritelor porfirice.

3. Caracterizare petrochimică și geochemicală

Studiul chimismului andezitelor ponțiene se efectuează pe baza unui număr de 38 analize chimice pentru constituenții majori și a unui număr de 40 analize spectrale pentru elemente minore; analizele de silicati au fost executate în laboratoarele I.G.G. și I.G.P.S.M.S., iar analizele spectrale la I.G.G.

Proveniența probelor analizate și compoziția chimică sistematizate pe tipuri petrografice — sunt înscrise în tabelul 2. Din numărul total de probe, 53% sunt andezite de Jereapăń, tip cu cea mai largă dezvoltare areală. Trebuie făcută însă observația că, cu excepția unor situații locale, vulcanitele acestei faze sunt afectate de procese de alterații hidrotermale. Chiar și în această situație se poate considera că dispunem de un fond de date reprezentative, aşa de altfel cum rezultă și din tabelul 2, în care se constată că unele produse andezitice ponțiene selectate conțin $\text{H}_2\text{O} > 1,5\%$, $\text{CO}_2 > 1,5\%$, S = prezent, „Cc“ > 2,5, „pr“ = prezent.

Andezitele piroxenice ± hornblendă se caracterizează printr-un domeniu larg de variație a principaliilor oxizi (tab. 2, fig. 1).

Intervalul de variație 51,30-62,55% pentru SiO_2 acoperă domeniul andezitelor bazaltice, al andezitelor și andezitelor cuartifere; limitele lui sunt determinate de valorile extreme, caracteristice tipului de Jereapăń. Doar tipul de Breze cu $\text{SiO}_2 = 57,70-58,90\%$ ar corespunde din acest punct de vedere unor andezite cu piroxeni și hornblendă. Pentru celelalte tipuri se înregistrează chiar $\text{SiO}_2 > 62\%$; zecimi de procente depășesc astfel limita stabilită de Taylor (1969) pentru andezite. Conținuturile de CaO se repartizează pe un interval larg de asemenea tot în andezitele de tip Jereapăń 5,56-9,62%; cele mai mici conținuturi fiind determinate însă la andezitele de tip Breze 4,93%. În ceea ce privește valorile de Na_2O și K_2O , apare că cele mai ridicate conținuturi sunt caracteristice andezitelor de Breze și respectiv. andezitelor



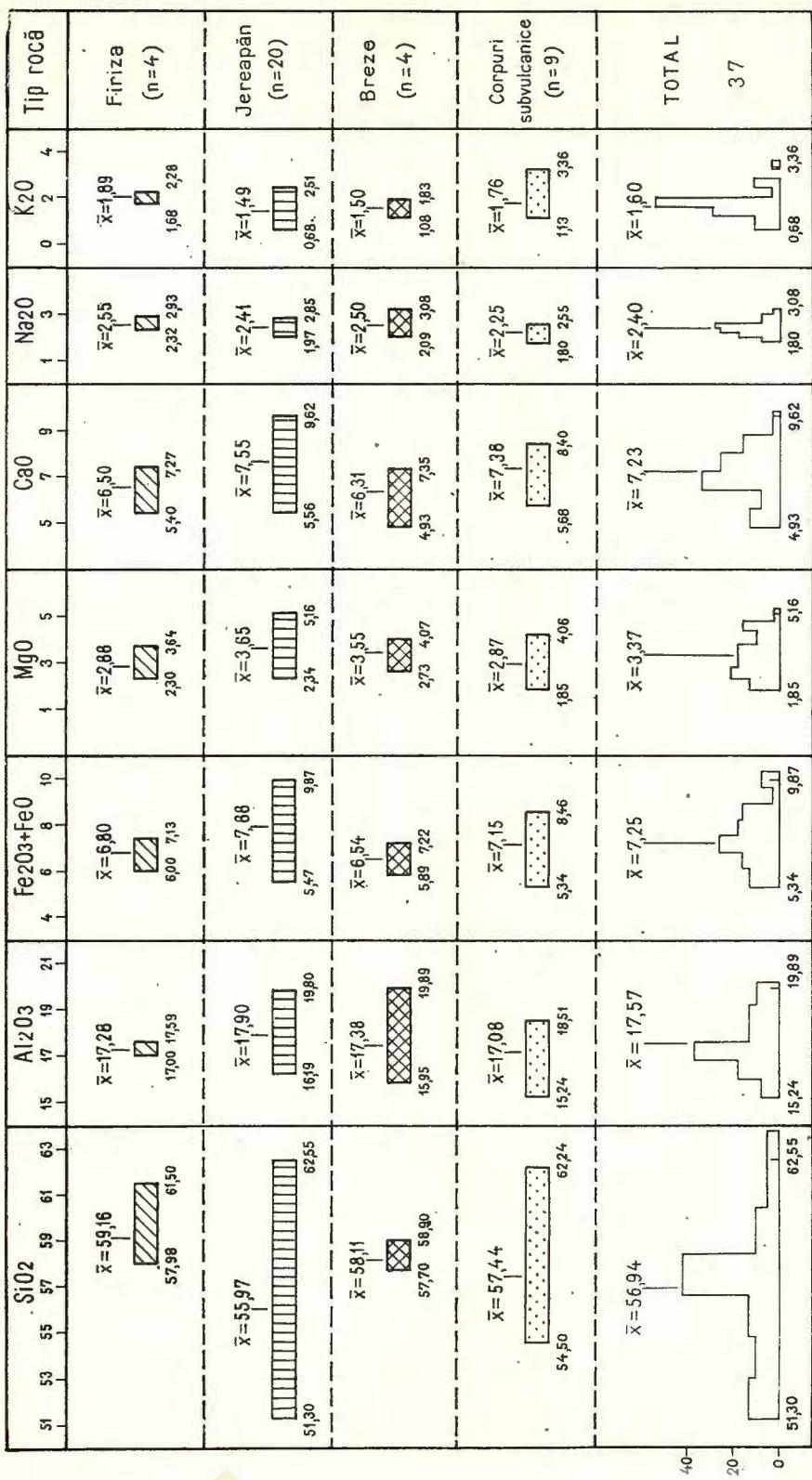


Fig. 1. — Limitele de variație ale principaliilor oxizi.
Les limites de variation des principaux oxydes.

TABELA

Compoziția chimică a andezitelor piroxenice ±

Nr. crt.	Nr. probă	Localizare	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Andezite piroxenice ± hornblendă, de Firiza								
1	615 N	v. Pistruiua	57,98	17,40	2,54	4,10	0,13	3,64
2	715 bis N	v. Neagră	58,28	17,59	4,06	3,37	0,15	3,04
3	521 N	v. Firiza	58,87	17,12	3,25	3,89	0,15	3,53
4	851 L	Izvoare	61,50	17,00	3,60	2,40	0,10	2,30
Andezite piroxenice, de Jereapă								
5	1161 P	v. Gutin	51,30	19,80	4,57	5,13	0,18	4,46
6	1150 P	D. Racoș	51,80	18,41	4,86	4,27	0,16	3,71
7	1296 P	Izvorul de lîngă Custuri	51,94	18,81	2,78	6,80	0,23	3,25
8	1100 P	Cariera Șuior	52,70	19,03	3,10	5,40	0,21	4,40
9	1318 P	P. Măgura	52,85	19,51	4,56	5,31	0,12	4,40
10	1223 P	v. Cavnic	54,61	17,55	3,43	4,38	0,15	3,50
11	1310 P	vf. Măgura	54,74	19,50	3,39	4,28	0,20	3,53
12	1275 P	P. Izvorul Neted	54,80	17,36	2,54	5,89	0,19	4,80
13	790 B	v. Riușorul	55,15	17,76	3,91	4,92	0,16	2,60
14	28	D. Racoș	55,35	16,72	6,12	2,36	0,19	4,65
15	1277 P	P. Izvorul Neted	55,75	16,99	1,97	5,92	0,16	5,16
16	961 L	Cariera Șuior	56,79	17,87	3,40	3,74	0,15	3,35
17	928 B	D. Pleșca	56,88	17,10	3,47	4,35	0,15	4,24
18	119 H	D. Poca — Chiuzbaia	57,50	18,63	4,66	2,64	0,15	3,08
19	926 B	vf. Prislop	57,52	16,19	2,54	4,78	0,15	4,40
20	798 B	vf. Măgura Jereapă	57,84	17,48	4,45	3,51	0,19	3,10
21	886 L	v. Vălăului	58,19	18,95	3,20	3,64	0,14	2,75
22	82 H	v. Limpedea	59,41	17,10	3,06	3,32	0,13	2,52
23	121 H	v. Măgura—Chiuzbaia	61,81	16,35	3,21	2,26	0,12	2,73
24	1487 P	vf. Jidovaia	62,55	16,81	3,51	2,02	0,11	2,34
Andezite cu piroxeni și hornblendă, de Breze								
25	718 P	v. Neagră	57,70	15,95	2,92	3,98	0,11	4,07
26	663 N	v. Roșie	57,77	17,09	3,82	3,40	0,18	2,73
27	652 N	v. Șonioca Mare	57,95	17,42	2,34	4,28	0,15	3,21
28	708 N	v. Neagră	58,23	16,54	2,20	3,69	0,11	2,77
29	880 L	v. Vlășnescu	58,90	19,89	2,63	3,43	0,13	3,95
Andezite piroxenice ± hornblendă (Corpuri subvulcanice)								
30	1062 B	Culmea Vărătec	54,50	18,00	3,60	3,64	0,16	2,00
31	V 150	Izvorul Negru	55,20	18,34	4,92	2,80	0,10	2,35
32	1065 B	Culmea Vărătec	56,02	17,02	3,32	3,55	0,15	2,73
33	V 34	vf. Ceturi	56,80	16,70	3,00	5,46	0,13	3,55
34	V 134	Creasta dintre v. Vărătec și v. Tocilei	57,13	18,51	4,60	3,54	0,10	2,95
35	1039 B	Mina Vărătec, „oriz.” 75	57,48	16,69	2,89	3,79	0,14	3,13
36	1373 L	vf. Ceturi	57,78	17,59	4,39	3,50	0,18	1,85
37	1568 S	v. Tocilei	59,85	15,62	2,70	3,35	0,12	4,06
38	1313 L	Mina Băiuț Transv. Petru și Pavel	62,24	15,24	2,10	3,24	0,11	3,17



LUL 2

hornblendă (ponțiene)

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	S	Fe	Total	Analist
6,39	2,32	1,68	0,70	0,16	1,34	1,11	—	urme	—	99,49	C. Papadopol
7,27	2,55	1,73	0,80	0,14	0,12	0,81	—	—	—	99,91	C. Vasiliu
6,95	2,40	1,86	0,73	0,11	—	1,02	—	urme	—	99,70	C. Vasiliu
5,40	2,93	2,28	0,50	0,11	0,20	0,90	0,96	urme	—	100,24	C. Zăvoianu
8,50	1,97	0,68	0,77	0,10	0,52	1,56	0,47	0,06	0,05	100,12	S. Bunea
9,62	2,17	0,95	0,95	0,12	1,29	1,47	—	0,02	—	99,80	C. Vasiliu
7,98	2,50	0,97	0,65	0,09	2,90	0,40	0,20	0,03	0,03	99,56	S. Bunea
7,45	2,32	1,23	0,65	0,08	1,10	1,00	0,50	0,18	0,16	99,51	S. Bunea
8,68	2,18	1,00	0,80	0,20	urme	0,60	0,56	—	—	100,77	G. Nedelcu
7,61	2,27	1,57	0,76	0,17	2,54	1,22	—	urme	—	99,76	C. Vasiliu
8,43	2,58	1,48	0,83	0,19	0,25	0,57	—	urme	—	99,97	C. Vasiliu
8,00	2,29	1,14	0,75	0,04	0,90	0,66	0,26	0,05	0,04	99,71	S. Bunea
6,72	2,18	1,54	0,65	0,25	1,18	2,11	0,70	—	—	99,83	G. Nedelcu
7,06	2,85	2,09	0,61	0,15	—	0,79	—	—	—	98,97	I.G.P. Rap. Sint. Baia Mare
8,43	2,24	1,13	0,83	0,10	0,18	1,17	—	urme	—	100,03	C. Vasiliu
7,05	2,34	1,52	0,77	0,14	0,69	2,10	—	0,11	—	100,12	C. Vasiliu
8,18	2,46	1,32	0,83	0,15	0,49	0,35	—	—	—	99,97	C. Vasiliu
7,05	2,52	1,47	0,72	0,18	0,12	1,66	—	—	—	100,38	C. Vasiliu
7,47	2,29	1,54	0,76	0,13	0,46	1,64	—	—	—	99,87	C. Vasiliu
6,90	2,61	1,81	0,84	0,18	0,30	0,89	—	—	—	100,10	C. Vasiliu
6,79	2,37	1,63	0,35	0,12	0,19	0,64	0,68	—	—	99,64	S. Iliescu
6,91	2,56	1,82	0,68	0,13	1,37	0,97	—	—	—	99,98	C. Vasiliu
6,61	2,63	2,37	0,66	0,12	0,15	0,91	—	—	—	99,93	C. Vasiliu
5,56	2,84	2,51	0,60	0,15	urme	0,95	—	urme	—	99,95	C. Vasiliu
4,93	2,75	1,83	0,70	0,12	1,58	3,25	—	—	—	99,89	C. Vasiliu
7,35	2,09	1,58	0,67	0,15	1,34	1,27	—	urme	—	99,44	C. Papadopol
7,32	3,08	1,08	0,66	0,11	0,05	1,78	—	urme	—	99,43	C. Papadopol
6,47	2,13	1,72	0,67	0,12	2,12	2,85	—	0,03	—	99,65	C. Vasiliu
5,46	2,45	1,30	0,45	0,15	0,51	0,32	0,70	—	—	100,27	S. Iliescu
8,40	1,96	1,20	0,90	0,22	2,32	2,15	0,45	urme	—	99,50	S. Iliescu
8,12	2,55	1,15	0,75	0,08	1,32	1,80	0,15	—	—	99,63	S. Iliescu
8,15	2,18	1,64	0,83	0,13	2,12	2,02	—	0,04	0,03	99,93	C. Vasiliu
7,21	2,30	1,85	0,77	0,06	urme	1,45	0,27	—	—	99,55	S. Iliescu
7,77	2,40	1,40	0,75	0,04	urme	0,77	0,31	—	—	100,27	S. Iliescu
7,43	2,18	1,52	0,77	0,13	1,65	2,18	—	urme	—	99,98	C. Vasiliu
7,30	1,80	1,13	0,85	0,13	1,04	1,22	1,00	0,05	0,04	99,87	S. Iliescu
6,32	2,48	2,57	0,66	0,13	0,50	1,35	—	0,07	0,06	99,84	C. Vasiliu
5,68	2,38	3,36	0,61	0,12	0,42	0,94	—	0,08	0,07	99,76	C. Vasiliu



din corporile subvulcanice : variația conținuturilor de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ este amplă și cu valori maxime în cazul andezitelor de Jereapăn (5,47-9,87) și a andezitelor din corporile subvulcanice (5,34-8,47). O comportare relativ similară o prezintă și MgO , cu conținuturi maxime pentru andezitele de Jereapăn și minime pentru corporile subvulcanice.

În ansamblu, rezultă că andezitele de tip Jereapăn se definesc prin ceci mai largi domenii de variație ale principalilor oxizi ceea ce înseamnă că, la acest nivel de erupții — mult mai important în comparație cu cele-lalte — aspectele de diferențiere au fost mult mai pronunțate, acestea și în legătură cu durata relativ mai lungă a proceselor în activitatea vulcanică. Cu aceeași semnificație urmează punerea în loc a andezitelor din corporile subvulcanice.

O altă remarcă care se poate face asupra chimismului andezitelor piroxenice ± hornblendă este aceea care se referă, pentru unele probe, la dezacordul destul de pronunțat între compoziția modală și compoziția normată ; caracterul mai acid al rocilor testat de valorile SiO_2 rămîne de cele mai multe ori mascat în compoziția masei fundamentale. Cristale de cuarț întâlnite sporadic mai cu seamă în rocile corporilor subvulcanice nu justifică conținuturile de SiO_2 de pînă la 62,24%.

Luînd în considerare valorile medii aritmetice pentru SiO_2 component principal de diferențiere (Tab. 10, 1969), dezacordul anterior menționat se atenuează. Astfel, valorile medii aritmetice (\bar{x}) cuprinse între 55,97-59,16% caracterizează bine andezitele piroxenice ± hornblendă. Varietățile mai acide cu $\bar{x} = 58,11-59,16$ reprezintă andezitele de Breze și Firiza care conform compoziției modale sunt andezite cu piroxeni și hornblendă. Valorile medii ale celorlalți oxizi principali sunt foarte apropiate, depășind rareori 1% și confirmă caracterele mineralogice ale tipurilor de roci deduse din compoziția modală (tab. 2, fig. 1).

Din examinarea compozițiilor normative Niggli și CIPW rezultă același mod și sens de diferențiere al compoziției produselor, mult mai avansat în cazul andezitelor de tip Jereapăn. De exemplu $q = 9,72-22,14$ iar $hy = 5,40-19,58$. Această situație se exprimă sintetic și în domeniul larg de variație al valorilor QAP, M (CIPW, tab. 3) și Kp, Ne, Cal, Fe + Fa (Niggli, tab. 4). Valorile M = 16-28 și An = 50-60 caracteristice pentru majoritatea rocilor, reprezintă indicatori de selecție ai acestora în grupa andezitelor mai bazice (fig. 2). Această afiliație este ilustrată în egală măsură de poziția celor mai multe roci analizate în diagramele Or-Ab-An (fig. 3), Fo-Fs + Fa-Cs (fig. 4), Kp-Ne-Cal (fig. 5). În figurile 3 și 5 se evidențiază concordant o compoziție intermedieră bazică a feldspațiilor marcată aproape în totalitate de cimpul în care se proiectează andezitele de Jereapăn ; cîteva probe reprezentînd andezite aparținînd corporilor subvulcanice se detasează printr-un caracter sensibil mai acid. În diagramele 4 și 6 se reflectă participarea importantă a melanocratelor (în special a piroxenilor) în compoziția mineralogică a rocilor, cu evidențierea caracterului lor intermediar fero-magnezian. Caractere mai bazice ale acestora le înregistrează andezitele de Jereapăn și unele corpori subvulcanice.

Pentru a testa concordanța dintre compoziția mineralogică modală și cea normată (CIPW), rocile analizate au fost proiectate în diagrama Q-A-P



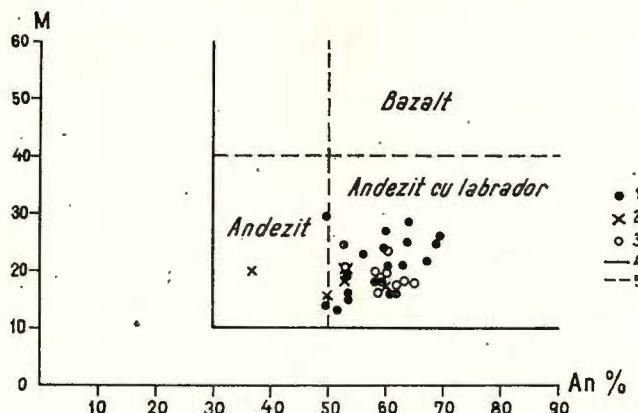


Fig. 2. — Diagrama M-An.

1, andezite piroxenice (tip Firiza-Jereapăn) ; 2, andezite piroxenice cu hornblendă (tip Breze) ; 3, andezite, porfiridiorite cu biotit (corpuri subvulcanice) ; 4, magme dioritice ; 5, magme cuart-dioritice.

Le diagramme M-An.

1, andésites pyroxéniques (type Firiza-Jereapăn) ; 2, andésites pyroxéniques à hornblende (type Breze) ; 3, andésites, porphyrodiorites à biotite (corps subvolcaniques) ; 4, magmas dioritiques ; 5, magmas quartzdioritiques.

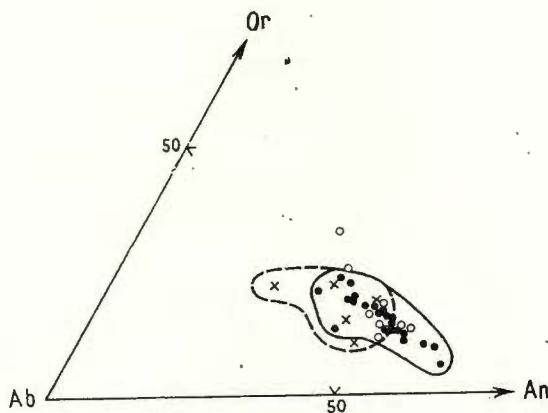


Fig. 3. — Diagrama Or-Ab-An. Legenda idem figura 2.

Le diagramme Or-Ab-An. Légende idem figure 2.



TABEL

Compoziția normală a andezitelor piroxenice

Nr. crt.	Nr. probel	qu	or	ab	an	di	hy	c
a) Andezite piroxenice ± hornblendă, de Firiza								
1	615 N	21,12	10,01	19,39	22,24	—	13,49	3,67
2	715 bis N	17,52	10,01	21,48	31,69	1,99	8,27	—
3	524 N	17,52	10,01	20,44	30,86	2,22	11,17	—
4	851 L	21,48	13,34	24,63	24,78	—	6,36	0,71
b) Andezite piroxenice, de Jereapă								
5	1161 P	12,00	3,89	16,77	38,09	—	15,72	1,84
6	•1150 P	12,24	6,12	18,34	37,25	0,83	11,16	—
7	1296 P	15,54	6,12	20,96	20,57	—	17,47	6,02
8	1100 P	12,48	7,23	19,39	29,19	—	17,50	3,16
9	1318 P	9,72	6,12	18,34	40,31	1,56	14,90	—
10	1223 P	19,32	9,45	18,86	20,85	—	12,92	4,59
11	1310 P	10,14	8,90	22,00	36,97	2,02	12,04	—
12	1275 P	11,70	6,67	19,39	33,92	0,23	19,58	—
13	790 B	20,46	8,90	18,34	23,63	—	11,28	3,98
14	28	10,74	12,23	24,10	26,69	5,83	8,90	—
15	1277 P	11,28	6,67	18,86	33,08	5,66	18,10	—
16	961 L	18,12	8,90	19,91	29,75	—	11,34	1,53
17	928 B	14,46	7,78	20,96	31,69	4,02	12,66	—
18	119 H	18,24	8,90	20,96	33,36	—	7,73	0,61
19	926 B	15,66	8,90	19,39	29,47	3,15	15,05	—
20	798 B	16,92	8,90	22,01	30,86	0,44	9,34	—
21	886 L	19,02	9,45	19,91	31,41	—	10,50	1,74
22	82 H	22,14	10,56	21,48	24,74	—	8,84	2,04
23	121 H	20,70	13,90	22,53	25,85	3,91	5,50	—
24	1487 P	21,48	15,01	24,10	25,58	0,93	5,40	—
c) Andezite cu piroxeni și hornblendă, de Breze								
25	718 P	20,88	10,56	23,58	13,62	—	14,06	4,49
26	663 N	22,62	9,45	17,82	26,97	—	9,04	2,04
27	652 N	14,40	6,67	26,20	30,30	3,85	11,17	—
28	708 N	25,89	10,01	17,82	17,79	—	10,83	4,69
29	880 L	21,90	7,78	20,96	23,07	—	13,50	5,92
d) Andezite piroxenice ± hornblendă (Corpușii subvulcanice)								
30	1062 B	23,28	7,23	16,77	25,02	—	7,51	4,28
31	V. 150	19,14	6,67	21,48	31,14	—	5,80	1,53
32	1065 B	20,70	9,45	18,34	26,13	—	9,44	2,14
33	V. 34	13,86	11,12	19,39	29,75	5,01	12,81	—
34	V. 134	16,50	8,34	20,44	35,58	2,43	7,74	—
35	1039 B	21,72	8,90	18,34	25,58	—	11,36	2,14
36	1373 L	27,00	6,67	15,20	28,63	—	6,45	2,96
37	•1568 S	17,10	15,01	20,96	23,91	2,89	11,89	—
38	1313 L	19,38	20,02	19,91	21,13	2,69	10,04	—



LUL 3

 \pm hornblendă (ponțiene) (C.I.P.W) — Q.P.M.An

ap	cc	mt	hm	il	pr	Q	A	P	M	An
0,34	3,10	3,71	—	1,37	—	29,0	13,8	57,2	18,9	53,4
0,34	0,30	6,03	—	1,52	—	21,7	12,4	65,9	18,2	59,6
0,34	—	4,87	—	1,37	—	22,2	12,7	65,1	20,0	60,2
0,34	0,50	5,34	—	0,91	—	25,5	15,9	58,6	13,7	50,1

0,34	1,20	6,73	—	1,52	0,12	17,0	5,5	77,5	26,3	69,4
0,34	3,00	7,19	—	1,82	—	16,5	8,3	75,2	21,3	67,0
0,34	6,60	4,18	—	1,37	0,06	24,6	9,7	65,7	29,4	49,5
0,34	2,50	4,41	—	1,37	0,30	18,3	10,6	71,1	27,1	60,1
0,34	—	6,73	—	1,52	—	13,1	8,2	78,7	25,1	68,7
0,34	5,80	4,87	—	1,52	—	28,2	13,8	58,0	24,5	52,5
0,34	0,60	4,87	—	1,52	—	13,0	11,4	75,6	20,8	62,7
—	2,00	3,71	—	1,52	0,12	16,3	9,3	74,4	25,2	63,6
0,67	2,70	5,57	—	1,37	—	28,7	12,5	58,8	22,9	56,3
0,34	—	6,50	1,60	1,22	—	14,6	16,6	68,8	24,4	52,5
0,34	0,40	3,02	—	1,52	—	16,1	9,6	74,3	28,6	63,7
0,34	1,60	4,87	—	1,52	0,18	23,6	11,6	64,8	19,8	59,9
0,34	1,10	5,10	—	1,52	—	19,3	10,4	70,3	23,6	60,2
0,34	0,30	6,73	—	1,37	—	22,4	10,9	66,7	16,2	61,4
0,34	1,00	3,71	—	1,52	—	21,3	12,1	66,6	23,8	60,3
0,34	0,70	6,50	—	1,52	—	21,1	13,1	65,8	18,1	58,4
0,34	0,50	4,64	—	0,76	—	23,8	11,9	64,3	16,2	61,2
0,34	3,10	4,41	—	1,37	—	28,0	13,4	58,6	15,0	53,5
0,34	0,40	4,64	—	1,37	—	24,9	16,8	58,3	15,8	53,4
0,34	—	4,87	0,16	1,22	—	24,9	17,4	57,7	12,9	51,5

0,34	3,60	4,18	—	1,37	—	30,4	15,4	54,2	20,0	36,6
0,34	3,10	5,57	—	1,37	—	29,4	12,3	58,3	16,3	60,2
0,34	0,10	3,25	—	1,37	—	18,6	8,6	72,8	20,0	53,6
0,34	4,80	3,13	—	1,37	0,06	36,2	14,0	49,8	15,7	50,0
0,34	1,10	3,71	—	0,91	—	29,7	10,6	59,7	18,5	52,4

0,67	5,30	5,34	—	1,67	—	32,2	10,0	57,8	19,5	59,9
0,34	3,00	7,19	—	1,37	—	24,4	8,5	67,1	16,2	59,2
0,34	4,80	4,87	—	1,52	0,06	27,7	12,7	59,6	18,4	58,8
—	—	4,41	—	1,52	—	18,7	15,0	66,3	23,8	60,5
—	—	6,73	—	1,37	—	20,4	10,3	69,3	18,3	63,5
0,34	3,70	4,18	—	1,52	—	29,1	12,0	58,9	19,5	58,2
0,34	2,40	6,26	—	1,67	0,09	34,8	8,6	56,6	17,8	65,3
0,34	1,10	3,94	—	1,22	0,12	22,2	19,5	58,3	20,4	53,3
0,34	1,00	3,02	—	1,22	0,15	24,1	24,9	51,0	17,5	62,2



TABEL
Compoziția normată Niggli pentru

Nr. crt.	Nr. probei	Kp %	Ne %	Cal %	Fo %	Fs + Fa %	Cs %	Q
a) Andezite piroxenice ± hornblendă, de Firiza								
1	615 N	18,5	39,4	42,1	36,6	63,4	—	44,8
2	715 bis N	15,9	35,8	48,3	40,2	54,1	5,7	43,2
3	524 N	15,6	34,4	50,0	45,0	49,1	5,9	44,1
4	851 L	20,9	40,7	38,4	39,3	60,7	—	46,7
b) Andezite piroxenice, de Jereapăń								
5	1161 P	8,1	16,7	75,2	37,5	62,5	—	41,2
6	1150 P	8,8	31,2	60,0	42,0	56,4	1,6	38,1
7	1296 P	11,4	45,8	42,8	14,4	85,6	—	38,8
8	1100 P	12,4	36,2	51,4	40,5	59,5	—	38,7
9	1318 P	8,9	29,5	61,6	44,5	53,6	1,9	37,8
10	1223 P	18,2	40,3	41,5	30,8	37,9	31,3	37,7
11	1310 P	12,8	33,3	53,9	14,1	52,4	3,5	39,2
12	1275 P	11,0	33,8	55,2	50,0	49,0	1,0	39,5
13	790 B	17,5	37,0	45,5	18,8	81,2	—	43,3
14	28	19,3	39,6	41,1	45,4	44,0	10,6	37,5
15	1277 P	11,2	33,5	55,3	48,6	41,1	10,3	39,8
16	961 L	14,9	35,1	50,0	41,3	58,7	—	43,4
17	928 B	12,8	35,7	51,5	45,9	46,4	7,7	41,0
18	119 H	13,4	35,5	51,1	40,8	59,2	—	43,5
19	926 B	15,6	34,8	49,6	48,7	45,1	6,2	42,2
20	798 B	16,4	36,0	47,6	41,5	57,9	0,6	42,6
21	886 L	15,4	33,8	50,8	36,0	64,0	—	45,0
22	82 H	18,1	39,6	42,3	33,3	66,7	—	45,6
23	121 H	21,8	37,3	40,9	42,3	45,3	12,4	46,3
24	1487 P	22,2	38,8	39,0	42,6	54,8	2,6	47,2
c) Andezite cu piroxeni și hornblendă, de Breze								
25	718 P	21,9	49,7	28,4	38,9	61,1	—	43,8
26	663 N	17,2	34,1	48,7	33,3	66,7	—	45,3
27	652 N	10,0	42,8	47,2	42,0	48,1	9,9	43,1
28	708 N	21,2	40,4	38,4	22,2	77,8	—	47,2
29	880 L	1,46	41,8	43,6	32,7	67,3	—	45,8
d) Andezite piroxenice ± hornblendă (Corpuri subvulcanice)								
30	1062 B	14,1	34,9	51,0	9,1	90,9	—	44,6
31	V. 150	11,1	37,4	51,5	30,5	69,5	—	42,7
32	1065 B	17,5	35,2	47,3	33,9	66,1	—	43,5
33	V. 34	17,8	33,6	48,6	39,4	51,6	9,0	41,7
34	V. 134	12,7	32,9	54,4	38,3	56,6	5,1	42,7
35	1038 B	16,6	36,1	47,3	38,7	61,3	—	44,9
36	1373 L	12,9	31,3	55,8	14,6	85,4	—	47,8
37	1568 S	24,7	36,3	39,0	51,5	42,0	6,5	43,5
38	1313 L	31,9	34,4	33,7	47,6	44,1	8,3	45,8



LUL 4

andezitele piroxenice ± hornblendă (ponțiene)

Kp	Ne	Cal	Cs	Sp	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp	Cc	Pr
6,0	12,8	13,7	—	6,1	2,7	5,1	4,5	0,5	0,3	3,5	—
6,3	14,2	19,2	0,9	—	4,4	4,2	6,4	0,6	0,3	0,3	—
6,0	13,2	19,2	1,0	—	3,5	4,8	7,6	0,5	0,1	—	—
8,4	16,3	15,4	—	1,0	3,9	2,9	4,4	0,3	0,1	0,6	—
<hr/>											
2,6	5,4	24,3	—	5,7	5,0	6,5	6,9	0,6	0,2	1,4	0,2
3,4	12,1	23,3	0,3	—	5,3	5,3	7,9	0,7	0,2	3,4	—
3,4	13,7	12,8	—	9,9	3,0	8,3	1,9	0,5	0,1	7,5	0,1
4,4	12,8	18,2	—	5,1	3,3	6,7	6,8	0,5	0,2	2,9	0,4
3,6	11,9	24,8	0,4	—	4,8	6,4	9,3	0,6	0,4	—	—
5,6	12,4	12,8	7,5	—	3,7	5,4	7,4	0,6	0,3	6,6	—
5,4	14,0	22,7	0,6	—	3,6	5,3	7,5	0,6	0,4	0,7	—
4,1	12,6	20,6	0,2	—	2,7	7,2	10,1	0,5	—	2,3	0,1
5,8	12,3	15,1	—	6,4	4,3	6,1	2,4	0,5	0,6	3,2	—
7,7	15,8	16,4	2,3	—	6,5	3,1	9,9	0,5	0,3	—	—
4,1	12,3	20,3	2,3	—	2,1	7,1	10,9	0,6	0,1	0,4	—
5,5	12,9	18,4	—	2,5	3,7	4,7	5,9	0,6	0,3	1,8	0,3
4,8	13,4	19,3	1,5	—	3,7	5,3	8,9	0,6	0,3	1,2	—
5,3	14,1	20,3	—	1,4	5,1	3,3	5,8	0,5	0,4	0,3	—
5,7	12,7	18,1	1,2	—	2,8	5,9	9,4	0,6	0,3	1,1	—
6,5	14,3	18,9	0,1	—	4,8	4,4	6,6	0,6	0,4	0,8	—
6,0	13,1	19,7	—	2,7	3,4	4,6	4,5	0,3	0,1	0,6	—
6,5	14,2	15,2	—	3,1	3,3	4,1	3,7	0,5	0,3	3,5	—
8,5	14,5	15,9	1,7	—	3,4	2,8	5,8	0,5	0,1	0,5	—
9,0	15,7	15,8	0,3	—	3,8	2,5	4,9	0,5	0,3	—	—
<hr/>											
6,8	15,4	8,8	—	7,3	3,1	4,9	5,1	0,5	0,1	4,2	—
5,9	11,7	16,7	—	3,4	4,1	4,3	4,2	0,5	0,3	3,6	—
4,0	17,1	18,9	1,6	—	2,5	5,3	6,8	0,5	0,1	0,1	—
6,3	12,0	11,4	—	7,8	2,4	4,6	2,0	0,5	0,2	5,6	—
4,7	13,4	14,0	—	9,9	2,8	4,2	3,4	0,3	0,3	1,2	—
<hr/>											
4,5	11,1	16,2	—	7,0	3,9	4,6	0,9	0,7	0,4	6,1	—
4,2	14,3	19,6	—	2,3	5,3	3,5	3,9	0,5	0,2	3,5	—
6,0	12,1	16,3	—	3,4	3,6	4,4	4,1	0,6	0,3	5,6	0,1
6,8	12,9	18,6	1,7	—	3,3	6,7	7,6	0,6	0,1	—	—
5,1	13,3	21,9	0,8	—	4,9	4,4	6,3	0,5	0,1	—	—
5,6	12,1	15,9	—	3,5	3,1	4,7	5,0	0,6	0,3	4,3	—
4,2	10,2	18,2	—	4,9	4,8	4,5	1,6	0,6	0,3	2,8	0,1
9,3	13,6	14,6	1,1	—	2,9	4,1	8,6	0,5	0,3	1,3	0,2
12,2	13,1	12,9	1,2	—	2,2	4,0	6,7	0,4	0,2	1,1	0,2



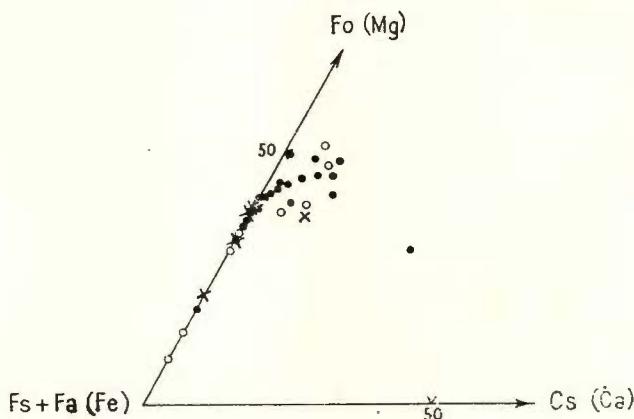


Fig. 4. — Diagramma Fo—(Fs + Fa)—Cs. Legenda idem figura 2.
Le diagramme Fo—(Fs + Fa)—Cs. Légende idem figure 2.

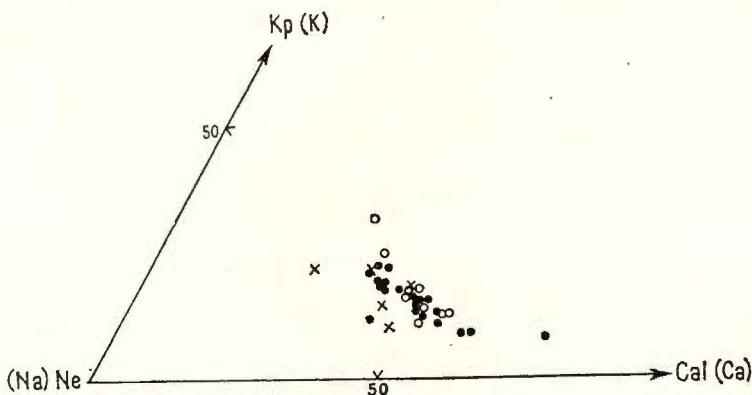


Fig. 5. — Diagramma Kp—Ne-Cal. Legenda idem figura 2.
Le diagramme Kp—Ne-Cal. Légende idem figure 2.

(fig. 7). Marea majoritate a produselor (70%) se plasează în cîmpul dacitelor — în totalitate andezitele de Breze și cele din corporile subvulcanice (exceptind cîte o probă) și 60% din andezitele de Jereapăn. Celelalte probe se distribuie în cîmpul latit-andezitelor și în cîmpul andezitelor (andezite de Jereapăn și de Firiza); și din această diagramă rezultă caracterul mai acid al unor andezite de Jereapăn, determinat în cea mai mare parte de compoziția pastei.

Parametrii Niggli (tab. 5) stabilesc o corespondență între andezitele de Jereapăn și magmele dioritice în parte cuarț-dioritice și între celelalte tipuri de andezite menționate și magmele cuarț-dioritice, în ansamblu magme cu

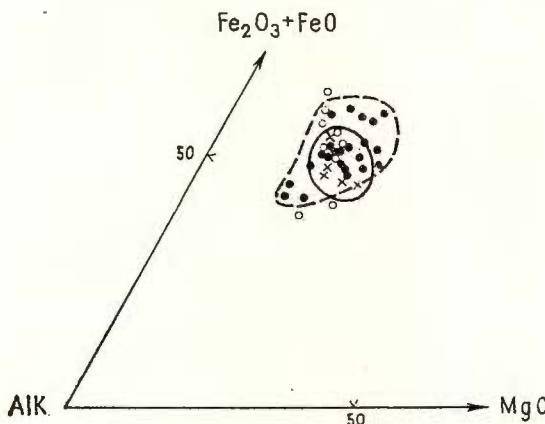


Fig. 6. — Diagramma $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ -Alk-MgO. Legenda idem figura 2.

Le diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ -Alk-MgO. Légende idem figure 2.

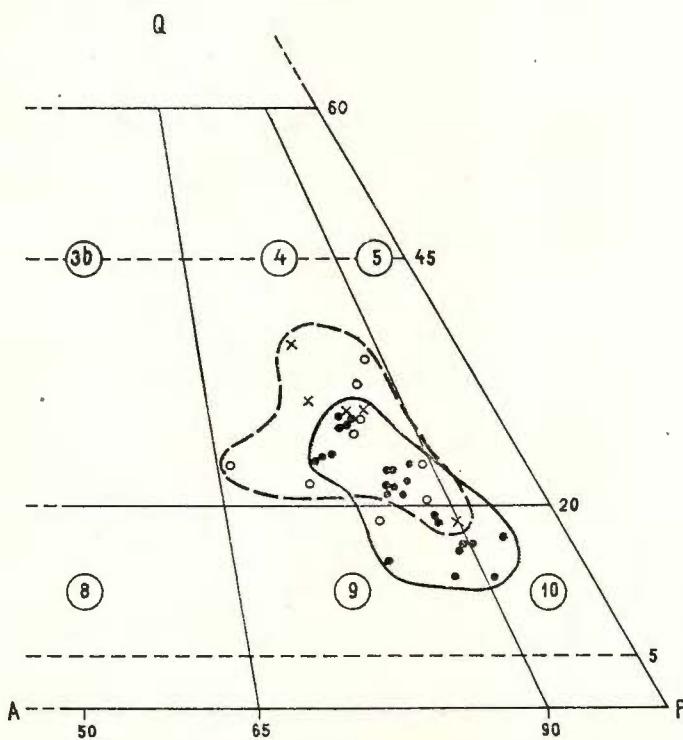


Fig. 7. — Diagramma Q-A-P. Legenda idem figura 2.

Le diagramme Q-A-P. Légende idem figure 2.



TABEL
Parametrii Niggli pentru andezitele

Nr. cert.	Nr. probel	si	al	fm	c	alk	k	mg
a) Andezite piroxenice ± hornblendă, de Firiza								
1	615 N	185,4	32,8	34,7	21,9	10,6	0,33	0,50
2	715 bis N	180,8	32,2	32,8	24,0	11,0	0,31	0,43
3	524 N	183,2	31,4	34,8	23,2	10,6	0,32	0,47
4	851 L	216,9	35,4	29,0	20,6	15,0	0,34	0,42
b) Andezite piroxenice, de Jerecapăń								
5	1161 P	135,8	30,8	38,8	24,2	6,2	0,18	0,45
6	1150 P	140,8	29,4	35,1	28,0	7,5	0,24	0,43
7	1296 P	145,9	31,0	36,3	24,1	8,6	0,22	0,38
8	1100 P	146,9	31,1	38,2	22,3	8,4	0,26	0,48
9	1318 P	138,8	30,1	38,2	24,4	7,3	0,24	0,45
10	1223 P	164,1	31,2	34,7	24,5	9,6	0,32	0,45
11	1310 P	153,6	32,2	32,5	25,5	9,8	0,28	0,46
12	1275 P	152,0	28,5	39,5	23,8	8,2	0,24	0,50
13	790 B	174,2	33,2	34,5	22,6	9,7	0,31	0,35
14	28	157,3	28,0	38,9	21,5	11,6	0,32	0,51
15	1277 P	153,6	27,7	39,4	25,0	7,9	0,25	0,54
16	961 L	176,2	32,8	33,7	23,5	10,0	0,30	0,46
17	928 B	163,3	29,0	36,5	25,2	9,3	0,26	0,50
18	119 H	178,2	33,9	32,2	23,5	10,4	0,29	0,44
19	926 B	172,4	28,6	37,8	24,0	9,6	0,30	0,52
20	798 B	178,0	31,8	34,2	22,7	11,3	0,31	0,42
21	886 L	186,0	35,5	30,8	23,2	10,5	0,31	0,42
22	82 H	198,2	33,7	29,7	24,6	12,0	0,32	0,42
23	121 H	210,9	33,0	28,9	24,2	13,9	0,37	0,48
24	1487 P	222,6	35,3	28,0	21,1	15,6	0,37	0,44
c) Andezite cu piroxeni și hornblendă, de Breze								
25	718 P	191,0	31,2	38,6	17,5	12,7	0,30	0,52
26	663 N	186,4	32,5	32,2	25,4	9,9	0,33	0,41
27	652 N	181,4	32,1	31,8	24,4	11,7	0,19	0,47
28	708 N	202,9	33,9	31,2	24,0	10,9	0,35	0,46
29	880 L	186,5	37,1	34,2	18,4	10,3	0,26	0,54
d) Andezite piroxenice ± hornblendă (Corpuri subvulcanice)								
30	1062 B	175,1	34,1	28,5	28,9	8,5	0,29	0,34
31	V. 150	170,7	33,4	29,8	26,9	9,9	0,23	0,36
32	1065 B	177,4	31,8	30,6	27,6	10,0	0,33	0,42
33	V. 34	171,1	29,6	36,8	23,3	10,3	0,35	0,43
34	V. 134	171,3	32,7	32,7	25,0	9,6	0,28	0,40
35	1039 B	185,5	31,7	32,7	25,7	9,9	0,31	0,46
36	1373 L	194,0	34,8	30,7	26,2	8,3	0,29	0,30
37	1568 S	193,1	29,7	35,4	21,8	13,1	0,41	0,55
38	1313 L	217,5	31,4	31,8	21,3	15,5	0,48	0,52



LUL 5

piroxenice ± hornblendă (ponțiene)

c/fm	ti	p	w	Qz	Q	L	M	Tipul de magmă
0,63	1,7	0,19	0,36	43,0	44,6	38,5	16,9	Cuarțdioritică
0,73	1,9	0,19	0,53	36,8	43,2	39,8	17,0	Cuarțdioritică
0,67	1,7	0,19	0,44	40,8	43,9	38,5	17,6	Cuarțdioritică
0,71	1,3	0,21	0,58	56,9	46,8	41,0	12,2	Cuarțdioritică
0,62	1,6	0,16	0,45	11,0	38,0	39,4	22,6	Dioritică
0,80	1,8	0,16	0,51	10,8	37,7	39,5	22,8	Dioritică
0,66	1,5	0,17	0,27	11,5	38,3	41,3	20,4	Dioritică
0,58	1,5	0,17	0,33	13,3	38,7	40,2	21,1	Dioritică
0,64	1,6	0,16	0,44	9,6	37,6	40,3	22,1	Dioritică
0,71	1,8	0,18	0,41	25,7	41,2	39,8	19,0	Dioritică
0,78	1,7	0,17	0,41	14,4	39,1	42,3	18,6	Dioritică
0,60	1,7		0,28	19,2	39,3	37,9	22,8	Dioritică
0,66	1,7	0,38	0,11	35,4	43,3	38,4	18,3	Dioritică
0,55	1,4	0,17	0,70	10,9	37,6	39,8	22,6	Dioritică
0,63	1,7	0,17	0,24	22,0	39,7	36,7	23,6	Dioritică
0,70	1,9	0,19	0,44	36,2	43,3	40,0	16,7	Cuarțdioritică
0,69	1,7	0,17	0,42	26,1	40,8	37,9	21,3	Dioritică
0,73	1,7	0,19	0,61	36,6	43,6	40,9	15,5	Cuarțdioritică
0,63	1,8	0,18	0,32	34,0	42,2	36,7	21,1	Dioritică-cuarțdioritică
0,66	1,8	0,18	0,53	32,8	42,5	40,0	17,5	Cuarțdioritică
0,75	0,9	0,19	0,44	44,0	45,2	39,3	15,5	Cuarțdioritică
0,83	1,8	0,20	0,45	50,2	45,7	39,6	14,7	Cuarțdioritică
0,84	1,8	0,20	0,56	54,3	46,2	39,1	14,7	Cuarțdioritică
0,75	1,7	0,21	0,61	60,2	47,1	40,4	12,2	Cuarțdioritică
0,45	1,8	0,20	0,39	40,2	43,6	37,7	18,7	Cuarțdioritică
0,79	1,7	0,19	0,51	46,8	45,2	38,4	16,4	Cuarțdioritică
0,77	1,7	0,19	0,32	34,6	42,9	40,1	17,0	Cuarțdioritică
0,77	1,9	0,21	0,35	59,3	47,2	38,4	14,4	Cuarțdioritică
0,54	1,1	0,19	0,40	45,3	45,7	34,3	20,0	Cuarțdioritică
1,01	2,2	0,30	0,46	40,8	44,5	39,9	15,6	Cuarțdioritică-dioritică
0,90	1,7	0,10	0,60	31,1	42,6	41,1	16,3	Cuarțdioritică-dioritică
0,90	2,0	0,17	0,45	37,4	43,4	39,0	17,6	Cuarțdioritică
0,63	1,7	0,08	0,33	30,1	41,7	38,2	20,1	Dioritică-cuarțdioritică
0,76	1,7	0,05	0,53	32,7	42,7	40,3	17,0	Cuarțdioritică-dioritică
0,79	1,9	0,18	0,40	45,7	44,8	38,0	17,2	Cuarțdioritică
0,86	2,2	0,18	0,52	60,9	47,9	37,3	14,8	Cuarțdioritică-dioritică
0,62	1,6	0,18	0,41	40,9	43,5	38,0	18,5	Cuarțdioritică
0,67	1,6	0,18	0,36	55,3	45,9	38,4	15,7	Cuarțdioritică

caracter izofalic-semifemic, sărace în alcali și cu slabe tendințe semi-salice (fig. 8, 9). Diagrama Q-L-M (fig. 10) consemnează apartenența rocilor la seria calco-alcalină și caracterul suprasaturat al acestora, evident mai ales pentru andezitele corpurilor subvulcanice și andezitele de Breze, care au și parametri de alcalinitate relativ mai ridicați.

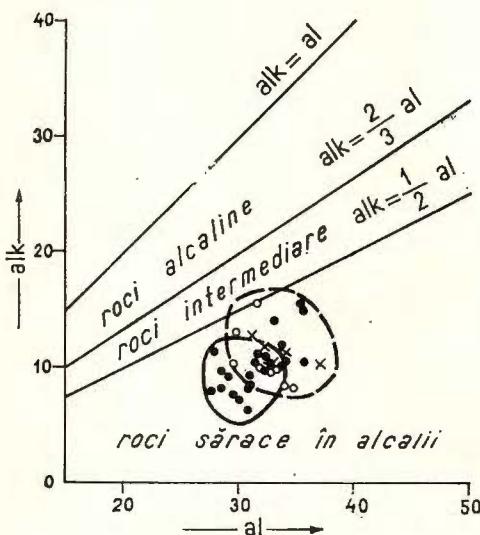
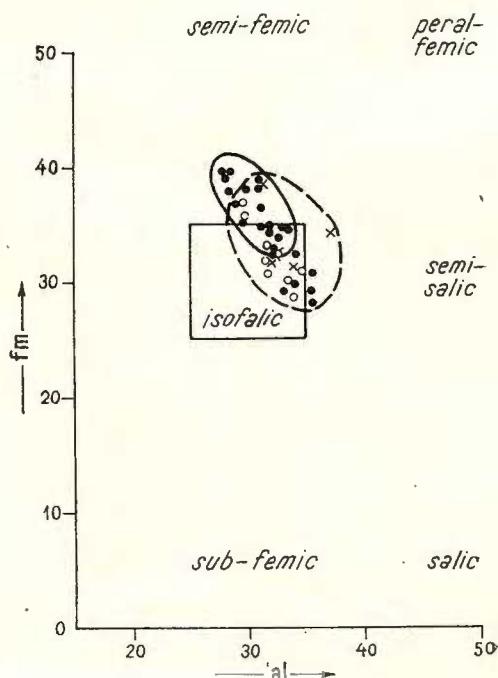


Fig. 8. — Diagrama al-alk. Legenda idem figura 2.

Le diagramme al-alk. Légende idem figure 2.

Fig. 9. — Diagrama al-fm. Legenda idem figura 2.

Le diagramme al-fm. Légende idem figure 2.



Omogenitatea petrochimică a fondului de magme din care s-au diferențiat produsele analizate apare în diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (fig. 11), ca și apartenența acestora în ansamblu seriei magmelor tholeiitice.

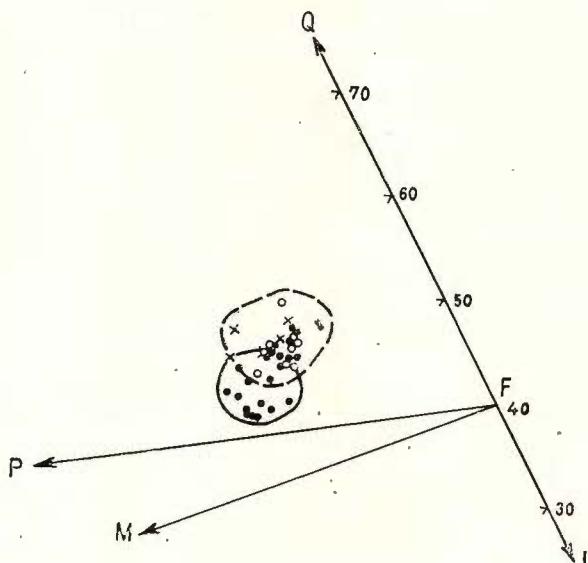


Fig. 10. — Diagrama Q-L-M. Legenda idem figura 2.
Le diagramme Q-L-M. Légende idem figure 2.

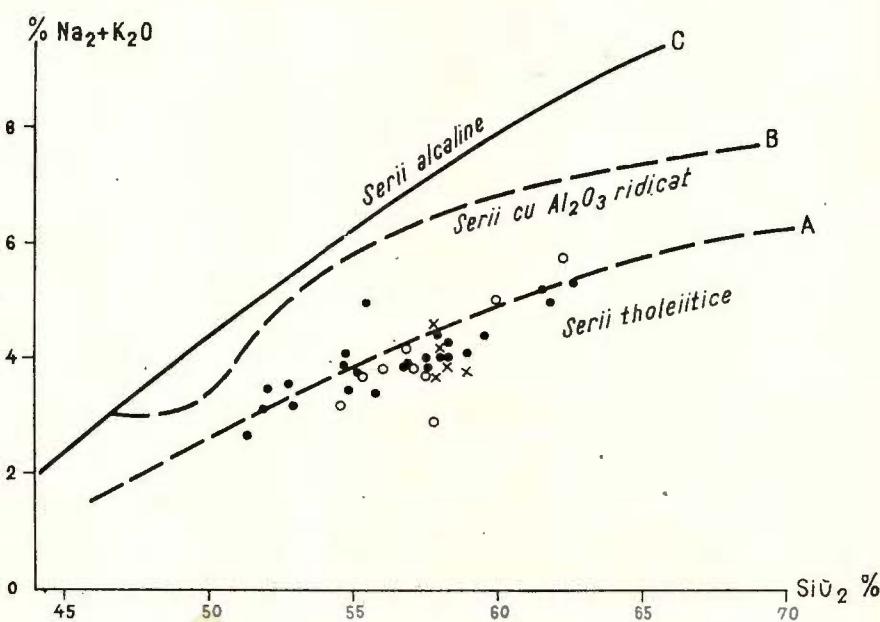


Fig. 11. — Diagrama SiO₂-alk. Legenda idem figura 2.
Le diagramme SiO₂-alk. Légende idem figure 2.

Distribuția elementelor minore

Datele analitice privind conținuturile elementelor minore, grupate pe cele patru tipuri de roci separate în cadrul fazei eruptive ponțiene, sunt înscrise în tabelul 6. Ca și în cazul analizelor pentru constituenții majori, rocile au fost proaspete sau foarte slab afectate de procese hidrotermale, iar numărul de analize din fiecare tip corespunde răspândirii areale.

TABELUL 6

Elemente minore (p.p.m.) în produsele andezitice ponțiene

a) Firiza — andezite piroxenice ± hornblendă

Nr. crt.	Nr. probă	Localizare	Pb	Cu	Zn	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Ba	Sr
1	615 N	V. Pistruiua	12	35	65	19	6	12	<5	115				240	165
2	715 bis N	V. Neagră	10	15	60	19	10	14	6,5	110	24	25	3,1	450	330
3	524 N	V. Firiza	19	41	66	17	6	13	13	135	25	21	2,5	475	410

b) Jereapă — andezite piroxenice

4	1161 P	V. Gutin	4	52	66	21	12	21	6	185	29	31	3,4	420	250
5	1150 P	D. Racoș	11	50	76	20	12	23	3,5	210	31	27	2,7	250	300
6	1286 P	Izvorul de lingă Custuri	5	26		23	4	22	2,5	85	20	31	2,6	310	310
7	1100 P	Cariera Șuior	8	30	64	20	9,5	18	4	190	27	28	2,6	360	260
8	1318 P	P. Măgura	5,5	45		20	8	28	3	160	29	24	2,8	250	350
9	1223 P	V. Cavnice	5,5	65	58	17	6,5	13	3	96	19	30	2,5	300	200
10	1310 P	Vf. Măgura	7	34	78	17	9	17	4	130	20	34	2,7	330	220
11	1275 P	P. Izvorul Neted	4	54	65	20	24	32	57	170	37	22	3,2	240	200
12	790 B	V. Riușorul	6	33		23	6,5	16	8	140	27	21	2,3	450	250
13	1277 P	P. Izvorul Neted	4,5	55	70	18	15	19	46	150	25	21	2,4	230	200
14	961 L	Cariera Șuior	9	21	64	17	6,5	9,5	9	85	15	20	2,1	290	185
15	928 B	D. Pleșca	5,5	165	115	18	28	29	62	190	35	27	2,6	250	250
16	119 H	D. Poca — Chiuzbaia	10	18	44	18	6,5	12	4	85	15			240	200
17	926 B	Vf. Prislop	13	46	53	18	21	27	50	125	27	26	2,3	480	330
18	798 B	Vf. Măgura — Jereapă	6,5	25	55	19	13	20	5	115	25	30	2,8	400	240
19	886'L	V. Vălăului	8	42	50	16	9	16	10	115	21			420	190
20	82 H	V. Limpedea	8,5	17	55	19	6	9,5	5	110	15	14,5	1,6	330	190
21	121 H	Vf. Măgura — Chiuzbaia	14	14	45	18	6	8	5	64	12	19	1,5	500	210
22	1487 P	V. Jidovala	13	9	47	15	6	22	8	190	22	34	3,4	600	280
23	1102 P	V. Șuior	5	48	64	20	8	18	2,5	110	21	21	1,6	280	200
24	1168 P	Piriu Est cariera Șuior	6	19	45	21	5,5	11,5	<2	72	12	23	1,9	400	230
25	1185 P	D. Mlejnija	4	55	67	22	12	19	3,5	220	24	20	1,5	280	260
26	1304 P	P. Izvorul Neted	3	27	60	19	11	21	4	105	20	20	1,4	280	230
27	1279 P	D. Negreia	2,5	36	75	22	12	18	4,5	110	22	18	1,4	180	190



(continuare tab. 6)

28	1116 P	P. Cremenea	5	42	40	14	11	13	24	100	19	16	1,3	380	200
29	1118 P	Poiana Stinișoara	7	36	48	15	9,5	13	16	120	16	15	1,5	380	170
30	1489 P	V. Jidovaia	9,5	11	46	15	6,5	11	4	100	10	19	2,0	460	170

c) Breze — andezite cu piroxeni și hornblendă

31	718 P	V. Neagră	10	46	58	15	11	18	18	200	17	17	1,7	390	220
32	663 N	V. Roșie	11	43	70	13	8	18	13	125	16			250	195
33	652 N	V. Șonioca Mare	14	42	67	20	6	13	<5	130	15	18	1,3	300	220
34	708 N	V. Neagră	5	23	44	18	8	12	7,5	84	22	16	1,2	600	150
35	880 L	V. Vlășnescu	22	27	58	18	10	15	10	112	18			530	210

d) Corpuri subvulcanice

36	1062 B	Culmea Vărătec	9	25	54	24	8	18	9	175	27			420	250
37	1065 B	Culmea Vărătec	7	24	50	18	12	20	19	190	25			400	190
38	1039 B	Mina Vărătec oriz. 75	14	16	56	21	12	16	9	155	26	20	1,4	450	290
39	1568 S	V. Tocilei	15	36	56	20	13	11	32	63	15	18	1,5	660	300
40	1313 L	Mina Băiuț Transv. Petru	20	26	38	19	19	15	38	75	16	24	1,4	600	250

Luînd în considerare ansamblul de date analitice au fost constituite histogramele de repartie (fig. 12) și au fost calculate mediile aritmetice. Histogramele evidențiază distribuția lognormală a majorității elementelor minore analizate și, cu excepția Ni și Co, un grad avansat de împrăștiere a valorilor.

În diagrama din figura 13 sunt prezentate comparativ domeniile de variație și mediile aritmetice ale elementelor analizate în cele patru grupe de roci.

Intervalelor largi de variație a constituentilor majori, în andezitele de Jereapă, le corespund de asemenea domeniile cele mai extinse de variație a conținuturilor de elemente minore. Andezitele de Firiza, Breze și cele din corpurile subvulcanice se încadrează în general în intervalele de concentrații ale andezitului de Jereapă. Se observă totuși tendința de grupare la valori mai mici de Pb a andezitelor de Jereapă, la valori mai ridicate de Ga și Ba a rocilor aparținând corpurilor subvulcanice și la valori mai scăzute de Sr a andezitelor de Breze.

În diagramele de corelație V-Ni, V-Sc, Ni-Co, Ba-Sr, Y-Yb rocile aparținând celor patru grupe se proiectează în domenii comune pentru valorile rapoartelor respective. Astfel, raportul Ni/Co variază între 0,4 și 1 (fig. 14), iar raportul V/Ni între 8 și 25 (fig. 15), valori concordante cu cele indicate de T a y l o r (1969) pentru andezitele de tip circumpacific ($Ni/Co < 1$; $V/Ni > 8$). În afara acestor intervale, la raport $V/Ni < 8$ și $Ni/Co < 1$ se proiectează două roci aparținând corpurilor subvulcanice (valea Tocilei și transversala Petru-Pavel, Băiuț) datorită unor conținuturi mai ridicate de Ni și mai scăzute de Co și V.

În diagrama V-Sc (fig. 16) andezitele piroxenice ± hornblendă se încadrează la valori V/Sc cuprinse între 4 și 9. Figura 17 ilustrează corelația strânsă între aceste elemente, rocile analizate proiecțindu-se în jurul dreptei cu valoarea raportului $Y/Yb = 10$.

Diagrama Ba-Sr (fig. 18) ilustrează gruparea majorității andezitelor piroxenice ± hornblendă în domeniul $Ba/Sr = 1-2,5$, domeniu care este de altfel caracteristic și pentru vulcanitele altor faze de erupție din Gutii.



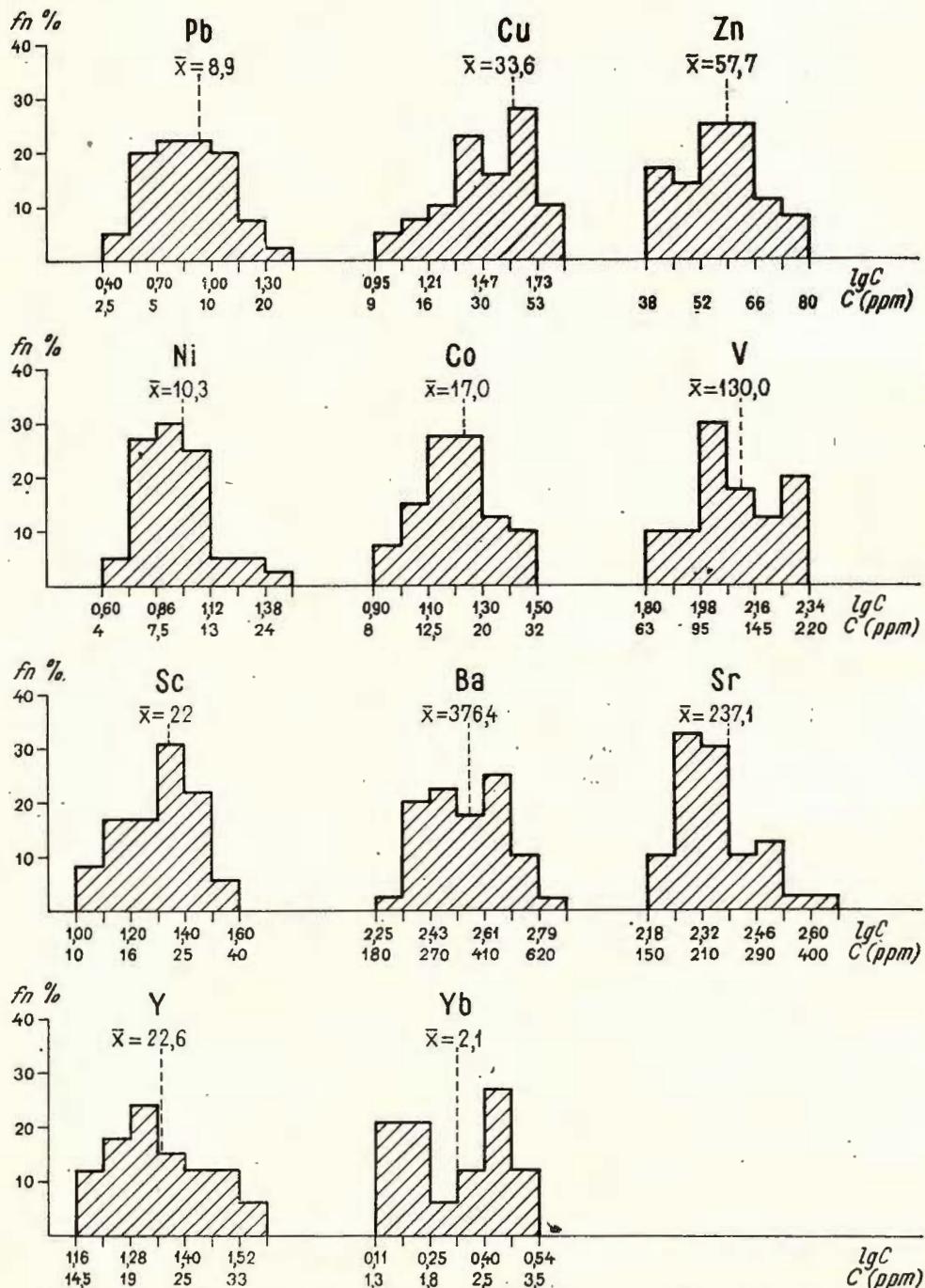


Fig. 12. — Histogramme de repartition a elementelor minore (\bar{X} = media aritmetică).
Les histogrammes avec la répartition des éléments mineurs (\bar{X} = moyenne arithmétique).



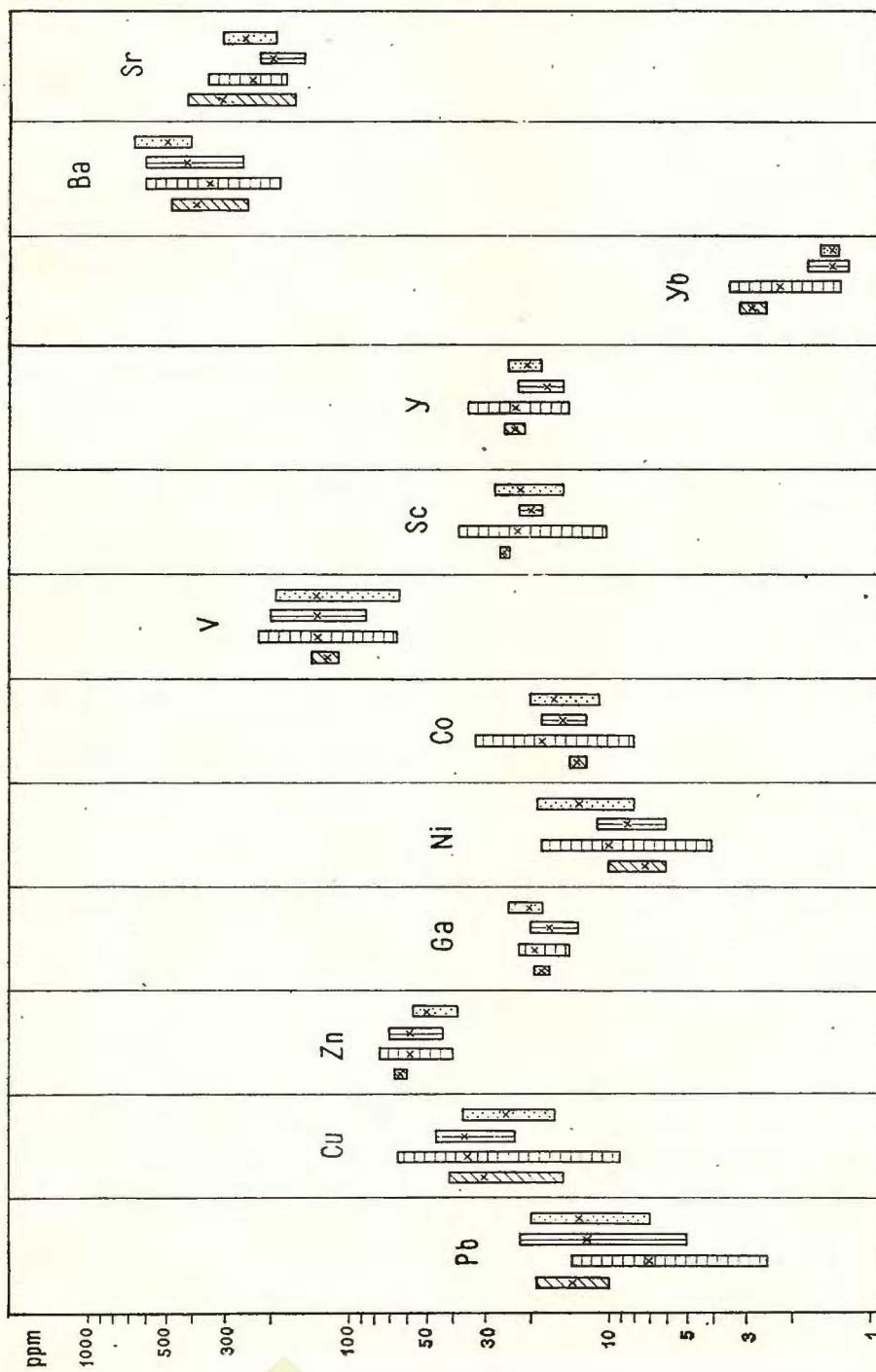


Fig. 43. — Limitele de variație ale elementelor minore pe tipuri de roci ($X =$ medie aritmetică ; 1, Firiza ; 2, Jereapăni ; 3, Breză ; 4, corpuri subvulcanice).
 Les limites de variation des éléments mineurs sur types de roches ($X =$ moyenne arithmétique ; 1, Firiza ; 2, Jereapăni ; 3, Breză ; 4, corps subvulcaniques).

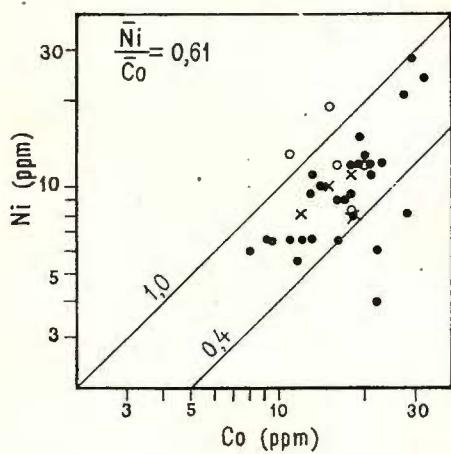


Fig. 14. — Diagrama Ni-Co.
1, Firiza ; 2, Jereapän ; 3, Breze ;
4, corpori subvulcanice.
Le diagramme Ni-Co.
1, Firiza ; 2, Jereapän ; 3, Breze ;
4, corps subvolcaniques.

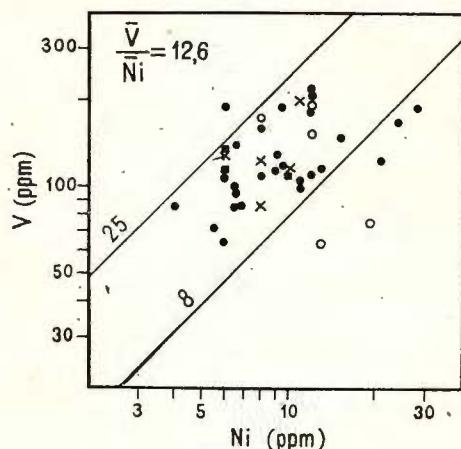


Fig. 15. — Diagrama V-Ni. Legenda
idem figura 14.
Le diagramme V-Ni. Légende idem
figure 14.

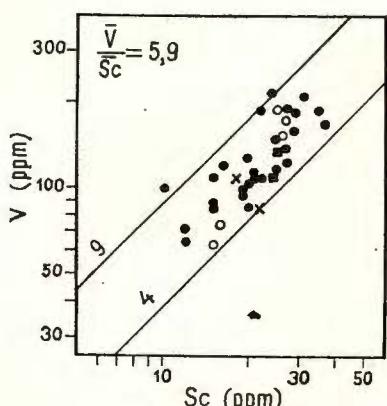


Fig. 16. — Diagrama V-Sc. Legenda
idem figura 14.
Le diagramme V-Sc. Légende idem
figure 14.

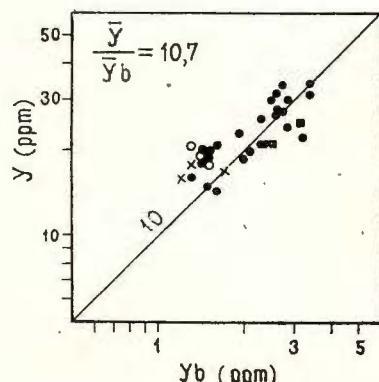
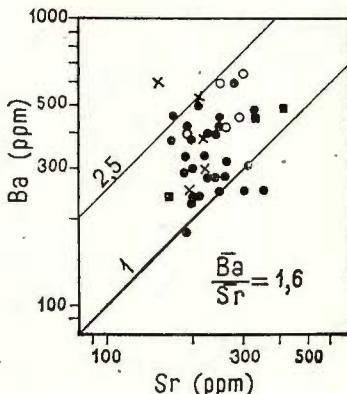


Fig. 17. — Diagrama Y-Yb. Legenda
idem figura 14.
Le diagramme Y-Yb. Légende idem
figure 14.

Fig. 18. — Diagrama Ba-Sr. Legenda idem figura 14.

Le diagramme Ba-Sr. Légende idem figure 14.



Suprapunerea în general a domeniilor de variație a elementelor minore constituie încă un indiciu privind apartenența diferitelor petrotipuri ce constituie andezitele piroxenice \pm hornblendă la un fond de magmă comun.

Primit la redacție : 2 octombrie 1976.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Lang B., Peltz S., Stan N. (1973) Volcanisme néogène des Monts Gutii. *Rev. Roum. Géol. Géogr. Géoph., série Géol.*, 17, 1, București.
- Dimitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.*, L, 1, București.
- (1954) Cercetări geologice în regiunea Capnic-Jereapă (Baia Mare), *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951), București.
- Rădulescu D., Borcoș M. (1968) Vedere de ansamblu asupra desfășurării vulcanismului neogen în România. *An. Com. Stat. Geol.* XXXVI, București.
- Strecker A. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rock. *N. Jh. Miner. Abh.*, 107, 243, S 144—240, Stuttgart.
- Taylor S. R. (1969) Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. In : *Proc. of the Andesite Conf.*, Oregon.

CONSIDÉRATIONS PÉTROCHIMIQUES ET GÉOCHIMIQUES SUR LES VOLCANITES NÉOGÈNES DES MONTS GUTII (IV. ANDÉSITES PYROXÉNIQUES \pm HORNBLENDE PONTIENNES)

(Résumé)

Les andésites pyroxéniques \pm hornblende pontiennes se développent sur une aire large, entre la Vallée de la Firiza et les localités Jereapă et Băiuț, dans la partie S-E du



massif Gutii. Elles participent à la constitution de quelques importantes structures volcaniques, à la constitution de la formation volcano-sédimentaire, ainsi qu'à la formation des corps subvolcaniques. L'âge pontien de ces produits a été établi à partir de leurs relations avec les formations sédimentaires pannoniennes, situées aux alentours des localités Cavnic et Băiuț, et avec les andésites pyroxéniques pliocènes.

En général, les andésites pyroxéniques ressemblent aux andésites pyroxéniques sarmatiennes ou pliocènes. Les principaux minéraux constitutifs sont : la plagioclase, l'augite et la hypersthène ; la hornblende participe sporadiquement. Dans les andésites des corps subvolcaniques apparaissent aussi, sporadiquement, la biotite et le quartz. L'étude microscopique a permis la séparation de quatre types minéralogiques d'andésites, qui ont en même temps une distribution territoriale différenciée (tableau 1). Les andésites de Breze (1) occupent des surfaces réduites et sont caractérisées par la présence des pyroxènes et de la hornblende, souvent à dimensions de jusqu'à 3 cm. Le type de Firiza (2) ressemble aux premières ; du point de vue quantitatif, la hornblende est subordonnée ; elle en diffère pourtant par les effets d'une activité de transformation hydrothermale. Les andésites de Jereapăn (3) ont la plus grande extension régionale. Dans la structure périphérique de la masse fondamentale on peut identifier de : plagioclase (An_{40-60}), augite, hypersthène et tout à fait sporadiquement hornblende et quartz. Les corps subvolcaniques (4) mieux connus dans le champ minier Băiuț-Vărătec ressemblent au type de Jereapăn ; en certains corps apparaissent constamment la biotite et le quartz ; ont été observés également des passages structuraux vers les diorites.

L'étude du chimisme a été réalisée à partir de 38 analyses de silicates et 40 analyses spectrales. Les andésites pyroxéniques pontiennes sont caractérisées, dans leur ensemble, par un large domaine de variation des principaux oxydes, imprimé surtout par le type des andésites de Jereapăn (tab. 2, fig. 1). L'intervalle de variations de 5,30-62,55% pour le SiO_2 couvre le domaine des andésites basaltiques, des andésites et des andésites quartzifères, ce qui semble signaler, apparemment, un désaccord entre la composition minéralogique modale et la composition normée. Les valeurs moyennes arithmétiques (\bar{X}) vont atténuer beaucoup cet aspect ; l'intervalle 55,97-59,16% SiO_2 est bien caractéristique pour les andésites pyroxéniques ± hornblende. Également, les variétés plus acides de Breze et de Firiza se rangent dans l'intervalle 58,11-59,16% SiO_2 (\bar{X}). Les teneurs en CaO se placent dans un intervalle large toujours dans les andésites de type Jereapăn (5,56-9,62%), les teneurs les plus pétites étant déterminées cependant chez les andésites de Breze (4,93). Les valeurs maximales de Na_2O et K_2O sont rencontrées chez les andésites de Breze et dans les produits des corps subvolcaniques. La variation des teneurs en $Fe_2O_3 + FeO$ est plus grande chez les andésites de Jereapăn (5,47-9,87%) et chez les andésites des corps subvolcaniques (5,34-8,46%). Un comportement assez semblable est celui du MgO.

La composition normative Niggli et CIPW relève le même mode et le même sens de différenciation dans le cas des andésites de Jereapăn — d'ailleurs, la séquence la plus importante dans la série des éruptions pontiennes. Les valeurs M (16-28) et Au (50-60) sont des indices de sélection des produits dans le groupe des andésites plus basiques (fig. 2). Cette filiation résulte également des diagrammes Or-Ab-An (fig. 3), Fo-Fs + Fa-Cs (fig. 4), Kp-Ne-Cal (fig. 5). La majeure partie des andésites (70%) se placent pourtant dans le diagramme Q-A-P (fig. 7), dans le champ des dacites. Les paramètres Niggli (tab. 5) réalisent, d'une autre part, une correspondance entre les andésites de Jereapăn et les magmas dioritiques, partiellement quartz-dioritiques, en ensemble des magmas à caractère isophalique-semifémique, pauvres en alcalis et à faible tendance semi-saliqie (fig. 8, 9).



Le diagramme QLM (fig. 10) consigne l'appartenance des roches à la série calco-alcaline et leur caractère sursaturé, évidents surtout pour les andésites des corps subvolcaniques et les andésites de Breze, qui ont aussi des paramètres d'alcalinité plus élevée.

L'homogénéité pétrochimique du fond de magma dont se sont différenciés les produits analysés apparaît dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (fig. 11), de même que leur appartenance, en ensemble, à la série des magmas tholéïtiques.

Le comportement des éléments mineurs, testé dans les histogrammes, met en évidence une distribution lognormale de la plupart des éléments analysés, avec un degré avancé (sauf le Ni et le Co) de dispersion des valeurs. Les plus larges intervalles de variation des composants ont été déterminés — de même que dans le cas des éléments majeurs — pour les andésites de Jereapăn, dans lesquelles se placent bien les types de Firiza-Breze aussi, ainsi que les produits correspondant aux corps subvolcaniques.





Institutul Geologic al României

OBSERVAȚII PRELIMINARE ASUPRA STRUCTURII
REGIUNII VULCANICE NEOGENE OAȘ-GUTII, DEDUSĂ DIN
CORELAREA DATELOR GEOLOGICE ȘI GEOFIZICE¹

DE

MIRCEA BORCOȘ², SOTIRIS FOTOPOLOS³, SERGIU PELTZ², MIRCEA SOCOLESCU⁴,
NICOLAE STAN²

Sommaire

Observations préliminaires sur la structure de la région volcanique néogène d'Oaș-Gutii, configurée par la corrélation des données géologiques et géophysiques. L'étude complexe géologique-géophysique a permis la rédaction de la carte structurale à caractère préliminaire de la région volcanique d'Oaș-Gutii. L'arrangement structural du soubasement prévolcanique a été gouverné par l'évolution dans le temps des deux fractures majeures à caractère transcrustal — Dragoș Vodă, de direction EW, et Gutii, de direction NW-SE — ainsi que par les systèmes des fractures connexes, orientés EW, NW et NE. À partir des données gravimétriques on fait la démonstration que le système des fractures prépaléogènes orientées EW est responsable du morcellement du socle cristallin ; le système des fractures NW et NE s'est manifesté au Paléogène, en imprimant l'aspect structural final dans le stade précurseur de l'activité volcanique. La tectonique prénéogène a engendré trois élévations importantes, correspondant à la zone volcanique d'Oaș (1), à la zone central-septentrionale (2) et à la zone marginal-méridionale du massif Gutii (3), dont l'espace a abrité la concentration de l'activité d'intensité volcanique et métallogénique maximale. On a pu établir, dans la plupart des cas, une concordance assez satisfaisante dans l'orientation des éléments tectoniques primaires (prénéogènes) et dans la disposition des fractures — les alignements tectono-volcaniques ou métallogéniques avec nombre de superpositions ou de dispositions parallèles avoisinées. Un rôle important dans la localisation de l'activité volcanique a été joué par les zones d'interférence des principales fractures — les noyaux tectono-volcaniques. En vertu des mêmes résultats a été confirmée l'idée

¹ Predată la 6 mai 1978, acceptată pentru publicare la 17 mai 1979, comunicată în ședința din 6 mai 1977.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Cârăansebeș nr. 1, București.

³ Intreprinderea geologică de prospecții pentru substanțe minerale solide. Str. Cârăansebeș nr. 1, București.

⁴ Comisia Republicană de rezerve geologice, București.



de la migration du volcanisme dans le temps (Badénien-Pliocène supérieur) de l'ouest vers l'est (Seimi-Băiuț) et du sud vers le nord (Baia Mare-Săpîntă), une évolution en guirlande qu'on retrouve, manifestée en cycles, dans la province du volcanisme néogène de l'arc carpatique.

I. Introducere

În stadiul actual de cunoaștere a principalelor elemente geologice, vulcanologice, metalogenetice și geoéconomiques ale regiunii vulcanice neogene Oaș-Gutii există numeroase date care au fost sistematizate într-o serie de lucrări unitare, elaborate pînă în prezent fie într-o gîndire geologică guvernată predominant de interpretarea observațiilor directe, fie într-o gîndire geofizică ordonată mai ales pe baza criteriilor fizico-geologice stabilite și de gradul de prelucrare a materialului gravimetric primar. S-a realizat astfel o cunoaștere destul de bună a teritoriului, astă în ceea ce privește aspectele generale, cît și cele particulare, dar care se limitează la adîncimea de 800-1000 m, în situațiile cele mai favorabile pentru unele sectoare de interes economic. Sub adîncimea de 1000 m structura geologică este în cea mai mare parte necunoscută; se dețin doar unele informații din cîteva foraje adinci, plasate în vecinătatea masivului vulcanic Oaș-Gutii și ea poate fi înțuită din interpretarea datelor geofizice cu caracter regional care au generat de altfel în ansamblu primele idei cu privire la constituția și structura fundamentului.

Deși dispunem de foarte multe date geologice și geofizice utile pentru cunoașterea celor mai importante aspecte din apropierea suprafeței, acestea n-au fost corelate într-o interpretare globală, din care să rezulte o anumită imagine a structurii, în măsură să explice diferențiat în adîncime, pe un interval de cel puțin 2000-3000 m, principalele aspecte magmatice, vulcanice, metalogenetice și geoéconomiques.

Într-o primă fază a cercetărilor (M. B o r c o s et al., 1975—1976⁵) s-a abordat studiul structurii fundamentului regiunii vulcanice Oaș-Gutii, cu intenția de a se elabora o schemă structurală (o zonare tectonică a teritoriului) pînă în stadiul premergător activității vulcanice neogene, semnalindu-se principali factori responsabili de evoluția geologică a ariei vulcanice, în măsură să sugereze dinamica scoarței în conexiune cu desfășurarea ulterioară a proceselor magmatice și metalogenetice și de distribuție spațială a produselor.

Dezvoltînd în continuare studiul (M. B o r c o s et al., 1976—1977⁶) s-au consemnat aspectele particulare, proprii structurilor neogene (formațiuni sedimentare și eruptive), realizîndu-se o corelare regională a datelor cu definirea aranjamentului structural de ansamblu. Pornind de la această imagine structurală pot fi discutate cu o mai mare capacitate de rezoluție ipotezele emise cu privire la evoluția proceselor și distribuția produselor vulcanice, în strînsă corelație cu elementele tectonicii primare și pot fi analizate în consecință aspectele prognostice care decurg în legătură cu delimitarea ariilor favorabile de acumulare a substanțelor minerale utile asociate genetic vulcanitelor neogene.

^{5, 6} Arh. I.G.G. București.



În contextul activității de cercetare desfășurată în ultimii ani s-a realizat o permanentă îmbunătățire a condițiilor de elaborare a unor noi ipoteze de lucru și de interpretare a structurii geologice, cu privire specială asupra fundamentalului. Aceste ipoteze sunt formulate în egală măsură și pe baza progreselor realizate, pe experiența acumulată în interpretarea datelor gravimetrice obținute în lanțul vulcanic Oaș-Gută. Este motivul pentru care în acest stadiu de cercetare se avansează într-o formă preliminară principalele aspecte structurale ale teritoriului, deduse în cea mai mare parte pe baza datelor geologice și gravimetrice. Urmează ca în cadrul unui studiu global de corelare geologică-geofizică în curs de execuție, această imagine să fie îmbunătățită și definitivată.

Pentru realizarea acestui studiu au fost utilizate date geologice cu caracter regional (hărțile geologice editate de I.G.G.); datele gravimetrice și magnetometrice deținute de I.G.P.S.M.S. (1961—1976), raportul geologic de sinteză elaborat de S. Rădulescu et al. (1970⁷), studiile de sinteză geologică publicate și nepublicate întocmite de M. Borcoș et al. (1972—1977⁸), harta anomaliei geomagnetice și harta anomaliei mediate a gravitației, elaborate de Tr. Cristescu et al. (1969⁹) și respectiv de S. Fotopolos et al. (1969¹⁰), de asemenea au fost preluate unele date din harta izostazică sc. 1 : 1.000.000 întocmită de M. Socolescu (1975¹¹). Au fost folosite și observațiile cercetărilor asupra condițiilor de aplicabilitate a prospecțiunii gravimetrice la studiul aparatelor eruptive neogene din România (Botezatu et al., 1967), ca și alte date geologice și geofizice inedite cu caracter local sau regional (Patrulius et al., 1960; Gavăt et al., 1963; Vencov, 1963; Socolescu et al., 1963, 1965; Gherasi, Stanciu, 1970; Botezatu et al., 1970, 1976; M. Sandulescu, 1972, 1976¹²); Rădulescu, 1973, s.a.).

Se are în vedere și faptul că prima imagine structurală realizată pe baza corelării datelor geologice și geofizice a fost elaborată în 1970 de J. Andrei et al.¹³. Această imagine reprezintă în cea mai mare parte sintetizarea la scară regională a elementelor geofizice obținute pînă la acea dată în special de I.G.P.S.M.S. (S. Fotopolos, Doina Fotopolos, 1961—1970¹⁴; Tr. Cristescu et al., 1967—1969¹⁵; Hannich et al., 1964—1969¹⁶; M. Cristea, 1961—1965¹⁷), transpuse și interpretate în ansamblul geologic caracterizat de nivelul de cunoaștere premergător sintezei geologice elaborate de I.G.P.S.M.S. în 1970 (S. Rădulescu et al.¹⁸). A fost astfel evidențiată distribuția unor elemente structurale lineare și prefigurate chiar unele unități geologice care se regăsesc în parte și în imaginea structurală actuală.

Imaginea distribuției anomaliei mediate a gravitației semnalează — prin anomalii de maxim cu caracter regional — compartimentele ridicate ale fundamentalului cristalin și ale cuverturii sedimentare preneogene și, prin anomalii de minim, compartimentele depresionare.

^{7, 9, 10, 11, 14, 15, 16, 17, 18} Arh. I.G.P.S.M.S. București.

^{8, 12, 13} Arh. I.G.G. București.



În zonele în care predomină rocile eruptive neogene, o problemă importantă constă în stabilirea efectului anomal produs de eventualele mase magmatice de adâncime. Densitatea corporilor eruptive neogene este de cca 2,60 g/cm³, comparabilă cu cea a formațiunilor paleogene în facies de fliș. În adâncime, masele magmatice ar trebui să aibă o cristalinitate mai mare, deci și o densitate mai accentuată, probabil apropiată de cea a formațiunilor cristaline, fapt care sugerază că acestea practic nu constituie o sursă de anomalii gravimetrice. Cu totul excepțional, prezența lor în formațiunilor sedimentare paleogene s-ar remarcă prin anomalii de maxim cu intensitate mică, în cazul în care acestea ar avea o densitate mai mare decât a formațiunilor înconjurătoare. În consecință rezultă faptul că acolo unde fundamentul cristalin este mult afundat (sub 2000—3000 m), anomaliile mediate ale gravitației pot pune în evidență diferite aspecte privind relațiile existente între formațiunile sedimentare preneogene și ansamblul formațiunilor neogene (sedimentare și eruptive). În situația în care formațiunile paleogene se plasează progresiv la niveluri din ce în ce mai adânci — sub 2000 m — imaginea gravimetrică este controlată în cea mai mare măsură de relațiile existente între elementele magmatice și molasa neogenă.

Se are în vedere faptul că anomaliiile mediate ale gravitației sunt determinate în egală măsură de compozitia litologică a șisturilor cristaline, a formațiunilor sedimentare preneogene, de efectele metamorfismului termic și hidrotermal, care în ansamblu sau diferențiat, modifică uneori sensibil distribuția cîmpului gravitației.

Din harta anomaliei reziduale a gravitației au putut fi deduse cu precădere raporturile de masă existente între formațiunile sedimentare și magmatitele neogene ce se dispun pe fundamentul prevulcanic, pe un interval relativ important în apropierea suprafeței de cca 1000 m, cît și în cuvertura neogenă.

În situațiile clasice întîlnite în teritoriu, suprastructura aparatelor sau edificiilor vulcanice complexe, cu excepția unor stratovulcani și coloane de brecii, se reflectă în general prin anomalii locale de maxim; în cazul cînd acestea sunt afectate de procese de hidrotermalism (adularizare, caolinizare și sericitizare) însotite sau nu de mineralizații, intensitatea anomaliei se diminuează. Anomalii de maxim corespund de asemenea și zonelor de înrădăcinare ale unor corpori eruptivi, localizate în molasa neogenă. În spațiul de dezvoltare a formațiunilor sedimentare neogene se conturează anomalii gravimetrice de maxim și minim determinate de raporturile locale de masă ce se realizează între fundamentul prevulcanic și variația grosimii formațiunilor sedimentare și vulcano-sedimentare neogene. În majoritatea cazurilor, parametrii anomalilor sunt controlați de natura petrografică a vulcanitelor din imediata apropiere a suprafeței; în situațiile în care structurile vulcanice se localizează în arii depresionare, delimitarea lor din punct de vedere gravimetric este mult mai dificilă, deoarece efectul de maxim al acestora este mai mic decât efectul anomal de minim determinat de îngroșarea molasei neogene. În cazul în care dimensiunile orizontale ale celor două tipuri de structuri geologice ar fi net diferite, atunci este posibilă separarea efectelor gravimetrice respective.



Intr-o formă preliminară analiza structurii ariei vulcanice a fost realizată folosind hărți combinate, în care sunt marcate atât elementele deduse din imaginea anomaliei mediate a gravitației, cît și elementele deduse din distribuția anomalialor reziduală, ambele interpretate în strânsă corelație cu datele geologice și cu variante concordante de evoluție a principalelor procese genetice, tectonice, magmatice și metalogenetice.

În această primă fază de prelucrare a ansamblului de informații, fără să beneficiem de toate datele magnetometrice și seismice, ne propunem să avansăm principalele concluzii deduse cu precădere din interpretarea datelor gravimetrice, la gradul actual de cunoaștere a teritoriului, beneficiind și de două sinteză geologică realizată în 1976 (M. Borcoș et al.¹⁹), pe baza studiilor executate în perioada 1968—1975 (M. Borcoș et al.²⁰).

II. Structura fundamentului prevulcanic

Aspectul structural al fundamentului regiunii Oaș-Gutii a fost condiționat de modul de comportare în timp a celor două fracturi majore cu caracter transcrustal, falia Dragoș Vodă, orientată E-W, și fractura Gutii, orientată NW-SE, ca și de sistemele de fracturi conexe orientate E-W, N-W și N-E. Elementele geologice și gravimetrice consemnate în documentațiile existente evidențiază prezența a două discontinuități fizice importante, corespunzătoare celor două fracturi majore menționate (fig., pl. I).

Fractura Dragoș Vodă este marcată de un cordon de gradient cu caracter regional, care se poate urmări de la E, din bazinul văii Bistrița, spre W, pînă în depresiunea pannonică (depășind teritoriul R.S.R.), care prezintă local intreruperi și inflexiuni ale izolinilor anomaliei gravimetrice mediate. Discontinuitatea fizică semnalată reprezintă probabil o fractură cu caracter transcrustal, care a afectat soclul și formațiunile cuverturii, aceasta fiind reactivată în mai multe momente ale evoluției geotectonice, pînă în Pliocen. Segmentul estic al fracturii se suprapune faliei Dragoș Vodă, care delimitizează spre sud formațiunile cristalofoiliene din masivul Rodnei de formațiunile sedimentare din bazinul Borșei. Spre vest, fractura se reflectă în tectonizarea avansată a părții de nord a unităților pînzei de Botiza și pînzei de Măgura; aceste efecte se regăsesc de asemenea în tectonica sării și a formațiunilor pannoniene. În continuare spre vest, fractura este mascată de vulcanitele neogene și de depozitele sedimentare ale bazinelor neogene Baia Mare și Satu Mare. În ansamblu, fractura prezintă o decroșare spre stînga a structurilor din compartimentul nordic. Această decroșare este sugerată și de harta aeromagnetică prin gradienți puternici ce delimitizează cîmpuri magnetice ale unor blocuri aparținînd probabil soclului. Planul decroșării este aproape de verticală, acesta separînd spre nord un domeniu de îngărmădire a formațiunilor de la E spre W, probabil în legătură și cu deschiderea către NE a bazinului Sighetului. În cuvertură, această îngărmădire se reflectă în aranjamentul structural characteristic regiunii Vaser-Iza, în conexiune cu prezența unor fracturi probabil de sprijin, distribuite la 45° spre NE și NW, vizavi

^{19, 20} Arh. I.G.G. București,



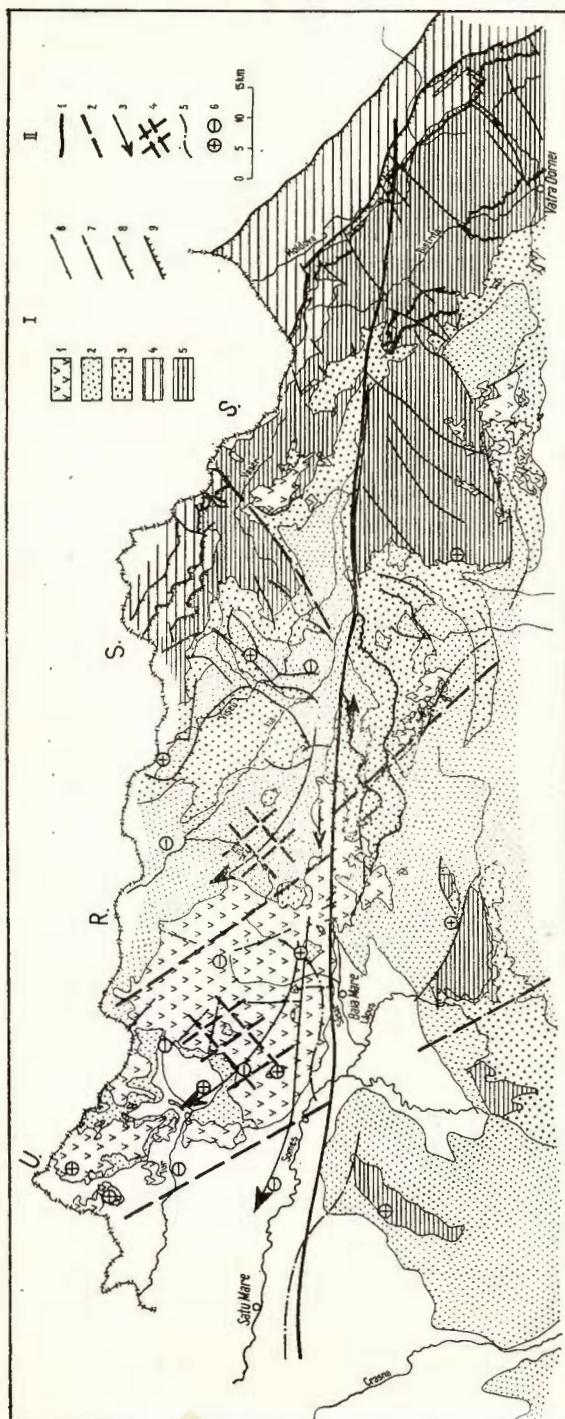


Fig. — Schiță geologică simplificată pentru parțea de NW a Carpaților Orientali, cu reprezentarea schematică a fracturilor de soclu și aranjamentului structural al teritoriului, deduse din date geofizice (după M. Borcoș, S. Fopolos, S. Peltz, M. Socolescu, N. Stan). I. Vulcanite neogene (1); formațiuni sedimentare neogen (2), paleogen (3); formațiuni cristalofteniene (5); limită geologică (6); fracturi (7); falii de încalecare (8); năpârzi (9). II. Suprafață de discontinuitate fizică majoră, cu caracter transcrustal, dedusă din date gravimetrice (1); fracturi de sprâjin (2); mișcare generală de deplasare relativă a maselor (3); sistem de fracturi ușor generate, localizat în cuvertură (4); supratellurite discontinuitate fizică dedusă din date aeromagnetiche (5); deplasări pe verticală în cuvertură și soiul (6).

Simplified geological sketch of the NW part of the Eastern Carpathians, with the schematic representation of the basement fractures and of the structural arrangement of the territory based on geophysical data (after M. Borcoș, S. Fopolos, S. Peltz, M. Socolescu, N. Stan). I. Neogene volcanics (1); Neogene (2), Paleogene (3); Cretaceous (4); crystalline formations (5); geological limit (6); fractures (7); overthrust faults (8); nappes (9). II. Major physical discontinuity surface with a transcrustal character based on gravimetric data (1); support fractures (2); general movement of relative mass displacement (3); system of fractures subsequently generated, placed in the cover (4); physical discontinuity surface based on aeromagnetic data (5); vertical displacement within the cover and the basement (6).

de flancul de decroşare. La sud de planul de decroşare se înregistrează o ondulaţie mai accentuată pe direcţia cutelor și fracturilor în cea mai mare parte orientată NW-SE, corespunzînd tectonicii generale din bazinul Transilvaniei.

Fractura Gutăului este pusă în evidenţă de asemenea pe baza datelor gravimetrice și aeromagnetice. Extinderea acestei fracturi spre SE în regiunea lanțului vulcanic Călimani-Hărghita este sugerată de interpretarea datelor gravimetrice și magnetice cu caracter regional (Gavăt et al., 1963). Se poate urmări continuarea acestei fracturi și spre NW, în regiunea cu structuri vulcanice pe teritoriul U.R.S.S., corespunzînd astfel în ansamblu marelui aliniament petrogenetic (neotectonic) Vihorlat-Gută-Hărghita.

Evoluţia geotectonică a teritoriului este amorsată, luând în considerare aceste două principale elemente tectonice, de sensul general de deplasare a maselor geologice din compartimentul nordic spre vest, concomitent cu compartimentarea soclului și cuverturii, mai bine exprimată în ariile limitrofe celor două fracturi. În această schemă, în spaţiul închis de segmentul occidental al planului de decroşare și de segmentul nordic al fracturii majore NW-SE, se realizează un regim tectonic particular, imprimat de dezvoltarea a două sisteme de fracturi de sprijin conexe celor două fracturi majore, în măsură să explice — în momentele ulterioare de reactivare a acestor plane de minimă rezistenţă — tectonica cuverturii și să ofere suficiente elemente pentru a orienta gîndirea asupra celor mai raţionale moduri de desfăşurare a proceselor vulcanice și metalogenetice. Principalele aspecte ale tectoniciei acestui spaţiu se reflectă foarte bine și în regimurile anomaliilor gravimetrice de maxim și minim.

Din reprezentarea aspectelor geotectonice de detaliu într-un stadiu premergător activităţii vulcanice, probabil la nivelul Paleogenului, dedusă din imaginea cimpului gravitaţiei, rezultă existenţa celor două sisteme de fracturi orientate NW și NE, ca și prezenţa unor fracturi cu direcţia E-W, acestea din urmă fiind mai bine reflectate în partea central-nordică și de nord-vest a regiunii. Local se individualizează și fracturi cu direcţie N-S, identificate atât prin lucrările de cartare geologică cât și prin cele de prospecţiune geofizică.

Este de presupus că fracturile E-W s-au manifestat anterior, mai ales în legătură cu compartimentarea soclului cristalin, care în anumite sectoare se reflectă în ridicarea acestuia, ulterior antrenate într-o mișcare descendentală-izostatică. Asemenea compartimente ridicate se conturează în zonele Tarnă Mare-Turj-Cămîrzana și Livada-Orașul Nou-izvorul văii Săpînta. Sprij vest se desprinde un altul de constituie similară, de mare extindere, Satu Mare-Peleș, care pentru moment nu intră în sfara preocupărilor noastre. Primele două compartimente sunt separate de o zonă depresionară Turu Lung-Călinești-Bixad-Rîmeți, care倾de să facă legătura spre SW cu depresiunea Satu Mare-Seini, orientată de asemenea pe o direcţie preferenţială E-W.

Sistemele de fracturi orientate NW și NE afectează primul sistem EW și este în mare măsură responsabil de aranjamentul structural final (în timpul Paleogenului) al acestui teritoriu în stadiul premergător activităţii vulcanice. Intervenţia acestui sistem de fracturi a fost deosebit de activă în partea sudică a munților Gută, în spaţiul cuprins între fractura Dragoș-Vodă și



compartimentul ridicat Livada-izvoarele văii Săpînța. Efectele acestei tectonici au determinat în special compartimentarea fundașului prevulcanic Seini-Băița-Chiuzaia-Cavnic-Roata, constituit predominant din formațiuni paleogene cunoscute și la zi sau în subteran. Acest compartiment corespunde probabil și unei zone de maximă îngroșare a formațiunilor paleogene. În limitele acestui compartiment, determinat în principal de același sistem de fracturi, a avut loc în continuare în mai multe momente, o microcompartimentare diferențiată, dedusă din variațiile locale ale morfologiei și intensității anomaliei de maxim gravimetric.

Spre N de acest compartiment se conturează o arie depresionară Vama-Pleașca Mare, în formarea căreia se pare că un rol activ l-au avut atât sistemul de fracturi E-W cît și cel ulterior NW și NE.

Constituția fundamentului privit în ansamblu rezultă din puținele indicații directe, dar mai ales din încercările de corelare cu regiunile învecinate și din modul în care aceasta poate fi interpretată în aranjamentul structural al unității majore tectonice de care aparține aria vulcanică Oaș-Gutîi. Această arie face parte, după Sandulescu (1976²¹) din blocul Oaș-Maramureș, având o structură complexă, la care participă elemente aparținând Tatridelor, zonei klipelor pienine și a unităților de Petrova-Dragova. În acest fel, în regiune se poate presupune prezența formațiunilor metamorfice acoperite de sedimente senoniene și paleogene, situație caracteristică în special munților Oaș, și dezvoltarea largă a formațiunilor paleogene alohotone în aria corespunzătoare munților Gutîi, cu care subordonat se asociază și sedimente senoniene. Prin poziția specială pe care o ocupă munții Oaș-Gutîi în zona de trecere de la Carpații Orientali la Carpații Occidentali, zonă de mare complexitate tectonică, este de așteptat o alcătuire litologică variată, în care s-ar putea identifica chiar și prezența depozitelor nizezoice calcaroase, probabil triasice, interceptate cu lucrări de foraj spre E și NE de munții Oaș, sub formațiunile paleogene. Această imagine urmează să fie verificată cu atât mai mult cu cât în teritoriu există foarte puține date directe, care să conducă la puncte de vedere sensibil diferite.

Studiul comparativ al unităților structurale preneogene definite în strânsă relație cu efectele neotectonice supraimpuse, prefigurează controlul pe care acestea l-au exercitat, prin particularitățile lor litologice, de dezvoltare spațială, poziție, magnitudine și grad de reactivare: 1) asupra modului general de evoluție a formelor vulcanice, 2) asupra aranjamentului structural de suprafață și de adâncime al principalelor corperi vulcanice, ca și în distribuția spațială și temporală a diferitelor tipuri genetice și paragenetice de acumulări de substanțe minerale utile.

III. Structura formațiunilor neogene

Suprapunerea spațială a principalelor sisteme de fracturi prevulcanice și neogene, direcția lor comună de dezvoltare, ca și formarea unor sisteme de fracturi conexe în directă legătură cu aspectele structural-litofaciale locale,

²¹ Op. cit. pet. 12.



evidențiază intervenția controlului primar, manifestat prin procese intense de reactivare a elementelor tectonice prevulcanice. Aceste aspecte se regăsesc în aproape toate unitățile prevulcanice anterior menționate, mai cu seamă în compartimentele ridicate, realizându-se o amprentă structurală globală, ce verifică valabilitatea schemei tectonice menționate, în care pentru fiecare compartiment în parte se poate face o analiză a datelor vulcanologice, așa cum sănătatele materializate în harta geologică de sinteză (M. B o r c o s et al., 1976)²² sau așa cum pot fi interpretate din corelarea judicioasă a elementelor geologice și a elementelor deduse din hărțile gravimetrice (pl. II).

1) *Elevația Tarna Mare-Turț-Cămîrzana*

Jumătatea nordică din suprafața munțiilor Oaș corespunde acestui compartiment ridicat, traversat de fracturi orientate EW și NW. Informațiile de natură gravimetrică sugerează participarea cantitativă în alcătuirea sa a formațiunilor metamorfice, care pînă în prezent nu au putut fi interceptate prin lucrări de explorare, cu care probabil se asociază și formațiuni sedimentare senoniene și paleogene. Datele directe de observație indică dezvoltarea în apropierea suprafeței a depozitelor sedimentare badeniene și postbadeniene și a vulcanitelor neogene. Morfologia cîmpului gravitației arată un sens de îngroșare a formațiunilor sedimentare neogene de la est spre vest. Referindu-ne la distribuția vulcanitelor în această arie, considerînd și extinderea lor în afara teritoriului țării, spre nord, se observă că acestea se localizează de preferință către partea de SW a acestui compartiment, în contextul unor aliniamente tectono-vulcanice orientate NW-SE, uneori chiar N-S. Aspectele vulcanologice generale, determinate pe baza cercetărilor geologice, sănătatee unei activități vulcanice complexe, diferențiate ~ plan local cu formarea de edificii vulcanice complexe (cu arii crateriale și caldere), stratovulcani, cupole, îmșoite de numeroase intruziuni.

Raportînd elementele de cunoaștere geologică în harta anomaliei reziduale a gravitației se remarcă o bună corelare, evidențindu-se majoritatea aspectelor vulcanologice semnalate, arătîndu-se cu această ocazie rolul arîilor de interferență a fracturilor EW și NW-SE asemănătoare unor noduri tectono-vulcanice responsabile de localizarea unei activități vulcanice de mai mare intensitate. De asemenea, se poate constata în special și rolul magmatogen al fracturilor E-W private în ansamblu, în legătură cu care s-ar putea explica existența a numeroase centre de activitate vulcanică. O bună corelare a datelor geologice și gravimetrice s-a realizat în cazul corporilor eruptive Bîrlești, Pleșcuța, Geamăna, Cetățuia Mare, Dealul Babei, ș.a., ca și în aria principalelor structuri vulcanice, grupul de caldere Comlăușa-Bătărcel. Suprafața calderelor, în care se cunosc corperi de breccii și efecte de hidrotermalism, apare bine conturată prin anomalii de minim. La exteriorul buzei calderei Bătărcel apar anomalii locale de maxim, determinate de corpurile intruzive cunoscute; în mod deosebit trebuie menționate anomalii de maxim gravimetric din Vîrful Teiului, la nord de caldera Bătărcel, orientată NW-SE, pe direcția aliniamentului principal tectono-vulcanic și metalogenetic.

²² Op. cit. pct. 19.



Ansamblul datelor geologice și geofizice centrează aria de maximă activitate vulcanică a acestui compartiment în limitele edificiului vulcanic Bătărcel și Dealul Teiului, verificind totodată prezența a numeroase corperi eruptive disperse, în general de mici dimensiuni, realizate în special pe seama unei activități subvulcanice. Rezultatele obținute cu ocazia acestui studiu atrag atenția asupra existenței și a altor corperi intrusive mascate, cum ar fi de exemplu în extremitatea de NE a acestui compartiment, sugerate de anomaliiile de maxim gravimetric.

2. Aria depresionară Turu Lung-Călinești-Bixad-Rimeți

Această arie depresionară, de aspectul unui culoar cu lățime medie de 10 km, este mărginită de sistemul de fracturi E-W, delimitând-o astfel la nord de compartimentul ridicat Tarna Mare-Turț-Cămîrzana, iar spre sud de unul asemănător : Livada-Orașul Nou-izvoarele văii Săpînța ; spre est prezintă o primă discontinuitate structurală în fața fracturii Gutîiului, iar spre vest, după ce comunică cu bazinul Satu Mare, depășește pe direcție teritoriul țării. Evoluția acestei arii depresionare, începută probabil încă din timpul Paleogenului, se desăvîrșește mai tîrziu, fiind controlată de două sisteme de fracturi orientate NW și NE ; ultimele în special au condus la ridicarea părții centrale din împrejurimile localității Bixad și la crearea a două zone mai afundate spre W și E, prima la sud de confluența văii Turului cu Gherța Mică și a doua la vest de Certeze și la sud de Moiseni, ambele foarte bine reflectate în imaginile anomalilor gravimetrice mediate și reziduale.

În sectorul vestic se remarcă o bună corelare între conturul geologic al corpurilor eruptive și anomaliiile locale de maxim gravimetric (Dealul Mic, Pusta Heghi, dealul Ursoi și Măgura), acestea din urmă atrăgînd atenția și asupra unor structuri mascate la NE de Turu Lung, la N de Pusta Heghi și Tîrșoț. În sectorul estic se pot semnala situații asemănătoare de concordanță în regăsirea corpurilor eruptive de la Huta Certeze-Simbra Oilor, Vîrful Mare-vîrful Bărbuncele, Muntelc Bradului-vîrful Trestia, cu tendința de aliniere pe direcția NE-SW sau grupate local la vest de caldera Săpînța. În zona centrală, mai ridicată, activitatea vulcanică de la nord de Bixad se reflectă în elementele gravimetrice cu caracter local orientate pe direcții preferențiale N-S.

3. Elevația Livada-Orașul Nou-izvoarele văii Săpînța

Această unitate reprezintă cea de-a doua ridicare latitudinală a funda-
mentului, alcătuit predominant din șisturi cristaline și formațiuni paleogene. Spre nord și sud elevația este flancată de sistemul de fracturi E-W ; spre est se închide în fața fracturii Gutîiului, iar spre vest este traversată de sistemul de fracturi NW și NE și a fost progresiv sfundată în aria bazinului Satu Mare, la vest de Livada. Se înregistrează de asemenea o tectonizare mai avansată în jumătatea vestică a acestui compartiment, evidențiindu-se în ansamblu numeroase puncte de intersecție a fracturilor cu direcție NE, NW și EW. În apropierea suprafeței apar formațiuni sedimentare badeniene și post-bade-



niene cu grosimi mari spre vest, în direcția bazinului Satu Mare sau chiar spre est, sub placa de andezite piroxenice ponțian-pliocene.

Segmentul extrem vestic al acestui compartiment ridicat al funda-mentului — Livada — este relativ liniștit sub aspect tectonic. Se evidențiază însă o anomalie de maxim gravimetric local în vecinătatea flancului nordic, care sugerează în adîncime o structură mai complicată ce presupune prezența unui grup de structuri vulcanice măscate sau a unui corp subvulcanic de mai mare extindere.

Segmentul următor spre est, Orașul Nou, se individualizează printr-un deranjament tectonic marcat de discontinuități fizice WSW-ENE, determinate de contrastul realizat între formațiunile neogene și formațiunile paleogene care avansează dinspre est și discontinuități fizice paralele sistemului de fracturi NW, mai bine reprezentate în unitățile învecinate la nord și sud. În acest context structural se observă că activitatea andezitică, bine marcată de anomalii de maxim gravimetric, se amplasează în aria de îngroșare pe o creastă presupusă ale căutări preponderent din formațiuni paleogene elevate și supuse ulterior eroziunii datorită ridicării formațiunilor cristaline. În colțul de sud-vest al acestui segment, în aria de dezvoltare a vulcanismului acid, apar două anomalii de maxim închisă, cu caracter local, care ar corespunde unor excese de masă, probabile zone de înrădăcinare, asociate unui important nod de fracturi.

Structura segmentului corespunzător ariei bazinului Negrești, în care anomalia de maxim prezintă o intensitate mare, este determinată de dezvoltarea unei creste de formațiuni paleogene, acoperită de sedimente neogene, cu unele neomogenități de relief mai bine evidențiate spre vest de localitatea Negrești-Oaș, cu atât mai mult cu cît la suprafață nu a fost semnalată prezența rocilor eruptive, nici indicații indirecte, efecte de contact termic sau produse postmagniatice.

La est de discontinuitatea fizică cu direcția NE, care mărginește masivul Gutin, structura geologică neogenă se reflectă prin elementele gravimetrice locale orientate pe primul interval EW apoi NW-SE, pe măsură ce ne apropiem de fractura Gutiuului. Rămîne de examinat în continuare modul în care pot fi explicate anomalii de maxim gravimetric în această arie de largă dezvoltare a curgerilor de lave ce cumulează grosimi mari, spațiu în care principalele elemente vulcanologice de suprafață au fost erodate și în care cu greu, pe baza carărilor geologice au putut fi localizate centrele de activitate vulcanică. Informațiile gravimetrice întregesc astfel cunoașterea, semnalând excese de masă — produse vulcanice (probabil prezența unor corpuri eruptive) la N de valea Turului, în dealul Nicului spre SE sau în regiunea de la izvoarele văii Săpînța.

În vecinătatea contactului nordic și sudic al acestei elevații, în zona de intersecție cu fractura Gutiuului, se circumsciru Caldere vulcanice (Săpînța și Mara), conturate prin lucrările geologice executate anterior (Rădulescu, 1973). Cele două caldere ocupă o poziție tectonică simetrică față de acest compartiment structural prevulcanic ridicat, manifestând tendințe de dezvoltare în ariile depresionare învecinate; acestea se reflectă suficient de bine și în elementele gravimetrice cu caracter local. Caldera Săpînța, așa cum rezultă din datele geologice înregistrate, ca și din prezența și distribuția anomalilor



de maxim gravimetric închis, are o structură complexă, probabil cu o evoluție geologică mai complicată, marcată și de prezența a numeroase corpuri de mici dimensiuni din interiorul calderei. Caldera Mara ar apărea mult mai bine reflectată în cîmpul gravitației, dacă conturul geologic existent ar fi deplasat în ansamblu spre sud cu cca 2 km, în aşa fel încît interiorul acesteia să corespundă anomaliei de minim, circumscris foarte caracteristic de anomalii de maxim, ca și de sistemul de fracturi sesizate la nivelul fundamentului pre-vulcanic și în formațiunile neogene.

4. Zona depresionară Vama-Pleașca Mare

În deplină concordanță, elementele structurii prevulcanice și datele gravimetrice delimităcăză această arie de scufundare, mărginită la nord de o falie longitudinală și spre sud de sistemul de fracturi NW decalat ulterior de sistemul NE, realizându-se astfel în această parte un contur neregulat. Extremitatea vestică a acestui mic bazin se îngustează, în timp ce limita sa estică se sprijină — pe o lățime apreciabilă — pe fractura Gutîiului. Sistemul de fracturi NW și NE caracteristice părții de sud a masivului Gutin se extinde în această arie, determinând o microcompartimentare, realizându-se pe plan local două zone de maximă afundare, spre vest în versantul drept al văii Talna Mică și spre est în zona de izvoare a văii Firiza, la sud de Vîrful Stînilor, zone subsidente active încă din timpul Paleogenului.

Partea vestică a acestei arii depresionare a fost interpretată ca atare în cercetările geologice, considerată ca o zonă de subsidență activă (spre deosebire de regimul geotectonic de la sud de creasta de Paleogen) în care s-au acumulat produsele andezitice ale seriei de Racșa. Spre est, această zonă de maximă afundare este flancată de o culme vulcanică orientată NW, care se regăsește atât în elementele gravimetrice, cât și în observațiile directe consimilate în harta geologică, fiind vorba de unul sau de două aliniamente tectono-vulcanice paralele, delimitate în versantul stâng al văii Talna și izvoarele văii Brada.

Între acest aliniament tectono-vulcanic și cea de-a doua zonă de afundare, aproximativ între izvoarele văii Talna și văii Firiza, reapar elemente ale cîmpului gravitației orientate EW, la fel ca în compartimentul ridicat învecinat spre nord. Se verifică astfel în parte traseul intuit al unor aliniamente tectono-vulcanice sau existența unor corpuri andezitice cu dezvoltare locală, unele necunoscute pînă în prezent. În continuare spre est, trecind prin cea de-a două zonă de maximă afundare, se pătrunde în caldera Mara.

Aria depresionară, spre sud-est microcompartimentată, inclusiv zona de largă dezvoltare la suprafață a formațiunilor paleogene din dealul Măgura Mare, pune în discuție — prin forma și intensitatea anomaliei de maxim gravimetric, cum ar fi de exemplu în Măgura Mare — prezența unor corpuri eruptive în apropierea suprafetei. Asemenea observații au fost semnalate de S. Fotopols²³, recunoscîndu-se pe baza observațiilor directe în formațiunile sedimentare paleogene, unele indicații ale unor procese de contact termic. Asemenea situații pot fi bănuite și în alte cîteva cazuri semnalate de datele geofizice, în apropierea fracturii Gutinului.

²³ Op. cit., pct. 19.



5. Elevația Seini-Băița-Chiuzbaia-Cavnic-Roata

Unitatea corespunde zonei de maximă intensitate vulcanică și metalogenetică din marginea sudică a masivului Gutu, lăsind să se înțeleagă astfel — așa după cum rezultă din hărțile geologice și gravimetrice — caracterul ei de mare complexitate tectonică. Spre vest și sud, pînă în dreptul văii Cavnicului, unitatea se detașează net de ariile depresionare Satu Mare și Baia Mare; spre nord, de asemenea, conturul neregulat apare evident pînă în apropierea fracturii Gutuului. La est de valea Cavnicului, spre izvoarele văii Lăpușului, în sfera de influență a celor două fracturi majore transcrustale, se constată prezența același mod de ordonare a elementelor gravimetrice. Este totuși probabil ca și în această zonă prezența fundamentalului constituit din formațiuni paleogene să fi determinat cu precădere același stil și mod de evoluție în definitivarea aranjamentului structural neogen, ca și în segmentul central vestic al acestui compartiment.

În ansamblu, așa cum se arată (Borcoș, 1973) și cum sunt interpretate datele în harta geologică de sinteză (Borcoș et al., 1976²⁴), structura se complică de la vest spre est, lăsind să se vadă astfel aspectele particulare proprii ale principalelor arii în care se dezvoltă cele mai importante faze de activitate vulcanică. Caracteristicile elementelor gravimetrice, modul de ordonare, pot fi puse astfel în relație cu ideile generale emise asupra evoluției vulcanice spațiale și temporale în teritoriu. În partea sa vestică, în limitele ariei de distribuție a produselor andezitice de Seini, fundamentul prezintă o elevație mai accentuată, afectat fiind preferențial de un sistem de fracturi orientat NW. În partea central-vestică, în care apar dacitele și andezitele cuartifere, se face trecerea la o zonă mai afundată, cu grosimi mari ale formațiunilor sedimentare neogene și cu participarea cantitativă a produselor eruptive, arie conturată și de sistemul de fracturi orientate NE, NW, EW și NS, realizându-se astfel numeroase puncte de interferență. La est de Dealul Crucii, dar mai ales la est de valea Firiza, se conturează un regim gravimetric preferențial, orientat EW, care anunță tendințe de ridicare regională a fundamentalui paleogen, și în care se reflectă o tectonizare a formațiunilor neogene cu formarea a numeroase compartimente ordonate latitudinal, orientate de preferință spre NW și NE. Același stil se dezvoltă în continuare spre Cavnic, Roata-Băiță, cu trecere spre zona subvulcanică.

Referindu-ne la aria de răspindire a produselor fazei de Seini, harta gravimetrică scoată în evidență o compartimentare a formațiunilor pe două direcții de fracturare NW și NE, individualizându-se o zonă centrală ridicată, deranjată de fracturi NE, care se extind în domeniul învecinat spre est al andezitelor cuartifere, pe același direcție și cu același mod de comportare. Acest compartiment, în care se circumscrîu majoritatea aparatelor, intruziunilor și edificiilor complexe, este responsabil de activitatea metalogenetică maximă. Într-adevăr, se poate presupune existența — avansată în baza datelor geologice și geofizice — a două sau chiar trei aliniamente vulcano-tectonice orientate NW-SE, cu funcții metalogenetice, majoritatea fracturilor din cîmpul

²⁴ Op. cit. pct. 14.



metalogenetic Ilba fiind orientate NW, iar cele din cîmpul Nistru NE, în concordanță cu stilul preferențial și intensitatea fracturilor dezvoltate diferit în cele două cîmpuri, aşa cum apare de altfel semnificativ din caracteristicile elementelor gravimetricice. În general, corelarea bună a datelor geologice și gravimetricice circumscrie suficient de clar districtul metalogenetic Ilba-Nistru, pe direcție, de la Racșa — în extindere pe sub produsele andezitice cuarțifere, pînă la Săsar. Din cauza efectelor de alterație mult mai intense în cîmpul Ilba, parte din acestea — respectiv structura edificiului vulcanic Aluniș — se plasează periferic, în partea de SW a acestui compartiment ridicat, cu dezvoltare de mai mare extindere într-o zonă anomală de minim. Spre vest, această parte a teritoriului cade în trepte, cu realizarea unor denivelări de maxim și minim, în mod deosebit ca urmare a intervenției fracturilor NE. Spre N se face trecerea bruscă la aria depresionară de acumulare a formațiunilor vulcano-sedimentare de Racșa, spre sud și sud-est se face treptat trecerea la un alt regim tectonic, determinat în special de prezența fracturilor NE, NS și EW, controlate în ansamblul local de o arie de substanță care a început să funcționeze activ încă din timpul fazei eruptiilor andezitice de Seini (Tortonian superior-Sarmătian). În particular se pot remarca unele concordanțe sau neconcordanțe în ceea ce privește regăsirea anumitor corperi eruptive (intruziuni, cupole, aparate simple sau corperi de brecii din marginea sud-vestică și estică a acestui teritoriu), cunoscute în carierele Sebișa, Ilba-Valea Porcului, dealul Piscuiatu, Sindileu, ș.a.

Cea de-a doua arie cu caractere structurale și vulcano-tectonice distincte se delimitizează suficient de bine prin elementele structurii prevulcanice — cuplul de fracturi NW și NE — prezintând totodată și o alcătuire complexă, marcată de grosimea mare a formațiunilor neogene sedimentare și eruptive, întinse la adâncimi de peste 1000 m. La sud de creasta de Paleogen, în cîmpul Săsar-Valea Roșie, caracteristicile anomaliei gravitației presupun existența a două structuri andezitice cuarțifere de mari dimensiuni, grupate pe extremitatea sudică a aliniamentului principal tectono-vulcanic Ilba-Nistru, în zona de intersecție a celorlalte fracturi suprapuse, orientate NS și EW. Prezența structurilor andezitice de Seini, măscate, care se distribuie pînă în dreptul văii Firiza, confirmate și prin lucrările de exploatare și explorare, se reflectă bine în cîmpul gravitației prin anomalii intense de maxim și prin dezvoltarea, în timpul Sarmătianului, a unei creste vulcanice principale unitate, pe direcție NW. Aparițiile de formațiuni sedimentare paleogene se înscriu în două compartimente mici cu valori de maxim gravimetric, separate de fracturi NS care înaintează pînă în cîmpul Săsar-Valea Roșie. La nord de creasta de Paleogen se individualizează un compartiment NE ridicat, care se extinde în această direcție în aria depresionară învecinată, un promontoriu de formațiuni sedimentare paleogene în fundal, în care se localizează structurile andezitice, formate în timpul fazelor de Seini, Piscuiatu și Firiza, traversate de galeria Ludovica, ca și cele identificate în zona de izvoare a văii Firiza. În lungul fracturii care delimitizează acest compartiment spre vest, se localizează și aliniamentul mineralizat din sectorul Tiuzoșa. Compartimentul ridicat din extremitatea nordică a acestei arii, în versantul drept al văii Băița — în zona de izvoare, marcat prin anomalii de maxim — lasă să se înțeleagă un exces de masă, sector caracterizat de altfel de o situație geo-



logică complicată, unde vin în contact andezite de Seini, andezite cuarțifere de Piscuiatu și andezite de Jereapă sau Breze, produse ce pot presupune existența unei arii vulcanice complexe cu activitate policiclică. Între compartimentele ridicate se circumsciru anomaliile de minim gravimetric, care confirmă în majoritatea cazurilor situațiile înregistrate pe hărțile geologice; ne referim la sectoarele de dezvoltare a formațiunilor sedimentare neogene și vulcanosedimentare din zona de confluență a văilor Ulmoasa și Băița, la zona cu piroclastite andezitice de la nord de Valea Romană, ca și la sectoarele mai puțin cunoscute de la nord de Dealul Crucii și de Valea Roșie, în care probabil, sub o cuvertură subțire de produse vulcanice, se dezvoltă aceleași formațiuni sedimentare neogene.

Față de ordonarea latitudinală a anomaliei de maxim gravimetric între Dealul Crucii (valea Firiza) și extremitatea estică a masivului vulcanic se observă un mod particular de grupare și orientare a sistemelor de fracturi, dispuse preferențial NE, spre vest de cîmpul minier Cavnic și NW spre est de acesta. În ultima arie, în special pe marginea sudică a masivului, reapare și sistemul de fracturi NW. În ansamblu, aceste discontinuități delimităază o serie de compartimente tectonice, a căror constituție, orientare și semnificație metalogenetică a fost dovedită în parte prin lucrările executate pînă în prezent. În mod cu totul semnificativ compartimentele ridicate, ca și unele discontinuități fizice corespund elementelor tectono-vulcanice și metalogenetice semnalate pe baza indicațiilor geologice în limitele cîmpurilor miniere sau a cîmpurilor și districtelor metalogenetice cunoscute.

În primul compartiment ridicat spre vest, a cărui pozitivitate este mărită și de elementele structurii fundamentului (ridicarea Paleogenului pe direcție spre NE) se delimităază structurile vulcanice Dealul Crucii și Herja, de asemenea cel puțin două aliniamente independente tectono-vulcanice, care se regăsesc în elementele geologice și geofizice liniare marcate pe hartă. Este de presupus totuși că particularitățile structurale locale ale cîmpului minier Dealul Crucii prezintă caracter comun cu cele învecinate ariei de subsidență de la vest; abia la est de valea Firiza, în cîmpul minier Herja, se conturează cu mai mare claritate compartimentul ridicat, aşa cum rezultă și din lucrările miniere sau din datele de suprafață, la care se adaugă și un exces de masă vulcanică. Oricum, în limitele acestui compartiment, importante rămân aliniamentele tectono-vulcanice și metalogenetice orientate NE.

Cel de-al doilea compartiment ridicat este mult mai neregulat și neuniform, afectat de un sistem perpendicular de fracturi NW și EW, acoperind aproape în întregime cîmpurile miniere Baia Sprie-Șuilor-Cavnic. Jumătatea nordică a acestei zone ridicate este relativ continuă și este conturată de fracturi NE; prin axul ei trece și aliniamentul metalogenetic major Baia Sprie-Șuilor.

Datele geologice sprijină ideea dezvoltării acestor fracturi spre est, traversând creasta Gutinului.

În limitele cîmpului minier Baia Sprie-Șuilor pot fi puse în evidență mai multe microcompartimente, denivelate de fracturi NNW, EW, NE și NW detectate gravimetric și determinate geologic, care explică neconcordanțele ivite în încercările de corelare a produselor vulcanice și a acumulărilor de substanțe minerale utile. Se pare totuși, ținînd cont de modul general de



desfăşurare a proceselor metalogenetice, că în cea mai mare parte această compartimentare (aranjamentul structural local) s-a realizat înaintea principalelor momente de formare a zăcămîntelor. Considerăm că aspectele primare ale structurii acumulărilor s-au păstrat; într-o asemenea ipoteză se impune însă o sumară investigaţie a celorlalte sisteme de fracturi conexe aliniamentului metalogenetic principal. În partea central-nordică a acestei zone ridicate se circumscriz zăcămîntul Șuior, plasat relativ pe acelaşi aliniament metalogenetic, dar la alt nivel hipsometric. În realitate, discontinuitatea aparentă între cele două zăcămînte este imprimată de factori strucutrali cu caracter local, de aspectele unei activităţi tectono-vulcanice premergătoare fazei de mineralizare. Pe de altă parte, referindu-ne strict la elementele constituieei fundamentului, ar fi posibil ca particularităţile strucutralale ale zăcămîntului Șuior să fie imprimate — spre deosebire de cele ale zăcămîntului Baia Sprie, de prezenţa formaţiunilor paleogene, mult ridicate, asemănătoare situaţiei cîmpului minier Cavnic, cu care de altfel s-ar corela în spaţiul acelaşi regim gravimetric. Prezenţa fracturilor prevulcanice figurate, ca şi a discontinuităţilor marcate la nivelul formaţiunilor neogene, a aliniamentelor metalogenetice şi tectono-vulcanice trasate, selectează într-o poziţie tectonică specifică cîmpul minier Șuior de aspectele strucutralale determinante spre E sau W. Partea estică a compartimentului încadrează cîmpul minier Cavnic, care se reflectă într-o largă anomalie de maxim gravimetric cu o intensitate apreciabilă, anomalie corespunzătoare efectului cumulat al fundamentului paleogen şi al corpurilor andecitice ce îl traversează. Grupul estic de filoane se localizează într-un microcompartiment căzut, delimitat de o falie sugerată de datele gravimetrice cu direcţie NE-SW, sens general de orientare a filoanelor din zăcămîntele Cavnic şi Roata. Cele două fracturi orientate NE delimităează spre E, cu particularităţi strucutralale diferite, zăcămîntul Roata — care se localizează într-o arie de regim strucutral, dependent de alţi factori. Pot fi explicate acum mai bine aspectele strucutralale diferite ale celor două zăcămîntele Cavnic şi Roata, sesizate pe baza cercetărilor geologice, şi se poate adopta în consecinţă un program judicios de dezvoltare a lucrărilor de explorare.

Cel de-al treilea compartiment ridicat este în mod arbitrar delimitat spre E şi N. În principal, sistemele de fracturi NE par să fie responsabile de formarea lui, anomalii de maxim gravimetric localizîndu-se în aria zăcămîntului Roata şi în limitele aureolei de transformare hidrotermală în spaţiul cîmpului metalogenetic Jereapân. Dacă în sectorul Roata maximul gravimetric ar corespunde unui exces de masă de natură vulcanică, în cel de-al doilea caz acesta ar putea fi mai curînd pus pe seama unui fundiment de formaţiuni paleogene ridicate. Spre S şi SE se circumscriv două zone anomale de minim, ce ar putea corespunde unor arii de prăbuşiri tectono-vulcanice, cu evoluţii caracteristice unor arii crateriale sau de calderă sau poate chiar unor spaţii de acumulare specifice formaţiunilor vulcano-sedimentare.

Zona latitudinală cu anomalii de maxim delimitate spre S între Dăneşti şi Băiuţ-Văratec, cu extindere spre E, presupune existenţa a patru compartimente ridicate. Primul la S de vîrful Higea, orientat NW, între Valea Albă şi izvoarele văii Bloaja, cu dezvoltare areală a cîmpului de maxim, caracterizează tendinţa de ridicare pe direcţia NW a formaţiunilor paleogene. Al doilea compartiment ridicat din regiunea de izvoare a văii Lăpuşului (sub Măgura



Mare) reprezintă o situație similară, anomaliiile de maxim cu caracter local presupunând și prezența unor corpuri înrădăcinate, mai bine cunoscute din datele geologice doar la N de paralela localității Băiuț. Ultimele două compartimente se aliniază pe direcții concordante cu orientarea aliniamentelor tectono-vulcanice și metalogenetice din cîmpurile miniere Băiuț și Văratec. Majoritatea corpurilor andezitice înrădăcinate, care presupun în adincime volume mai mari, se circumscriu în limitele acestor compartimente. În această direcție ar fi de analizat situațiile noi semnalate în vecinătatea sud-estică a masivului, care sugerează prezența unor structuri vulcanice măscate.

Privind în ansamblu cele două zone latitudinale de maxim gravimetric, se observă că ele sunt despărțite de anomalii de minim mai bine conturate între Mogoșa și Prislop. Se poate generaliza ideea, cu excepția perimetrelui Jereapăni, că toate zonele anomale de minim reprezintă golfuri — întinderi neregulate — ale conturului masivului vulcanic, majoritatea realizate în spațiu unor compartimente coborîte, alcătuite în principal din formațiuni sedimentare neogene, vulcano-sedimentare, cu aport de produse piroclastice. Reactivate tectonic, aceste zone au fost denivelate, constatîndu-se neconcordanțe hipsometric între situațiile cunoscute la N de Baia Sprie, Măgura, izvoarele văii Cavnicului și Lăpușului.

Este probabil că același regim structural din extremitatea estică a masivului Gutii se extinde spre E și în domeniul zonei subvulcanice, mai ales în prelungirea zonei cu anomalii locale de maxim gravimetric. Se poate sublinia de asemenea faptul că — spre deosebire de dispoziția elementelor structurale majore primare — în zona de interferență (joncțiunea faliei Dragoș Vodă cu falia Gutiiului) majoritatea fracturilor neogene sunt orientate perpendicular sau oblic față de acestea.

Concluzii

Din corelarea datelor geologice și gravimetrice s-a obținut imaginea preliminară a structurii fundamentului, evidențîndu-se și unele elemente de control tectonic care au condiționat sensul general de desfășurare a proceselor magmatische și au imprimat particularitățile vulcanologice și metalogenetice pe plan local.

În acord cu datele consemnate în schițele structurale realizate, se constată că zonele de maximă activitate vulcanică se localizează în spațiile elevațiilor preneogene : zona vulcanică Oaș, zona central-nordică și zona marginal-sudică a masivului Gutii. În domeniul acestor trei zone de activitate vulcanică a putut fi stabilită o concordanță relativ bună în orientarea elementelor tectonice primare (preneogene) și dispoziția fracturilor — aliniamentelor tectono-vulcanice sau metalogenetice — cu numeroase suprapunerî sau dispoziții paralele învecinate. Importante centre de activitate vulcanică, verificate sau presupuse, se plasează în zonele de interferență a principalelor sisteme de fracturi.

Influența factorilor de control primar a putut fi mai bine detectată în zona marginal-sudică a masivului Gutii, unde se verifică prezența unor aliniamente tectono-vulcanice bine individualizate pe direcții NW, NS și ENE ;



de asemenea, pot fi recunoscute — mai ales în jumătatea central-vestică a acestei zone — direcții de tectonizare (brecificiere) orientate preferențial NE.

În ansamblu, datele gravimetrice confirmă ipoteza avansată asupra intervenției mai multor momente de fracturare asupra reactivării celor mai multe fracturi, ce a avut ca rezultat microcompartimentarea succesivă a formațiilor neogene, în special înaintea principalelor procese de acumulare a mineralizațiilor hidrotermale. Sistemele de fracturi reprezentate, prin orientarea și amploarea lor, caracterizează spații bine delimitate, în care s-au acumulat diferențiat produsele principalelor faze de erupție. În cadrul masivului Gutii acest sistem de fracturi se amplifică și se complică de la W spre E și de la N spre S. Este încă o dovedă care sprijină ideea emisă cu privire la migrarea vulcanismului în timp (Badenian-Pliocen superior) de la vest spre est — Seini-Băiuț — și de la sud spre nord — Baia Mare-Săpînța — (Borcos et al., 1972), o evoluție în ghirlandă, care se regăsește manifestată ciclic în cadrul provinciei vulcanismului neogen din arcul carpatic.

Din reprezentarea datelor pe schițele structurale rezultă că acumularea maximă de produse vulcanice, cu realizarea celor mai complicate structuri, se circumscrise în zona centrală a compartimentului ridicat din munții Oaș, în spațiul ariilor crateriale Comlăușa-Bătărcel; față de acestea, periferic, se presupune existența a numeroase corpuși andezitice măscate plasate la adâncimi variabile, care pot avea eventual și o semnificație metalogenetică. Alte spații de acumulare preferențială a produselor vulcanice le reprezintă calderele Mara și Săpînța, în egală măsură tronsonul cuprins între văile Băița și Firiza, unde pe o grosime relativ mare (-1000 m) se suprapun produsele fazelor eruptive de Seini, Piscuiatu și Jereapă.

În ceea ce privește frecvența maselor de roci eruptive localizate sub forma unor corpuși cu caracter subvulcanic, verificate sau deduse indirect, este evident faptul că ea este mai mare în munții Oaș, în extremitatea vestică a compartimentului central ridicat (la vest de Orașul Nou) și în extremitatea estică a masivului Gutii, mai ales la est de Cavnic.

Reconsiderând principalele aspecte geologice cunoscute prin prisma rezultatelor obținute din analiza preliminară structurală a teritoriului, devin deosebit de interesante toate indicațiile structurale care atrag atenția asupra extinderii aliniamentelor tectono-vulcanice sau metalogenetice, asupra posibilităților de identificare de noi asemenea elemente sau noduri tectonice în zone aparent lipsite de interes sub aspect vulcanologic și litologic.

Rezultatele obținute vin în sprijinul dezvoltării și intensificării programului de cercetare în vederea descifrării principalelor aspecte metalogenetice din apropierea suprafeței, prefigurând totodată în adâncime — prin restrîngerea ariilor de manifestare a activității magmatice — zonele cele mai favorabile de dezvoltare a unor corpuși eruptive cu sau fără mineralizații, elevații ale fundamentului preneogen, aliniamente de fracturi preneogene, principale noduri tectono-vulcanice.

Schematizarea elementelor tectonice în imaginile structurale propuse, asigură, prin modul în care au fost selectate, în funcție de magnitudinea lor stabilită în primul rînd pe criterii geofizice, individualizarea cronologică a principalelor zone de minimă rezistență, cu rol determinant în spațierea tectonică a teritoriului și în desfășurarea și localizarea activității vulcanice.



Elementele tectonice ale acestui model elaborat pentru regiunea Oaş-Gutii se coreleză în bună parte cu cele definite de Săndulescu (1976)²⁵ într-un spațiu mai larg în partea de nord a țării.

Există însă și unele deosebiri cu privire la acceptarea și trasarea direcției principalei fracturi de pe marginea sudică a masivului vulcanic Gutii, care în imaginea prezentată se suprapune pe toată lungimea pe discontinuitatea fizică detectată gravimetric și magnetometric, în condiții similare, pe o lungime apreciabilă (200 km) între Satu Mare și Cîmpulung Moldovenesc. Jumătatea estică a acestei fracturi este verificată de prezența faliei Dragoș Vodă și falia Izei (Patrulius et al., 1960), în timp ce jumătatea vestică se regăsește în datele directe geologice și vulcanologice caracteristice marginii sudice a masivului vulcanic Gutii. În schema tectonică prezentată de Săndulescu (1976)²⁶ principalul element tectonic în această formă îl prezintă falia Bogdan Vodă dedusă din aranjamentul structural al formațiunilor paleogene și care, astfel, începând din bazinul superior al Marei, se dirijează în cadrul masivului vulcanic pe direcție WNW. De asemenea, în cadrul aceleiași scheme au fost trasate și unele fracturi regionale cu direcție NE.

Ansamblul datelor obținute demonstrează avantajul metodei complexe geologic-geofizice de investigare și interpretare, concretizată într-o imagine structurală preliminară a regiunii vulcanice Oaş-Gutii. Progresul realizat în cunoașterea structurii de adâncime considerăm că va determina dezvoltarea în continuare a acestor studii în vederea descifrării detaliate a principalelor aspecte în măsură să explice evoluția globală a proceselor geologice, în mod special cele care se referă la magmatogeneză, vulcanism și metalogenie.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Lang B., Peltz S., Stan N. (1972) Evoluția vulcanismului neogen în partea de vest a munților Gutii. *Stud. tehn. econ.*, I, 5, București.
- (1973) Le contrôle structural dans la métallogenèse néogène des Monts Gutii. *Rev. Roum. Géol., Géogr., Géoph.*, sér. *Géol.*, 17, 1, București.
- Botezatu R., Andrei J., Calotă C., Fotopolos S., Popovici D., Proca A., Suciu M. (1967) Asupra condițiilor de aplicabilitate a prospecțiunii gravimetrice la studiul aparatelor eruptive neogene din România. *Bul. Inst. petrol., geol., geofiz.*, 15, București.
- Andrei J., Calotă C., Visarion M. (1970) Studiul densităților rocilor din zona eruptivului neogen de la Baia Mare. *Stud. tehn. econ., seria D (Prospecțiuni geofizice)*, 7, București.
- Gavăt I., Airinei St., Botezatu R., Socolescu M., Stoinescu S., Venecov I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R., după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice). *Stud. cerc. geofiz.*, I, 1, p. 7—34, București.

^{25, 26} Op. cit., pet. 12.



- Gherasă N., Stanciu Constantina (1970) Observații asupra rocilor vulcanice neogene traversate de forajul de la Borcut. *D. S. Com. Geol.*, LV, 1, București.
- Patrulius D., Motas I., Bleahu M. (1960) Gheologicheskoe stroenie romanskovo Maramureşa. *Karp.-Balk. Asoc. I, Kongr. III*, Kiev.
- Rădulescu D. (1973) Sugestii pentru interpretarea structurii geologice a părții nordice a munților Gutîi. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/5 (1972), București.
- Sândulescu M. (1972) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali. *D. S. Inst. Geol.*, LIII, 5, București.
- Socolescu M., Grigoraș N. (1963) Contribuții la interpretarea anomalialor izostatice majore din regiunea carpato-balcanică. *Anal. Univ. București, ser. Geol.-Geogr.*, 12, 36, p. 29—35, București.
- Arinei St., Ciocîrdel R., Popescu M. (1975) Fizica și structura scoarței terestre din România. Ed. tehn., București.

PRELIMINARY REMARKS REGARDING THE STRUCTURE
OF THE OAȘ-GUTÎI NEOGENE VOLCANIC REGION BASED
ON THE CORRELATION OF GEOLOGICAL
AND GEOPHYSICAL DATA

(Summary)

The complex geological-geophysical study, which has been carried out in the last 20 years during several stages of investigation, led us to drawing up the preliminary structural map of the Oaș-Gutîi volcanic region. On the basis of the geological and gravimetric data there has been demonstrated that the structural arrangement of the pre-volcanic basement was determined by the evolution in time of two major fractures with a transcrustal character — the east-westward Dragoș Vodă fracture and the north-westward Gutîi fracture, as well as by the systems of connected fractures trending EW, NW and NE (fig., pl. I). The EW pre-Paleogene fractures are supposed to divide the crystalline basement; the system of NW and NE fractures appears at the Paleogene level and determines elevations of the pre-Neogene basement and depression areas according to the final structural aspect that precedes the volcanic activity.

The elevations of the basement formed to a large extent of crystalline formations with a thin cover made of Mesozoic and Paleogene formations appear in the Tarna Mare-Turj-Cămîrzana and Livada-Orașul Nou — the springs of the Săpînța valley zones; west of the latter zone another elevation outlines, Satu Mare-Peleș, trending on the same direction. The first two elevations are separated by the Turu Lung-Călinești-Bixad-Rîmeți depression area, which seems to be connected on the EW direction with the Satu Mare-Seini depression. In the southern marginal zone of the Gutîi massif there appears the Seini-Băluța-Chiuzeala-Cavnic-Roata elevation, formed of Paleogene and Mesozoic formations identified by mining works and drillings. North of this elevation the Vama-Pleașca Mare depression was delimited, being controlled by the EW fracture systems and by the NW and NE ones. The subsidence role of this basin continued to be active during Neogene as well.



The territory corresponding to the Oaş-Gutii volcanic region is included (after Săndulescu, 1976)²⁷ in the Oaş-Maramureş block, characterized by a complex structure, to the formation of which participate different kinds of units belonging to the Tatrids, to the zone of the pienine klippe and to the Petrova-Dragova zones.

The comparative study of the pre-Neogene structural units (pl. I ,II) carried out in close relationship with the superimposed neotectonic effects prefigures the control they exercised by their lithological features, by spatial development, position, magnitude and reactivation degree, upon the surface and depth structural arrangement of the main volcanic bodies, as well as upon the spatial and temporal distribution of the different genetic and paragenetic types of accumulation of useful mineral substances.

The data we obtained show that the activity of maximum volcanic intensity develops within the pre-Neogene elevations, for the most cases there being a through concordance in the orientation of primary tectonic elements (pre-Neogene) and the arrangement of fractures — of the tectonic-volcanic or metallogenetic alignments with numerous superpositions or adjacent parallel distributions. Finally, one could demonstrate that the important role in the location of the volcanic activity was played by the zones of interference of the main fractures — the tectono-volcanic knots. It was also mentioned that the most important products of the volcanic structures are met in the central zone of the uplifted compartment from the Oaş Mountains, within the space of the Comlăuşa-Bărcel crater areas. The Mara and Firiza valleys represent similar zones, in which the products of the most important eruption phases overlap on a relatively great distance (1000 m).

On the other hand, these results also confirm the opinion regarding the migration of volcanism in time — Badenian-Upper Pliocene — from west to east — Seini-Băiuţ and from south to north Baia Mare-Săpînţa — the garland evolution which appears cyclically within the Neogene volcanism from the Carpathian arc (M. Borcoş et al., 1972).

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Preliminary structural sketch of the pre-Neogene formations from the Oaş-Gutii region.

Projection of the outcropping Neogene eruptive formations (1) ; Neogene sedimentary formations (2) ; Paleogene formations (3) and of crystalline ones (4). Projection of the calderas (5), of the eruption centers from cycle II (6), from cycle III (7) and of the main eruptive bodies (8). cryptovolcanoes (9). Pre-Neogene depression areas (10) ; elevations of the basement mainly formed of Paleogene sedimentary formations (11) or of crystalline formations (12). Paleogene fractures (13), pre-Paleogene fractures (14) with a transcrustal character (15) based on the gravimetric data. Projection of the main tectono-volcanic alignments (16).

²⁷ Quoted papers, point 12.



Plate II

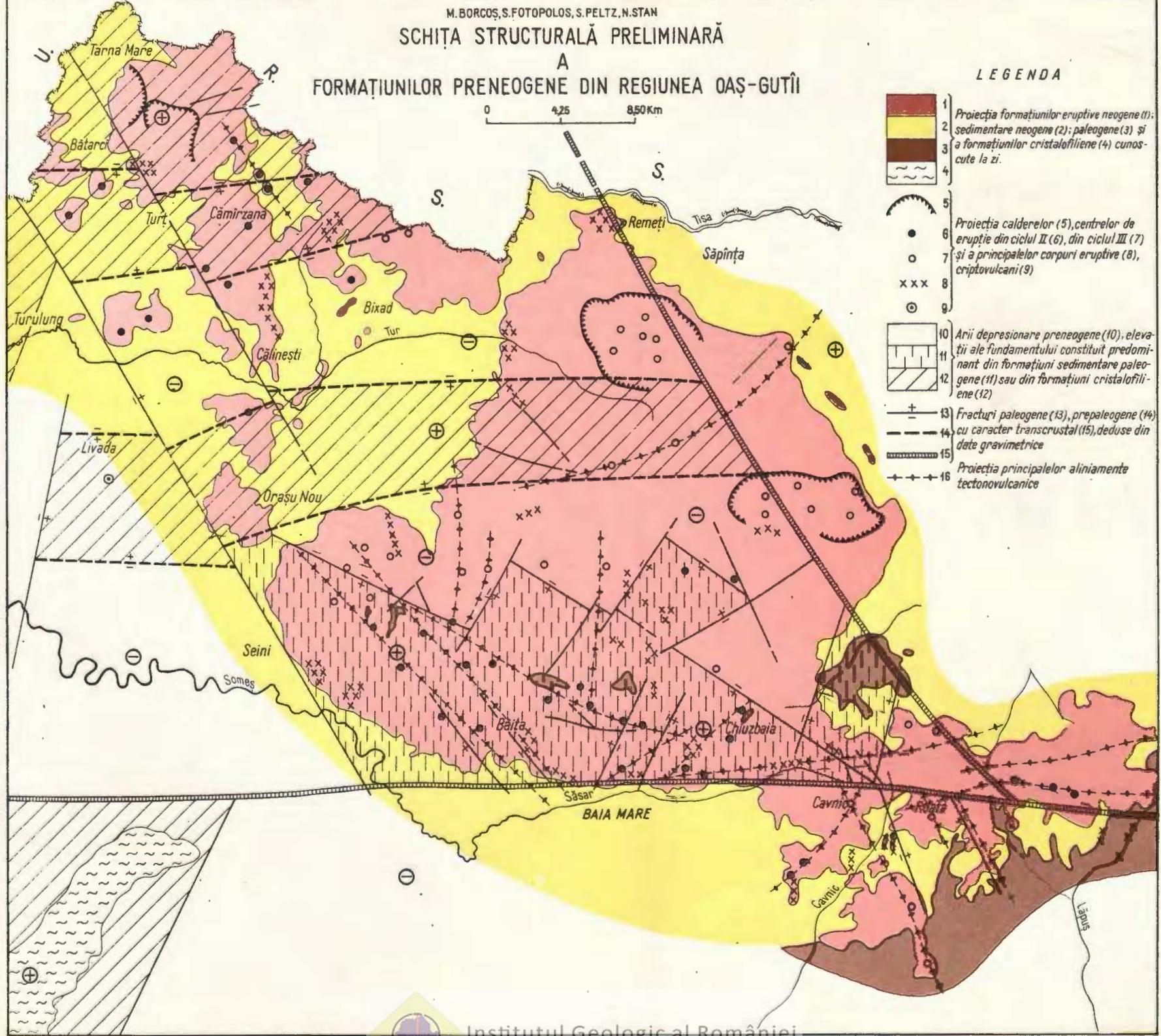
Preliminary structural sketch of Neogene formations from the Oaş-Gutii region.
Contour of the volcanic area (1). Volcanic structures and tectono-volcanic elements : calderas (2) ; eruption centers from cycle II (3), from cycle III (4) ; main eruptive bodies (5) ; cryptovolcanoes (6) ; main tectono-volcanic alignments (7). Neogene fractures based on surface data (8) and gravimetric data (9) ; pre-Neogene depression areas (10) ; elevations of the basement predominantly formed of Paleogene sedimentary formations (11) or of crystalline formations (12). Paleogene fractures (13), pre-Paleogene fractures (14) with a transcrustal character (15) based on gravimetric data. Gravimetric maximum and minimum anomalies.



M. BORCOŞ, S. FOTOPOLOS, S. PELTZ, N. STAN

SCHIȚA STRUCTURALĂ PRELIMINARĂ
A
FORMATIUNILOR PRENEOGENE DIN REGIUNEUA OAŞ-GUTÎU

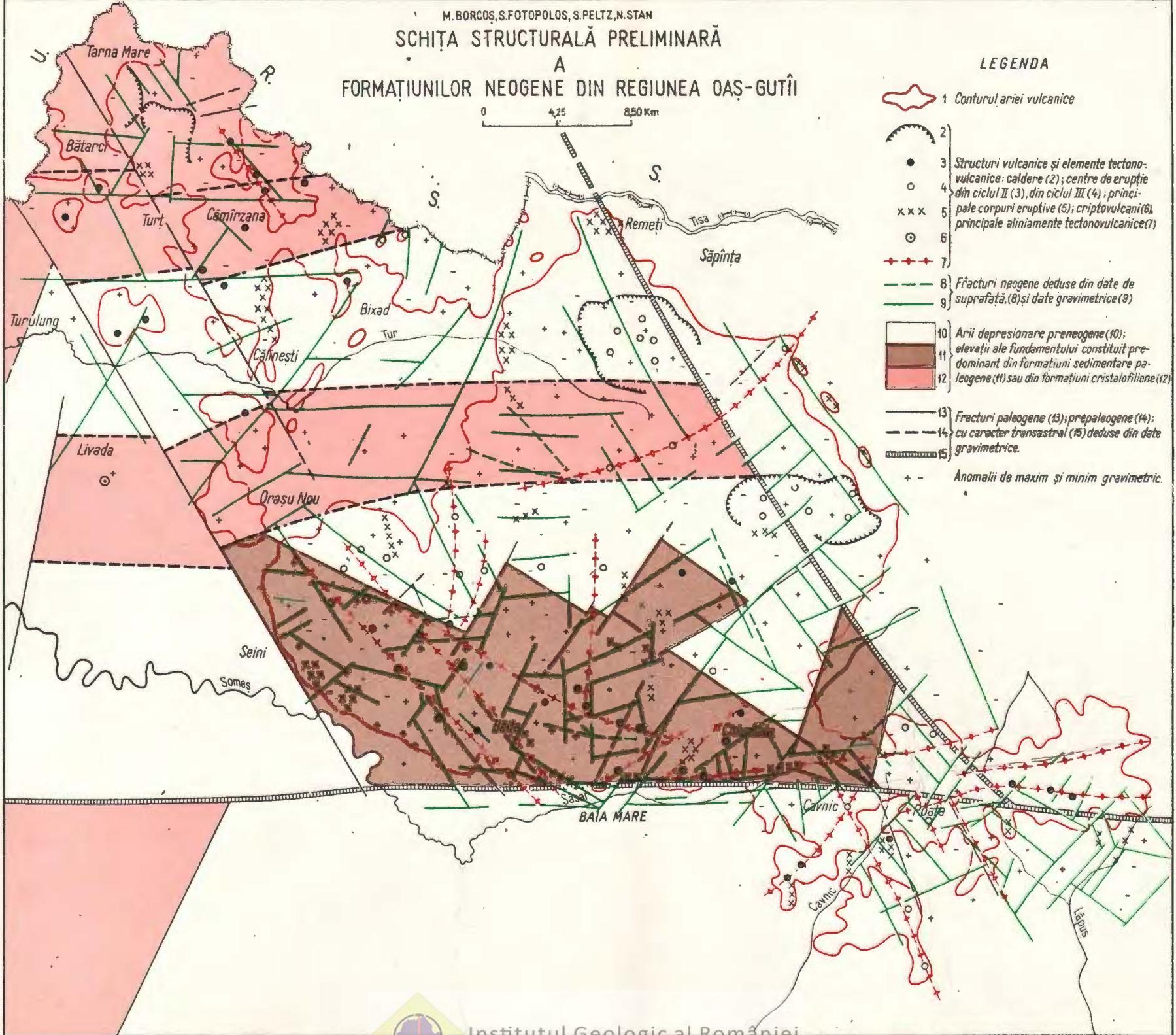
0 425 850 Km



M. BORCOŞ, S. FOTOPOLOS, S. PELTZ, N. STAN
SCHIȚA STRUCTURALĂ PRELIMINARĂ

A
FORMATIUNILOR NEOGENE DIN REGIUNE OAŞ-GUTÎI

0 4,25 8,50 Km



CONTRIBUȚII LA CUNOAŞTEREA MINERALIZAȚIEI POLIMETALICE DIN
CORPUL SIMON IUDA
(OCNA DE FIER)

DE

NICOLAE PETRULIAN¹, DUMITRU SANDU¹, RODICA POPESCU¹

Abstract

Remarks on the Polymetallic Mineralizations from the Simon Iuda Body (Ocna de Fier). The paper deals with the mineralogy of one of the ore bodies from Ocna de Fier (the Banat), namely the Simon Iuda body. Relying on some samples the metalliferous mineralization is minutely researched, the following minerals being identified : magnetite, oligist, martite, cosalite, matildite, aikinite, pyrite, mispickel, sphalerite, calcopyrite, calcozine, bornite, bismarthine, galeno-bismuthine, wittichenite, rezbanyte (?), klaprotholite (?), tetrahedrite, galena, gold, coveline, cuprite, malachite, bismuthite, marcasite and limonite (geothite). The presence of minor elements within the main minerals is also studied (magnetite, bismuth minerals, calco-pyrite-bornite association, sphene and galena). Bi, Ag and Sn are present in all these minerals, Cd appears only in galena, sphene and bismuth minerals, Co in sphene and magnetite, and Mo in the first generation of bismuth minerals. Relying on the reciprocal relationships between minerals and trace elements some geochemical and genetic remarks are made, which lead to the conclusion that the metalliferous mineralization from the Simon Iuda body belongs to the transition genetic type : the contact metasomatic-hydrothermal (mesothermal) one.

Introducere

Corpul Simon Iuda, împreună cu alte corpuri care poartă denumiri diferite, dar cu mineralizații asemănătoare, constituie zăcământul de la Ocna de Fier. Acest zăcământ se află în regiunea minieră situată pe marginea de vest a munților Banatului, cuprinzând teritoriul comunei Ocna de Fier, spre vest și sud-vest, pînă înspre nord-vest de localitatea Dognecea.

¹ Universitatea din București, Facultatea de geologie și geografie.



Exploatările miniere datează de cîteva sute de ani și au avut ca principal obiectiv extragerea minereului de fier. Se menționează că, pentru prima dată, Bernhard von Cotta (1865) a studiat și încadrat zăcămîntul de la Ocna de Fier în tipul de metamorfism de contact.

Pe de o parte importanță economică, iar pe de altă parte interesul științific au săcăt ca regiunea Ocna de Fier-Dognecea să fie timp îndelungat obiectul a numeroase cercetări și studii cu caracter geologic, petrografic și mineralologic. Codarcea (1931) publică un studiu complet asupra geologiei și petrografiei regiunii Ocna de Fier-Bocșa Montană; treizeci de ani mai tîrziu, într-o sinteză privind structura Carpaților Meridionali (Codarcea et al., 1961), se referă din nou la această regiune. Există în prezent studii de detaliu în sectorul Dognecea asupra geologică și petrografiei (Radu-Mercus Ana, 1962) și mineralogeneza scarnelor (Vlad, 1974), precum și un studiu asupra zonelor de exoscară în sectorul Ocna de Fier (Kissling, 1967). Menționăm de asemenea și cercetările efectuate asupra formațiunilor sedimentare (Alexandra Boldur, C. Boldur, 1957)², care au adus argumente importante asupra vîrstei lor (Barremian-Aptian inferior).

Geologie. Fundamentul regiunii este constituit din sisturi cristaline în care au fost deosebite două complexe, și anume: complexul gnaiselor (paragnaise, aplite, pegmatite, gnaise injectate și amfibolite micacee), care ocupă o mare parte a regiunii, și complexul rocilor verzi (epigabbrouri, roci porfirogene, epigranite și epidiorite metamorfozate), situat la vest și separat de primul printr-o linie de încălcare; mai spre vest urmează zona sedimentară paleo-mezozoică apuseană a Banatului. Formațiunile cristalofiliene aparțin anticlinorului Ocna de Fier-Dognecea și provin din roci sedimentare și eruptive supuse metamorfismului regional în perioada ciclurilor orogenice precambrian, caledonian și hercinic (Codarcea et al., 1961).

În complexul gnaiselor micacee, pe un aliniament orientat NNE-SSV, este prins un sinclinal strivit, denumit sinclinalul Ezeriș-Cîrnecea, cu flancul estic laminat în lungul faliei Calina (Răileanu et al., 1964). Formațiunile sedimentare sunt reprezentate prin calcare recifale urgoniene, care stau pe depozite jurasice sau direct pe fundamentul cristalin.

După Codarcea (1931), în Cretacicul mediu, odată cu detașarea fundamentului cristalin în cele două complexe și împingerea lui peste zona sedimentară paleo-mezozoică a Banatului, sinclinalul de calcară a fost și el fractiōnat, dislocat și împărțit în mai multe blocuri și lentele. Acest fapt explică probabil apariția mai multor concentrații metalifere distințe. În Cretacicul superior-Paleogen, sinclinalul de calcară a fost străbătut de-a lungul unei zone de slabă rezistență de un masiv intrusiv, însoțit de numeroase apofize și filoane constituite din roci eruptive, denumite banatite (granodiorite, granito-granodiorite, grano-gabbrouri și gabbrouri). Menționăm faptul că apofizele banatitice au avut deseori un rol important în localizarea mineralizației metalifere.

² Arh. I.G.G. București.



Alte terenuri care mai iau parte la alcătuirea geologică a regiunii sunt reprezentate prin depozite nisipoase de vîrstă ponjană, având o extindere limitată, ca și prin depozite torențiale care poartă și minereuri de fier rulate (Amelia etc.).

Metasomatismul de contact. Intruziunile banatitice au produs, în tot timpul consolidării lor, un complex de transformări fizice și chimice, atât asupra rocilor intruse (șisturi cristaline și roci calcaroase), cât și asupra rocilor eruptive însăși. Aceste transformări constituie aşa-numitul metamorfism de contact. Problema metamorfismului de contact în regiunea Ocna de Fier a fost parțial rezolvată de către Codarcea (1931), care deosebește un metamorfism de contact endomorfic, ce afectează rocile eruptive (banatitele), și un metamorfism de contact exomorfic, care a acționat asupra rocilor intruse (șisturi cristaline și roci calcaroase). Prin studiile efectuate asupra zonelor de exoscarne de la Ocna de Fier (Kissling, 1967) și asupra scarnelor de la Dognecea (Vlad, 1974), în prezent se poate afirma că s-au făcut pași importanți în cunoașterea mineralogiei diferitelor tipuri de scarne din regiune.

Pentru formarea și localizarea concentrațiilor metalifere prezintă importanță metanorfismul de contact exomorfic, pentru care acceptăm denumirea de metasomatism de contact.

Zona de influență sau de desfășurare a metasomatismului de contact — aureola de contact — a fost în funcție de mărimea intruziunilor, de natură fizică și mai ales chimică a rocilor intruse, de înclinarea contactului intruziune-roci intruse și de tectonizarea acestora din urmă. În cazul rocilor calcaroase, lățimea aureolei de contact a ajuns pînă la maximum 1,5 km, pe cînd pentru celelalte roci ea este mult mai redusă.

Cele mai apte roci pentru procesul de metasomatism de contact au fost rocile calcaroase ce constituie sinclinalul prins în găisele micacee. Aceste roci au fost puse în anumite condiții, create de intruziunea banatitică, cum ar fi temperatura ridicată, presiunea și mai ales fluidele chimic-active de origine magmatică. Transformările suferite de aceste roci au avut loc în tot timpul consolidării intruziunii banatitice, pînă la răcirea ei completă.

În astfel de condiții, rocile calcaroase au suferit, în cuprinsul aureolei de contact, transformări de natură fizică ce se traduc prin marmorizări (recristalizări), răspîndite pe suprafețe importante, și transformări de natură chimică, prin care au rezultat mineralele noi care constituie scărnele, localizate pe contactul cu intruziunea, precum și pe contactul cu șisturile cristaline.

Harta geologică întocmită de Codarcea (1931) pune în evidență o distribuție oarecum zonară a formațiunilor metamorfice în sinclinalul de roci calcaroase. Formația de scarne se situează la contactul sinclinalului mezozoic cu masivul banatitic și cu șisturile cristaline, având grosimi mai mari spre contactul cu cele din urmă. Este probabil că un rol important în dezvoltarea scarnului l-a avut înclinarea slabă a sinclinalului în aceste părți, mărind astfel suprafața de contact. Numeroasele apofize și filoane banatitice, răspîndite în aureola de contact, au contribuit, împreună cu fisurile din rocile calcaroase, atât la mărirea fronturilor de metasomatism, cât și la localizarea cel puțin parțială a concentrațiilor metalifere.



În cuprinsul aureolei de contact, localizate mai mult în masa de scarn și mai puțin în calcarul marmorean, se află concentrațiile metalifere, care poartă denumiri diferite și care au făcut, încă din vechime, obiectul unor intense exploatari pentru fier.

Așa cum s-a arătat, cercetările se referă la concentrația metaliferă denumită Simon Iuda.

Corpul Simon Iuda este situat în partea de nord a flancului estic al sinclinalului mezozoic Ezeriș-Cirnecea, între corpul Petru și Pavel (la nord) și corpul Grațianî (la sud). El este localizat în formația de scarn care ia contact, pe de o parte (în culcuș), cu șisturi cristaline și cu o apofiză banatitică (în orizonturile mai adînci) și, pe de altă parte, cu calcare marmoreene (în acoperiș). Forma de zăcămînt, stabilită pe baza lucrărilor miniere, este de corp alungit ce se dezvoltă mai mult spre partea superioară, micșorîndu-și dimensiunile destul de brusc în adîncime. Secțiunea orizontală a zăcămîntului are forma de elipsă deformată, cu axa mare, respectiv lungimea pe direcția contactului, variind între cca 150 m și 30 m, pe cca 100 m înălțime, iar axa mică, respectiv grosimea, este cuprinsă între 20 m și 6 m. Înălțimea pe care a avut-o inițial această concentrație pare să se fi situat în jur de 240 m.

Direcția generală a corpului metalifer este NNE-SSV, în părțile superioare, deviind treptat la NE-SV, apoi la ENE-VSV; înclinarea este variabilă, fiind cuprinsă între 55° și 80° NV.

În ceea ce privește contactul dintre corpul de minereu și rocile înconjurătoare, se constată că cel dinspre șisturile cristaline este destul de net, pe cind contactul cu calcarul marmorean este neregulat, sinuos.

Partea de zăcămînt care a format obiectul cercetărilor noastre se referă la porțiunea lui inferioară, pe circa 100 m înălțime.

Mineralogia corpului Simon Iuda

Scarnul și mineralele de gangă asociate

Compoziția mineralologică a scarnului este destul de complexă. Studiile anterioare (Codarcăea, 1931; Codarcăea et al., 1957; Kissling, 1967) arată că scarnul din regiunea Ocna de Fier este alcătuit din diversi silicati de calciu, fier, magneziu (granați, piroxeni, amfiboli), la care se mai adaugă roci de contact formate din tremolit, minerale din grupa serpentinei etc.

În porțiunea de zăcămînt cercetată de noi apar mai des granați, frecvent andradit și mai rar grosular, în cristale bine dezvoltate, formînd de obicei mase compacte, apoi diopsid (în cantități subordonate), prezintînd transformări în calcit, și puțin tremolit și actinot. Se înregistrează o diaclazare a mineralelor mai noi — sulfuri, cuarț și mai ales carbonați. În afara de silicatiile menționate mai apar și alte minerale de gangă. Astfel este cuarțul, sub forma unor agregate macroscopice, pigmentat adesea cu limonit, după care urmează carbonați, reprezentate prin siderit și calcit, care alcătuiesc cuburi răspîndite în masa de scarn și mai ales filonașe ce străbat mineralele de scarn, de obicei granații. În cuprinsul corpului de minereu și mai frecvent spre limita cu calcarul marmorean se mai găsesc bucăți de calcar marmorean de culoare albă (steril), precum și porțiuni mai întinse de aceeași rocă, însă mineralizată cu sulfuri.



Mineralizația metaliferă

Mineralele metalice din corpul Simon Iuda sunt reprezentate prin oxizi, sulfuri, sulfosăruri și aur. Răspândirea lor este în general neomogenă, formând în masa de scars cuiburi, plăci și filonașe cu dimensiuni destul de diferite.

Magnetitul (Fe_3O_4) este principalul mineral metalic, care a făcut de la început și obiectul exploatarilor miniere din regiune. El este localizat aproape exclusiv în scarnul granatifer, în care se individualizează ca granule izolate sau formează frecvent concentrații de dimensiuni mai mari (de la cîțiva centimetri la mai mulți decimetri și chiar metri) răspândite însă neomogen. În concentrații de magnetit din porțiunile inferioare ale corpului Simon Iuda (între galeria Reichenstein III și galeria de bază Ursoneană) se întâlnesc cuiburi milimetrice sau centimetrice și filonașe milimetrice dispuse paralel sau în rețea, constituite frecvent din pirită, uneori din calcopirită sau din ambele și mult mai rar din blendă, cu sau fără galenă; în aceeași asociatie apar cuarțul, sideritul și calcitul.

Din observațiile microscopice rezultă că magnetitul se prezintă ca granule izolate sau grupate (plaje). Granulele izolate sunt idiomorfe, frecvent hipidiomorfe (fig. 3, 5), allotriomorfe, rotunjite și fisurate, răspândite uneori zonar în granați (fig. 2) sau în alte minerale de scars (fig. 6). În pirită (fig. 4), în calcopirită (fig. 5, 9), în blendă (fig. 10) și în carbonați (fig. 5, 9, 20). Plaje de magnetit au margini neregulate și sunt alcătuite din granule poligonale pe care s-au insinuat uneori mineralele menționate anterior.

Atât în cazul granulelor izolate, cât și al plajelor, magnetitul, macroscopic compact, apare sub microscop puternic diaclazat (fig. 1); diaclazele sunt umplute mai ales cu carbonați, cu sfârșimături de magnetit și mai rar cu sulfuri (pirită, blendă și calcopirită). Această diaclazare, asemănătoare cu cea observată la granați, nu se mai întâlnește la celelalte minerale metalice din zăcămînt.

Observațiile macro și microscopice duc la concluzia că magnetitul este primul mineral metalic format, contemporan cu granații.

Oligistul (Fe_2O_3) a fost observat destul de frecvent în alte corpuri metalifere din regiunea Ocna de Fier, cum ar fi Therezia, Iuliana etc. (Kissling, 1967). În corpul Simon Iuda, și anume în părțile lui inferioare, oligistul este mult mai rar, fiind observat mai mult sub microscop, dispus în buchete (fig. 7), asociări de cristale aciculare fine (fig. 9) situate mai ales în mineralele de scars, uneori formând liziere fine în zonele de contact ale altor minerale (fig. 6).

Oxizii de fier suferă importante consecințe ale modificărilor de potențial redox din timpul procesului de mineralizare și ca urmare se întâlnesc:

— martitul, format pe contul magnetitului prin creșterea Eh-ului, prezentându-se ca granule fine, lamele sau rețele, uneori destul de dezvoltate dispuse mai ales la marginile magnetitului (fig. 3) și pe fisuri (fig. 1); procesul de martitizare este răspîndit neomogen, uneori fiind destul de avansat;



— mușchetovitul, pseudomorfoze de magnetit după oligist ca urmare a scăderii Eh-ului, este mult mai rar (dealtfel oligistul însuși este în cantitate foarte mică) ; mușchetovitzarea poate fi parțială sau aproape totală (fig. 8) ;

— goethitul, format prin alterarea oxidantă a magnetitului, este de obicei pseudomorf după acesta (fig. 6). Procesul poate fi parțial sau total.

În cuprinsul corpului Simon Iuda se întâlnesc și sulfuri metalice, cu o răspândire evasiomogenă, dar în cantități variabile. Această constatare a rezultat atât din observațiile macroscopice, efectuate în lucrările miniere, cât mai ales în urma studiului calcografic. Sulfurile formează fie cuiburi, cu dimensiuni de la fracțiuni de milimetru pînă la mai mulți milimetri sau chiar centimetri, localizate în masă de granați, în magnetit, în cuarț, în carbonați (siderit, calcit) și în calcarul marmorean, fie filonașe care străbat aceleași minerale. Se constată, în plus, o anumită grupare a sulfurilor. Astfel, cuiburile sunt constituite numai din pirită, numai din calcopirită, sau din calcopirită și bornit, ori blendă și galenă cu puțină calcopirită ; filonașele sunt alcătuite din pirită, din calcopirită, frecvent însă din calcopirită și bornit și mai rar din blendă.

Urmărind răspândirea sulfurilor în zăcămînt se constată că pirita este cea mai abundantă ; ea apare adeseori singură, mai ales spre contactul corpului cu șisturile cristaline, pentru ca spre mijlocul corpului și mai departe spre contactul cu calcarul marmorean să descrească cantitativ, asociîndu-se cu calcopirită și mai puțin cu blendă și galenă. Calcopirita, mai corect asociația calcopirită-bornit, urmează piritei, avînd o frecvență accentuată atât spre mijlocul corpului, cât și în adîncime (conținutul mediu în cupru a variat pe o înălțime de circa 60 m de la 0,6% la 1%) ; blenda se găsește sporadic în partea mijlocie a corpului și spre marginea lui cu șisturile cristaline, devinînd abundantă spre contactul cu calcarul marmorean, unde este vizibilă galena. Minereul bogat în blendă cu conținut în galenă și subordonat în pirită și calcopirită asociat cu calcarul marmorean poartă denumirea sugestivă de „minereu pătat”.

Pirita (FeS₂) se prezintă în granule idiomorfe (de la fracțiuni de milimetru la cîțiva milimetri) izolate sau în aggregate, apoi în granule hipidiomorfe și allotriomorfe, singure sau formînd cîmpuri, inele, filonașe și rețele în granați, în magnetit, în celealte sulfuri, precum și în carbonați și cuarț. Filonașele și rețelele au grosimi de la fracțiuni de milimetru pînă la 2—5 mm și sunt constituite numai din pirită (cele foarte subțiri) sau au pe mijloc cuarț și carbonați.

Sub microscop, relațiile sulfurii de fier cu granații și magnetitul confirmă observația macroscopică după care pirita este ulterioară acestora. Înlocuindu-le parțial și insinuîndu-se de-a lungul fisurilor din mineralele gazdă (fig. 4). Față de celealte sulfuri însă (blendă, calcopirită, galenă etc.), pirita este un mineral mai vechi, fiind parțial substituit de către acestea. Totodată, pirita apare strîns asociată cu cuarț și mai ales cu carbonați. Aceste considerații ne duc la concluzia că sulfura de fier a început să se depună după formarea scarnului și a magnetitului, continuînd să cristalizeze cu oarecare întreruperi și mai tîrziu.



Blenda (ZnS) are o răspândire neomogenă și ia parte la alcătuirea cui-
burilor de sulfuri (împreună cu pirita și mai ales cu calcopirita) din scarn și
din magnetit, apoi a unor filonașe scurte din concentrațiile de magnetit, deve-
nind mai frecventă spre contactul corpului de minereu cu calcarul marmorean,
în asociația menționată anterior sub numele de „minereu pătat“.

Sub microscop, blenda se dovedește a fi de trei generații, inegal răspin-
dite. Blenda I este cea mai frecventă și se caracterizează prin faptul că con-
ține numeroase și variate dezamestecuri de calcopirită (fig. 2, 7, 10, 11, 12,
13). Blenda II este cu totul sporadică, îmbrăcind forme de stelușe (fig. 13) sau
puncte în calcopirită (fig. 9 ; 18) rezultate prin expulzarea micilor cantități
de blenda reținută la temperaturi ridicate de calcopirită II. Acest dezamestec
are o amplitudine mult mai mică decât cel de calcopirită în blenda. Blenda III
este subordonată blendei I, este lipsită de calcopirită și se depune fie în gra-
nule izolate, fie limitrofe (fig. 2, 10) sau înconjурând prima generație de
sulfură de zinc (fig. 7, 11).

În ansamblu, blenda I și III se prezintă în granule de sub 1 mm, deo-
bicei mai mici ; se asociază cu calcopirită II (fig. 11, 12, 13, 18, 19), magne-
tit (fig. 2, 10), pirită cu puțină galenă (fig. 2, 7) și destul de frecvent cu
minerale de gangă. Blenda este uneori ușor diaclazată, iar pe fisurile ei s-au
depus minerale mai noi (calcopirită II, galenă, pirită, carbonați) sau secun-
dare (calcozină) (fig. 18).

Puterea de înlocuire a blendei este redusă, mai ales a celei de gene-
rația I (fig. 10). În schimb, atât blenda I cît și blenda III sunt intens substituite
de calcopirită și subordonat de galenă.

Calcopirita ($CuFeS_2$). Studiul calcografic a pus în evidență trei generații
de calcopirită, diferite prin cantitate, mod de prezentare și relații cu celelalte
minerale. Calcopirita I și mai ales calcopirita III sunt cu totul subordonate,
calcopirita II reprezentând principalul furnizor de cupru.

Calcopirita I este reprezentată prin incluziunile din blenda I, mențio-
nate anterior ; aceste incluziuni sunt foarte numeroase și în general bine dez-
voltate. Formele acestora sunt destul de variate, și anume : izometrice, frec-
vent triunghiulare, dreptunghiulare, în bare alungite și poligoane neregulate,
cu dimensiuni de la microni pînă la fracțiuni de milimetri (fig. 7, 10, 11, 12,
18). Incluziunile sunt dispuse cîteodată neorientat, concentrîndu-se în unele
porțiuni ale plajelor de blenda, pentru ca în altele să fie mai rare ; alteori
ele sunt orientate după una sau mai multe direcții cristalografice. Este remar-
cabilă în acest zăcămînt mărimea cu totul neobișnuită a incluziunilor de cal-
copirită din blenda. Prezența acestora este interpretată ca reprezentând un
produs de desfacere a unei soluții solide de blenda și calcopirită, care s-a
răcit foarte încet, soluție care era însă omogenă la temperaturi mai ridicate.
Chiar dacă nu constituie un termometru geologic prea exact, această exsolu-
ție grosieră ne dă indicații valoroase asupra compoziției inițiale a soluțiilor
și a modului în care a avut loc răcirea. Se ridică problema dacă prezența
gazelor, frecvente în soluțiile care au generat acest tip de zăcăminte, nu a
avut un anumit rol în procesul de dezamestec, desăvîrșindu-l într-un mod
neobișnuit față de alte tipuri genetice de concentrații care conțin aceleasi cate-
gorii de soluții.



Calcopirita II este mult mai răspândită decât calcopirita I, putând să depășească local cantitativ pirita. Ea este răspândită neomogen în corpul de minereu, cu o ușoară tendință de creștere spre interiorul corpului și în adâncime. Calcopirita II se prezintă ca grăunți allotriomorfi, izolați sau în agregate, cu dimensiuni de la sub 1 mm la mai mulți milimetri și chiar centimetri, răspândite frecvent în magnetit și în calcit, în granați (fig. 5, 6, 9, 15, 16) și subordonat în blendă, cuarț și în calcar marmorean; formează și filonașe ce străbat mineralele de scarn și pe cele metalice depuse anterior (inclusiv blenda), apărind însotită îndeaproape de cuarț și mai ales de carbonați (calcit, siderit). Cu rare excepții, această sulfură este întotdeauna asociată cu bornit, care încejoară plaje ca o bordură simplă sau trimite în ele o serie de apofize, formează filonașe etc. (fig. 15, 16, 20, 21).

Calcopirita de prină generație este înlocuită de bornit, în care se mai păstrează încă sub formă de resturi (fig. 10 și 12), și de galenă.

În ceea ce privește poziția calcopiritei II în succesiunea de depunere a mineralelor, observațiile macro și microscopice ne arată că aceasta s-a format mai tîrziu decât mineralele de scarn și unele minerale metalice (magnetit, oligist, o parte din pirită și blendă I și II). Ea înlocuiește vizibil blenda, fiind substituită de bornit și subordonat de galenă.

Calcopirita III apare cu totul sporadic și se prezintă de obicei ca borduri extrem de fine (circa 0,005 mm) în jurul bornitului, urmărind fidel contactul acestuia cu cuarțul și mai ales cu carbonații (fig. 23, 24). Ea formează uneori mici rețele localizate în bornit și spre marginea lui, care îmbracă forme aciculare și lenticulare cu dimensiuni mici (0,01—0,005 mm). Se mai observă, rareori, filonașe foarte fine de calcopirită III, care străbat rama de bornit și trec mai departe în blenda învecinată.

Asocierea frecventă a calcopiritei III cu bornitul, pe de o parte, cu carbonații, pe de altă parte, arată că ea s-a depus ulterior bornitului și este contemporană cu carbonații.

Bornitul (Cu_5FeS_4) este destul de răspândit în minereu însă subordonat calcopiritei. El însoteste foarte frecvent calcopirita II formând obișnuit depunerile marginale (borduri) în jurul granulelor în care pătrunde orientat și neorientat (fig. 5, 6, 9, 15, 16, 19, 20, 21, 22). Lizierile de bornit se dispun mai ales la contactul calcopiritei cu mineralele de gangă și în special de-a lungul rețelelor mai noi de cuarț și carbonați (fig. 19, 21, 22). El urmărește de asemenea contactul magnetit-calcopirită (fig. 5), oprindu-se la contactul cu blenda (fig. 18, 19). Se pare că sulfura de zinc nu a reprezentat un mediu favorabil (pH ?) depunerii de bornit. Frecvent, bornitul are pe marginea externă cîte o bordură foarte fină de digenit cu sau fără cuprit și covelină (fig. 11, 21, 22), de calcopirită III (fig. 23, 24) și rareori de covelină.

Bornitul s-a format în mod evident pe contul calcopiritei II printr-o îmbogățire a soluțiilor mineralizante în cupru și sulf. Această înlocuire îmbracă uneori aspectul unor concreșteri grafice (fig. 14); obișnuit procesul avansează pe linii de slabă rezistență (fig. 15, 16, 17, 21).

Granulele sau filoanele, destul de rare de asemenea, de bornit fără calcopirită se dovedesc în final a fi rezultatul substituirii complete a acesteia (la măriri puternice prezintă resturi de calcopirită).



În unele porțiuni cu dezvoltare mai mare, bornitul prezintă concreșteri avansate cu digenit (fig. 27), concreșteri care pot avea și caracter grafic (fig. 28).

Trebuie să semnalăm anizotropia destul de avansată a bornitului din toate probele studiate. Acest fenomen s-ar putea datora unei rețele submicroscopice de idait produs de alterarea incipientă a bornitului.

În afară de varietatea de bornit semnalată, caracterizată prin culoarea sa roz-violacee, care devine din ce în ce mai violetă în timp, există, în cantitate cu totul subordonată, bornit oranj în granule mici. Acesta este izotrop și cu timpul nu-și modifică nuanța.

Galena (PbS) este cea mai puțin răspândită dintre sulfurile menționate, fiind însă ceva mai abundentă decât părea macroscopic.

Modul ei de prezentare este de granule mici, răspândite în blendă (fig. 21, 7), în calcopirită și în gangă, de filonașe ce străbat mineralele de gangă și mineralele metalice depuse anterior, de borduri fine situate în jurul granulelor de bornit și în cimpuri de forme diferite, uneori alungite, care vin în contact cu celelalte sulfuri. Cimpurile (plajele) de galenă conțin relicte de minerale mai vechi (pirită, blendă, calcopirită), precum și filonașe de carbonați ce pătrund orientat pe planele de clivaj.

Puterea de înlocuire a galenei este limitată, datorită mai ales faptului că se găsește în cantități mici.

Sulfura de plumb s-a depus mai târziu decât bornitul, aproape de sfîrșitul fazei de precipitare a suitei de sulfuri amintite.

Calcozina (Cu₂S) este subordonată cantitativ și apare în două varietăți : calcozina primară rombică, cenușiu-albăstruie, cu o slabă nuanță spre crem, puternic anizotropă (Rosachalchosin) și calcozina secundară, cu nuanță mai albăstruie, izotropă (Blauechalchosin — Ramdohr, 1969).

Calcozina primară apare în granule în general mici (sub 0,05 mm), asociată cu calcopirita II (fig. 26), iar cea secundară ca filonașe fine străbătînd calcopirita și blenda (fig. 18) ; foarte rar, calcozina este asociată cu digenitul.

Digenitul (Cu₉S₅), considerat ca o calcozină izotropă albastră („blue isometric chalcoerte“), discreditat la un moment dat ca specie mineralologică și apoi reintegrat prin lucrările lui Berger (1942), a fost denumit „neodigenit“ de Ramdohr (1969). Proprietățile sale cristalografice ca și polymorfismul și stabilitatea sa au fost studiate de Donay și Kullerud (1958), Marimoto și Kullerud (1963), Marimoto și Gyobu (1971).

Digenitul este ceva mai răspândit decât calcozina, rămînind în limitele unui mineral subordonat cantitativ. Este asociat aproape permanent cu bornitul și rar cu calcopirita. Asociația bornit-digenit poate avea caracterul unor concreșteri grafice foarte intime (fig. 28), cu caracter hipogen sau mai grosier (fig. 27), rezultate prin substituție. Cel mai frecvent, digenitul apare ca mineral mai nou, formînd liziere fine la contactul cu ganga al granulelor de calcopirită bordate de bornit (fig. 17, 21, 22). Digenitul poate fi asociat uneori cu cuprit sau cu covelină (fig. 21, 22). Este de semnalat că, în cazuri rare, dige-

nitul poate străbate bornitul și calcopirita (fig. 22), dovedindu-se a fi format ulterior acestor minerale.

Transformarea lentă și intimă a bornitului în digenit a putut să fie pusă în evidență la măriri foarte puternice (fig. 25). Ea îmbracă forma unei retele, insinuate pe cele mai fine căi de acces ale bornitului. Procesul este însoțit de formare de covelină (fig. 23, 24, 25).

Mineralele de bismut au o răspândire limitată în corpul Simon Iuda. Macroscopic se pot identifica rareori sub forma unor granule sau filonașe nili-metrice, cenușii-argintii cu o structură acicular fibroasă, asociate cu minerale de scorpiu conținând magnetit.

Microscopic, mineralele de bismut au fost întâlnite în două parageneze : a) asociate cu scorpiu și magnetitul (semnalate și macroscopic) ; b) asociate cu caleopirită-bornit, cînd (macroscopic) se confundă cu irizațiile mineralelor de cupru.

Identificarea mineralelor de bismut a fost extrem de dificilă din cauza dimensiunilor foarte mici ale granulelor (maxim 1-2 mm, obișnuit 0,2-0,001 mm), a proprietăților optice foarte asemănătoare la aceste dimensiuni și a determinărilor roentgenstructurale³, insuficiente numeric (din lipsă de material separabil monomineral). Toate analizele spectrografice pe probe monominerale au fost concordante arătînd prezența în cantitate mare a Bi și Pb, apoi a Ag în proporție mai mare de 10⁻¹ %, a Cu în jur de 0.1 %. La care se adaugă, în proporții reduse, dar constante, Zn și Cd și apariții întîmplătoare în unele probe de Co, Te, Mo și Sn.

Dintre mineralele de bismut au fost identificate cu destulă certitudine și verificate prin mai multe metode : galenobismutină, bismutină, cosalit, matildit sau schapbachit, aikinit și wittichenit, la care se adaugă bismutitul, identificat numai roentgenstructural.

a) Parageneza de minerală de bismut, asociate cu scorpiu cu magnetit cuprinde : galenobismutină, cosalit, matildit, aikinit și bismutit.

Galenobismutina ($PbBi_2S_4$) este mineralul de bismut preponderent, care se insinuează printre mineralele de scorpiu cu magnetit (mai mult sau mai puțin maritizat), formînd filonașe care se pot lărgi local pînă la plaje de 1-1,5 mm (fig. 29, 30). Puține plaje de galenobismutină sunt monominerale. Majoritatea conțin inclusiuni numeroase cu aspect de concreștere grafică de cosalit și altele mult mai rare de aikinit.

Cosalitul ($Pb_2Bi_2S_5$) apare ca frecvențe inclusiuni aciculare în galenobismutină, dispuse mai mult sau mai puțin orientat, imprimînd întregului complex aspectul caracteristic de concreștere grafică. Mineralul nu se distinge de galenobismutina-gazdă decît cu destulă greutate. Diagnosticarea este însă posibilă datorită pleocroismului său slab, mai pregnant în imersie cu ulei, și mai ales prin anizotropia sa puternică (fig. 29) cu culori de la galben luminos

³ Determinările roentgenstructurale au fost efectuate la Institutul de geologie și geofizică și I.G.P.S.M.S.



la cenușiu foarte închis. Totodată, atacurile cu FeCl_3 , HCl 1 : 1 și cîteodată chiar cu HgCl_2 au confirmat prezența acestui mineral (fig. 30).

Aikinitul sau patrinitul (CuPbBiS_3) este cu totul subordonat formind incluziuni în galenobismutină. Incluziunile sunt aciculare, prismatice, dispuse aproape perpendicular față de direcția cosalitului și se remarcă prin culoarea slab gălbuiie, lipsă aproape totală a pleocroismului, anizotropie evidentă și reflexe interne gălbui.

Matilditul sau schapbachitul (AgBiS_2) s-a pus în evidență roentgen-structural; în secțiunile lustruite au fost atribuite acestui mineral unele cristale aciculare orientate, concrescute grafic intim cu galenobismutina. Menționăm însă că în literatura de specialitate (R a m d o h r, 1969) este descris ca formind concreșteri grafice numai cu galena, mineral ce nu este prezent în parageneza respectivă.

Bismutitul ($\text{Bi}_2\text{CO}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) a fost semnalat roentgenstructural. Având caracter comun cu alți carbonați, n-a fost posibilă punerea clară în evidență cu ajutorul microscopului calcografic.

b) Parageneza cu minerale de bismut asociate cu calcopirită-bornit cuprinde: galenobismutina și bismutina (predominante), wittichenit (în proporție mai mică) și subordonat klaprothit (?) și rezbanyit (?).

Galenobismutina (PbBi_2S_4) și bismutina (Bi_2S_3) au o structură lamelară și formează obișnuit concreșteri destul de avansate. Ele constituie împreună centrul unor granule (0,02-0,7 mm) ovale sau cu contururi neregulate înconjurate întotdeauna de o zonă de wittichenit (fig. 31). Mult mai rar s-a întîlnit și galenobismutină ca grăunți extrem de mici (cîțiva microni), idiomorfi, formind řiraguri în wittichenit, spre marginea dinspre calcopirită. Bismutina, care este subordonată cantitativ galenobismutinei, se prezintă în granule cu o lamelare mai puțin accentuată.

Wittichenitul (Cu_3BiS_3) înconjoară constant asociația galenobismutină-bismutină, substituind-o progresiv centripet (fig. 31), astfel încît granulele mici sunt constituite numai din wittichenit. Aceasta trimite adesea o serie de prelungiri în bismutină și galenobismutină, care formează uneori adevărate rețele. Galenobismutina, bismutina și wittichenitul pot da naștere unor concreșteri intime de tip grafic (fig. 32). Wittichenitul este constituit din indivizi lamelați, dispusi perpendicular pe contactul cu concreșterea galenobismutină-bismutină.

Klaprothitul (?) ($\text{Cu}_6\text{Bi}_4\text{S}_9$) apare numai rareori, ca granule mici (de ordinul micronilor), însă idiomorse, colorate în galben deschis și puternic anizotrope, localizate obișnuit în bismutină.

Rezbanyitul (?) ($\text{Pb}_3\text{Cu}_2\text{Bi}_{10}\text{S}_{19}$) a fost observat sporadic, ca grăunți foarte mici, asociați de obicei cu bismutină și cu galenobismutină.



În ceea ce privește locul ocupat de suita de minerale de bismut în succesiunea mineralelor metalice și de gangă cu care apar asociate, observațiile noastre le situează după calcopirită și bornit, fiind însotite de cuarț și carbonați.

Tetraedritul ($Cu,Ag,Zn_{12}(Sb,As)_{4}S_{13}$) se găsește cu totul subordonat și apare ca granule mici (sub 0,016 mm) asociate cu calcopirită și localizate de-a lungul contactului unui cîmp de blendă cu ganga sau întovărășind galena într-un filon de carbonați, situat în blendă.

Aurul (Au) a fost identificat numai în mineralele de bismut. Are forma de baghete extrem de fine (de ordinul a cîțiva microni). Acest mod de asociatie a fost întîlnit și la Băița Bihor și pare a constitui o caracteristică a zăcămintelor de acest gen în care apare și aur.

Covelina (CuS) se întâlnește cu totul sporadic ca granule foarte mici, filonașe sau rețele împrăștiate în bornit (fig. 12, 23, 24, 25) și mai rar în calcopirită. Ea pare a fi hipogenă și formată mai ales pe seama bornitului.

Cupritul (Cu_2O) este de asemenea sporadic, formînd granule foarte fine, asociate cu digenitul, în lizierele sau filonașele de bornit (fig. 21, 22). Cupritul s-a format în urma oxidării sulfurilor primare de cupru, probabil în cadrul unui proces incipient de alterare.

Marcasita (FeS_2) a fost identificată numai la microscop și are o răspîndire cu totul limitată. Apare ca grăunți lamelari, așezăți în pachete cu orientări diferite, asociati intim cu pirită, calcopirită și oligist. În unele cazuri este evidentă formarea pe contul piritei, care a invadat oligistul și mușchetovitul (fig. 8).

Elemente minore

Elementele minore au fost determinate spectrografic pe probe monominerale cît mai pure, selecționate din principalele minerale ale minercului. Au fost separate astfel probe de magnetit, amestecul calcopirită-bornit, blendă, galenă și minerale de bismut (fig. 33).

Magnetitul a fost selecționat astfel încît să prezinte grade diferite de martitizare, pentru a se putea urmări simultan și influența acestui fenomen asupra elementelor minore prezente. De la început trebuie să semnalăm că nu au apărut diferențe sensibile între probele de magnetit și cele cu martitizare ajunsă în stadii diferite. Creșterea potențialului redox nu influențează deci solubilitatea elementelor minore, facilitînd levigarea acestora.

În ansamblu, toate probele de magnetit conțin, dintre substituenți izomorfi ai fierului, Mn ($10^{-1}\text{--}10^{-2}\%$), Ti (aproximativ $10^{-2}\%$) și uneori Co (aproximativ $10^{-3}\%$). Ceilalți substituenți uzuali ai fierului (V și Ni) lipsesc în toate probele, găsindu-se probabil sub limita de sensibilitate a metodei de analiză. Trebuie semnalată, într-o serie de probe bine purificate, prezența Bi, Sn și Ag, în proporții de aproximativ $10^{-3}\%$. Este greu de presupus că aceste elemente se datoresc amestecurilor mecanice intime de sulfuri, deoarece conținuturile probelor respective în Pb, Zn și Cu sunt extrem de scăzute.



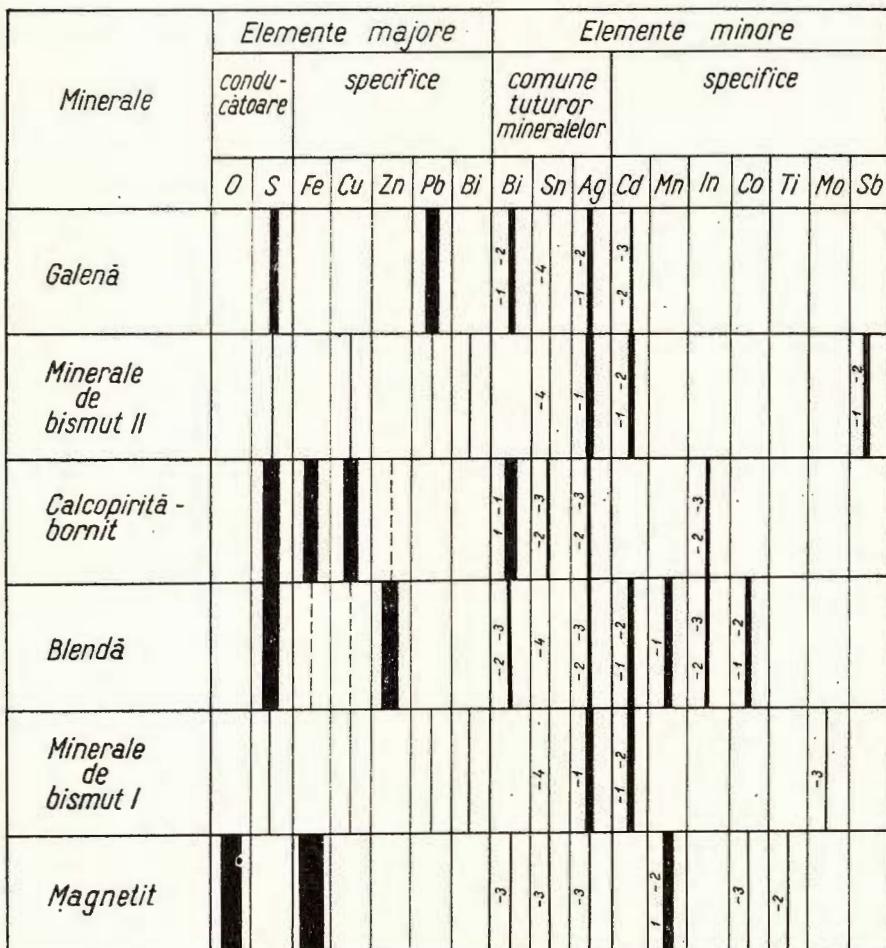


Fig. 33. — Paragenezele elementelor în succesiunea de formare a principalelor minerale metalice. Cifrele (-1, -2, -3, -4) reprezintă puteri ale lui 10, pentru concentrația în elemente ; 1 — concentrația de 1%.

Les paragenèses des éléments dans la succession de formation des principaux minéraux métalliques. Les chiffres (-1, -2, -3, -4) représentent des pouvoirs du 10, pour la concentration en éléments ; 1 — concentration de 1%.

Amestecul calcopirită-bornit, constituie predominant din primul și cu total subordonat din al doilea mineral, conține destul de mult Bi ($10^{-1} \%$) chiar în porțiunile în care microscopic lipsesc mineralele de Bi, apoi In, Sn și Ag, fiecare dintre ultimele trei elemente în proporție de 10^{-2} - $10^{-3} \%$. Prezența Bi și mai ales a In și Sn reprezintă indicatori de temperatură destul de ridicată de formare a acestei asociații.

Blenda are, în plus de Fe, Cd (10^{-1} - 10^{-2} %) și Mn (aproximativ 10^{-1} %), elemente minore prezente aproape în toate blendele, In (10^{-2} - 10^{-3} %), Co (10^{-1} - 10^{-2} %), valoare relativ ridicată), Ag (10^{-2} - 10^{-3} %), Bi (10^{-2} - 10^{-3} %) și Sn (aproximativ 10^{-4} %). Ca și calcopirita, blenda conține indicatori de temperatură ridicată de formare, cum sunt Bi, Sn și Co.

Galena conține puține elemente minore. Cele mai importante cantitativ sunt Ag și Bi (fiecare 10^{-1} - 10^{-2} %), urmate de Cd (10^{-2} - 10^{-3} %) și sporadic urme de Sn (10^{-4} %). În ansamblu, elementele minore din galenă se încadrează în limitele unei sulfuri de plumb depuse la temperatură ceva mai ridicată de formare (Bi și Sn).

Mineralele de bismut (care nu au putut fi separate între ele) sunt purtătoare de Ag în proporție de aproximativ 10^{-1} %. Ele mai conțin Cd (10^{-1} - 10^{-2} %) și Sn (10^{-4} %). Probele de minerale de bismut de primă generație conțin în plus Mo (aproximativ 10^{-3} %), iar cele din generația a doua Sb (10^{-1} - 10^{-2} %). Prezența Mo și Sn în prima generație de minerale de bismut atestă formarea acestora la temperatură ridicată ; în schimb, Sb în mineralele de Bi de a doua generație subliniază temperatura mai scăzută la care acestea s-au format.

Considerind în ansamblu distribuția elementelor minore din minereul corpului Simon Iuda (fig. 33) remarcăm că Bi, Sn și Ag sunt prezente în toate probele de sulfuri și magnetit analizate. Cum în unele minerale acestea nu și găsesc locul în rețea se poate considera că Bi, Sn și Ag s-au găsit în soluțiile mineralizante în cantități suficiente încât să impurifice toate mineralele. Dintre cele trei elemente menționate, Bi a găsit, în două etape ale depunerii succesive a mineralelor, condiții favorabile pentru formarea de minerale proprii. Un comportament geochemical deosebit au avut Ag și Sn care rămân disperse de-a lungul întregului proces de mineralizare.

Dintre celelalte elemente minore cu răspândire mai puțin generală menționăm Cd, repartizat între blendă, minerale de bismut (ca substituent izomorf al Zn respectiv al Bi) și galenă (absorbit de rețea). În schimb In este reținut în egală măsură de blendă și calcopirită, iar Mn și Co de magnetit și blendă.

Din punct de vedere al termometriei geologice, elementele minore prezente în principalele minerale sunt indicatori constanți ai unei temperaturi ridicate de formare a tuturor mineralelor (fără în limitele obișnuite de temperatură de formare a mineralelor respective). Această concluzie poate servi ca un argument al faptului că soluțiile mineralizante, în ansamblul lor, au avut temperatură destul de ridicată, iar formarea principalelor minerale s-a produs fără ca temperatura să scadă prea mult, deci sau relativ rapid în timp sau într-un sistem destul de bine izolat termic.

Considerații geochemice și genetice

Modul de formare a mineralizației din corpul Simon Iuda este circumscris în linii generale condițiilor genetice ale mineralizațiilor de oxizi și sulfuri legate de magmatismul laramic din Banat. Cercetările noastre privind minereul din corpul respectiv permit o serie de concluzii geochemice și genetice specifice pentru această mineralizație. Dintre acestea însă, unele pot să aibă



o valabilitate mai largă și pentru alte zone mineralizate, dar aici procesele respective au apărut cu mai multă claritate.

Este interesant de menționat că aureola de contact în care se află corpul mineralizat nu se găsește în contact direct cu masivul banatitic decât cu porțiunile terminale ale unor apofize ale acestuia (în adîncime). În plus, corpul de minereu este aşezat cu precădere la contactul rocilor calcaroase cu șisturile cristaline care au constituit probabil o adevărată barieră pentru fluide, devenind astfel un agent de concentrare a acestora. Prin urmare întregul proces de mineralizare va avea unele particularități atât în modul de transport al elementelor cît și în privința condițiilor de depunere a acestora.

În cele ce urmează vom căuta să urmărim condițiile de formare a mineralelor metalice, fără a mai aborda mineralele de scarsă cu care acestea sunt adesea intim asociate, deoarece ele au făcut obiectul unor studii anterioare detaliante (Kissling, 1967).

Mineralele metalice s-au format aproape exclusiv din fluidele mineralizante diferențiate din sursa magmatică printr-un proces analog distilării fractionate, fluide, care au circulat pe fisuri și mai ales pe contactul șisturii cristaline-roci calcaroase. Distribuția mineralelor metalice și de gangă în corpul Simon Iuda este neomogenă și nu zonară cum ar fi de așteptat, datorită faptului că rocile calcaroase nu iau contact direct cu intruziunea și deci aportul de elemente normal unei distilări fractionate a fost modificat pe parcurs prin „efekte de filtrare“, variate reacții de captare în roci, fronturi de produse de reacție etc.

Fluidele au conținut inițial, la temperaturi ridicate, elemente cu Ec-uri mari (Fe, Mg, S), care, reacționind cu calcarele dolomitice, au dus la formarea aproape simultană a scarnului și a magnetitului. Din reacția Fe și S cu calcarul a rezultat andraditul, diopsidul și hedenbergitul, iar acolo unde au existat impurități aluminoase s-a format grosularul. Magnetitul s-a format deci în porțiunile de scarsă grauatifer și piroxenic, în care excesul de Fe necaptat de silicati a fost captat de oxigen (creșterea fugacității acestuia). Uneori acest proces a avut caracter aproape atomic, generând structuri microzonare (granați-magnetit, fig. 2). În plus s-a mai format magnetit în porțiunile unde calcarele lipsite de impurități au reacționat cu cloruri de fier rezultând astfel depuneri masive constituite din indivizi în cristale bine dezvoltate. În această perioadă de temperatură ridicată potențialul redox era destul de fluctuant. Un rol în acest proces l-a putut avea echilibrul labil $\text{CO}_2\text{-CO}$. În general a predominat însă un potențial redox mai scăzut, deoarece s-a format cu precădere magnetit și nu oligist, care necesită Eh mai ridicat. Prevalența magnetitului atestă de asemenea caracterul destul de alcalin al mediului, oligistul formându-se în mediu neutru și slab acid. În perioada de creștere a Eh-ului și de scădere a pH-ului magnetitul a devenit instabil suferind procese de martitizare incipiente (fig. 1) sau ceva mai avansate (fig. 3). Faptul că martitizarea nu este integrală arată că perioadele de creștere a Eh-ului au fost scurte și puțin frecvente.

Totodată, martitizarea nu a modificat compoziția în elemente minore a magnetitului, deci s-a desfășurat ca un proces izochimic dirijat numai de fluctuațiile Eh-ului.

Pe fondul general al scăderii temperaturii, fluidele mineralizante capătă treptat caracter de soluții hidrotermale constituite din complecși ionici ai unor elemente calcofile (Bi, Fe, Zn, Cu, Pb) având ca element conducător specific sulful. Apariția acestui element imprimă imediat soluțiilor un caracter net reducător scăzind marcant Eh-ul. Efectul se resimte asupra oligistului care începe să se mușchetoviteze la contactul cu sulfurile (fig. 8). Soluțiile hidrotermale aveau totodată o temperatură destul de ridicată, după cum reiese din natura dezamestecurilor galenobismutină-cosalit (fig. 29, 30), blendă-calcopirită (fig. 10, 12), calcopirită-bornit (fig. 14), ca și din elementele minore antrenate (Sn și Bi din principalele sulfuri, In și Co din blendă). În ceea ce privește pH-ul, acesta fluctuează puțin în jurul punctului neutru (după natura mineralelor formate) pînă spre sfîrșitul procesului cînd devine net acid odată cu apariția complecșilor ionici ai Pb. Aceasta explică de altfel marea putere de „coroziune“ și înlocuire a galenei asupra tuturor mineralelor formate anterior.

Succesiunea de formare a mineralelor precum și suita de elemente majore și minore din care s-au format sunt prezentate sintetic în figurile 33 și 34. Perioada de formare de sulfuri începe cu o primă generație de minerale de Bi de mică amploare dar de temperatură destul de ridicată (peste 400°), apreciată în baza dezamestecurilor spectaculoase galenobismutină-cosalit (fig. 29, 30). Temperatura ridicată de formare este confirmată de prezența Mo și Sn ca elemente minore. În formarea mineralelor de Bi sunt antrenate Pb și puțin Cu, ca elemente majore, și Ag și Cd ca principale elemente minore. Între timp, fierul existent în soluție a fost redus integral la Fe^{2+} și începe depunerea piritei, mineral cu o abundență nu prea mare dar cu un interval larg de formare. Absența pirotinei confirmă pH-ul aproape de neutră al soluțiilor și activitatea mare a sulfului. În continuare, complecșii ionici ai Zn impurificați cu Fe și Cu ating condițiile de formare a blendei I căreia Fe îi imprimă o culoare închisă. Cu și o parte din Fe, antrenate în soluție solidă la temperatură înaltă, sunt expulzate (sub 350—400°) ca dezamestecuri de calcopirită I în blendă. Mărimea neobișnuită a acestor incluziuni ca și habitusul deosebit al acestora (fig. 12) dovedește o răcire foarte lentă. Este destul de probabil că în desăvîrșirea procesului de dezamestec, ca și în creșterea considerabilă a incluziunilor, să fi jucat un rol substanțele volatile, resturi ale fazei fluide. După blenda I, caracterizată prin dezamestecurile de calcopirită I, complecșii ionici ai Cu asociati cu ai Fe duc la formarea calcopiritei II, cea mai importantă cantitativ. Resturile de Zn antrenate în formarea calcopiritei II vor fi expulzate la rîndul lor ca „steluțe“ (fig. 13) sau puncte (fig. 9, 18) de blendă II, constituind reversul dezamestecurilor blendă I-calcopirită I. Depunerea masivă de Cu prin formarea calcopiritei determină o relativă îmbogățire a soluțiilor în Zn, ceea ce se va concretiza în formarea unei noi generații de blendă (III), lipsită de incluziuni de calcopirită. Blenda III se situează uneori pe marginile blendei II (fig. 11). Ea are putere de înlocuire mult mai mare decît blenda II (fig. 10), mai ales asupra magnetitului (contrast mai mare privind condițiile de formare). Ambelor generații de blende antrenează o suiată largă de elemente minore (In, Mn, Co, Bi, Sn), aproape toate indicate de temperaturi ridicate de formare a acesteia.



Minerale	Perioada hipogenă		Perioada hipergenă
	metasomatică de contact	hidrotermală	
Limonit(goethit)			-
Marcasită			-
Bismutit			-
Malachit			-
Cuprit			-
Covelină			-
Aur			-
Galenă			-
Tetraedrit			-
Klaprothit (?)			-
Rezbanyit (?)			-
Wiltichenit			-
Galenobismutină II			-
Bismutină			-
Calcopirită III			-
Digenit			-
Bornit			-
Calcozină			-
Blendă III			-
Blendă II			...
Calcopigită II			-
Calcopirită I		-
Blendă I		-	-
Mispichel			-
Pirită		-	-
Aikinit		..	-
Matildit		..	-
Cosalit		...	-
Galenobismutină I		-	-
Mușchetovit		-	-
Cuarț, carbonați	-	-	-
Martit	-	-	-
Oligist		-	-
Magnetit	-	-	-
Minerale de scarn	-	-	-

Fig. 34. — Succesiunea de formare a mineralelor

La succession de formation des minéraux.



Epuizarea Zn și în parte a Fe aduce o nouă îmbogățire relativă în Cu. Prin acțiunea precipitantă a ionilor comuni, calcopirita II preexistentă devine mineralul-gazdă al bornitului, care formează liziere (fig. 15) și înaintea treptat pseudomorf (fig. 17), formând apofize și chiar rețele (fig. 16) sau structuri pseudografice (fig. 14). De semnalat că bornitul nu se dezvoltă niciodată la limita calcopiritei cu blenda (fig. 18, 19), fiind favorizat în special de carbonați și magnetit (fig. 19, 20). Cum ultimile două minerale imprimă soluțiilor un caracter net alcalin, rezultă că formarea bornitului este favorizată de acest mediu. Marginal, depunerea de bornit este însoțită uneori de digenit (fig. 17) sau calcopirită III, ca liziere extrem de fine. Mineralele de cupru antrenează ca elemente minore destul de mult Bi, apoi Ag, precum și Sn și In, ultimile două confirmând că temperatura nu a scăzut prea mult.

Spre sfîrșitul procesului, resturile de Bi și Cu, la care se mai adaugă Pb, duc la formarea unei noi generații de minerale de Bi, de mică ampoloare și de temperatură ceva mai scăzută, reprezentate prin bismutină și galenobismutină II, înlocuite marginal de wittichenit (fig. 31). Temperatura mai scăzută de formare a acestei generații de minerale de Bi este confirmată de absența Mo ca element minor și apariția Sb.

În finalul procesului, soluțiile devin net mai acide și astfel complecșii ionici ai Pb își găsesc condiții de depunere, simultan cu corodarea mineralelor formate anterior în medii aproape neutre, deci în contrast de mediu. Deși ultimul mineral metalic important format, temperatura de formare a galenei se menține încă destul de ridicată, confirmată de prezența Sn și mai ales a Bi.

Dacă fiind că întreaga suită de minerale metalice din mineralizația din corpul Simon Iuda are indicatori geo chimici de temperatură ridicată de formare se poate trage concluzia că soluțiile mineralizante în ansamblul lor au o temperatură destul de ridicată, iar formarea principalelor minerale a avut loc fără ca temperatura să scadă prea mult, deci rapid în timp și într-un sistem relativ bine izolat termic.

Ulterior formării mineralizației au avut loc procese de alterare și redepunere hipergene de ampoloare redusă. Astfel la microscop se pune în evidență procesul intim de transformare a bornitului în digenit sau covelină, cuprit și malachit. Mineralele de Bi generează bismutit, magnetitul-goethit, pirita și rareori blenda-limonit.

Considerind în ansamblu procesul de formare a corpului de minereu Simon Iuda rezultă că din punct de vedere genetic, zăcământul poate fi încadrat în grupa de tranziție : metasomatic de contact-hidrotermal (mezotermal).

Primit la redacție : 5 ianuarie 1977.

BIBLIOGRAFIE

- Barton P. B., Skinner B. J. (1967) Sulfide mineral stabilities. In : H. L. Barnes, ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Holt Rinehart Winston, New York.



- Buerger N. W. (1942) X-ray evidence for the existence of the mineral Digenite, Cu_9S_5 . *Am. Mineral.*, 27.
- Cameron E. N. (1962) Ore microscopy. John Wiley et Sons. Inc., New York, London.
- Codarcea Al. (1931) Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier-Bocșa Montană (Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* XV, București.
- Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt. Cong. V, Asoc. Carp-Balc., Ghidul excursiilor. C. Carp. Meridionali., București.
- Cotta B. von (1865) Erzlagerstätten im Banat und in Serbien. Wien.
- Donay G., Donay J. D. H., Kulleraud G. (1958) The crystal and twin structure of Digenite Cu_9S_5 . *Am. Mineral.*, 43.
- Kissling A.I. (1967) Studii mineralogice și petrografice în zona de exoscară de la Ocna de Fier (Banat). Ed. Acad. R.S.R., București.
- Pomirleanu V. (1971) On the formation temperatures of minerals from the Ocna de Fier-Dogenecea, România IMA Iagod II meet., Tokyo, 1970.
- Korjinskii D. S. (1951) Infiltrationnaia metasomaticeskaia Zonalnostia. *An. S.S.S.R.*, Seria gheologicheskaya, 8.
- (1960) Kislotnosti-scelcinosti kak glavnieshii faktor magmaticheskikh i postmagmaticheskikh protsessov. V.sb. Magmatizm i sviaz i nim poleznih iskopaemih. Gosgeohotelizdat, Moskova.
- Kulleraud G. (1967) Sulfide studies. In : P. Abelson, ed., Researches in Geochemistry, 2, Hiley, New York.
- McKinstry H. (1959) Mineral assemblages in sulfide ores : the system Cu-Fe-S-O. *Econ. Geol.*, 54.
- Morimoto N., Kulleraud G. (1961) Polymorphism in bronite. *Am. Mineral.*, 46.
- Kulleraud G. (1963) Polymorphism in Digenite. *Am. Mineral.*, 48.
- Koto K., Shimazaki Y. (1969) Anilite, Cu_7S_4 , a new mineral. *Am. Mineral.*, 54.
- Koto K. (1970) Phase relations of the Cu-S system at low temperatures of anilite. *Am. Mineral.*, 55.
- Gyobu A. (1971) The composition and stability of digenite. *Am. Mineral.*, 56.
- Răileanu Gr., Năstăseanu S., Boldur C. (1964) Sedimentarul paleozoic și mezozoic al domeniului getic din partea sud-vestică a Carpaților Meridionali. *An. Com. Geol.*, XXXIV, partea a II-a, București.
- Ramdohr P. (1969) The ore minerals and their intergrowths, Pergamon Press, London.
- Roseboom E. H. (1966) An investigation of the system Cu-S and some natural copper sulfides between 25 and 700°C. *Econ. Geol.*, 61.
- Steclaci L., Szöke A. (1962) Regiunea Toroiaga-Baia Borșa : studiu geologic, petrografic, mineralogic și geochemical. Ed. Acad. R.P.R., București.
- Vlad S. N. (1974) Mineralogeneza scarnelor de la Dognecea. Ed. Acad. R.S.R., București.



CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA MINÉRALISATION POLYMÉTALLIQUE DU CORPS SIMON IUDA (OCNA DE FIER)

(Résumé)

Ce qui fait l'objet de cette étude c'est la minéralogie d'un des corps de minerai d'Ocna de Fier (Banat), le corps Simon Iuda, à partir d'un échantillonnage minéralogique systématique, effectué dans la partie inférieure du corps, sur une hauteur d'environ 100 m.

Le corps Simon Iuda est situé dans la partie septentrionale du flanc oriental du synclinal mésozoïque Ezeris-Cirnecea, entre les corps Petru et Pavel (au nord) et Gratianni (au sud). Il est placé dans la formation de skarn, qui vient en contact (au lit) avec les schistes cristallins et avec une apophyse banatitique, dans les horizons inférieurs, et (au toit) avec des calcaires marmoréens. Sa forme générale est de pilier, avec la section horizontale elliptique ; le grand axe de l'ellipse, parallèle à la direction du contact schistes cristallins-calcaires, oscille entre 150 et 30 m, et le petit — entre 20 et 6 m (les dimensions plus grandes se trouvent dans la partie supérieure, et les moindres — dans la partie inférieure du corps). Sur la verticale, ce corps s'étend sur une hauteur d'a-peu-près 240 m. Tandis que le contact avec le calcaire marmoréen est irrégulier, sinuieux et parfois avec transition graduelle de la minéralisation à la roche, celui avec le schiste cristallins est assez tranchant.

Le skarn est constitué principalement de grenats (andradite, grossulaire) et sporadiquement de pyroxène (diopside) et amphiboles (trémolite, actinote) ; il participe, en association avec le quartz et les carbonates (calcite, sidérite à la constitution de la gangue du minerai.

Nous avons accordé une attention particulière à la minéralisation métallifère. On a mis en évidence les minéraux suivants : la magnétite (minéral prédominant), l'oligiste, la martite, la muschetovite, la cosalite, la mathildite, l'aïkinite, la pyrite, le mispickel, la blende, la chalcopyrite, la chalcosine, la bornite, la digénite, la bismuthine, la galénobismuthine, la wittichénite, la rezbanyite, la klaprothite, la tétraédrite, la galène, l'or, la covéline, la cuprite, la malachite, la bismuthite, la marcassite et la limonite (goethite). Du fait de l'emplacement du corps de minerai dans le skarn situé au contact des schistes cristallins avec les calcaires mésozoïques, on ne rencontre guère une zonalité de ces minéraux à la partie supérieure de l'apophyse des roches banatitiques.

Nous avons observé minutieusement les relations réciproques de tous les minéraux identifiés, en constatant que les oxydes de fer — la magnétite et l'oligiste — se sont formée au début, pendant la période métasomatique de contact, à la fois que les grenats. Dans les conditions d'un potentiel redox variable, la magnétite a été partiellement martisée (oxydation), et l'oligiste a été transformée en magnétite (réduction). Lorsqu'on passe à la période hydrothermale, on constate le commencement de la formation d'une première génération de minéraux de bismuth de température plus élevée (exsolutions remarquables de galénobismuthine-cosalite), ensuite viennent les sulfures communes de plusieurs générations, pour qu'à la fin apparaisse une deuxième génération de minéraux de bismuth. On constate un fort enrichissement hypogène en cuivre, rencontré sur la base des lisières de bornite situées autour de la chalcopyrite. On observe en même temps que la bornite ne se développe qu'au contact de la pyrite avec la magnétite, les carbonates et les minéraux de skarn et jamais au contact avec la blende.



On a étudié également la présence des éléments mineurs dans les principaux minéraux : la magnétite, les minéraux de bismuth, l'association chalcopyrite-bornite, la blende et la galène. Le bismuth, l'argent et l'étain sont présents dans tous ces minéraux, le cadmium est absent de la magnétite et de l'association chalcopyrite-bornite. Il est trouvé seulement en blende et chalcopyrite-bornite, le cobalt en blende et magnétite, et le molybdène dans la première génération de minéraux de bismuth.

L'étude s'achève par une série de considérations géochimiques et génétiques qui font l'analyse des conditions et des processus ayant favorisé et qui ont mené à la formation de la suite de minéraux mentionnée. On distingue deux périodes importantes de déposition : l'une métasomatique de contact (magnétite, oligiste, martite) et l'autre hydrothermale, par une évolution progressive de l'état de fluides magmatiques aux solutions hydrothermales de températures assez élevées, quand se sont formées les sulfures et les sulfosels.

Le corps Simon Iuda appartient donc au type génétique de transition : métasomatique de contact — hydrothermal (mésothermal).





Institutul Geologic al României

EXPLICATIA PLANSELOR

Toate microfotografiile sînt făcute în lumină naturală, pe secțiuni lustruite.
Toutes les microphotographies sont faites à la lumière naturelle, sur des sections polies.

Planșa I

Fig. 1. — Magnetit (M) în granule diaclazate, slab martitizate (Mt). De-a lungul diaclazelor s-au depus carbonați (Cb). Mărire 70 x.

Magnétite (M) en grains diaclasés, faiblement martitisés (Mt). Le long des diaclases se sont déposés des carbonates (Cb). Agrandissement 70 x.

Fig. 2. — Magnetit (M) în depunere zonară cu granați (Gr), înconjurat de blendă I (B_1) cu exsoluții de calcopirită I (Cp_1) și blendă III (B_3) fără calcopirită. G = galenă. Mărire 100 x.

Magnétite (M) en déposition zonaire à grenats (Gr), entourée de blende I (B_1), avec exsolutions de chalcopyrite I (Cp_1) et de blende III (B_3) sans chalcopyrite. G = galène. Agrandissement 100 x.

Fig. 3. — Granule hipidiomorfe de magnetit (M), martitizat (Mt) în special marginal, dispuse în carbonați (Cb). Mărire 100 x.

Grains hypidiomorphes de magnétite (M), martitisée (Mt) spécialement sur les bords, disposés dans les carbonates (Cb). Agrandissement 100 x.

Fig. 4. — Magnetit (M) străbătut de pirită (P) de-a lungul contactelor dintre granule. Mărire 60 x.

Magnétite (M) traversée de pyrite (P) le long des contacts entre les grains. Agrandissement 60 x.

Planșa II

Fig. 5. — Granule de magnetit (M) în carbonați (Cb) și în calcopirită II (Cp_2) asociată cu blendă III (B_3). Pe limitele calcopiritei cu carbonați și magnetitul se formează liziere de bornit (Bn) care străbate și blenda. Mărire 100 x.

Grains de magnétite (M) dans les carbonates (Cb) et dans la chalcopyrite II (Cp_2) associée à la blende III (B_3). Sur les limites de la chalcopyrite avec les carbonates et la magnétite se sont formées des lisières de bornite (Bn) qui traversent la blende aussi. Agrandissement 100 x.

Fig. 6. — Relicte de magnetit (M), limonitizat (L) în scarn, pe contactul căruia cu calcopirita II (Cp_2) se găsesc ace fine de oligist (O) în mici buchete. Pe marginile și fisurile calcopiritei, rețea de bornit (Bn). P = pirită. Mărire 100 x.



Relikts de magnétite (M), limonitisée (L) en skarn, dont le contact avec la chalcopyrite II (Cp_2) abrite de fine aiguilles d'oligiste (O) en petits bouquets. Sur les bords et les fissures de la chalcopyrite, réseau de bornite (Bn). P = pyrite. Agrandissement 100 x.

Fig. 7. — Oligist (O) în buchete, asociat cu scarn (Sc) și cu blendă I (B_1) conținând exsoluții de calcopirită I (Cp_1) înconjurate de blendă III (B_3). Galena (G) corodează ambele generații de blendă. Mărire 100 x.

Oligiste (O) en bouquets, associée au skarn (Sc) et à la blende I (B_1), renfermant d'exsolutions de chalcopyrite I (Cp_1) entourée de blende III (B_3). La galène (G) corrode les deux générations de blende. Agrandissement 100 x.

Fig. 8. — Pseudomorfoză de magnetit (M) după oligist acicular (mușchetovitzare). Pirita (P) parțial marcasitizată (Mn) înlocuiește oxizii de fier. Mărire 100 x.

Pseudomorphose de magnétite (M) d'après oligiste aciculaire (muschétovisation). La pyrite (P) partiellement marcasitisée (Mr) remplace les oxydes de fer. Agrandissement 100 x.

Planșa III

Fig. 9. — Granule de magnetit (M) și oligist (O) în scarn (Sc) și în calcopirită II (Cp_2) cu liziere de bornit (Bn). În calcopirită II „punche” de blendă II (B_2). Mărire 100 x.

Grains de magnétite (M) et d'oligiste (O) en skarn (Sc) et en chalcopyrite II (Cp_2) à lisières de bornite (Bn). Dans la chalcopyrite II „points“ de blende II (B_2). Agrandissement 100 x.

Fig. 10. — Magnetit (M) idiomorf la contactul cu blenda I (B_1) conținând exsoluții de calcopirită I (Cp_1) și corodat de blendă III (B_3). Mărire 100 x.

Magnétite (M) idiomorphe au contact avec la blende I (B_1), contenant d'exsolutions de chalcopyrite I (Cp_1) et corrodée par la blende III (B_3). Agrandissement 100 x.

Fig. 11. — Blendă I (B_1) cu dezamestecuri de calcopirită I (Cp_1) orientate și neorientate și eu puțină blendă III (B_3) pe margine. Calcopirita II (Cp_2) substituie intens mai ales blenda I. Mărire 100 x.

Blende I (B_1) à exsolutions de chalcopyrite I (Cp_1) orientées et non-orientées et avec un peu de blende III (B_3) sur le bord. La chalcopyrite II (Cp_2) substitue intensément surtout la blende I. Agrandissement 100 x.

Fig. 12. — Blendă I (B_1) fisurată, conținând dezamestecuri de diferite forme și dimensiuni de calcopirită I (Cp_1), în care s-a format bornit (Bn) conținând pe fisuri covelină (Cv) și malachit (Mh). Mărire 100 x.

Blende I (B_1) fissurée, à exsolutions de différentes formes et dimensions de chalcopyrite I (Cp_1), dans lesquelles s'est formée de la bornite (Bn) à covéline (Cv) et de la malachite (Mh) sur les fissures. Agrandissement 100 x.

Planșa IV

Fig. 13 — Calcopirită II (Cp_2) cu dezamestecuri de blendă II (B_2) în steluțe, corodind blenda I (B_1) cu exsoluții de calcopirită I (Cp_1). Mărire 100 x.



Chalcopyrite II (Cp_2) à exsolutions de blende II (B_2) en petites étoiles, corrodant la blende I (B_1) à exsolutions de chalcopyrite I (Cp_1). Agrandissement 100 x.

Fig. 14. — Calcopirită II (Cp_2) în concreștere grafică cu bornit (Bn) ; negru = gangă. Mărire 100 x.

Chalcopyrite II (Cp_2) en enchevêtement graphique avec la bornite (Bn) ; noir = gangue. Agrandissement 100 x.

Fig. 15. — Calcopirită II (Cp_2) înlocuită marginal de bornit (Bn) care pătrunde și spre interiorul granulelor ; negru = skarn. Mărire 100 x.

Chalcopyrite II (Cp_2) substituée sur les bords par la bornite (Bn) qui pénètre aussi vers l'intérieur des grains ; noir = skarn. Agrandissement 100 x.

Fig. 16. — Calcopirită II (Cp_2) în scarn (Sc) înlocuită orientat și neorientat de bornit (Bn). Mărire 50 x.

Chalcopyrite II (Cp_2) en skarn (Sc) remplacée de mode orienté et non-orienté par la bornite (Bn). Agrandissement 50 x.

Planșa V

Fig. 17. — Detaliu asupra procesului de transformare a calcopiritei II (Cp_2) în bornit (Bn). La contactul cu scarnul (Sc), o lizieră fină de digenit (D). Mărire 400 x. Imersie în ulei.

Détail sur le processus de transformation de la chalcopyrite II (Cp_2) dans la bornite (Bn). Au contact avec le skarn (Sc), une fine lisière de digénite (D). Agrandissement 400 x. Immersion en huile.

Fig. 18. — Blendă I (B_1) cu dezamestec de calcopirită I (Cp_1) înlocuită de calcopirită II (Cp_2) cu dezamestec de blendă II (B_2). Liziera de bornit (Bn) cu puțină covelină (Cv) de pe limita calcopirită-carbonați (Cb) și de pe fisurile calcopiritei nu se dezvoltă la contactul cu blendă, care e străbătută numai de calcozină (Cz). Mărire 100 x.

Blende I (B_1) à exsolution de chalcopyrite I (Cp_1) remplacée par la chalcopyrite II (Cp_2) avec exsolution de blende II (B_2). La lisière de bornite (Bn) à petite quantité de covéline (Cv) sur la limite chalcopyrite-carbonates (Cb) et des fissures de la chalcopyrite ne se développe pas au contact avec la blende, qui est traversée seulement par la chalcosine (Cz). Agrandissement 100 x.

Fig. 19. — Bornitul (Bn), format de-a lungul unei rețele de carbonați (Cb) din calcopirită II (Cp_2) se oprește la limita cu blenda I (B_1) conținând dezamestecuri de calcopirită I (Cp_1). Mărire 100 x.

La bornite (Bn), formée le long d'un réseau de carbonates (Cb) de la chalcopyrite II (Cp_2) s'arrête à la limite avec la blende I (B_1) renfermant d'exsolutions de chalcopyrite I (Cp_1). Agrandissement 100 x.

Fig. 20. — Carbonați (Cb) cu magnetit (M) și liziere fine de mispickel (Ms) în calcopirită II (Cp_2). Bornitul (Bn) urmărește toate contactele dintre minerale și înaintează în calcopirită. Mărire 100 x.

Carbonates (Cb) à magnétite (M) et lisières fines de mispickel (Ms) en chalcopyrite II (Cp_2). La bornite (Bn) suit tous les contacts entre les minéraux et avance dans la chalcopyrite. Agrandissement 100 x.



Planșa VI

Fig. 21. — Urmărind o rețea de filonașe de gangă (Gg), în calcopirită II (Cp_2) se dezvoltă o rețea de bornit (Bn) având la limita cu ganga digenit (D) cu granule fine de cuprit (Ct) și puțină covelină (Cv). Mărire 100 x.

En suivant un réseau de filonnets de gangue (Gg), dans la chalcopyrite II (Cp_2) se développe un réseau de bornite (Bn) qui a, à la limite avec la gangue, de la digénite (D) à fins grains de cuprite (Ct) et un peu de covéline (Cv). Agrandissement 100 x.

Fig. 22. — Aceeași parageneză ca și în figura 21. Se remarcă însă cum digenitul (D) este ulterior bornitului pe care îl străbate. Mărire 100 x.

La même paragenèse que dans la figure 21. Mais, à remarquer que la digénite (D) est ultérieure à la bornite, qu'elle traverse. Agrandissement 100 x.

Fig. 23. — Fosta bordură de bornit (Bn) din calcopirita II (Cp_2) este transformată într-o rețea conținând resturi de bornit intim concrescute cu digenit și covelină (Bn + D + Cv). Pe marginea bornitului, calcopirita III (Cp_3). Mărire 100 x. L'ancienne bordure de bornite (Bn) de la chalcopyrite II (Cp_2) est transformée par un réseau à restes de bornite intimement enchevêtrés avec de la digénite et de la covéline (Bn + D + Cv). Sur le bord de la bornite, chalcopyrite III (Cp_3). Agrandissement 100 x.

Fig. 24. — Detalii din figura 23 în care se distinge mai bine procesul de transformare a bornitului. Mărire 200 x. Imersie în ulei.

Détails de la figure 23, où le processus de transformation de la bornite est plus visible. Agrandissement 200 x. Immersion en huile.

Planșa VII

Fig. 25. — Procesul intim de transformare a bornitului (Bn) în digenit (D). Pe fisuri mai apar și neoformații de covelină (Cv). Resturi de calcopirita (Cp). Mărire 100 x. Imersie în ulei.

Le processus intime de transformation de la bornite (Bn) en digénite (D). Sur les fissures apparaissent également des néoformations de covéline (Cv). Restes de chalcopyrite (Cp). Agrandissement 100 x. Immersion en huile.

Fig. 26. — Calcozină (Cz) primară în calcopirita II (Cp_2), ultima invadată parțial de bornit (Bn). Sc = scarn. Mărire 200 x. Imersie în ulei.

Chalcosine (Cz) primaire en chalcopyrite II (Cp_2), la dernière partiellement envahie par la bornite (Bn). Sc = scarn. Agrandissement 200 x. Immersion

Fig. 27. — Concreștere avansată de bornit (Bn) — digenit (D) cu liziere de digenit ; negru = scarn. Mărire 300 x. Imersie în ulei.

Enchevêtrement avancé de bornite (Bn) — digénite (D) à lisières de digénite ; noir = scarn. Agrandissement 300 x. Immersion en huile.

Fig. 28. — Concreștere grafică foarte intimă de bornit (Bn) și digenit (D) în calcopirita II (Cp_2). Mărire 1000 x. Imersie în ulei.

Enchevêtrement graphique bien intime de bornite (Bn) et digénite (D) en chalcopyrite II (Cp_2). Agrandissement 100 x. Immersion en huile.



Planșa VIII

Fig. 29. — Concreștere grafică de galenobismutină (Gb) și cosalit (Cs). Mărire 200 x. Imersie în ulei. Nicoli +.

Enchevêtrement graphique de galénobismuthine (Gb) et cosalithe (Cs). Agrandissement 200 x. Immersion en huile. Nicols +.

Fig. 30. — Atacul dezvăluie în galenobismutină (Gb) o concreștere grafică de cosalit (Cs) pe marginea magnetitului (M) martitizat (Mt) parțial. Mărire 100 x. Atac parțial cu H Cl 1 : 1.

L'attaque révèle en galénobismuthine (Gb) un enchevêtrement graphique de cosalithe (Cs) sur le bord de la magnétite (M) partiellement martitisée (Mt). Agrandissement 100 x. Attaque partielle à HCl 1 : 1.

Fig. 31. — Asociația bismutină (Bi) — galenobismutină (Gb), înconjurată de un inel de wittichenit (W) la marginea dinspre gangă (negru). Mărire 100 x. Imersie în ulei.

Association bismuthine (Bi) — galénobismuthine (Gb), entourée par un anneau de wittichénite (W) à la lisière avec la gangue (noir). Agrandissement 100 x. Immersion en huile.

Fig. 32. — Concreștere foarte intimă de wittichenit (W) cu galenobismutină + bismutină (Gb + Bi) ; negru = gangă. Mărire 500 x. Imersie în ulei.

Enchevêtrement très intime de wittichénite (W) avec galénobismuthine + bismuthine (Gb + Bi) ; noir = gangue. Agrandissement 500 x. Immersion en huile.





Institutul Geologic al României

Tehnoredactor : GEORGETA BORLEA
Traducători : ADRIANA NĂSTASE, MARIA BORCOŞ
Illustrații : V. NIȚU

Dat la cules : iunie 1979. Bun de tipar : septembrie 1979. Ti-
raj : 750 ex. Hirtie scris IA 70×100/56 g. Coli de tipar : 10.
Comanda : 191. Pentru băbăișteci indicele de clasificare
55(058)



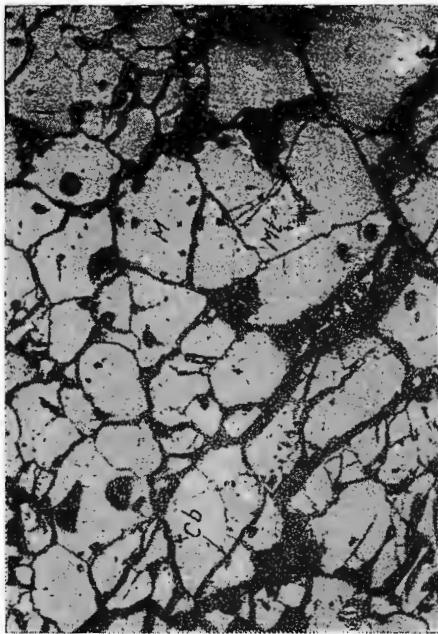
Intreprinderea poligrafică „Informația”.
Str. Brezoianu nr. 23—25, București — România



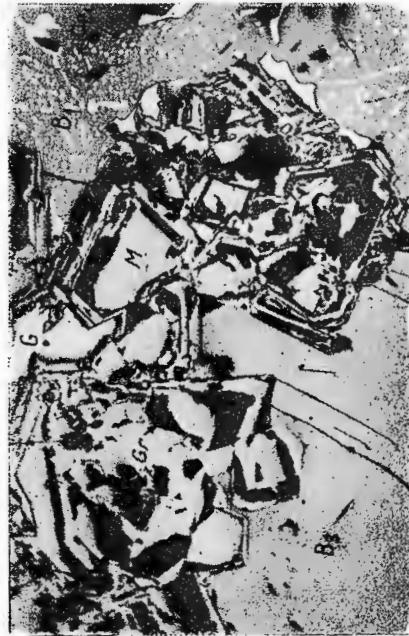
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



1



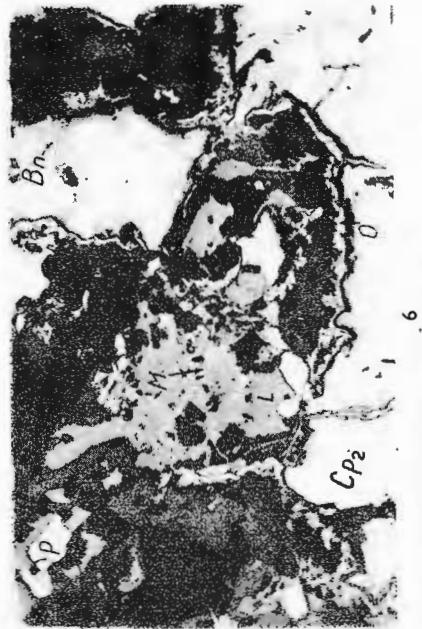
2



3

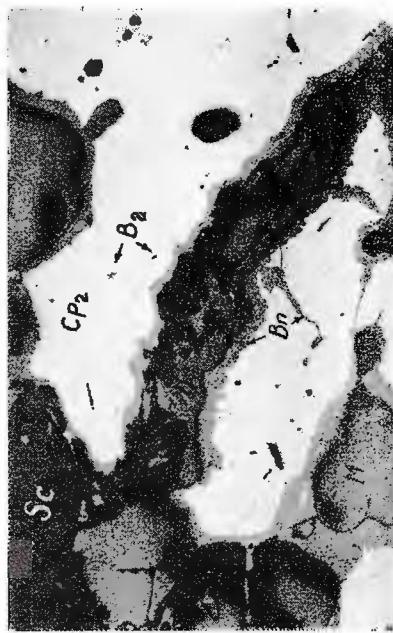


4



N. PETRULIAN et al. Mineralizația polimetalică din corpul Simon Iuda.

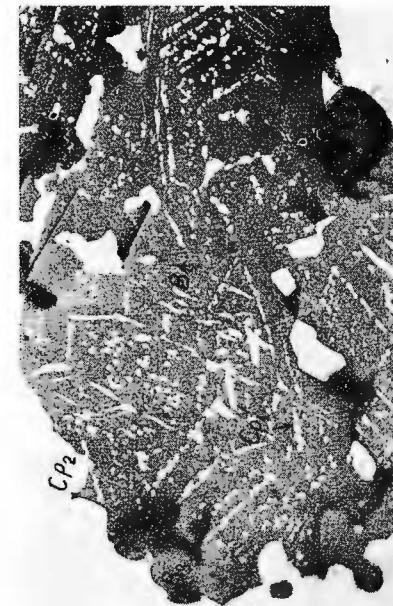
Pl. III.



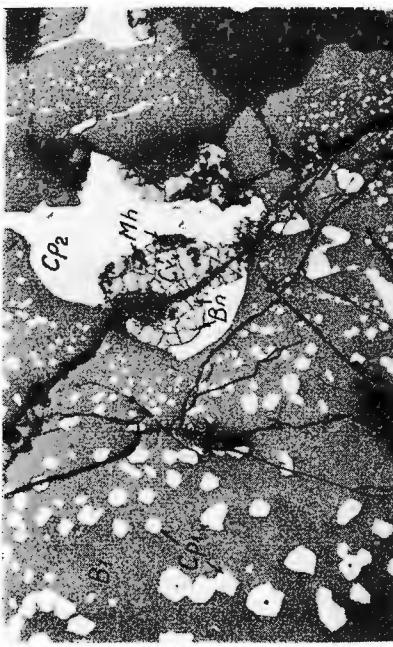
9



10



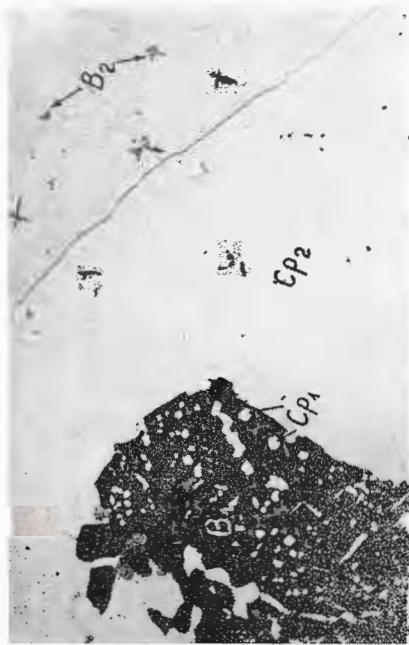
11



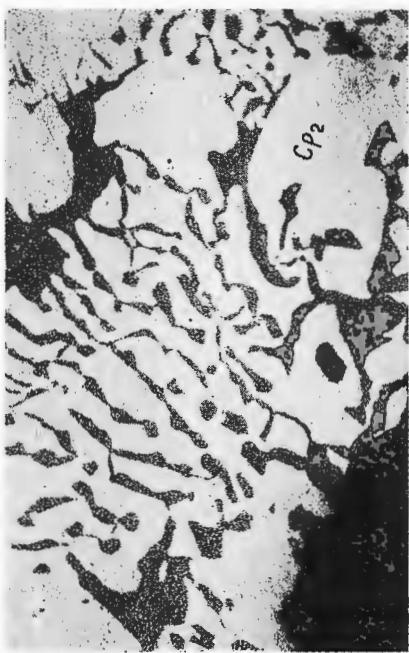
12

N. PETRULIAN et al. Mineralizația polimetalică din corpul Simon Iuda.

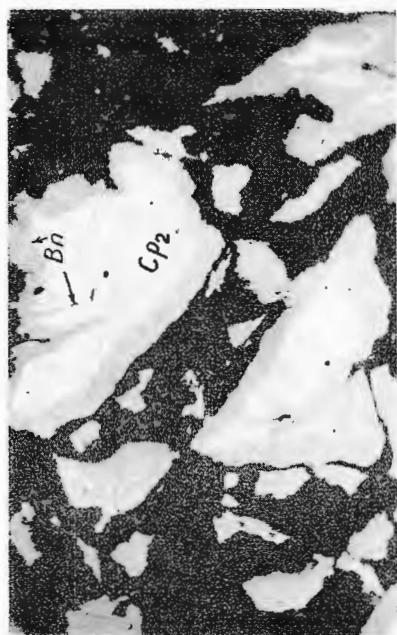
Pl. IV.



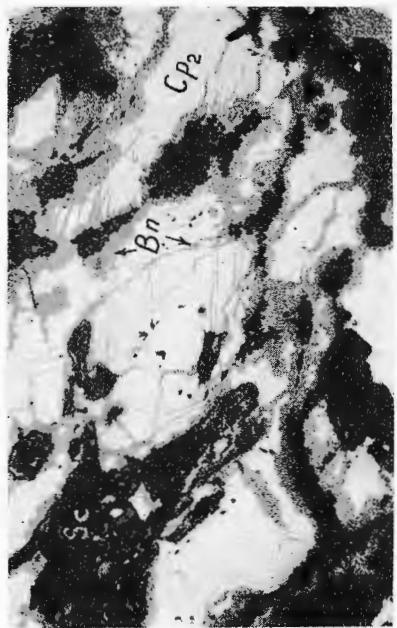
13



14



15



16

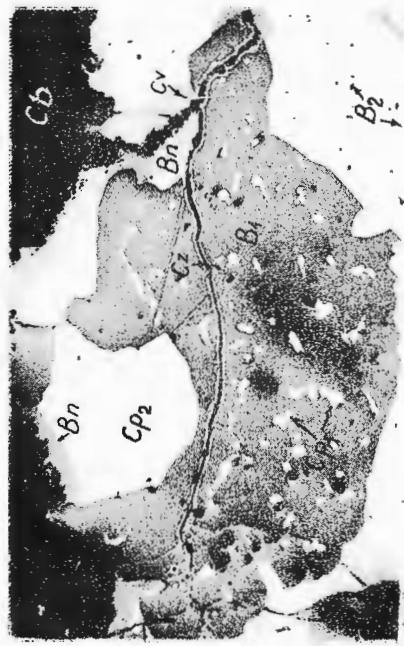
Studii tehnice și economice, serie I, nr. 16.



Institutul Geologic al României



17



18



19



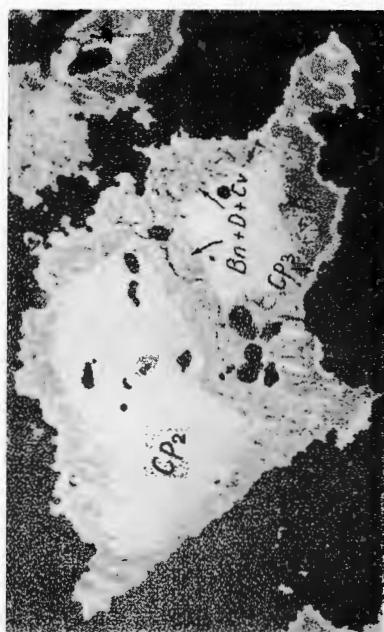
20



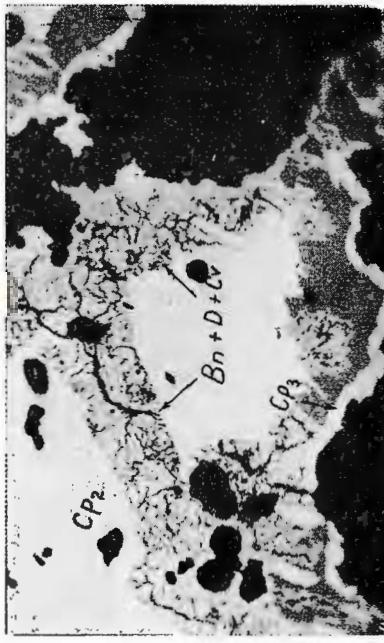
21



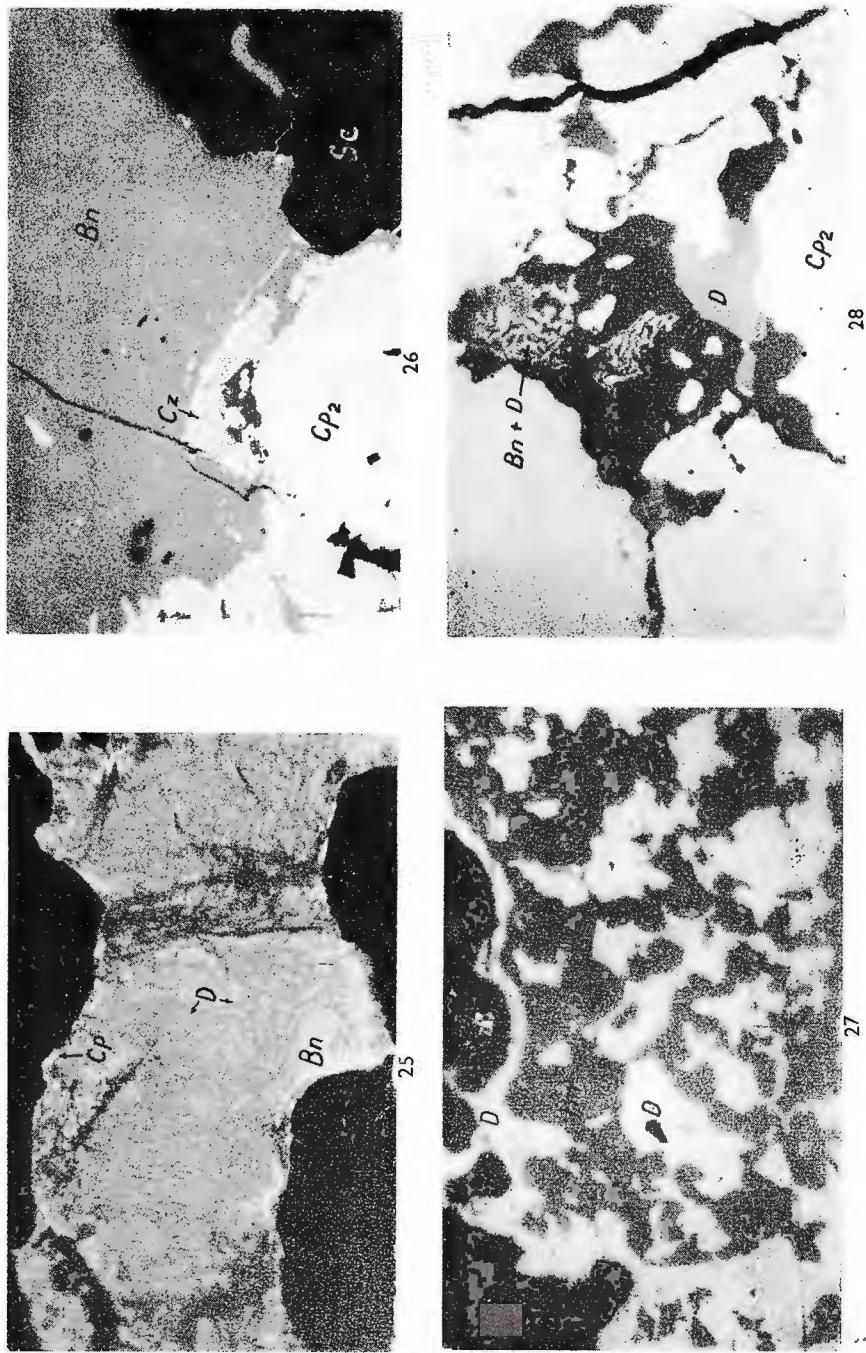
22



23



24



Studii tehnice și economice, serie I, nr. 16.

17023

N. PETRULIAN et al. Mineralizația polimetalică din corpul Simon Iuda.

Pl. VIII.



29



30



31



32

Studiile tehnice și economice, seriile A—J au apărut
în decursul timpului în cadrul următoarelor instituții :

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI
COMITETUL GEOLOGIC
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICA



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României