

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

B.I.G.

134566

DARI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINȚELOR

VOL. LXVI
1979

2. ZĂCĂMINTE



BUCUREȘTI
1981



Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

A L E
S E D I N T E L O R

VOL. LXVI
(1979)

2. ZACĂMINȚE



BUCUREȘTI
1982



Institutul Geologic al României

CONTENU

(Résumés)

	Page
1. V. Chițimuş, R. Bordea. Données sur la minéralisation hydrothermale du bassin de la vallée d'Orziștea-sources du Crișul Alb (Scotea-Sohodol), Monts Métallifères	11
2. D. Gheorghiescu, I. Întorsureanu. Observations préliminaires sur les skarns minéralisés de la colline Buru (Monts Gilău)	18
3. Gy. Jakab. Contributions à la connaissance des minéralisations de plomb et zinc de la vallée Seacă-le ruisseau Paltin (Carpathes Orientales)	33
4. Gy. Jakab, Gh. Popescu. Nouvelles données sur l'âge et la genèse des minéralisations hydrothermales du cristallin de la série de Tulgheş, zone de Gheorghieni-Bilbor (Carpathes Orientales)	44
5. C. Lazăr, I. Întorsureanu. Contributions à la connaissance du gisement de fer de Mașca-Băișoara (Monts Apuseni)	66
6. V. Manilici, I. Buzincu, Gh. Mocanu, C. Rethy. Quelques données sur les propriétés physiques des roches du champ minier Băița-Nistru et leur comportement en tant que roches encaissantes des filons métallifères	78
7. S. Peltz, Margareta Peltz, Irina Bratosin, Rosette Ianç. Contributions à la connaissance de la minéralisation de fer située dans la région de Lueta-Vlăhița-Chirui (district Harghita)	114
8. V. Pomărleanu, I. Întorsureanu. Sur la possibilité d'utiliser les inclusions fluides en tant qu'indices dans la prospection des gisements „porphyry copper“ (la minéralisation de Lăpușnicu Mare, Banat)	123
9. H. Savu, H. Hann. The Sulfide Mineralizations from Turnu Ruieni-Borlova	135
10. G. Udubaşa, O. Edelstein, N. Pop, G. Istrate, M. Kovács, D. István, Vera Bogancsik, L. Roman. Skarns magnésiens de Tibleş: données préliminaires	139



CUPRINS

Pag.

1. V. Chițimuş, R. Bordea. Date asupra mineralizațiilor hidrotermale din bazinul Văii Orziștii-izvoarele Crișului Alb (Scotea-Sohodol), Munții Metaliferi	5
2. D. Gheorghiteșcu, I. Întorsureanu. Observații preliminare asupra skarnelor mineralizate din dealul Buru (Munții Gilău)	13
3. Gy. Jakab. Contribuții la cunoașterea mineralizațiilor plumb-zincifere de la Valea Seacă-pârâul Paltin (Carpații Orientali)	21
4. Gy. Jakab, Gh. Popescu. Date noi privind vîrstă și geneza mineralizațiilor hidrotermale din cristalinul seriei de Tulgheș, zona Gheorghieni-Bilbor	37
5. C. Lazăr, I. Întorsureanu. Contribuții la cunoașterea zăcămîntului de fier de la Mașca-Băișoara — Munții Apuseni	45
6. V. Manilici, I. Buzinca, Gh. Mocanu, C. Rețey. Unele date asupra proprietăților fizice ale rocilor din cîmpul minier Băița-Nistru și comportării lor în calitate de roci gazdă a filoanelor metalifere	71
7. S. Peltz, Margareta Peltz, Irina Bratosin, Rosette Lanc. Contribuții la cunoașterea mineralizației de fier din regiunea Lueta-Vlăhița-Chirui (județul Harghita)	81
8. V. Pomărleanu, I. Întorsureanu. Asupra posibilității utilizării incluziunilor fluide ca indici în prospectarea zăcămîntelor „porphyry cooper“ (mineralizația de la Lăpușnicu Mare — Banat)	117
9. H. Savu, H. Hann. Mineralizațiile de sulfuri de la Turnu Ruieni-Borlova (Banat)	127
10. G. Udubăsa, O. Edelstein, N. Pop, G. Istrate, M. Kovács, D. István, Vera Bogancsik, L. Roman. Magnesian Skarns from Tibleș: Preliminary Data	139





Institutul Geologic al României

2. ZĂCĂMINTE

DATE ASUPRA MINERALIZAȚIEI HIDROTERMALE DIN BAZINUL
VĂII ORZIȘTII-IZVOARELE CRIȘULUI ALB (SCOTEA-SOHODOL),
MUNTII METALIFERI¹

DE

VASILE CHIȚIMUȘ, REMUS BORDEA²

Epimesothermal mineralization. Veins. Mineral associations. Iron sulfides. Sulphosalts. Au, Ag minerals. Apuseni Mountains. Mureș Mountains. Metaliferi Mountains.

Abstract

Data on the Hydrothermal Mineralization from the Orziștea Valley-Crișul Alb Springs (Scotea-Sohodol), the Metaliferi Mountains. Veins containing pyrite, marcasite, chalcopyrite, blende, galena, tetrahedrite, pyrargyrite, chalcosine and anglesite aggregates were pointed out in the Scotea-Sohodol sector from the Metaliferi Mountains, at the springs of the Crișul Alb River. Gold leaflets were also observed under the microscope. The genesis of these metallic mineral aggregates is epimesothermal.

Sectorul cercetat se situează la izvoarele Crișului Alb, ocupând bazinul Văii Orziștii, cu afluenții principali: Pîrul Laptelui, Pîrul Ajdeoabei, pîrul Poiana și Pîrul Vizuinii. Teritoriul la care ne referim face parte din unitatea structurală a Munților Metaliferi, fiind cunoscut în literatura geologică sub denumirea de Scotea-Sohodol.

Prima lucrare în care problemele de stratigrafie, magmatism și metalogeneză sînt tratate în mod unitar, semnalind și mineralizațiile din teritoriu, apare în 1941 (Ghițulescu, Socolescu).

¹ Predată la 22 decembrie 1978, acceptată pentru publicare la 27 aprilie 1979, comunicată în ședință din 18 mai 1979.

² Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide 78344, str. Caransebeș 1, București.



Cercetări mai noi (S. B o r d e a și R. P u r i c e l³) au contribuit la detalierea stratigrafiei rocilor sedimentare din zonă, aducind totodată date interesante asupra mineralizațiilor. În anul 1969 s-au executat pe Valea Poienii două galerii care au interceptat mai multe filoane.

T. C r i s t e s c u⁴ (1970) și S. F o t o p o l o s⁵ (1969) efectuează în perimetru prospecțiuni magnetometrice, respectiv gravimetrice, care evidențiază o serie de zone anomale puse pe seama unor corpuri sub-vulcanice. Prospecțiunile electrometrice (M. S i m i o n e s c u, 1968⁶) au semnalat mai multe zone anomale locale, iar cele geochimice (R. B o u r e a n u, 1969⁷) conturează aureole slabe de dispersie pentru cupru.

Două foraje executate în anul 1974 pe anomalii electrometrice nu interceptează mineralizații.

Lucrările de prospecție efectuate în anul 1974 (V. C h i ț i m u ș et al.)⁸ au adus date noi asupra magmatismului și metalogenezei din teritoriu. Astfel, s-a semnalat prezența mai multor corpuri intrusive, dispuse pe direcția unor fracturi orientate NV—SE, s-au identificat noi filoane pe un spațiu mai larg față de sectorul cunoscut și s-au efectuat observații de detaliu asupra filoanelor accesibile, însotite de un studiu privind mineralizația asociată.

Geologia perimetrului

Fundamentul regiunii este constituit din seria marmurelor (D i m i t r e s c u, 1976), peste care se dispun depozite sedimentare de vîrstă jurasic superior-cretacică (S. B o r d e a, R. P u r i c e l, 1965⁹; B o r d e a, 1972).

Rocile eruptive se întâlnesc fie sub formă de curgeri (diabaze) peste care s-au depus depozite sedimentare, fie sub formă de corpuri andezitice care străbat toate formațiunile din perimetru (V. C h i ț i m u ș et al., 1974)¹⁰.

Dislocațiile tectonice sunt bine marcate în morfologia regiunii; se observă deranjamente atât de tip plicativ, cât și de tip disjunctiv, formate în timpul fazelor de diastrofism austric și laramic.

Dispunerea corpurilor intrusive a fost controlată de dislocațiile tectonice cu direcție predominantă NV—SE.

Transformările hidrotermale se observă în cadrul rocilor andezitice, acestea fiind afectate în toate punctele de apariție. Astfel, prin transformarea feldspațiilor plagioclazi se formează sericit, carbonați, minerale argiloase și mai rar epidot. Mineralele fémice sunt de multe ori complet transformate, observându-se doar conturul lor, în interiorul lor dezvoltându-se minerale opace, clorit, hidroxizi de fier, magnetit și silice.

³ Arh. I.G.P.S.M.S., 1965, București.

^{4, 5, 6, 7, 8, 9, 10} Arh. I.G.P.S.M.S., București.



Descrierea mineralizației

Mineralizația din sectorul la care ne referim apare dispusă în cadrul unor filoane formate pe un sistem de fisuri și fracturi de tensiune orientate nord-vest—sud-est. Înclinările sunt aproape pe verticală, cele mai multe având valorile între 75—85°, cu cădere sud-vestică.

Lungimea filoanelor, urmărită în galeriile vechi, este mică, dar sunt posibile și lungimi mai mari; grosimea lor în general este mică, observindu-se și îngroșări locale care pot să ajungă la valori mai mari.

Înălțimea filoanelor nu a putut fi stabilită prin observații directe, dar poate fi apreciată ca fiind de ordinul sutelor de metri.

Umplutura filoniană este brecioasă, constituită din fragmente centimetrice și subcentimetrice de gresii și marne grezoase cimentate cu silice și cuart de două generații, primul de culoare fumurie și al doilea, alb-lăptoasă. În locurile unde fractura este însotită lateral de o fisură intensă, filonul se îngroază. Pe aceste zone s-au întîlnit jompuri și puțuri executate probabil de către foștii proprietari pe zonele cu concentrații mai mari de aur.

Filoanele sunt urmărite prin galerii vechi și noi și străbat sedimente de vîrstă senoniană, respectiv maestrichtian superioară, constituite din gresii marnoase în plăci, microconglomerate și conglomerate cuartitice.

Filoanele apar și la suprafață pe firul văilor, in situ, sau pe creastă unde se observă mici fragmente; în acest ultim caz se observă doar silicea și hidroxizii de fier, caracteristice zonei de oxidare.

Observații microscopice

Deoarece mineralizația este foarte săracă în minerale metalice, macroscopic observindu-se rare aggregate de pirită și marcasită și numai sporadic cristale foarte mici de calcopirită, blendă și galenă, studiul microscopic a fost efectuat pe eșantioanele în care asociația de minerale a fost mai semnificativă.

Probele studiate la microscop au fost recoltate din: galerii noi, filonul 1; galerii vechi, filoanele 2 și 3 și deschideri naturale, pe afluentul II dreapta al Văii Vizuinii, pe afluentul III dreapta al văilor Vizuinii și Fătăciunii, respectiv filoanele 4, 5 și 6.

Din observațiile efectuate rezultă că majoritatea mineralelor au dimensiuni foarte mici, formând granule izolate; pentru aceasta studiul la microscop s-a efectuat în imersie (tab.).

Aurul *nativ* a fost observat numai în stare liberă, cristalele având habitus granular, mai rar de foițe, de obicei cu dimensiuni foarte mici; cel mai mare cristal întâlnit este de 0,06 mm (filonul 2). Culoarea este întotdeauna galben-roșietică, caracteristică la toate secțiunile studiate pe suprafețe lustruite. Această culoare presupune prezența cuprului în aur, sub forma unui aliaj natural. Pentru verificarea prezenței aurului s-au efectuat și amalgamări cu mercur.



TABEL
Compoziția mineralologică a filoanelor cercetate

Minerale	Frecvență medie, %						Dimensiuni, mm		
	Minera-lizația fil. 1	Minera-lizația fil. 2	Minera-lizația fil. 3	Minera-lizația fil. 4	Minera-lizația fil. 5	Minera-lizația fil. 6	Minim	Maxim	Mediu
Pirită	7,9	0,2	sp*	sp	0,1	1,5	0,01	0,50	0,10
Marcasită	2	—	—	—	—	—	0,03	0,50	0,12
Aur	sp	sp	—	sp	—	sp	0,001	0,06	0,04
Argint	—	sp	sp	sp	—	sp	0,001	0,05	0,03
Pirargirit	—	—	—	sp	—	—	—	—	0,02
Calcopirită	sp	—	—	0,1	sp	sp	0,03	0,40	0,35
Calcozină	—	—	—	—	sp	—	—	—	0,03
Tetraedrit	—	sp	—	—	—	—	—	—	0,05
Blendă	sp	—	—	sp	—	—	—	—	0,03
Galena	sp	0,1	sp	—	—	—	—	—	0,20
Anglezit	—	—	sp	—	—	—	—	—	0,01
Rutil	0,6	1	—	3	—	1	0,05	0,20	0,12
Grafit	—	0,2	—	0,2	—	—	0,05	0,35	0,12
Hematit	—	—	—	0,2	—	—	0,02	0,10	0,03

*sp — sporadic

Argintul nativ apare în cristale cu dimensiuni foarte mici, vizibile la o mărire de 600 ori în imersie.

Pirargiritul a fost observat în mineralizația filonului 4; prezența lui este sporadică.

Pirita apare de obicei sub formă de impregnații izolate, dispuse în gangă; în mineralizația filonului 1 pirita este în strânsă asociație cu marcasita, pe care o înlocuiește parțial. În mineralizația filonului 6 impregnațiile de pirită au dimensiuni de ordinul micronilor, fiind dispuse în fragmentele de gresie, cimentate cu o gangă carbonatică.

Marcasita a fost întâlnită numai în mineralizația filonului 1, în asociere cu pirita, sub aspectul amintit; se remarcă frecvențe forme proprii de cristalizare la marcasită (tabulare).

Calcopirita are dimensiuni submilimetrice; în mineralizația filonului 4 are o frecvență mai mare, fiind asociată cu aurul.

Calcozina, observată sporadic, apare asociată cu calcopirita în mineralizația filonului 5.

Blenda apare sporadic, cu dimensiuni mici; a fost observată în mineralizația din filoanele 1 și 4.

Galena a fost observată izolat (filonul 1) sau în asociere cu tetraedritul (filonul 2), precum și cu anglezitul (filonul 3); în acest din urmă caz anglezitul se situează în zonele periferice ale galenei.

Rutilul are o frecvență relativ ridicată; cristalele au forme proprii de cristalizare, fiind dispuse izolat în gangă de quart. Originea lui este



hidrotermală. Prezența rutilului hidrotermal în ocurență cu minereuri aurifere a fost menționată de U d u b a s a (1977). Rutilul apare și sub formă de fragmente, în acest caz putind fi considerat ca reluat din rocile înconjurătoare.

Hematitul și grafitul au fost observate sporadic.

Ganga filoanelor este reprezentată prin două generații de cuarț; o parte din gangă este carbonatică (filoanele 5 și 6), observându-se în unele cazuri depunerea carbonațiilor prin înlocuirea cuarțului.

Conținuturile chimice sunt interesante pentru probele recoltate din filonul 1 și bune pentru probele recoltate dintr-un filon situat în galeria transversală nr. 2. Uneori conținuturile în aur stabilite pe cale microscopică nu sunt confirmate de rezultatul analizelor chimice executate pe probe recoltate din aceleași puncte. Spre exemplu, analizele chimice efectuate pe probe recoltate din filonul 2 au dat conținuturi foarte slabe pentru aur, în timp ce la microscop s-au observat mai multe cristale de aur.

Conținuturile chimice pentru Cu, Pb, Zn din probele analizate au valori mici și concordă cu observațiile microscopice : Cu — urme—0,02% ; Pb — 0,01—0,09% ; Zn — 0,1—0,03%.

Nu deținem date privind prezența elementelor minore pe probe monominerale ; s-au efectuat însă analize spectrale pe probe globale din filoanele accesibile. Aceste analize nu prezintă conținuturi însemnante pentru cupru, plumb și zinc ; în toate filoanele în care se semnalează mineralizații de aur-argint și sulfuri de cupru, plumb și zinc se observă procente ridicate pentru arsen (pînă la 3000 ppm) și stibiu (pînă la 1000 ppm).

Arsenul pare să fie legat de pirită, fiind întlnit în procente ridicate în probele recoltate din filoanele cu pirită.

Stibiu își dătorește prezența fie sulfosărurilor de argint, respectiv pirargiritului, fie unor aggregate de tetraedrit.

În ceea ce privește căile de acces și modul de acumulare a mineralizației, menționăm că în zonele de îngroșare a fracturii filoniene s-a remarcat un sistem de fisuri locale unde conținuturile în aur sunt mai ridicate¹¹. Pe una din aceste zone s-a observat prezența aurului în cantitate mai mare (în secțiuni lustruite).

Considerații generale

Asociația de minerale întlnită poate conduce la schițarea unei succesiuni ipotetice a mineralogenezei, delimitîndu-se chiar stadii de mineralizare, cu toate că mineralele întlnite sunt izolate, fără să existe relații directe între ele.

În teritoriu, procesele mineralogenetice se pot separa în mai multe stadii successive : a) stadiul sulfurilor de fier ; b) stadiul sulfurilor comune cu sulfosăruri ; c) stadiul aurifer.

¹¹ E. Tăbăcilă, E. Gelberman, 1969, Arh. I.G.P.S.M.S., București.



a) Stadiul sulfurilor de fier este întîlnit în toate filoanele și s-a desfășurat în condițiile unui potențial ridicat de sulf, mai rar de arsen. Mineralele asociate acestui stadiu sunt reprezentate prin pirită și marcasită.

b) Stadiul sulfurilor comune cu sulfosăruri se caracterizează printr-un apport de plumb și zinc sau plumb, zinc și cupru. Cristalizarea a avut loc în condițiile reducerii progresive a conținutului de sulf, mineralele formate fiind de tipul blendei, calcopiritei și galenei. Procesul de cristalizare a continuat cu depunerea sulfosărurilor (pirargirit și tetraedrit).

c) Stadiul aurifer este marcat prin prezența aurului și a argintului nativ.

Totalitatea mineralelor metalice întâlnite în sectorul Scotea-Sohodol sugerează o temperatură relativă de formare cuprinsă între 150° și 300°, încadrîndu-se în faza epi-mezotermală.

Relațiile de vîrstă dintre mineralizație și rocile înconjurătoare arată că formațiunile cele mai noi, afectate de aceasta, sunt de vîrstă senoniană.

Corpurile eruptive de care ar putea fi legată faza metalogenetică din teritoriu străpung depozitele senoniene, la fel ca și filoanele mineralizate. Deoarece nu posedăm alte date de superpoziție, apreciem că vîrstă mineralizației este postmaestrichtian superioară.

Datele de vîrstă a mineralizației și a corporilor intrusive par să arate o apartenență la provinția metalogenetică banatitică; unele observații cu privire la orientarea filoanelor și paragenezele cu minerale metalice sugerează caracter comun și pentru provinția metalogenetică neogenă.

Din cele de mai sus reiese că mineralizația cu aur și argint de la Scotea-Sohodol apare sub formă de filoane puțin dezvoltate în zona de suprafață, dar posibil cu dezvoltare în adincime. Neuniformitatea distribuirii aurului în aceste filoane este o particularitate pentru tipul respectiv de mineralizații, caracter observat pentru majoritatea mineralizațiilor neogene din Munții Metaliferi.

BIBLIOGRAFIE

- Bordea S. (1971) Date stratigrafice și tectonice noi în zona Blăjeni-Buceș Vulcan (Munții Metaliferi). *D.S. Inst. geol.*, LVII, București.
- Bordea S. (1972) Date noi stratigrafice și tectonice în zona Grohot-Tomnatec (Munții Metaliferi). *D.S. Inst. geol.*, LVIII/5, București.
- Dimitrescu R. (1976) Les formations cristallophylliennes des Monts Apuseni. *Stud. cerc. geol.*, XX/1, București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, București.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M.,



- Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Jude R., Stefan A. (1972) Contribuții la studiul petrografic al banatitelor din partea de sud a munților Bihor (Munții Apuseni). D.S. Inst. geol., LVIII/1, București.
- Udubășa Gh. (1977) Rutilul hidrotermal în minereul aurifer de la Barză-Carpen, Munții Metaliferi. D.S. Inst. geol. geofiz., LXIII/1, București.

DONNÉES SUR LA MINÉRALISATION HYDROTHERMALE DU BASSIN DE LA VALLÉE D'ORZIȘTEA — SOURCES DU CRÎȘUL ALB (SCOTEA-SOHODOL), MONTS MÉTALLIFÈRES

(Résumé)

Le territoire étudié est situé aux sources de la rivière Crișul Alb, dans le bassin de la vallée d'Orziștea, et appartient à l'unité structurale des Monts Métallifères.

La minéralisation apparaît dans des filons de dimensions réduites, disposée sur un système de fractures et fissures orientées NO—SE, de composition très pauvre. À l'oeil nu, on observe seulement de rares agrégats de pyrite et de marcasite et sporadiquement de très petits cristaux de chalcopyrite, blende et galène. L'étude microscopique a mis en évidence, pour la première fois dans cette zone, la présence de l'or en feuillets de jusqu'à 0,06 mm Ø, de l'argent sous forme de très petits agrégats, quelquefois de la pyrargirite. On y a rencontré aussi de petits cristaux de chalcozine, tétraédrite, blende, galène, anglésite, ainsi que des filonnets de pyrite et marcasite.

EXPLICATIA PLANSELOR

Planșa I

Esquisse géologique du périmètre Vallée d'Orziștea-Vallée de Poiana (à compléments stratigraphiques d'après S. Bordea — feuille Blăjeni, 1975).

Formations éruptives : 1, andésites à pyroxènes ± amphiboles ; 2, diabases.

Formations sédimentaires. Crétacé supérieur : 3, Maestrichtien : a, grès et microconglomérats ; b, grès sombres, schistes marno-argileux ; 4, Campanien : schistes argileux gris, grès, calcarénites ; 5, Santonien : marnes en plaques, grès. Crétacé inférieur : 6, Aptien-Albien inférieur : grès calcaires, schistes marneux, calcaires ; 7, Barrémien-Aptien : schistes argileux noirs, grès gris ; 8, Tithonique-Valangien-Hauterivien : marnes grises, argillites violacées, jaspes, calcarénites.

Formations métamorphiques : 9, Paléozoïque moyen : série des marbres. 10, limite géologique normale ; 11, limite de transgression ; 12, position des couches ; 13, anticlinal ; 14, synclinal ; 15, faille ; 16, fracture de tension ; 17, faille inverse ; 18, do-



line ; 19, éboulements, effondrements ; 20, sections géologiques ; 21, filon à minéralisation primaire ; 22, filon de la zone d'oxydation ; 23, transformations hydrothermales ; 24, galerie transversale ; 25, stérile ; 26, galerie directionnelle ancienne, accessible ; 27, galerie ancienne effondrée ; 28, puits ; 29, échantillons chimiques et spectrales.

Planşa II

Fig. 1, 1 a. — Cristale de aur nativ în ganga de cuarț alb-lăptos și respectiv de cuarț fumuriu din mineralizația filonului 2. Dimensiuni : $0,05 \times 0,05$ mm și $0,03 \times 0,04$ mm, imersie cu ulei ; $\times 400$.

Cristaux d'or natif dans la gangue de quartz blanc-laiteux et notamment de quartz gris foncé de la minéralisation du filon 2. Dimensions : $0,05 \times 0,05$ mm et $0,03 \times 0,04$ mm, immersion à l'huile ; $\times 400$.

Fig. 2. — Filonaș de marcasită în gangă de cuarț alb-lăptos din mineralizația filonului 1. $\times 64$.

Filonnet de marcassite en gangue de quartz blanc-laiteux de la minéralisation du filon 1. $\times 64$.

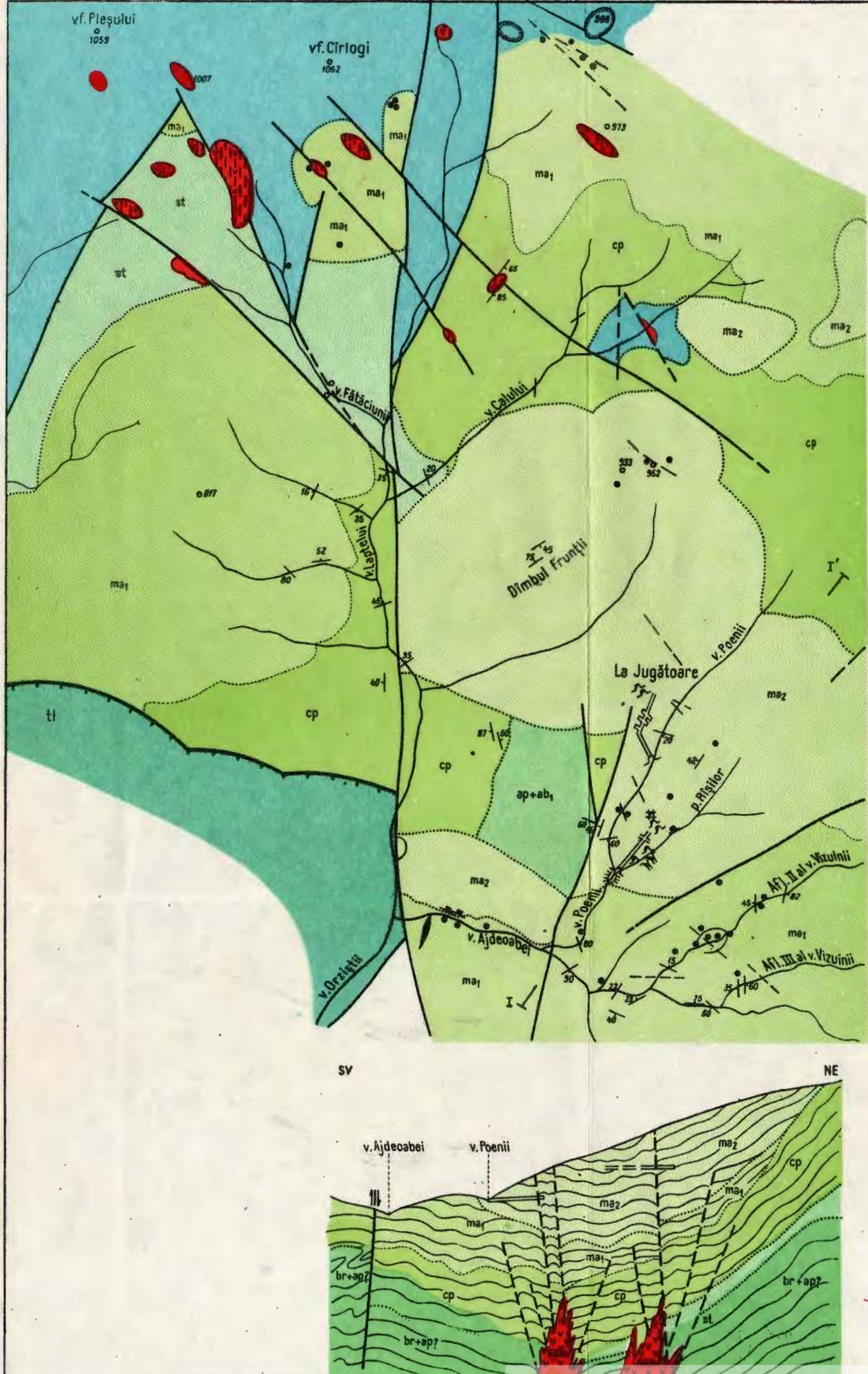
Fig. 3. — Filonaș de marcasită în cuarțul alb-lăptos din mineralizația filonului 1. $\times 64$.

Filonnet de marcassite dans le quartz blanc-laiteux de la minéralisation du filon 1. $\times 64$.

Fig. 4. — Depuneri de marcasită lamellară în cuarțul alb-lăptos din mineralizația filonului 1. $\times 64$.

Dépôts de marcassite lamellaire dans le quartz blanc-laiteux de la minéralisation du filon 1. $\times 64$.





2. ZĂCĂMINTE

OBSERVAȚII PRELIMINARE ASUPRA SKARNELOR
MINERALIZATE DIN DEALUL BURU (MUNTII GILĂU)¹

DE

DAN GHEORGHITESCU, ION ÎNTORSUREANU²

*Skarns. Garnets. Iron. Manganese. Genesis-hypotheses. Mineral associations.
Apuseni Mountains. Gilău massif.*

Abstract

Preliminary Remarks on the Mineralized Skarns from the Buru Hill (Gilău Mountains). On the Buru Hill, there occur skarns forming irregular or lens-shaped bodies, with which an iron and manganese mineralization associates. The skarns' paragenesis consists of grossularite, diopside and epidote; orthose, microline, oligoclase-andesine, tremolite, apatite, sphene, barytine, quartz, calcite are also associated. The mineralization consists of magnetite, hematite, ilmenite, psilomelane, pyrōlusite. Several hypotheses are presented in connection with the genesis of these products.

Introducere

Skarnele mineralizate care fac obiectul prezentei note apar în zona dealului Buru, situat pe rama de est a masivului Gilău, la cca 3,5 km spre vest de localitatea Hășdate.

Datele noastre rezultă din studiul eșantioanelor recoltate din puțurile de explorare efectuate de I.P.E.G. din Cluj-Napoca sau din aflorimente și pun în evidență prezența unor skarne granatifere cărora li se asociază o mineralizație de fier și mangan.

Dintre cercetările recent efectuate în această zonă menționăm pe cele întreprinse de Borcoș, Borcoș (1962), N. Pion et al. (1970)³,

¹ Predată la 25 aprilie 1979, acceptată pentru publicare la 25 aprilie 1979, comunicată în ședință din 11 mai 1979.

² Institutul de geologie și geofizică, 78344, str. Caransebeș 1, București.

³ Arh. I.G.P.S.M.S., București.



C. Maran, Gh. Mateescu (1975)⁴ și studiul de sinteză asupra Munților Apuseni (Iancovici et al., 1976).

Cadrul geologic

Structura geologică a regiunii este alcătuită din metamorfite, roci eruptive și depozite sedimentare (fig. 1). Metamorfitele au fost încadrate în seria de Someș, cu caracter mezometamorfic, formată din micașisturi, paragnaise, porfiroide ± injectii pegmatitice, și în seria de Biharia, epi-

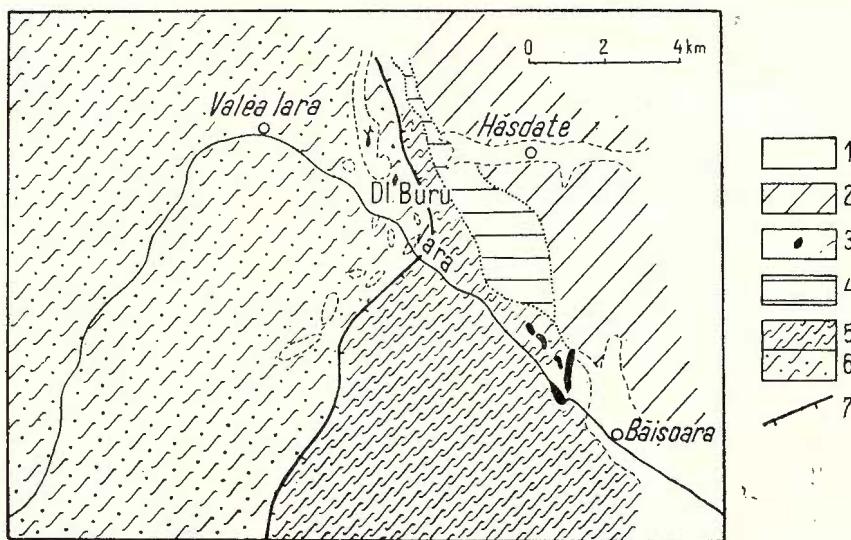


Fig. 1. — Schiță geologică în zona dealul Buru (munții Gilău) (după foaia Turda, scara 1 : 200 000, I.G.G.).

1, Cuaternar : pietrișuri, nisipuri ; 2, Paleogen : argile roșii, marne ± gipsuri ; 3, banatite : andezite, dacite, porfire microdioritice ; 4, Cretacic superior : conglomerate, gresii, marne ; 5, seria de Biharia : șisturi cuarțitice sericitoase, cuarțite, amfibolite ; 6, seria de Someș : micașisturi, paragnaise, porfiroide ± pegmatite, granitoide ; 7, contact tectonic. Esquisse géologique dans la zone colline Buru (monts Gilău) (feuille Turda, échelle 1 : 200 000, I.G.G.).

1, Quaternaire : graviers, sables ; 2, Paléogène : argiles rouges, marnes ± gypses ; 3, banatites : andésites, dacites, porphyres microdioritiques ; 4, Crétacé supérieur : conglomérats, grès, marnes ; 5, série de Biharia : schistes quartzitiques sériciteux, quartzites, amphibolites ; 6, série de Someș : micaschistes, paragneiss, porphyroïdes ± pegmatites, granitoïdes ; 7, contact tectonique.

⁴ Arh. I.G.P.S.M.S., București.

metamorfică, constituită din sisturi cuarțitice sericitoase ± cloritoase, cuarțite și amfibolite. Aceste serii au fost generate în cadrul ciclului prebaicalian, respectiv baicalian, fiind de vîrstă anteproterozoic superioară, respectiv proterozoic superior-cambrian inferioară (Giuşcă et al., 1967 a). Rocile eruptive sunt reprezentate prin granitoide de Muntele Mare, sub formă de apofize intruse în formațiunile seriei de Someș și, subordonat, prin banatite (andezite, porfire microdioritice, dacite), care alcătuesc filoane sau apofize cantonate în seria de Biharia (valea Iara). Depozitele sedimentare, de vîrstă cretacic superioară (conglomerate, gresii, marne) sau paleogene (argile roșii, marne, gipsuri), apar discordant peste fundamental cristalin și aparțin bazinului Transilvaniei.

Sub aspect tectonic menționăm contactul anormal dintre cele două serii de formațiuni cristaline, precum și un sistem de fracturi majore orientate NV—SE, în parte măscate de cuvertura sedimentară, a căror prezență a fost sugerată de cercetările magnetometrice (C. Maran, Gh. Mateescu, 1975)⁵.

Observații petrografice și mineralogice

Skarnele din dealul Buru sunt localizate în sisturile cristaline ale seriei mezometamorfice de Someș, fiind asociate spațial unor roci cu caracter granitoid, care ar putea reprezenta faciesul marginal al granitelor de Muntele Mare (fig. 2). Skarnele sunt roci cu duritate pronunțată, de culoare cafenie, pe alocuri verzuie. Parageneza tipică este constituită din granat aluminos (grosular), diopsid și epidot, dar în associație cu acestea apar ortoza, microclinul, oligoclaz-andezinul, tremolitul, apatitul, sfenul, cuarțul și calcitul. De asemenea, este remarcabilă dezvoltarea baritinei, intim asociată mineralizației de oxizi de fier și mangan. Mineralele de skarn suferă procese de sericitizare și argilizare, fiind de asemenea observată adeseori o limonitzare care se dezvoltă îndeosebi pe o rețea de fisuri de tensiune.

Granatul (determinat prin analiză chimică și RX drept un grosular), care apare de obicei ca granoblaste, este izotrop și prezintă frecvent fisuri de tensiune pe care se instalează baritina, calcitul și limonitul. Diopsidul, de asemenea granoblastic, este adeseori tremolitizat. Epidotul este reprezentat prin varietatea pistacit, modul de ocurență fiind acela de agregate granulare. Baritina se dezvoltă îndeosebi pe fisuri, fiind caracterizată prin clivajul după două direcții și prin culoarea gri-gălbui de birefringență (ord. I).

Skarnele granatifere, care apar sub formă de corperi neregulate cu dimensiuni metrice, sunt gazda unor mineralizații de fier și mangan. Minerul apare ca lentile sau cuiburi, prezintând o structură granulară și o textură masivă; uneori minerul este stratificat și ușor metamorfozat. El este intens magnetic, prezintă culoarea neagră și este constituit în principal din oxizi de fier și mangan: magnetit + hematit + ilmenit + psilomelan + piroluzit + baritină + cuarț + epidot. Magnetitul,

⁵ Idem 4.



care de obicei prezintă un habitus granular, este martitizat, procesul desfășurîndu-se de la margini spre centrul granulelor xenomorfe de magnetit. Martitul are fie o distribuție haotică, fie este orientat după direcții cristalografice ale magnetitului (pl., fig. 2). Hematitul, care apare ca granule allotriomorfe, prezintă întotdeauna încluziuni de ilmenit, rezultate prin procese de dezamestec. Sunt caracteristice maclele mecanice ale hematitului (datorate unor presiuni tectonice), pentru care se cunosc două generații (unele mai vechi, verticale, altele mai noi, diagonale).

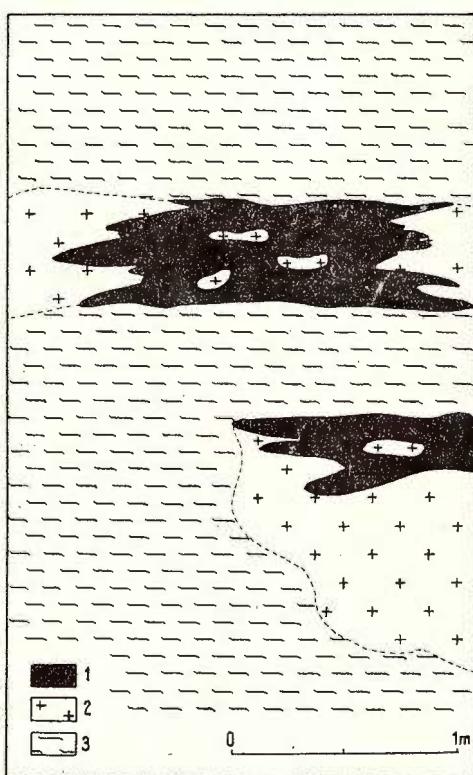


Fig. 2. — Schiță geologică în puțul din dealul Buru.

1, skarn ± minereu ; 2, rocă grani-

toidă ; 3, seria de Someș.

Esquisse géologique dans le puits de la colline Buru.

1, skarn ± mineraï ; 2, roche grani-

toïde ; 3, série de Someș.

Maclele se continuă adesea în granulele de magnetit, limitrofe celor de hematit, în lungul unora dintre macle avînd loc mobilizări de ilmenit. Magnetitul nu apare doar granular, ci și ca filonașe, în cuprinsul căror martitizarea este absentă. Psilomelanul, care apare ca plaje în masa granatitului, pare să se fi format pe seama unui silicat de mangan care reprezenta un component obișnuit al paragenezei de skarn din dealul Buru. Conținutul în elemente majore al minereului de la Buru este : 24,5% Fe, 13,9% Mn (rezultate obținute prin fluorescență de RX).

TABEL
Ipoze privind genza skarnelor mineralizate din dealul Buru

Ipoze privind originea acumulărilor de fier și mangan	Procese	Paleosom	Produse	Argumente
Sedimentară	metamorfism regional + diferențiere metamorfică	Seria de Someș	Skarne de reacție ± minereu	— Relicte ale texturii primare a formăjilor sedimentare
Vulcanogen- sedimentară	metamorfism regional + diferențiere metamorfică	Seria de Someș	Skarne de reacție ± minereu	— Existența a două foliații în minereu dovedă și unui metamorfism regional
Asociată granitului de Muntele Mare	remobilizare metasomatică metasonatoză de infiltratie	Seria de Someș	Skarne de reacție ± minereu	— Prezența unor zone de remobilizări (cuburi, filone) de oxizi de fier și mangan, care intersectează micro- linile de minereu primar
Postmagmatică	metasonatoză de infiltratie	Seria de Someș și granitoide de Muntele Mare	Skarne de infiltrație ± minereu	— Posibilitatea unui metamorfism al minereului în orogeneza hercincică (cuart ondulatoriu, microbreccii). — Modul de ocurreră al minerealizării cu procese tipice de substituție me- taomatică a granatului aluminos prin epidot sau oxizi de fier și man- gan.

Considerații genetice

Geneza skarnelor și a mineralizațiilor de oxizi de fier și mangan din dealul Buru este dificil de desifrat în stadiul actual de cunoaștere. Întrucât există argumente pentru cîteva tipuri de procese genetice, am întocmit o schemă cu ipotezele de formare a acestor produse (tab.).

Sub aspect structural sunt de menționat cîteva trăsături majore sugerate de cercetările magnetometrice (C. M a r a n, G h. M a t e e s c u, 1975)⁶:

- prezența a două sisteme de fracturi, unul mai vechi, orientat NNV—SSE, pe care s-au pus în loc banatitele, și unul mai nou, NV—SE, cale posibilă de acces pentru fluidele postmagmatice emanate de banatite;

- existența în zona văii Iara-Hășdate-Stolna a cinci aliniamente de roci banatitice;

- fenomene de skarnizare și cornificare au fost observate doar pe aria anomalilor de maxim local, care sunt produse de existența în adîncină a unor structuri banatitice care străpung șisturile cristaline.

Aceste observații sunt favorabile ipotezei asocierii mineralizațiilor din dealul Buru cu intruзиunile de roci banatitice, dar în stadiul actual nu dispunem de argumente concluzante în acest sens.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Borcoș Elena (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Runc-Segagea-Valea Iara sat (bazinul văii Iara, Munții Apuseni). *D.S. Inst. geol.*, XLVII (1959—1960), 131—144, București.
- Giușcă D., Savu H., Borcoș M. (1967 a) Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni. *St. cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geologie*, 12, 1, 41—56, București.
- Bleahu M., Lupu M., Borcoș M., Lupu Denisa, Dimitrescu R. (1967 b) Harta geologică a R.S.R., sc. 1:200 000, foaia Turda, I.G.G., București.
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni, Ed. Acad. R.S.R., 631 p., București.

⁶ Idem 4.



OBSERVATIONS PRÉLIMINAIRES SUR LES SKARNS MINÉRALISÉS DE LA COLLINE BURU (MONTS GILĂU)

(Résumé)

Dans la colline Buru, située sur le bord oriental du massif Gilău, à 3,5 km environ vers l'ouest de la localité Hășdate, on a identifié quelques corps de skarns à contours irréguliers, auxquels s'associe une minéralisation de fer et de manganèse. Les skarns et la minéralisation associée sont situés dans les schistes cristallins de la série mésométamorphique de Someş et ils sont associés dans l'espace à des roches à caractère granitoïde.

La paragenèse caractéristique de ces skarns est constituée de grenat aluminieux (grossulaire), diopside, et épидote ; associées avec ceux-ci apparaissent : l'orthose, la microcline, l'oligoclase, l'andésine, la trémolite, l'apatite, la sphène, le quartz et la calcite. On remarque le développement de la barytine, intimement associée à la minéralisation. Le minerai, qui se développe sous forme de lentilles, est constitué de magnétite + hématite + ilménite + psilomélane + pyrolusite. Ce qui est caractéristique, ce sont : le processus de martitisation de la magnétite, les exsolutions d'ilménite dans la hématite, ainsi que les macles mécaniques de la hématite dues à des pressions tectoniques. Il est difficile de déchiffrer, dans l'actuel stade de connaissance, la genèse des skarns et du minerai associé. Dans le tableau no. 1 sont présentées les hypothèses sur la genèse de ces formations. Les données sur la structure de la région étudiée semblent être favorables à l'association de la minéralisation avec les intrusions de roches bana-tiques, mais on n'en dispose pas à présent d'arguments assez concluants.

EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1. — Skarn cu granați, intens silicifiat. Dealul Buru. N || ; ×60.

Skarn à grenats, fort silicifié. Colline Buru. N || ; ×60.

Fig. 2. — Magnetit pseudomorfozat de martit și în asociatie cu hematit. Dealul Buru. N || ; ×250 imersie.

Magnétite pseudomorphosée par la martite et en association avec la hématite. Colline Buru. N|| ; ×250 immersion.





Institutul Geologic al României

2. ZĂCĂMINTE

134586

CONTRIBUȚII LA CUNOAŞTEREA MINERALIZAȚIILOR
PLUMBO-ZINCIFERE DE LA VALEA SEACĂ-PÎRÎUL PALTIN
(CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

GYULA JAKAB²

Rhyolitic metatuffs. Tulgheș Series, Pb—Zn. Hydrothermal mineralization.
Mineral associations. Geochemistry — mineralization. Trace elements. East
Carpathians. Crystalline-Mesozoic zone. Pietrosu. Barnar. Budacu. Grințieșul.

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Pb—Zn Mineralizations from the Valea Seacă-Paltin Brook (East Carpathians). Rhyolitic metatuffs crop out within the epimetamorphic crystalline of the Tulgheș Series, at the springs of the Seacă-Paltin valleys, tributaries of the Bistrițioara Valley; it hosts several veins and veinlets of Pb—Zn mineralizations showing a hydrothermal nature. Several successive activities with a well defined chemical evolution could be separated. The very high contents of certain microelements are characteristic of these mineralizations. From the genetic point of view, it is a case of post-metamorphic hydrothermal activity, probably originating in a large size granitic batholith which does not outcrop.

În zona localităților Tulgheș și Corbu, în cristalinul epimetamorfic al seriei de Tulgheș sunt localizate mai multe concentrații plumbo-zincifere, descrise detaliat de către Chelărescu (1937), care le consideră hidrotermale postmetamorfice. Recent, M. Mureșan și Georgea Mureșan au argumentat geneza hidrotermală premetamorfică a acestor mineralizații și au acceptat pentru acestea vîrstă cambriană infierioară, pe baza determinărilor izotopice Pb/Pb (pe galene din minereu),

¹ Predată la 23 ianuarie 1979, acceptată pentru publicare la 20 martie 1979, comunicată în ședință din 9 martie 1979.

² Întreprinderea de prospecțuni și explorări geologice „Harghita”, str. Băii 7, 3424, Gheorghieni, jud. Harghita.



legîndu-le genetic de magmatismul acid, ale cărui produse se găsesc în formațiunile seriei de Tulgheș, de aceeași vîrstă, metamorfozate în ansamblu la sfîrșitul Cambrianului inferior. Autorii menționați, arătînd singularitatea acestor acumulări în cristalinul Carpaților Orientali, le denumesc „concentrații plumb-zincifere de tip Paltin“.

Cea mai importantă ivire este cea din pîriul Paltin, affluent stîng al văii Bistricioara. Mineralizația este alcătuită dintr-un sistem filonian, fiind pusă în loc pe fracturi cu orientări generale VNV—ESE și uneori (cu dezvoltări mai reduse) cu direcția N—S. Tot ansamblul de filoane este cantonat într-un corp bine dezvoltat de metatufuri riolitice (considerate de M. Mureșan și Georgea Mureșan ca metariolite ce alcătuiesc un dyke) din cadrul seriei de Tulgheș. Unele filoane par a trece și dincolo de limitele corpului de metatufuri, fapt dedus din existența unor iviri mineralizate și în alte tipuri de roci aflate în apropiere.

Filoanele au caracter predominant plumb-zincifer, uneori piroz, apărînd ca mase compacte, în general cu puțină gangă însoțitoare. Grosimile variază de la cîțiva cm la 7—8 m, cu conținuturi în elemente metalifere pînă la zeci de procente.

Fracturile și fisurile mineralizate deseori sunt reluate tectonic în faze mai tîrzii, astfel că minereul prezintă brecifieri, iar unele minerale, cum ar fi galena, aspecte de îndoire. Aceste aspecte s-ar putea datora unor restructurări pe care le-a suferit mineralizația datorită tensiunilor ce au existat și care au culminat prin reactivarea fracturilor.

Pe direcție, mineralizația variază atît ca grosime, cît și din punct de vedere calitativ, existînd treceri de la aspectul predominant zincifer la un aspect predominant piroz sau galenifer.

La o primă examinare, se pare că există două tipuri distințe de mineralizație cu parageneze mineralogice caracteristice. Una alcătuită predominant din blendă, galenă, pirită și mispichel, avînd o radioactivitate de natură thorică, și alta alcătuită aproape exclusiv din galenă, pirargirit, uneori calcopirită și blendă, fără valori radioactive sau cu valori foarte slabe.

Dintr-un studiu mai aprofundat reiese că de fapt cele două tipuri de mineralizație sunt niște faze legate de diferitele etape de diferențiere ale unui bazin magmatic presupus, avînd sursa genetică comună. Această diferențiere se remarcă mai ales la compoziția chimică, care se deplasează într-un anumit sens de la o fază la alta.

În cadrul primului tip de mineralizație se poate remarcă variația chimismului pe grupuri de filoane. Aceste variații sunt foarte gradate, dovedind aspectul intermitent al venirilor de soluții. S-au putut separa trei grupuri de filoane aparținînd primului tip :

— grupul 1 — caracterizat prin predominanța blendei, acesta avînd și valorile radioactive cele mai mari ; filoanele din acest grup au dezvoltări mici pe direcție ;



— grupul 2 — din punct de vedere paragenetic este asemănător cu primul grup, dar având dezvoltări mai importante pe direcție și radioactivitate mai redusă;

— grupul 3 — este mai bogat în galenă și are dezvoltarea cea mai mare pe direcție.

Este posibil ca în cadrul acestor grupuri să existe telescopări cu mineralizația tipului II (gallenifer).

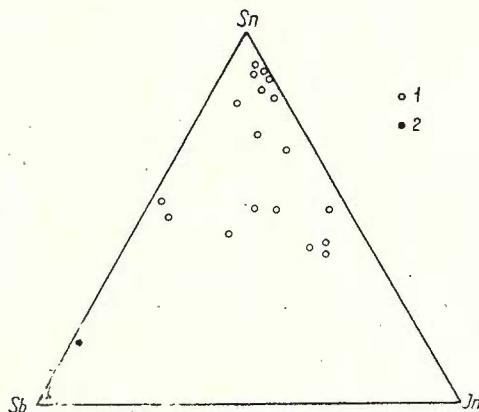


Fig. 1. — Diagrama Sb-Sn-In.
1, tipul I de mineralizație ; 2, tipul
II de mineralizație.
Diagramme Sb-Sn-In.
1, type I de minéralisation ; 2, type
II de minéralisation.

Între aceste succesiuni există diferențe foarte pregnante și din punctul de vedere al elementelor minore. Pentru o primă ilustrare a acestui aspect s-au selecționat trei elemente cu comportări specifice în cursul diferențierii mineralizației (Sb, Sn, In) și s-au proiectat într-o diagramă ternară (fig. 1). Din diagramă reiese că probele se concentreză preferențial în două cimpuri distințe, un cimp mai restrins, corespunzător tipului II de mineralizație în colțul Sb al diagramei, și un cimp mai larg, dispersat spre colțul Sn al diagramei, corespunzind tipului I de mineralizație, incluzind toate cele trei grupe menționate.

Deducem de aici că între cele două tipuri de mineralizație a existat un răstimp mai îndelungat, timp în care chimismul soluțiilor s-a schimbat. Din punct de vedere chimic diferențe apar și la alte elemente minore, uneori foarte pregnante, fapt ce reiese din datele prezentate în tabelul 1.

Deosebirile există între cele două tipuri de mineralizație și din punct de vedere spațial. Astfel, fracturile mineralizate din primul tip au orientări VNV—ESE, cu oscilații de la această direcție mergind pînă la concordanță cu direcția stratelor a căror poziție este NV—SE. Al doilea tip de mineralizație este pus în loc pe fracturi cu orientări în jurul direcției N—S (fig. 2).

Din punctul de vedere al extinderii mineralizației, tipul I este mai important. Filonul principal face cu direcția stratelor un unghi de cca 30°, imprimînd mineralizației un caracter net discordant.

Tipul II de mineralizație, adică cel galenifer, reprezintă ultima venire de soluții. Fracturile pe care s-a pus în loc, având orientări diferite

TABELUL 1
Elemente minore în filoanele de minereu

Elementul chimic.	Mineralizația tip I		Mineralizația tip II	
	val. extreme	val. medii	val. extreme	val. medii
As	12 000—500	4 200	—	—
Ag	100—4	50	3 000—100	2 000
Cd	12 000—80	5 100	30—1 300	250
Co	50—3	11	—	—
Ni	15—0	3	—	—
Cu	2 000—20	340	28 000—5	100
Mn	900—45	260	475—0	91
Sb	1 500—0	196	3 000—100	1377
Sn	2 500—60	950	300—0	87
In	1 000—10	324	25—0	3

Conținuturile sunt date în ppm.

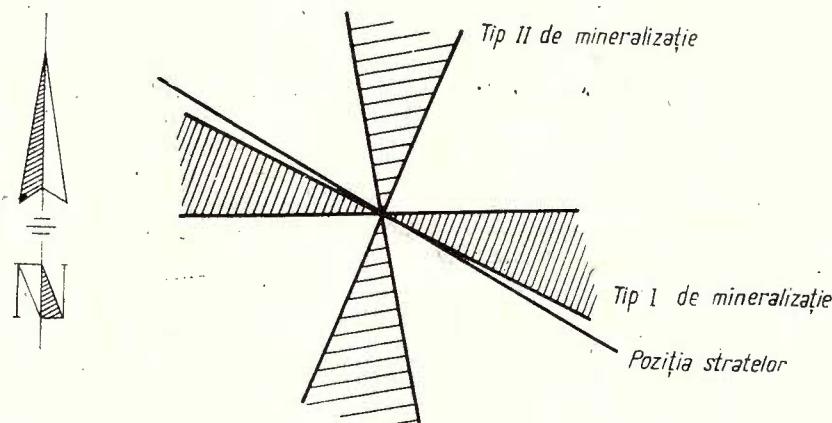


Fig. 2. — Rozeta fracturilor mineralizate.
Rosette des fractures minéralisées.

față de tipul I, ne sugerează aspectul menționat, și anume de a fi existat o pauză suficient de mare între cele două veniri, timp în care tensiunile din scoarță și-au schimbat orientarea.

Sub aspect evolutiv, cele două tipuri de mineralizație pot fi interpretate astfel: fracturile formate cu direcția VNV—ESE au fost mineralizate într-o primă etapă cu prima venire menționată. Depunerea ur-

mătoarelor veniri intermitente s-a realizat probabil paralel cu lărgirea unor fante mai dezvoltate (cele mai importante fiind grupele 2 și 3 ale primului tip).

După depunerea mineralizațiilor aparținând primului tip, se înregistrează o perioadă de calm relativ, a cărei durată este greu de apreciat. După acest calm, datorită reactivizării mișcărilor tectonice, apar o serie de fracturi și fisuri noi, care uneori afectează chiar filoanele deja puse în loc anterior (exemplu este cazul filonului 74 unde fractura nouă pe care s-a insinuat tipul II de mineralizație provoacă o săritură a primului tip de cca 10—12 m).

Pe noile zone de slabă rezistență începe să se insinueze spre suprafață un nou val de soluții hidrotermale cu un chimism deosebit. Această ultimă venire corespunde tipului II de mineralizație, prezentând discontinuități pronunțate pe direcție. Noile soluții s-au depus în general pe aceste fracturi nemineralizate în prealabil, dar au pătruns în parte și în filoanele formate anterior, suprapunindu-se sau înlocuind mineralele mai vechi. Aceste aspecte de telescopare apar la filoanele 105, 74 și parțial la 232.

Studiul mineralologic al mineralizației în ansamblu arată prezența următoarelor minerale: blenda, galena, pirita, mispichelul, calcopirita, tetraedritul, proustiul și pirargiritul, iar ca minerale de gangă, cuarțul, feldspatul, carbonatul și subordonat sericitul.

Pe baza studiului calcografic s-au putut determina compoziția mineralologică, relațiile dintre sulfuri și mai ales ordinea de depunere a acestora. Compoziția mineralologică, structurile de dezamestec și corodarea, respectiv înlocuirea reciprocă a sulfurilor conduc la încadrarea acestor mineralizații în categoria zăcămintelor hidrotermale.

Se remarcă de multe ori brecifierea mineralelor mai casante (pirita, mispichelul și blenda). Acestea sunt cimentate în general de minerale mai noi. Astfel, pirita și mispichelul este cimentat de blendă, cuarț și galenă, iar blenda, de cuarț și galenă. Rezultă că între diverse faze de depunere au existat tectonizări ale mineralelor depuse anterior și cimentări ale acestora prin mineralele nou depuse.

S-a putut stabili ordinea de depunere a mineralelor, fapt ilustrat în figura 3. După cum se poate observa, primele minerale depuse sunt pirita și mispichelul, ele fiind urmate imediat de prima generație de cuarț. Sulfurile menționate apar ca aggregate granulare sau cristale izolate, fiind aproape întotdeauna brecificate. Ulterior brecifierii, acestea au fost cimentate și uneori corodate de minerale mai noi. Acestea le urmează blenda care s-a brecificat într-o altă fază. Blenda este cimentată de cuarț, fiind corodată și cimentată de galenă. Ea este sulfura predominantă și se prezintă sub formă de plaje, observându-se adesea exoluții de calcopirită în masa lor.

Mai târziu începe depuneră galenei sub formă de plaje întinse și ca mici filonașe ce străbat cuarțul, pirita și blenda. O caracteristică generală a galenei, observată în aproape toate șlifurile studiate, este



aceea că înlocuiește mineralele depuse anterior, dovedind astfel o putere de corodare foarte mare. Ea constituie mineralul-gazdă pentru tetraedrit, proustit și pirargirit.

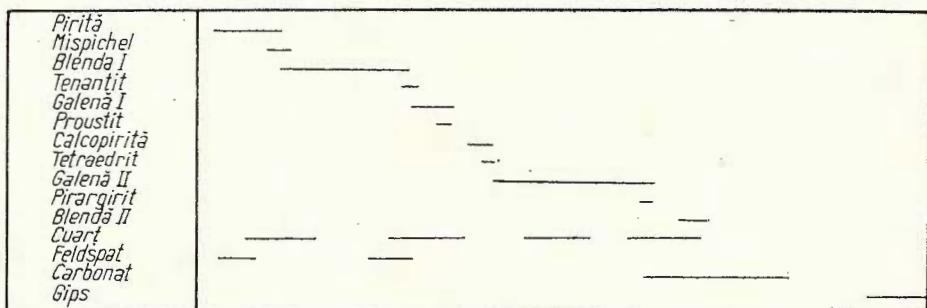


Fig. 3. — Ordinea de depunere a mineralelor.

Ordre de déposition des minéraux.

Există situații cînd galena este străbătută de cuarț sau carbonat. Uneori, pe planele de clivaj pătrunde cuarțul. După aspectul perfect drept al acestor planuri, presupunem caracterul hidrotermal nemetamorfizat al acestuia, fapt întărit și de apariția geodelor pe unele porțiuni.

Se remarcă mai multe faze de veniri, atât în cazul blendei cît și al galenei, dar separarea acestora nu s-a putut face la microscop.

Calcopirita apare asociat cu galena, mai rar cu blenda. Uneori este corodată de galenă, dar în general este sincronă cu o generație de galenă.

Tetraedritul este cimentat și corodat de galena din primele generații, iar tenantitul, de galena tardivă.

Proustitul, respectiv pirargiritul apar asociate tot cu galena, primul apărînd în primele galene, iar cel de-al doilea, în cea tardivă. Ele se găsesc sub formă de exoluții, mai rar ca filonașe.

Dintre mineralele de gangă cel mai abundant apare cuarțul, urmat de feldspat, carbonat și sericit. Cuarțul s-a depus în mai multe faze, străbătînd, corodînd și cimentînd pe rînd pirita, blenda, calcopirita și uneori galena.

Carbonatul încheie fazele de depunere a sulfurilor, fiind ultimul component depus, astfel că el străbate sub formă de filonașe toate celelalte minerale.

Interesant de remarcat este apariția gipsului în cadrul metatufelor riolitice, sub formă de filonașe și chiar filoane, cu grosimi de la 0,1 pînă la 1 m. Se pare că gipsul încheie activitatea metalogenetică din această zonă.

Pentru completarea imaginii asupră fenomenelor hidrotermale trebuie să amintim de transformările suferite de roca din vecinătatea filoanelor, cum ar fi: silicifierile, carbonatizările, feldspatizările și serici-



tizările. Uneori aceste procese sunt foarte intense, ca în cazul filonului 105 unde există, pe o zonă de brecii tectonice, depuneri de silice masivă. În cadrul acestor brecii eterogene cu elemente de șisturi, metatufuri și lamprofire se observă serpentinizarea unor porțiuni ale fragmentelor de lamprofir și transformările hidrotermale suferite de brecie în ansamblu. Brecia este cimentată de silice și de mineralizație.

Transformările hidrotermale suferite de lamprofirele din apropierea mineralizațiilor ne duc la ideea caracterului hidrotermal postmetamorfic al minereului, având în vedere poziția, vîrsta și caracterul nemetamorfozat al acestor roci filoniene bazice.

Geochimia mineralizației. Din punct de vedere geochimic această mineralizație are o comportare cu totul specifică, fapt dedus din interpretarea celor 50 de analize spectrale și a o serie de analize chimice pentru elemente majore, precum și pe baza testărilor radiometrice pe probele martor.

În cazul de față, elementele majore sunt constituite din plumb și zinc; ele apar în general la conținuturi foarte ridicate, având o comportare specifică datorită existenței veniriilor successive, ca urmare în minereu predominând cînd zincul, cînd plumbul. Din diagramele de frecvență (fig. 4) reiese că există un grup de filoane în care conținuturile sunt de ordinul cîtorva procente, acestea reprezentînd zonele în care

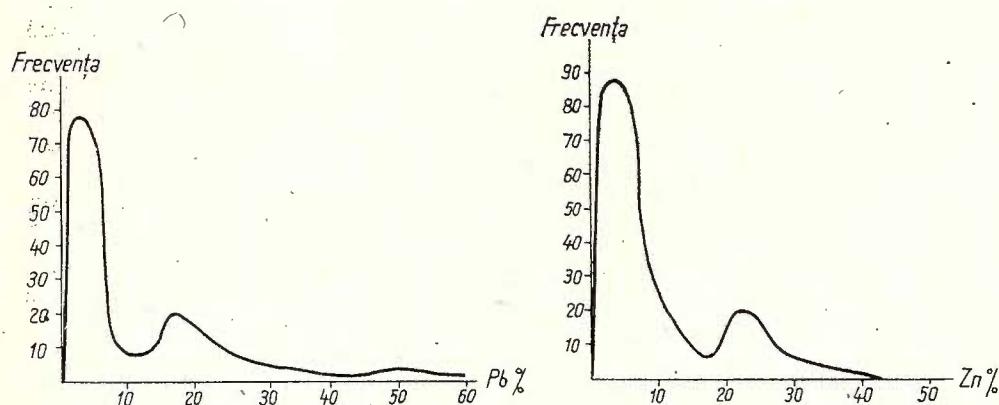


Fig. 4. — Diagramale de frecvență pentru Pb și Zn.

Diagrammes de fréquence pour Pb et Zn.

minereul are aspect ușor dispers (în general pe fracturile largi), și un alt grup de filoane, cu conținuturi de ordinul zecilor de procente, corespunzătoare zonelor în care minereul are aspect compact. Aceste două grupuri pe diagramă corespund celor două maxime.

În ceea ce privește radioactivitatea, aceasta este de natură thorică și conținuturile de thoriu variază gradat, diminuîndu-se odată cu veni-

rile succesive de soluții. Se poate stabili o întreagă gamă de valori, de la tipul I zincifer radioactiv, la tipul II galenifer neradioactiv.

Pentru a sugera acest aspect s-a recurs la un artificiu de reprezentare a valorii activităților și a conținuturilor de plumb și zinc (fig. 5)³.

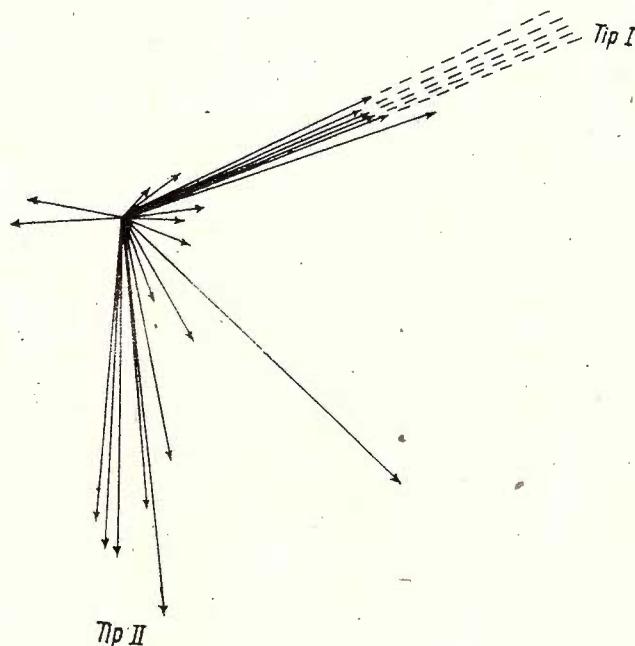


Fig. 5. — Diagramma Pb, Zn/Rad.

Diagramme Pb, Zn/Rad.

Panta segmentelor de dreapta arată variația activităților, fiecare segment reprezentând o probă de minereu. Cei îndreptați în jos reprezintă tipul galenifer neradioactiv, iar cei îndreptați înspre dreapta și puțin în sus, tipul zincifer radioactiv, între aceștia fiind cei intermediari. Cei doi segmenti îndreptați înspre stînga reprezintă două probe de zinc (blendă) tardive, lipsite de radioactivitate. Astfel, putem accepta ipoteza

³ Valorile Pb și Zn ale probeelor au fost proiectate în aceeași diagramă rectangulară ca și valorile activităților Th și U, obținându-se două puncte pentru fiecare probă. Cele două puncte reprezintă cele două perechi de elemente Pb—Zn, respectiv Th—U (pe abscisă au fost trecute valorile Zn și Th, iar pe ordonată Valorile Pb și U). Cele două puncte reprezentând aceeași probă, au fost unite prin segmenti de dreapta care au fost apoi aduse la aceeași origine, menținându-se panta inițială. Prin acest procedeu în diagramă nu s-a mai putut reprezenta scara valorilor.

de a fi avut loc un proces de diminuare a conținuturilor de thoriu în timpul succesiunilor de depunere a mineralizațiilor.

În sprijinul acestei idei de diferențiere vin și datele oferite de elementele minore. Se constată o diminuare, respectiv o îmbogățire în anumite elemente minore, în mod treptat, pe succesiunile de veniri sesizate.

Date sugestive în această privință se găsesc în tabelul 2, unde sunt prezentate valorile medii pe cele trei grupe ale primului tip de mineralizație și ale tipului II.

Se constată conținuturi medii de arsen ridicate pentru primele veniri și diminuarea completă a acestuia pînă la ultima venire. O comportare asemănătoare au și Cd, Co, Ni, Mn, Sn și In. Argintul și stibiu au o comportare inversă, conținuturile crescînd spre ultima venire.

TABELUL 2

	As	Ag	Cd	Co	Ni	Cu	Mn	Sb	Sn	In
Tip I	gr. 1 6 300	18	6 500	11	4	323	270	305	935	277
	gr. 2 2 000	47	1 360	19	3	276	366	76	850	300
	gr. 3 1 250	1 000	6 500	—	—	75	75	1.050	1 150	500
Tip II	—	>1000	250	—	—	800	91	1 377	87	3

În cele ce urmează se va încerca explicarea apariției, uneori în conținuturi foarte ridicate, a unor elemente minore. În ceea ce privește arsenul, acesta este legat în mare parte de mispichel, subordonat de tenantit și proustit. Faptul că monomineralele de galenă din primele generații au conținuturi de arsen, cuprul și argintul se atribuie apariției tenantitului și proustitului, fapt confirmat și microscopic. Ulterior galenele se îmbogățesc în Ag, Sb și uneori în Cu, apărind tetaedritul în locul tenantitului, iar în locul proustitului, pirargiritul.

Mispichelul este a doua sulfură în ordinea venirilor (după pirită), el lipsind în ultima fază, fapt ce ar explica lipsa arsenului în ultima generație.

Pentru caracterizarea cît mai completă a evoluției mineralizației în timp, s-au făcut analize pe monominerale de galenă din tipul I și tipul II, precum și de blendă din primul tip și din cea tardivă. Examind tabelul 3, unde s-au trecut valorile medii pe cele două tipuri de mineralizație, se constată aceeași tendință în diferențiere, adică o săracire în As, In și Sn și o îmbogățire usoară în Ag, Sb și Bi către ultima venire, tendință identică cu a mineralizației în ansamblu.

Trebuie menționat faptul că blenda tardivă apare în general singură, umplind fisuri discontinue și mici din rocă, în general nefiind însotită de alte sulfuri sau gangă. Uneori pătrunde și în filoanele depuse anterior, recunoscîndu-se după aspectul mai cleofanic, fiind mai săracă în fier. După toate aceste aspecte, apreciem ca fiind cea mai tardivă venire dintre sulfuri.



Pirita concentrează aproape toată cantitatea de nichel și cobalt din mineralizație. Totuși, o mică parte din cobalt se pare că este prinsă în structura blendei. Cele mai mari conținuturi de mangan se sesizează tot în pirite.

TABELUL 3

	Ag	As ⁺	Bi	Cd	Sb	Sn	In
Galenă tip I	529	286	8	378	657	113	20
Galenă tip II	>1 000	—	16	20	926	70	—
Blendă tip I	20	1646	2	>10 000	60	438	68
Blendă tardivă	260	8	67	>10 000	1 750	343	56

Având în vedere că nichelul și cobaltul din pirite sunt folosite ca indicatori genetici, s-a studiat comportarea lor și în cadrul piritelor în discuție. Din analiza diagramei Co/Ni reiese că pirita din mineralizația studiată intră în categoria celor hidrotermal-plutogene. Norul de puncte formează o elipsă alungită paralel cu bisectoarea unghiului drept al coordonatelor (fig. 6). Această dispoziție a punctelor în diagramă arată că

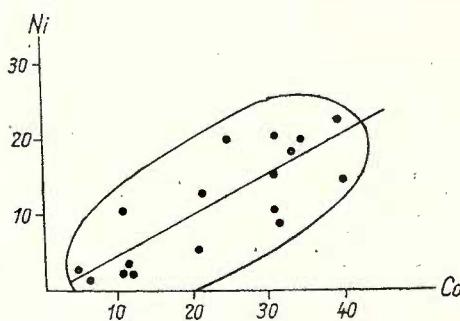


Fig. 6. — Diagrama Ni-Co din pirite.
Diagramme Ni-Co des pyrites.

nu este vorba nici de mineralizații hidrotermale subvulcanice și nici de mineralizații metamorfozate, acestea din urmă prezentându-se sub alte aspecte.

După Campbell și Yarkovski (1967), la mineralizațiile metamorfozate norul de puncte are o alungire perpendiculară pe bisectoare, iar la cele hidrotermale subvulcanice punctele se plasează aproximativ într-un cerc. Raportul Co/Ni este totdeauna supraunitar, fiind o caracteristică a mineralizațiilor hidrotermale, dar conținuturile sunt relativ mici (până la zeci de ppm).

Argintul formază sulfosăruri (proustit și pirargirit), precum și amestecuri izomorfe cu galena. Amestecurile izomorfe se produc în li-

mite mai largi la temperaturi ridicate. De aceea primele cristale de galenă separate la începutul procesului mineralizant vor conține cantități mai mari de argint, în comparație cu galenele separate spre sfîrșitul procesului (Stiopol, 1962).

Contraștător observații, în mineralizația studiată aceste amestecuri izomorfe se produc în ultimele faze de depunere a galenei. Deducem că temperatura la care s-au depus ultimele galene era încă destul de ridicată.

Manganul apare asociat cu pirita, apărând și în blenda marmatitică, mai puțin în galenă.

Indiuil apare asociat aproape exclusiv cu blenda. El se concentrează în blendele mezotermale sau de temperatură mai mare, lipsind în cele epitermale (Steclaci, 1962). Aceasta este în deplină concordanță cu observațiile noastre asupra mineralizației. Absența germaniului și apariția unor conținuturi mici de galu arată de asemenea o temperatură mai mare de formare a blendei, ele concentrându-se de obicei în blendele de temperatură scăzută.

Stibiul apare în cantități destul de mari (pînă la 3000 g/t); în galene nu s-a observat existența unui mineral independent de stibiul, în afară de tetraedrit și pirargirit. Cert este că el poate participa la formarea unor structuri cristaline semimetalice asemănătoare galenei (staniul și stibiul sunt izomorfe cu plumbul și sulful; Steclaci, 1962). Există și posibilitatea ca stibiul să fie prins în rețeaua galenei.

Cadmiul apare în blende la conținuturi apropriate de majoritatea blendelor de pe glob.

Bismutul apare în general în galene, dar la conținuturi destul de scăzute (0—30 g/t), în mod exceptional 1000 g/t. Probabil el este incorporat în structura galenei.

Staniul se află în concentrații mai mari, asociat cu blenda. El se poate integra structurilor tetraedrice, avînd o rază ionică acceptabilă pentru structura blendei (Steclaci, 1962). Totuși, trebuie să presupunem existența unui aport de staniu prin intermediul altor minerale, avînd în vedere conținuturile foarte mari (pînă la 2500 g/t).

Staniul sub formă de staniin ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$) se găsește în primele vînări ale mineralizației de plumb și zinc de la Pribram (Cehoslovacia) și în general în blendele de temperatură înaltă ca exoluții (Koch, Sztrokay, 1967).

Deși nu s-a determinat microscopic staniinul în blendă, totuși presupunem existența sa, sub această formă; blendele fiind de temperatură înaltă și la conținuturi mari în staniu, acesta nu mai poate fi prins în totalitate în structura blendei.

Stoiber (1940) precizează că blendele de temperatură medie și ridicată au conținuturi mari de staniu (100 g/t). În acest zăcămînt conținuturile sunt mult mai mari, ceea ce ne face să credem că înseși soluțiile hidrotermale conțineau de la început proporții mai mari de staniu. Avînd în vedere legătura genetică între acesta și rocile acide, presupunem că în primul rînd s-a produs o precipitație de staniin în urma unei reacții hidrotermale.



punem apartenența, din punct de vedere genetic, a întregii mineralizații tot unor magme acide.

La această ipoteză conduc și observațiile făcute de Kilburn (1960) în urma unui studiu vast făcut asupra unor mineralizații hidrotermale, cu legături genetice clare între acestea și rocile intrusive. Din proiecția valorilor Cu, Pb, Zn, Co, Ni în diverse diagrame ternare, autorul citat a stabilit asociații de elemente specifice pentru diverse tipuri de roci intrusive. Asociațiile de Pb—Zn, în care se încadrează și mineralizația noastră (fig. 7), în ideea lui Kilburn apar în arii unde predomină rocile intrusive acide, obișnuit asociate spațial cu batolite granitice sau stocuri.

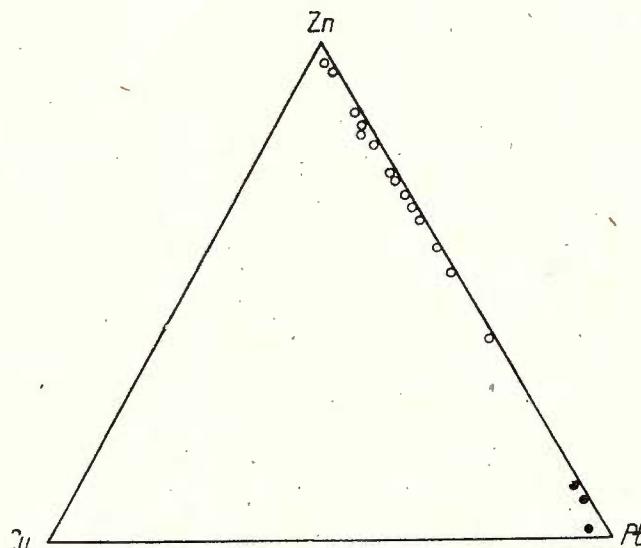


Fig. 7. — Diagrama Cu-Zn-Pb.
Diagramme Cu-Zn-Pb.

Având în vedere că asemenea roci intrusive nu aflorează în zonă, trebuie să presupunem existența unor corpuri intrusive ascunse. Aceste aspecte concordă cu ideea existenței unui batolit de dimensiuni foarte mari (Socolescu, 1962), de care ar putea fi legate spațial și genetic mineralizațiile hidrotermale din zona Tulgheș.

Existența thoriului în cadrul mineralizației de la Paltin, precum și în alte zone ale seriei de Tulgheș, asociat tot cu mineralizații asemănătoare, precum și în cadrul mineralizațiilor legate de masivul Ditrău, ne conduc la ideea unor geneze înrudite și vîrstă apropiate ale acestora.

BIBLIOGRAFIE

- Cambel B., Jarkovski J. (1967) Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei V.S.A.V., Bratislava.
- Chelărescu A.l. (1937) Gisements metallifères de Tulgheş. *Annal. Scient. l'Univ. Iassi*, XXIII, 2, Iaşi.
- Kilburn L. C. (1960) Nickel, Cobalt, Copper, Zink, Lead and Sulfur Contents of some North American Base-Metal Sulfide Ores. *Econ. Geol.*, 55, 1, Urbana.
- Koch S., Sztrokay K. J. (1967) Asványtan. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Mureşan M., Mureşan Georgea (1977) Concentrațiile hidrotermale plumbo-zincifere metamorfozate din zona Paltin-Singeroasa, un nou tip genetic de mineralizație asociată formațiunilor epimetamorfice cambrian inferioare ale seriei de Tulgheş (Carpații Orientali). *Stud. tehn. econ., seria A*, 12, Inst. geol. geofiz., București.
- Socolescu M. (1962) Observații asupra metalogenezei și zonalității în provinciile metalogenetice ale Carpaților Orientali și Baia Mare. *Rev. min.*, 1, București.
- Steclaci Livia (1962) Regiunea Toroiaga-Baia-Borșa. Studiul mineralologic și geochemical. Ed. Acad. R.P.R., București.
- Stiopol Victoria (1962) Studiul mineralologic și geochemical al complexului filonian din Munții Tibleș. Ed. Acad. R.P.R., București.
- Stoiber E. R. (1940) Minor Elements in Sphalerite. *Econ. Geol.*, XXV, 4, Urbana.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES MINÉRALISATIONS DE PLOMB ET ZINC DE LA VALLÉE SEACĂ-LE RUISSEAU PALTIN (CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

Dans la zone des localités Tulgheş-Corbu, dans le cristallin épimétamorphique de la série de Tulgheş, on rencontre des occurrences de minéralisations de plomb et zinc de nature hydrothermale. La plus importante en est celle située aux sources du ruisseau Paltin, affluent gauche de la vallée Seacă, apparition qui fait l'objet de la présente étude. Elle est cantonnée dans un corps bien développé de métatufs rhyolitiques, sous forme de filons et filonnets dont les longueurs arrivent parfois à des centaines de mètres et dont les épaisseurs varient depuis quelques centimètres à quelques mètres.

L'étude des divers aspects liés à cette minéralisation tels que : chimisme, orientation des fractures minéralisées, présence du Th etc., montre qu'y ont eu lieu une série de venues successives de solutions, chaque nouvelle venue ayant un chimisme différent. On a réussi à distinguer deux types de minéralisations dont les caractères minéralogiques, géochimiques et spatiaux diffèrent beaucoup.



Ces types correspondent à la première, notamment à la dernière génération déposée.

Dans le cadre du premier type on a séparé trois groupes de filons, correspondant à des pulsations différentes et dont le chimisme se déplaçait dans un certain sens, bien défini. Ainsi, l'évolution de la minéralisation du premier type au deuxième est caractérisée par l'enrichissement progressif en Pb, Ag, Sb et Bi et par l'appauvrissement en Zn, As, Cd, Sn, In et Th. Si les teneurs en As de la première génération sont de l'ordre des mille et dizaines de mille de ppm, la dernière venue est totalement dépourvue de cet élément. On observe dans le cas du Th aussi sa diminution progressive, jusqu'à sa complète disparition — à la dernière venue. L'orientation des fractures minéralisées diffère, elle-aussi, chez les deux types de minéralisations, le I-er type ayant des orientations générales ONO-ESE, tandis que le II-ème type a des orientations approchant la direction N—S. Il faut admettre que, pendant le temps de déposition des deux types de minéralisations, les tensions de l'écorce avaient pu changer d'orientation.

L'étude minéralogique de la minéralisation a permis d'établir les minéraux composants, ainsi que leur ordre de déposition. Ainsi, la déposition des minéraux a eu lieu dans l'ordre suivant : pyrite-mispickel-blende I-tenantite-galène I-proustite-chalcopyrite-tétraédrite-galène II-pyrargyrite-blende tardive. Des minéraux de gangue apparaissent le quartz, le feldspath, les carbonates et la séricite. Seul, par endroit, apparaît le gypse, parfois massif.

L'étude des éléments mineurs met en évidence des teneurs quelquefois bien élevées en As, Cd, Ag, Sn et Sb. L'arsenic est lié en général au mispickel, à la tenantite et à la proustite, le cadmium à la blende, l'argent à la galène, à la proustite et à la pyrargyrite, et une partie du stibium est liée à la pyrargyrite et à la tétraédrite.

En ce qui concerne l'étain, on n'a trouvé aucun minéral à la composition duquel il participe. Cependant, il apparaît en quantités assez grandes, ce qui mène à l'idée de la liaison génétique de la minéralisation avec des roches intrusives acides, fait confirmé aussi par la répartition des microéléments dans les diagrammes établis par Kilburn.

La projection des teneurs en cobalt et nickel des pyrites (Cambel, Yarkovski, 1967) nous porte à encadrer la minéralisation dans la catégorie de celles hydrothermalo-plutogènes non métamorphisées.

Le caractère hydrothermal post-métamorphisé de la minéralisation peut être déduit des faits suivants : la minéralisation cimente une brèche hétérogène, dans laquelle sont coincés des éléments de lamprophyres mésozoïques ; l'altération hydrothermale des filons de lamprophyres du voisinage de la minéralisation, l'existence des phénomènes d'altération hydrothermale dans les roches avoisinantes ; l'existence des géodes en minéral.

Vu la grande surface d'apparition de telles minéralisations ainsi que les caractères géochimiques et de gisement, nous sommes portés à croire que la source génétique en est un batholite granitique de grandes dimensions, mais qui n'apparaît pas au jour.



DISCUȚII

M. Mureșan: 1. Caracterele geochemice diferite și comportarea radiometrică deosebită a celor două tipuri de minereuri evidențiate de autor nu trebuie interpretate în mod obligatoriu ca două generații distincte de mineralizație, deoarece și într-un caz și în celălalt este normal ca sortul predominant galenifer să difere geochemical de cel bogat în blendă.

2. Considerăm, ca și în lucrarea noastră citată de autor, că rocile înconjurătoare mineralizației de la Paltin reprezintă riolite metamorfizate, pentru aceasta pledind compozitia lor chimică, precum și aspectele lor petrografice și structurale, în corelație cu datele de geologie regională.

3. Credem că acceptarea de către autor a genezei hidrotermale postmetamorfice, în contrast cu cea hidrotermală antemetamorfică, susținută de noi, vine în contradicție cu sistematizarea, uneori cutată, a minereului, cu îndoirea (cutarea) clivajelor unor minerale din minereu, cu recristalizarea de tip metamorfic a zonelor de alterație hidrotermală din rocile gazdă, cu vîrstele Pb/Pb (media 590 m.a.), corespunzătoare intervalului de formare a depozitelor inițiale ale seriei de Tulgheș în care se află mineralizațiile de tip Paltin. Prezența unor umpluturi filoniene de gips (menționate de autor), ca și a unor geode tapisate cu calcit nu contravine genezei hidrotermale premetamorfice, putând fi interpretate ca fiind formate în urma unei activități supergene postmetamorfice. În cazul metamorfozării mineralizației, datorită proceselor de blasteză, a presiunilor sinmetamorfice și a circulației de soluții apoase hidrotermal-metamorfice, succesiunea inițială de depunere a mineralelor ce alcătuiesc mineralizația nu mai poate fi recunoscută, actualmente raporturile spațiale mutuale dintre aceste minerale fiind dominate de relația minerale moi/minerale dure (P. Ramdohr).





Institutul Geologic al României

2. ZĂCĂMINTE

DATE NOI PRIVIND VÎRSTA ȘI GENEZA MINERALIZAȚIILOR HIDROTERMALE DIN CRISTALINUL SERIEI DE TULGHEȘ,
ZONA GHEORGHIENI-BILBOR (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

GYULA JAKAB², GHEORGHE POPESCU³

Hydrothermal mineralization. Tulgheș Series. Galena. Lead 206/lead 207 method. Absolute age. Alpine orogenesis. Plutonic phase. Cretaceous. Ore genesis. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic zone. Hăgimaș-Giurgeu Mountains.

Abstract

New Data Concerning the Age and Genesis of the Hydrothermal Mineralizations in the Tulgheș Series, Gheorghieni-Bilbor Zone (East Carpathians). This paper presents the results of the lead isotopic analyses of the hydrothermal mineralizations within the epimetamorphic Tulgheș Series. Of the seven galena samples, two have a sure genetic connection with the Ditrău alkaline massif, showing the $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ isotopic ratio identical with that of the mineralizations related with the banatites. The other five samples from the Paltin-Sîngeroasa zone show a somewhat lower value of this ratio, proving their earlier emplacement. Taking into account the geological observations and the isotopic analysis data, we estimate that the studied mineralizations belong to some plutonic phases of the Alpine orogenesis.

În cristalinul epimetamorfic al seriei de Tulgheș, între localitățile Gheorghieni-Bilbor, apar o serie de iviri de mineralizații în principal plumb-zincifere de natură hidrotermală. Majoritatea acestor mineralizații sunt localizate în metatufuri de compoziție riolit-dacitică. O parte

¹ Predată la data de 14 mai 1979, acceptată pentru publicare la data de 14 mai 1979, comunicată în ședință din 25 mai 1979.

² I.P.E.G. „Harghita”, Secția Gheorghieni, str. Băli 7, 3424 Gheorghieni, jud. Harghita.

³ I.F.I.N., București, com. Măgurele.



a acestor iviri (cele din zona localității Tulgheș) a constituit obiectul unor cercetări mai mult sau mai puțin vaste în decursul anilor.

Primele studii aparțin lui Chelărescu (1937), care face o descriere mineralologică detaliată a ivirilor mai importante. Ulterior, aceste mineralizații constituie obiectul unor studii elaborate de A. Chelărescu (1953⁴); Savul, Dlujnewschi (1954⁵); Marinescu și Elena Marinescu (1960⁶); Jakab (1979).

Din punct de vedere genetic, aceste mineralizații au fost interpretate de autorii citați ca fiind hidrotermal-postmetamorfice.

Recent, Mureșan și Georgea Mureșan (1977) admit părerea conform căreia aceste mineralizații sunt hidrotermal-premetamorfice, având aceeași vîrstă ca și seria de Tulgheș în care sunt localizate și cu care au fost metamorfozate în decursul mișcărilor baicaliene.

Într-un studiu citat mai înainte, primul autor al prezentei lucrări arată, pe baza unor observații strict geologice, caracterul hidrotermal-postmetamorfic al acestor mineralizații, admînd geneze înrudite între ele, precum și vîrste apropiate cu mineralizațiile legate genetic cu masivul alcalin de la Ditrău.

Avind în vedere importanța practică și științifică a clarificării genezei acestor mineralizații, au fost supuse analizelor izotopice pentru determinarea vîrstei un număr de şapte probe de galenă. Probele 1—5 au fost colectate din zona Tulgheșului (1—3 din zona pîriului Paltin, 4 de la pîriul Singeroasa și 5 din Pîriul cu Linia), iar probele 6—7 au fost prelevate dintr-o mineralizație din valea Belchia, având legături genetice certe cu masivul alcalin de la Ditrău.

Pentru ilustrarea răspîndirii mineralizațiilor în discuție s-au trecut pe figura 1 punctele mai importante de apariție a lor. Toate aceste mineralizații au fost încadrate în aceeași categorie, pe baza unor trăsături comune, cum ar fi: forma lor de zăcămînt, aspectele mineralogice, geo-chimice și texturale, relațiile lor cu rocile-gazdă, asemănările între ele pînă la identitate, prezența thoriului și concentrarea foarte mare a galenei și blendei. O caracteristică deloc de neglijat este și orientarea comună a filoanelor principale (E—V cu căderi nordice), exemple constituind mineralizațiile filoniene legate de masivul Ditrău, cele de la pîriul Paltin-valea Barasău și cea de la Singeroasa. Aceste orientări comune ale mineralizațiilor arată un moment comun de punere în loc, pe fracturi identice în evoluția tectonică a zonei.

Analizele de vîrstă au fost efectuate la Institutul de fizică și inginerie nucleară din București.

Măsurătorile de compoziție izotopică au fost efectuate la spectrometrul de masă cu sursă solidă C.H. 6 VARIAN MAT, folosind tehnica ionizării termice de suprafață și filamente duble din bandă de reniu. Pentru fiecare probă analizată s-a efectuat un număr mare de cicluri repetitive (20—30 cicluri), asigurîndu-se o eroare relativă maximă de 0,3% pentru raportul $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ calculat pentru 1 σ . Rezultatele analizelor

^{4, 5} Arh. I.G.G., București.

⁶ Arh. C.R.R.G., București.



de compoziție izotopică pentru fiecare probă în parte, precum și valoarea raportului izotopic $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ calculată din compoziția izotopică sănătatea în tabelul de mai jos.

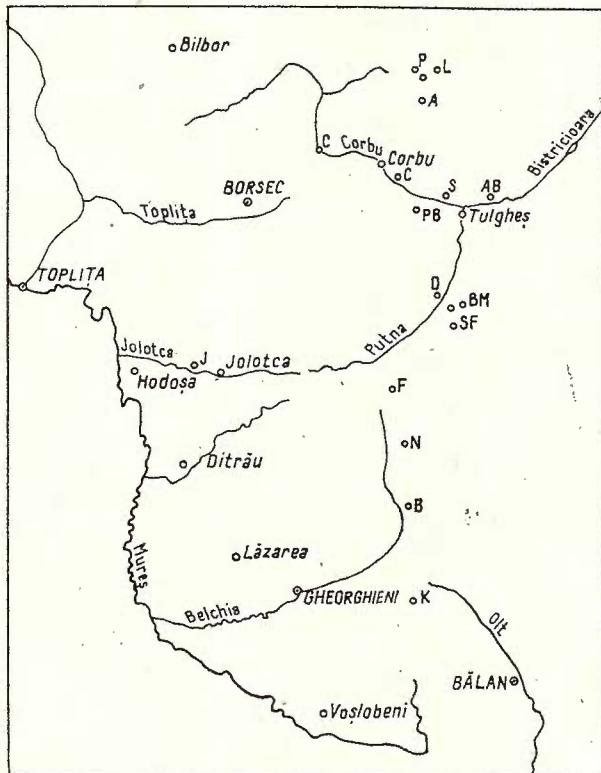


Fig. 1. — Schiță cu localizarea ivirilor mai importante de mineralizație hidrotermală.

P, pârâul Paltin ; L, Pârâul cu Linia ; A, p. Argintăria ; C, Corbu ; S, p. Singeroasa ; AB, p. Argintăria Bradului ; PB, p. Băii Mici ; D, p. Darvaș ; BM, p. Baratu Mic ; SF, valea Sumuleu-Filer ; F, p. Füges ; N, p. Nyergeș ; B, v. Belchia ; J, Jolotca ; K, dealul Kovacs Peter.

Esquisse avec la localisation des occurrences plus importantes de minéralisation hydrothermale.

P, ruisseau Paltin ; L, ruisseau Pârâul cu Linia ; A, r. Ar-
gintăria ; C, Corbu ; S, r. Singeroasa ; AB, r. Argintăria
Bradului ; PB, r. Băii Mici ; D, r. Darvaș ; BM, r. Baratu
Mic ; SF, vallée Sumuleu-Filer ; F, r. Füges ; N, r. Nyergeș ;
B, vallée Belchia ; J, Jolotca ; K, colline Kovacs Peter.

Plasarea datelor de observație în diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ în funcție de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (fig. 2) dovedește că suntem în prezență unui plumb confor-

mabil, venit de la mare adîncime (nivelul mantalei) într-o singură etapă de mineralizare, fără a suferi contaminări semnificative cu plumb mai vechi crustal în timpul migrării.

Nr. crt.	Nr. probă	Compoziția izotopică, %				$\frac{206_{\text{Pb}}}{207_{\text{Pb}}}$	Localizare
		204_{Pb}	206_{Pb}	207_{Pb}	208_{Pb}		
1	100 V	1,368	25,050	21,264	52,318	1,178	pîriul Paltin
2	103 V	1,360	24,992	21,220	52,428	1,178	"
3	105 V	1,366	24,979	21,240	52,415	1,176	"
4	106 V	1,360	24,979	21,236	52,424	1,176	pîriul Singeroasa
5	108 V	1,361	24,993	21,269	52,376	1,175	Pîriul cu Linia
6	111 V	1,357	25,053	21,131	52,459	1,186	valea Belchia
7	113 V	1,354	24,980	21,131	52,534	1,182	"

Caracterul conformabil al plumbului în discuție reiese și din valoarea parametrului geochimic $V = \frac{235_{\text{U}}}{206_{\text{Pb}}}$, calculat din compozitia izotopică medie a probelor analizate și care caracterizează conținutul de uraniu al rocilor-sursă din care s-a separat mineralizația de plumb. Valoarea obținută pentru acest parametru este de 0,067, adică foarte apropiată de 0,07, considerată a fi valoarea cea mai probabilă pentru rocile componente ale mantalei. Fiind vorba de o mineralizație post-herciniacă, după cum vom vedea, datele de analiză izotopică prezентate în tabel nu pot fi evaluate pentru precizarea momentului separării plumbului din rocile-sursă, respectiv pentru determinarea precisă a vîrstelor geologice, această datorită erorilor metodologice foarte mari ce afectează valorile de vîrstă alpină, calculate prin metoda plumbului comun.

Totuși, poziția intermedieră a galenelor în discuție, în diagrama din figura 2, față de mineralizațiile din zona Leșul Ursului (vulcanogen-sedimentare) și cîteva galene din zona eruptivului neogen ne sugerează o vîrstă tot intermedieră între acestea.

Pentru o precizare cît mai exactă a vîrstei acestor mineralizații am apelat la informațiile pur izotopice pe care le pot furniza analizele de compozitie izotopică a plumbului și care ne permit să facem unele paraleлизări chiar și în domeniul vîrstelor mici, cum e cazul în discuție:

S-a observat că domeniile de variație a valorilor raportului $206_{\text{Pb}}/207_{\text{Pb}}$ pentru categorii distincte de plumb, considerate plumb de referință, delimită zone bine individualizate care nu se suprapun și care permit, pe baza acestui parametru, corelarea plumbului analizat dintr-o zonă nouă cercetată cu un plumb de referință. În categoria plumb de referință am considerat plumbul neogen din zona Baia Mare, plumbul banatitic din zăcămîntul Rușchița și plumbul vechi interstratificat în șisturile cristaline ale seriei de Tulgheș și Rebra-Barnar. Toate aceste categorii de plumb au fost analizate pe un număr mare de probe (cîteva zeci de analize pentru fiecare categorie) și valorile raportului $206_{\text{Pb}}/207_{\text{Pb}}$ nu depășesc limitele hașurate în partea stîngă a figurii 3.



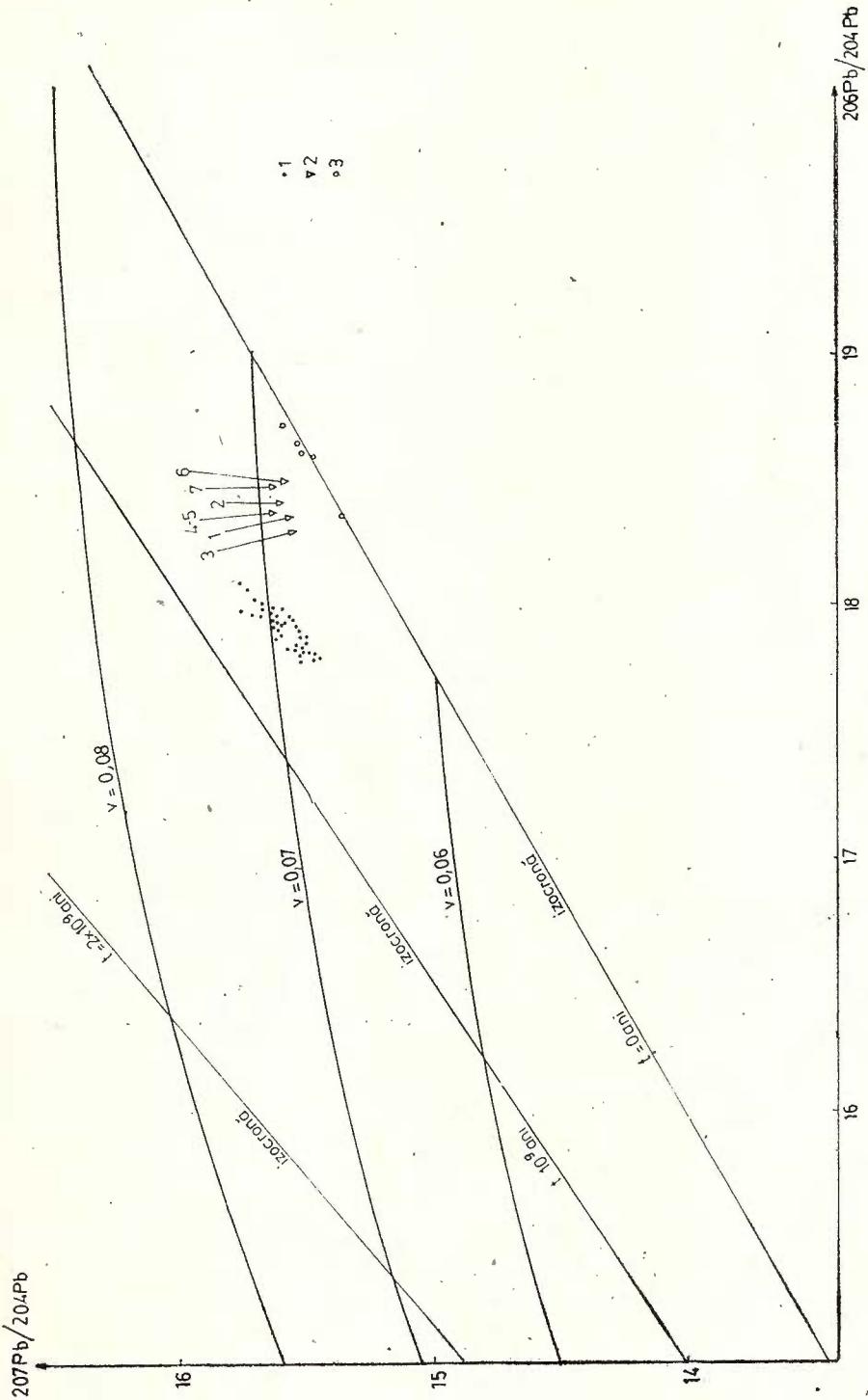


Fig. 2. — Grafic Holmes-Hautermans.
 1, ${}^{207}\text{Pb}$ vulcanogen-sedimentar ; 2, ${}^{207}\text{Pb}$ hidrotermal alpin ; 3, ${}^{207}\text{Pb}$ hidrotermal neogen ; $v = {}^{235}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$.
 Graphique Holmes-Hautermans.
 1, ${}^{207}\text{Pb}$ volcano-sédimentaire ; 2, ${}^{207}\text{Pb}$ hydrothermal alpin ; 3, ${}^{207}\text{Pb}$ hydrothermal néogène ; $v = {}^{235}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$.



Trebuie subliniat faptul că în categoria plumbului de referință am considerat numai plumbul bine studiat izotopic și care prezintă un caracter net de plumb conformabil, format într-un singur stadiu de

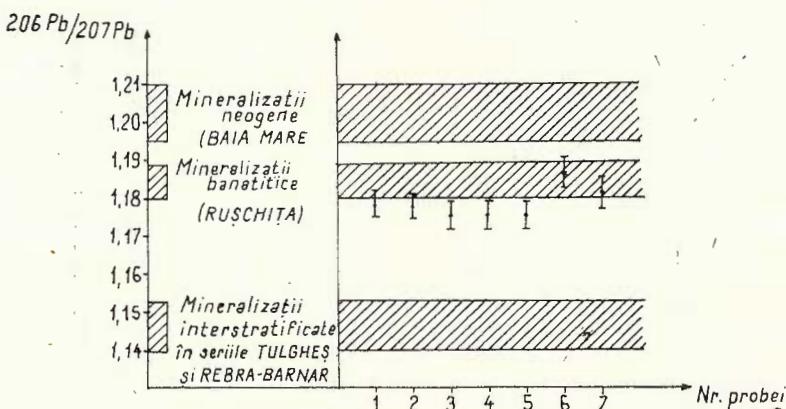


Fig. 3. — Schiță cu dispersia plumbului de referință și a probelor analizate.

1, 2, 3, pîriul Paltin ; 4, pîriul Singeroasa ; 5, Pirul cu Linia ; 6, 7, valea Belchia.

Esquisse avec la dispersion des valeurs de référence du plomb et des échantillons analysés.

1, 2, 3, ruisseau Paltin ; 4, ruisseau Singeroasa ; 5, Pirul cu Linia ; 6, 7, vallée Belchia.

mineralizare, avind ca sursă roci crustale de mare adîncime, eventual mantaua superioară a pămîntului.^{7, 8, 9}

În partea dreaptă a graficului din figura 3 am reprezentat celeșapte probe analizate. Constatăm că plumbul din mineralizația „Belchia” (legat genetic de masivul Ditrău) se placează foarte aproape de domeniul de valori ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$) de 1,18—1,19 ce caracterizează plumbul banatitic. Probele 1—5 cu valori de 1,17 se placează puțin sub acest domeniu, sugerînd punerea lor în loc cu ceva mai devreme.

Rezultatele analizelor izotopice, precum și observațiile geologice conduc la ideea apartenenței tuturor acestor mineralizații unor metalogenize înrudite. Anumite paralelizări între magmatismul din Munții Apuseni și Carpații Orientali ne-ar putea ajuta la stabilirea originii mineralizațiilor în discuție. Astfel, după cum subducția crustelor de tip oceanic din aria Munților Apuseni a generat banatitele (Rădulescu, Săndulescu, 1973), tot așa și în aria Carpaților Orientali procesul de subducție a dus probabil la formarea unor intruziuni magmatische de

^{7, 8, 9}, Arh. I.F.I.N., Memorii la contract 758, 761, 766/1975, București.

diverse compoziții, intruziuni care au generat probabil și mineralizațiile, dar a căror punere în loc s-a realizat probabil mai devreme. Deși aceste intruziuni nu aflorează, putem aprecia că ele au compoziții acide prin caracterul net plumbo-zincifer al mineralizațiilor din zona Paltin-Tulgheș (Kilburn, 1960).

Datele de vîrstă izotopică, obținute pe rocile masivului alcalin de la Ditrău (Streckeisen, Hunziker, 1974; Bagdasarian, 1972), ne arată că acest masiv a fost pus în loc într-un răstimp destul de mare, cele mai mici vîrste fiind neocomiene. Raportul izotopic $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ din mineralizația legată de acest masiv (probele 6—7) fiind identic cu cel al mineralizațiilor legate de banașite sugerează o vîrstă cretacică, ceea ce este în concordanță cu vîrsta stabilită pentru masiv. Punerea în loc a mineralizației s-a realizat deci ceva mai tardiv. Faptul că mineralizațiile legate genetic de masivul Ditrău sunt ceva mai tîrziore decât cele de tip „Paltin“ (fig. 3) s-ar putea datora distanței lor diferite față de linia de încălcare a flișului, linie ce marchează probabil zona de subducție. Ca atare, este posibil ca momentele de punere în loc a intruziunilor magmatische presupuse și a masivului Ditrău să fi avut un decalaj, fapt explicabil avînd în vedere poziția mai vestică a masivului, poziție foarte apropiată de linia eruptionselor andezitice neogene. În această idee tot acest magmatism ar fi rezultatul procesului de subducție a crustei oceanice.

Vîrsta mineralizațiilor menționate s-ar încadra astfel în perioada cretacică, eventual cele din zona Paltin în Jurasic superior.

Apreciem deci că mineralizațiile studiate aparțin unor faze pluto-nice preparoxismale ale orogenezei alpine.

BIBLIOGRAFIE

- Bagdasarian P. G. (1972) Despre vîrsta absolută a unor roci eruptive și metamorfice din Masivul Ditrău și Munții Banatului din România. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria Geol.*, 17, 1, 13—21, București.
- Chelărescu A. (1937) Gisements metallifères de Tulgheș. *Ann. Scient. Univ. Iassy*, XXIII, II, 2, 265—393, Iași.
- Jakab G. (1981) Contribuții la cunoașterea mineralizațiilor plumbo-zincifere de la valea Seacă-pîrful Paltin (Carpății Orientali). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/2, București.
- Kilburn L. C. (1960) Nickel, Cobalt, Copper, Zinc, Lead and Sulfur Contents of some North American Base-Metal Sulfide Ores. *Econ. Geol.*, 55, 1, 115—138, Lancaster.
- Mureșan M., Mureșan Georgea (1977) Concentrațiile hidrotermale plumbo-zincifere metamorfozate din zona Paltin-Singeroasa, un nou tip genetic de mineralizație asociată formațiunilor epimetamorfice cambrian-inferioare ale seriei de Tulgheș (Carpății Orientali). *Stud. tehn. econ., Seria A*, 12, Inst. geol. geofiz., București.



- Rădulescu D. P., Săndulescu M. (1973) The Plate-Tectonic Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, Amsterdam.
- Streckeisen A., Hunziker J. C. (1974) On the Origin and Age of the Nepheline Syenite Massif of Ditrău (Transsylvania, Romania). *Min. Petr. Mitt.*, 54/1, Schweiz, Berne.

NOUVELLES DONNÉES SUR L'ÂGE ET LA GENÈSE
DES MINÉRALISATIONS HYDROTHERMALES DU CRISTALLIN
DE LA SÉRIE DE TULGHEȘ, ZONE DE GHEORGHIEI-BILBOR
(CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

Dans le cristallin épimétamorphique de la série de Tulgheș sont présentes une série d'occurrences de minéralisations de plomb et zinc de nature hydrothermale. Divers auteurs les ont interprétées comme pré- ou postmétamorphiques.

Récemment, l'étude izotopique du plomb des galènes récoltées des minéralisations mentionnées a indiqué leur âge crétacé, éventuellement jurassique supérieur.

Des sept échantillons analysés, deux — qui sont génétiquement liés au massif Ditrău — ont le rapport izotopique $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ identique avec celui des minéralisations liées aux banatites (fig. 3); pour les autres cinq échantillons de la zone de Paltin-Singeroasa, la valeur de ce rapport est un peu diminuée, suggérant leur mise en place antérieure.

Les observations géologiques disponibles jusqu'à présent nous portent à croire que les minéralisations de type „Paltin“ sont génétiquement liées à des massifs intrusifs acides, mais qui n'affleurent pas. La différence réduite d'âge entre les minéralisations de type „Paltin“ et celles liées au massif Ditrău s'explique par leur position par rapport à la ligne de chevauchement du flysch.

Le rapprochement, à l'Ouest, du massif alcalin de Ditrău de la zone d'éruptions néogènes nous suggère l'idée que la mise en place de celui-ci fût ultérieure aux intrusions supposées des régions plus orientales.

Nous considérons donc que les générations de ces minéralisations sont semblables et leurs âges peu différents. La corroboration de toutes les données acquises nous porte à conclure que cette métallogenèse appartient à des phases platoniques préparoxysmales de l'orogenèse alpine.



2. ZĂCĂMINTE

CONTRIBUȚII LA CUNOAŞTEREA ZĂCĂMÎNTULUI DE FIER DE LA MAȘCA-BĂIȘOARA (MUNTII APUSENI)¹

DE

CONSTANTIN LAZĂR, ION ÎNTORSUREANU²

Iron deposit. Granodiorites. Intrusions. Contact aureole. Pyrometasomatic paragenesis. Hydrometasomatic paragenesis. Control factors. Laramian metallogenesis. Apuseni Mountains. Gilău massif.

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Mașca-Băișoara Iron Deposit (Apuseni Mountains). The metamorphic rocks of the Baia de Arieș Series and the Cretaceous sedimentary rocks from the eastern border of the Gilău Mountains were penetrated by Laramian igneous rocks. These metamorphic, sedimentary and igneous rocks were covered by Eocene deposits. The emplacement of the hypabyssal bodies, consisting predominantly of granodiorite rocks, was accompanied by important thermal metamorphism and subsequent metasomatism with significant ore deposition. The contact aureole contains hornfelses, marbles, brucite-bearing limestones, etc., as well as magnesian skarns with spinel, diopside, phlogopite and clinohumite and calcic skarns with garnet, pyroxenes and garnet + pyroxenes. Following the pyrometasomatic stage, the hydrometasomatic occurrences replaced partly early skarns, but have commonly a much larger extent. Non-metallic pyro- and hydrometasomatic assemblages were associated with ore minerals, that is mainly iron ores (magnetite, hematite, pyrrhotite, pyrite and marcasite) and subordinate boron and base metal ores. The bimodal evolution of the ore deposition comprises an early phase yielding magnetite, hematite, ludwigite, hexagonal pyrrhotite and pyrite, and, following tectonic discontinuities, a late phase providing base metal sulfides and subordinate iron oxides. The Mașca iron deposit of transitional pyro-hydrometasomatic character belongs to the Laramian metallogenic province.

¹ Predată la 16 mai 1979, acceptată pentru publicare la 17 mai 1979, comunicată în ședința din 25 mai 1979.

² Institutul de geologie și geofizică, 78344 str. Caransebeș 1, București.



INTRODUCERE

Zona Mașca-Băișoara este situată pe rama estică a Munților Gilău, în regiunea de contact morfostructural al acestora cu depresiunea Iara, parte periferică a Depresiunii Transilvaniei.

Cercetările geologice în regiune datează încă din secolul trecut, ele având ca obiect îndeosebi rocile eruptive din regiune și depozitele sedimentare. Astfel, Partsch semnalează în 1827 prezența rocilor eruptive la Băișoara (Hauer și Stache, 1863).

Prima referire asupra prezenței unor mineralizații de fier în regiune aparține lui M. Ilie (1946)³, care consemnează existența unor iviri de „fer limonitic“ în șisturile cristaline de la muntele Băișoara și Dealul Mesteacănului.

Ulterior, M. Borcoș și E. Borcoș (1957⁴, 1962) menționează prezența skarnelor cu magnetit în pîrul Miei (Mașca). Primele lucrări de explorare conduc la identificarea unei zone de skarn mineralizat cu pirită, pirotină și magnetit, situată în pîrul Miei, la contactul granodioritului cu calcarele cristaline (E. Savu, 1957)⁵.

Primele lucrări geofizice executate în regiune în anul 1957 au conturat o serie de anomalii magnetice ΔZ , majoritatea acestora grupindu-se într-o fîsie orientată aproximativ nord-sud, ce trece prin Băișoara-Mașca-Cacova. S-a considerat că anomaliiile sunt provocate de corpuri de skarne mineralizate cu magnetit și eventual pirotină, situate în adîncime, cu o largă dezvoltare, în extinderea aflorimentului de skarne cu magnetit din pîrul Miei (Romaneșcu, 1964).

Presupunerile făcute au fost confirmate de intensa activitate de explorare cu foraje și lucrări miniere — începută de I.S.E.M. în 1964 și continuată apoi de I.G.E.X. și I.P.E.G.-Cluj — aflată în curs de desfășurare, care a pus în evidență existența unor importante mineralizații de fier, concentrate în zonele Mașca, Dîlma Grecului și Cacova. Gradul de cunoaștere a mineralizațiilor din cele trei sectoare este diferit; lucrarea de față se referă la zona Mașca, situată central și aflată deja în exploatare. Cercetările noastre pe teren s-au efectuat în perioada 1969—1972.

Observații mineralogice și petrografice asupra materialului provenit din primele lucrări de explorare sunt efectuate de Stoica (1965)⁶.

Cercetările de preparare au stabilit posibilitățile de valorificare tehnologică a fierului din zona Mașca (C. Pandeleșcu et al., 1968)⁷.

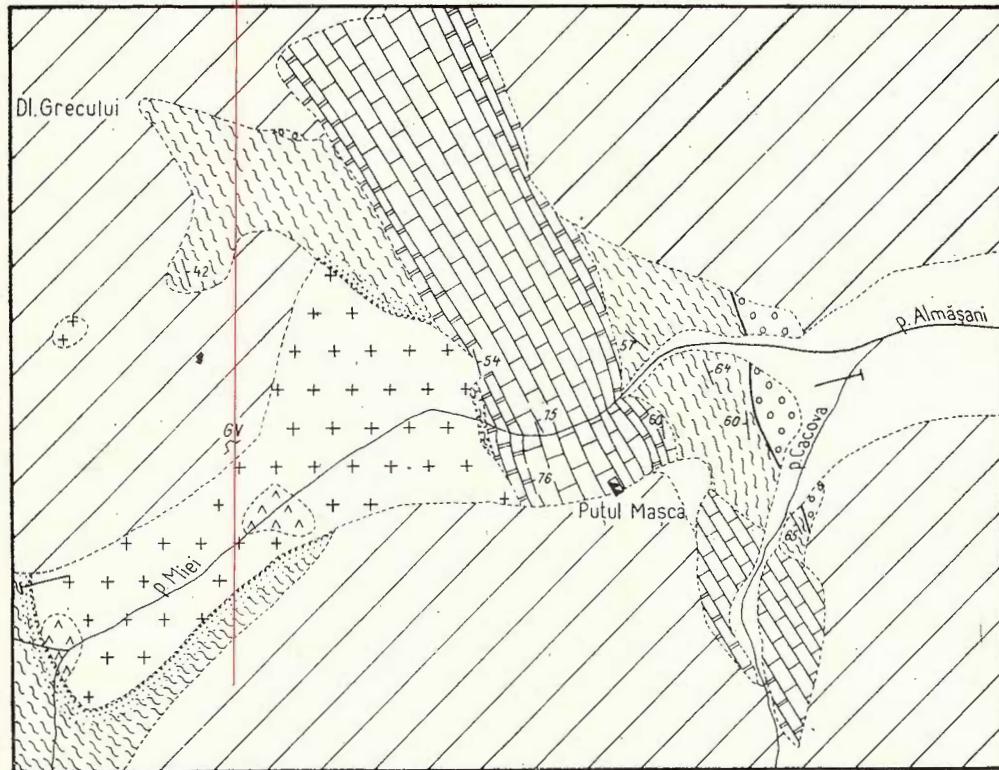
^{3, 4} Arh. I.G.G., București.

⁵ Arh. M.M.P.G., București.

^{6, 7} Arh. I.G.G., București.

STRUCTURA GEOLOGICĂ

La alcătuirea geologică a regiunii în care este localizată minerația de fier de la Mașca participă formațiuni cristaline, sedimentare și roci eruptive (fig. 1).



- | | | | | | | |
|---|---|----|----|----|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | | |

Fig. 1. — Schița geologică a zăcămîntului Mașca.

1, depozite cuaternare ; 2, depozite eocene ; 3, depozite cretace ; 4, 5 — seria de Baiâ de Arieș ; 4 a, calcarie cristaline ; 4 b, dolomite cristallines ; 5, şisturi cristaline ; 6, magmatite laramicte : a, roci granodioritice ; b, andésites ; 7, corneene ; 8, poziția formațiunilor ; 9, falie ; 10, galerie ; 11, puț ; 12, direcția profilului.

Esquisse géologique du gisement Mașca.

1, dépôts quaternaires ; 2, dépôts éocènes ; 3, dépôts crétacés ; 4, 5 — série de Baia de Arieș : 4 a, calcaires cristallins ; 4 b, dolomies cristallines ; 5, schistes cristallins ; 6, magmatites laramiennes : a, roches granodioritiques ; b, andésites ; 7, cornéenes ; 8, position des formations ; 9, faille ; 10, galerie ; 11, puits ; 12, direction de la coupe.



Formațiuni cristaline

Fundamentul cristalin aflorează pe suprafețe întinse în partea vestică a regiunii, apărind și în zona zăcământului Mașca, pe pîrîul Mieî și pîrîul Cacova.

Metamorfite cunoscute în regiune aparțin unor formațiuni precambriene și paleozoice, reprezentate prin seriile de Baia de Arieș, Biharia și Păiușeni, enumerate în ordinea succesiunii stratigrafice.

Seria de Baia de Arieș. Formațiunile cristaline atribuite acestei serii pot fi grupate în două complexe litostratigrafice: complexul inferior detritogen, constituit din micașisturi cu granați, micașisturi cu muscovit și biotit, micașisturi cuarțitice, șisturi cuarțitice micacee, cuarțite și paragnaise, cu intercalații de amfibolite, și complexul superior carbonatic, alcătuit din dolomite și calcare cristaline (Lazăr et al., 1972). Poziția superioară a complexului carbonatic, în raport cu cel detritogen, a fost menționată și în regiunea situată la SV de zona Mașca-Băișoara (Mîrză, 1969).

Formațiunile seriei de Baia de Arieș provin din metamorfozarea unui material sedimentogen, predominant detritic, cu o intercalație carbonatică la partea superioară, în condițiile faciesului amfibolitelor cu granați, într-o fază aparținând ciclului prebaicalian (Giuşcă et al., 1967).

Vîrstă formațiunilor ce alcătuiesc seria de Baia de Arieș este proterozoic inferioară (Precambrian mediu), pe baza datării sporo-protistologice (Visarion, Dimitrescu, 1971).

În zona Mașca-Băișoara seria de Baia de Arieș apare ca o formațiune polimetamorfică: ulterior metamorfismului regional, desfășurat în condițiile faciesului almandin-amfibolitic, formațiunile au suferit o diaforeză urmată de un metamorfism magmatic produs de intruziunile banatitice, care au provocat recristalizări în aureola de contact termic și intense procese metasomatice, ce au modificat parageneza, structura și textura primară a rocilor.

Seria de Biharia. Atribuim acestei serii șisturile cuarțitice sericitocloritoase asociate cu șisturi feldspatice, care se dezvoltă bine în partea vestică a regiunii și care sunt similare cu cele din zonele limitrofe considerate ca aparținând seriei de Biharia (Mîrză, 1969).

Seria de Păiușeni. Metaconglomeratele și cuarțitele care apar la zi în partea sud-vestică a regiunii (pîrîul Cacova, Valea Vadului) aparțin complexului inferior grezos-conglomeratic metamorfozat al seriei de Păiușeni, de vîrstă paleozoică (Giuşcă et al., 1967).

Formațiuni sedimentare

În zona Mașca-Băișoara formațiunile sedimentare, a căror dezvoltare crește treptat spre est, aparțin Permianului, Cretacicului, Paleogenului, Neogenului și Cuaternarului.



Depozite permiene. Conglomeratele, microconglomeratele și gresiile, dezvoltate la NV de Dîlma Grecului, au fost atribuite Permianului (M. Borcoș, E. Borcoș, 1957⁸; Borcoș et al., 1968).

Depozite cretacice. Cu o răspândire mai largă decât cele precedente, acestea se caracterizează printr-o litologie variată (marne, gresii, gresii grosiere-microconglomerate, conglomerate, marnocalcare, calcare, calcarenite, siltite, etc.) și au fost atribuite Cretacicului superior (E. Săulea, 1954, 1955)⁹.

Depozite paleogene. Cea mai mare parte a regiunii cercetate este acoperită de formațiuni eocene, care stau transgresiv peste fundamentul cristalin, depozitele cretacice și corpurile de granodiorite banatitice. Cuprinderea depozitelor eocene deasupra zăcământului Mașca atinge o grosime de 50 m, în regiune însă stiva depozitelor eocene depășește 200 m (C. Lazăr et al., 1971)¹⁰. Ele sunt reprezentate, în zona Mașca-Băișoara, prin argile vărgate cu intercalări subordonate de argile nisipoase, nisipuri și conglomerate. Cu o dezvoltare locală și o poziție bazală apar depozite intens oxidate, formate din blocuri și fragmente de calcar cristaline, de skarne uneori mineralizate și opalite feruginoase, prinse într-o matrice argiloasă de culoare brun-cărămizie. Aceste depozite reprezintă probabil o crustă de alterație fosilă, formată in situ, acolo unde eroziunea, la nivelul Eocenului, a deschis zonele mineralizate (C. Lazăr et al., 1971)¹¹.

Depozite neogene. Apar în vecinătatea comunei Băișoara, fiind reprezentate prin nisipuri și argile nisipoase.

Depozite cuaternare. Se dezvoltă cu precădere în lungul rețelei hidrografice, fiind reprezentate prin terase și aluviuni.

Eruptivul banatitic

În zona Mașca-Băișoara produsele magmatismului banatitic apar sub forma unor corpuri intrusive, cu caracter subvulcanic, însotite de un cortegiu de apofize și filoane. Ele se corelează, în general, cu magmatitele laramice, asociate bazinelor cretacice care înconjoară masivul cristalin al Gilăului (Giuşcă et al., 1966). Corpurile banatitice străbat atât șisturile cristaline, cît și depozitele permiene și cretacice din regiune.

Se remarcă faptul că în părțile periferice ale regiunii, la nord de Băișoara, la sud de Cacova, precum și spre vest, în zona de izvoare a văii Ierții și pîriului Miei, predomină corpuri eruptive cu dimensiuni mici, formînd dyke-uri, silluri sau apofize, alungite pe direcția N-S sau NNV-SSE, alcătuite mai ales din andezite și dacite. Cu o

⁸ Op. cit. pct. 4.

^{9, 10, 11} Arh. I.G.G., București.

poziție internă față de acestea, apar corpuri mai mari, care aflorează la Băișoara, Mașca și Cacova, constituite îndeosebi din porfire granodioritice și granodiorite. Structurile grăunțoase, aproape echigranulare caracterizează corpul central din zona Mașca, deschis la zi pe pîriul Miei. Cu același facies apar de obicei rocile banatitice în adîncime, unde au o dezvoltare mult mai mare, după cum au dovedit-o lucrările miniere și de foraj.

Neomogenitatea mineralogică, structurală și texturală constituie o caracteristică a corpurilor banatitice din zona Mașca-Băișoara (Lazar et al., 1972).

Rocile banatitice întâlnite în zona Mașca-Băișoara aparțin următoarelor tipuri petrografice: granite, granodiorite, granodiorite porfirice, porfire granodioritice, porfire microgranodioritice, dacite și pofire dacitice, diorite cuarțifere, andezite cuarțifere, andezite și microdiorite porfirice, aplite granitice și micropegmatite (Lazar et al., 1972).

Masa principală a corpurilor intruzive o constituie rocile granodioritice. Variația compoziției mineralogice și dimensiunile mineralelor sînt redate în tabelul 1.

TABELUL 1

Mineralul	Frecvența, %	Dimensiuni, mm
Feldspat plagioclaz ($An_{25}-An_{49}$)	40–58	0,10/0,15 – 0,8/4,1
Cuarț	11–31	0,08/0,10 – 1/1,5
Feldspat potasic	7–20	0,01/0,02 – 0,1/2,5
Biotit	9–20	0,20/0,30 – 3/3,50
Hornblendă	0–12	0,01/0,18 – 0,4/3,2
Minerale accesoria și secundare	2–9	0,001/0,002 – 0,03/0,01

Compoziția chimică a rocilor granodioritice înregistrează variații importante, limitele pentru principali oxizi (în % greutate) fiind următoarele: SiO_2 57,59–66,18; TiO_2 0,40–0,88; Al_2O_3 16,90–17,36; Fe_2O_3 0,30–3,96; FeO 1,74–5,63; MnO u–0,079; MgO 1,94–4,51; CaO 4,45–7,50; Na_2O 2,96–3,72; K_2O 1,97–2,65; P_2O_5 0,12–0,20; CO_2 0–0,54; S 0–0,059; Cl 0–0,35; H_2O^+ 0,02–0,97; H_2O 0,069–0,71.

Rocile banatitice s-au format prin consolidarea unei magme calcoalcaline, de compoziție cuarț-dioritică (Lazar et al., 1972).

Tectonica

Zăcămîntul de la Mașca se află situat la limita a două mari unități: Munții Apuseni și bazinul Transilvaniei. Acest fapt îi conferă o structură complexă, la căreia succintă caracterizare trebuie să se țină seama de evoluția tectonică regională.

Structura masivului Gilău, formată în ciclurile tectonice mai vechi, prehercinice și hercinice, a fost desăvîrșită în tectogeneza alpină.



Metamorfitele seriei de Baia de Arieş, bine dezvoltate în zona zăcămîntului unde alcătuesc un anticlinoriu, vin în contact anormal spre vest cu formaţiunile celorlalte două serii cristaline, în lungul unei linii tectonice dirijate aproximativ N—S, care nu afectează depozitele senoniene din regiune. Limita estică a seriei mezometamorfice de Baia de Arieş cu formaţiunile cretacice este de asemenea tectonică, mascată în parte de depozitele eocene.

Rocile carbonatice, avînd o poziţie concordantă cu şisturile cristaline din bază, formează în zona zăcămîntului Maşca un sinclinal (fig. 1, 2). Întreaga structură, orientată NNV—SSE, se afundă ușor spre nord.

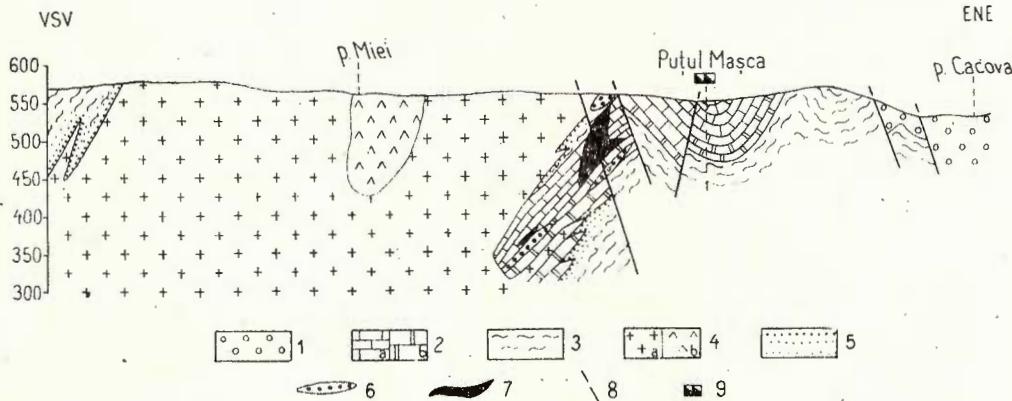


Fig. 2. — Profil geologic prin zăcămîntul Maşca.

1, depozite cretacice ; 2, 3 — seria de Baia de Arieş : 2 a, calcare cristaline ; 2 b, dolomite cristaline ; 3, şisturi cristaline ; 4, magmatite laramice : a, roci granodioritice ; b, andezite ; 5, corneene ; 6, skarne ; 7, mineralizaţii de oxizi de fier și sulfuri ; 8, falie ; 9, puț.

Coupe géologique à travers le gisement Mášca.

1, dépôts crétacés ; 2, 3 — série de Baia de Arieş : 2 a, calcaires, cristallins ; 2 b, dolomies, cristallines ; 3, schistes, cristallins ; 4, magmatites, laramiennes : a, roches, granodioritiques ; b, andésites ; 5, cornéennes ; 6, skarns ; 7, minéralisations d'oxydes de fer et sulfures ; 8, faille ; 9, puits.

Diastrofismul laramic s-a manifestat în regiune printr-o tectonică rupturală de mare amplitudine. În lungul sistemului de fracturi de orientare aproximativ N—S (NNV—SSE, N—S și NNE—SSV) s-a produs scufundarea cristalinului, conturîndu-se bazinul sedimentar Iara. Fracturile profunde au declanşat totodată magmatismul subsecvent timpuriu, favorizînd intruziunea magmelor banatitice. Pe lîngă fracturile longitudinale, au fost puse în evidenţă numeroase fracturi transversale și diagonale, în raport cu structura cristalinului (I. Întorsureanu et al., 1973)¹².

¹² Arh. I.G.G., Bucureşti.

Tectonica disjunctivă laramică a determinat compartimentarea regiunii, remarcindu-se scufundări în trepte spre nord și spre vest, care afectează inclusiv flancul vestic al anticlinoriului din zona zăcământului. Alături de fracturile profunde, care au jucat un rol deosebit în magmatismul laramic și metalogeneza asociată, există numeroase linii de dislocație (fracturi, fisuri) care au servit drept căi de acces în circulația fluidelor postmagmatische.

Mișcările de scufundare s-au accentuat în timpul Paleogenului, ceea ce a condus la desăvîrșirea configurației bazinului sedimentar. Depozitele eocene, transgresive peste formațiunile mai vechi, înclină ușor spre centrul bazinului.

În timpul Neogenului, mișcările de basculare, înregistrate de bazinul Iara, au dus la sedimentarea depozitelor neogene. Ele însă nu au fost resimțite de masivul Gilău, devenit rigid la sfîrșitul Cretacicului.

METAMORFISMUL MAGMATIC

Punerea în loc a magmatitelor laramice a fost însotită de variate procese de metamorfism termic și metasomatic, precum și de o intensă activitate metalogenetică.

Metamorfismul termic

În aureola de contact termic a corpurilor granodioritice din zona zăcământului Mașca s-au desfășurat procese de recristalizare, care au afectat atât formațiunile cristaline, cât și cele sedimentare preeocene, conducind la formarea marmurelor și a corneenelor.

Pe seama rocilor carbonatice ale seriei de Baia de Arieș s-au format calcare și dolomite recristalizate termic, care aflorează pe pîrul Miei, fiind interceptate de asemenea prin numeroase foraje și lucrări miniere executate din puțul Mașca.

Marmurele, provenind dintr-un material carbonatic destul de pur, se caracterizează printr-o textură masivă și o structură granoblastică inechigranulară, dimensiunea cristalelor de calcit ajungînd pînă la 5 mm (C. Lazar et al., 1971)¹³. În procesul de recristalizare textura rubanată a calcarelor cristaline se estompează, ele suferind un fenomen de decolorare (albire).

Prin transformarea rocilor dolomitice, în funcție de regimul termic, respectiv de poziția lor față de intruziunea banatitică și de compoziția primară, s-au format : 1) dolomite recristalizate, cenușii, de obicei heteroblaștice ; 2) calcare cu brucit (predazzite), în care se mai recunosc contururile octaedrice ale periclazului, substituit de brucit într-un proces ulterior de hidratare și 3) dolomite cu forsterit, frecvent substituit, total sau parțial, de serpentină (oficalcite). Asociațiile amintite de minerale (periclaz + calcit ; dolomit + calcit ± forsterit) arată că procesul de recristalizare, care a avut loc în zona internă a aureolei de contact, s-a desfășurat în condițiile faciesului corneenelor cu feldspat potasic și cordierit, în accepțiunea lui Winkler (1967). Procesul de dedolomi-

¹³ Op. cit. pct. 10.

tizare, în care s-a format periclazul, s-a realizat la presiune scăzută și temperatură foarte ridicată (Harker și Tuttle, 1955 — fide Winkler, 1967).

În zona Mașca-Băișoara corneenele sunt larg răspândite, rezultând prin recristalizarea șisturilor cristaline și a depozitelor cretacice în aureola termică de contact a corporilor banatitice.

Textura orientată, relictă, în unele cazuri se păstrează, dezvoltându-se corneene rubanate; dar de obicei ea dispără, corneenele prezentând o textură masivă, pătată, caracteristică formațiunilor de contact. Corneenele au de regulă o structură heteroblastică; abundența biotitului împreună cu o structură decussată (C. Lazăr, 1970)¹⁴. Corneenele din zona Băișoara, formate pe gresii cretacice, păstrează uneori relicte ale structurii psamitice (C. Lazăr et al., 1971)¹⁵, ceea ce arată că ele ocupă o poziție externă în aureola de contact.

Au fost întâlnite corneene cu biotit, corneene cu biotit și hornblendă, corneene cu epidot și actinot, corneene cu albă și zoizit (clinozoizit) și corneene cu biotit, andaluzit și cordierit.

Mineralele tipomorfe indică faptul că procesul de recristalizare a decurs în faciesul corneenelor cu amfiboli, în vecinătatea corporilor banatitice, și în cel al corneenelor cu albă și epidot (Winkler, 1967), în zonele mai externe.

Metamorfismul metasomatic

Deosebit de interesante prin amploarea transformărilor, diversitatea neoformațiunilor minerale și concentrațiile metalifere pe care le conțin sănt produsele metamorfismului piro- și hidrometasomatic. Aceste procese, care au modificat adesea profund natura și mai ales chimismul palasomului, au afectat nu numai rocile înconjurătoare, ci și corporile banatitice.

Intensitatea transformărilor variază în limite foarte largi, fiind maximă acolo unde să suprapus acțiunea favorabilă a factorilor care au controlat desfășurarea proceselor metasomatice (structural-tectonic, litostatigrafic, chimic și termodinamic), în condițiile existenței unei surse magmatice active.

Produsele metamorfismului metasomatic se suprapun adesea peste cele generate de metamorfismul termic.

Skarnele au o largă extindere în aureolele de contact. Datorită dezvoltării lor apreciabile și asociațiilor minerale formate, skarnele reprezintă produsele principale ale proceselor postmagmatische laramice.

Skarnele și mineralizațiile asociate, bine dezvoltate în zona zăcamintului Mașca, sănt localizate de obicei în zonele de cupolă ale corporilor intruzive, în vecinătatea apofizelor și filoanelor banatitice, unde acestea au străbătut roci carbonatice, care manifestă o susceptibilitate ridicată la procesele de substituție.

¹⁴ Arh. I.G.G., București.

¹⁵ Op. cit. pct. 10.

Deși apar, în ansamblu, controlate de contactul corpurilor intrusivé cu rocile carbonatice, în zona zăcămîntului Mașca skarnele de infiltrație sunt larg răspîndite.

Textura metasomatitelor este determinată uneori atît de sistozitatea relictă a palasomului, cît și de fisurația rocilor. În primul caz se dezvoltă texturi orientate, rubanate, care pot să apară și în rocile banatitice, cînd substituția a avut loc în lungul diaclazelor de răcire (C. Lazăr, 1970)¹⁶. Interferența sistozităii cu o rețea densă de fisuri, în lungul cărora se dezvoltă de regulă filonașe metasomatic, conduce la o textură brecioasă a metasomatitelor, care apare îndeosebi atunci cînd în masa skarnelor se dezvoltă neoformăriuni hidrotermale (fig. 3). Cel mai frecvent însă metasomatitele posedă o textură masivă, pătătă, caracteristică. Textura relictă, de asemenea proprie metasomatitelor, are o dezvoltare locală. Ea se întîlnește de regulă în frontul metasomatic și destul de des în skarnele mineralizate.

Skarnele de la Mașca sunt de obicei heteroblastice, structura granoblastică are o dezvoltare mai restrînsă. Procesele hidrometasomatice au modificat nu numai paragenezele formate anterior, ci au schimbat și caracterele structurale primare, inclusiv pe cele proprii skarnelor.

În cazul în care skarnogeneza a fost controlată de contactul nemijlocit al granodioritului cu rocile carbonatice, caracterele structural-texturale și mineralogice evidențiază atît prezența exo-, cît și a endoskarnelor (ex. în zăcămîntul Mașca, oriz. — 160 m).

Tinînd seama de natura palasomului, la Mașca au fost întîlnite skarne apocarbonatice (formate pe calcarele și dolomitele recristalizate) și skarne apôsilicatice (formate fie pe seama rocilor granodioritice — skarne apobanatitice, fie pe seama unor sisturi cristaline, de obicei cornificate).

În baza criteriului chimic de clasificare, pirometasomatitele de la Mașca au fost atribuite skarnelor magneziene și skarnelor calcice (C. Lazăr et al., 1971)¹⁷.

Skarnele magneziene au o dezvoltare redusă, limitată la zona de contact nemijlocit al corpului banatitic cu dolomitele cristaline. Textura masivă, structura fin granolepidoblastică caracterizează aceste skarne, în compoziția cărora apar de obicei următoarele minerale: spinel, diopsid, flogopit, clinohumit (C. Lazăr et al., 1971¹⁸; Jean a Ionescu et al., 1971).

Masa principală a skarnelor de la Mașca o reprezintă însă skarnele calcice. Ele se formează atît pe seama calcarelor cristaline, cît și a rocilor banatitice. Au fost întîlnite următoarele tipuri de skarne: piroxenice, piroxeno-granatifere, granato-piroxenice și granatifere, după mineralul predominant. În parageneza skarnelor calcice se află piroxeni (diopsid-hedenbergit), granați (grosular-andradit), scapoliti și ilvait (C. Lazăr, 1970¹⁹; C. Lazăr et al., 1971²⁰; Popescu, 1973).

¹⁶ Op. cit. pct. 14.

¹⁷, ¹⁸ Op. cit. pct. 10.

¹⁹ Op. cit. pct. 14.

²⁰ Op. cit. pct. 10.

Skarnele magneziene de la Băișoara au fost atribuite stadiului magmatic (Cioflica, Vlad, 1974), ținând seama de faptul că piroxenul, spinelul și forsteritul sînt substituiți de grosular, vesuvian, flo-

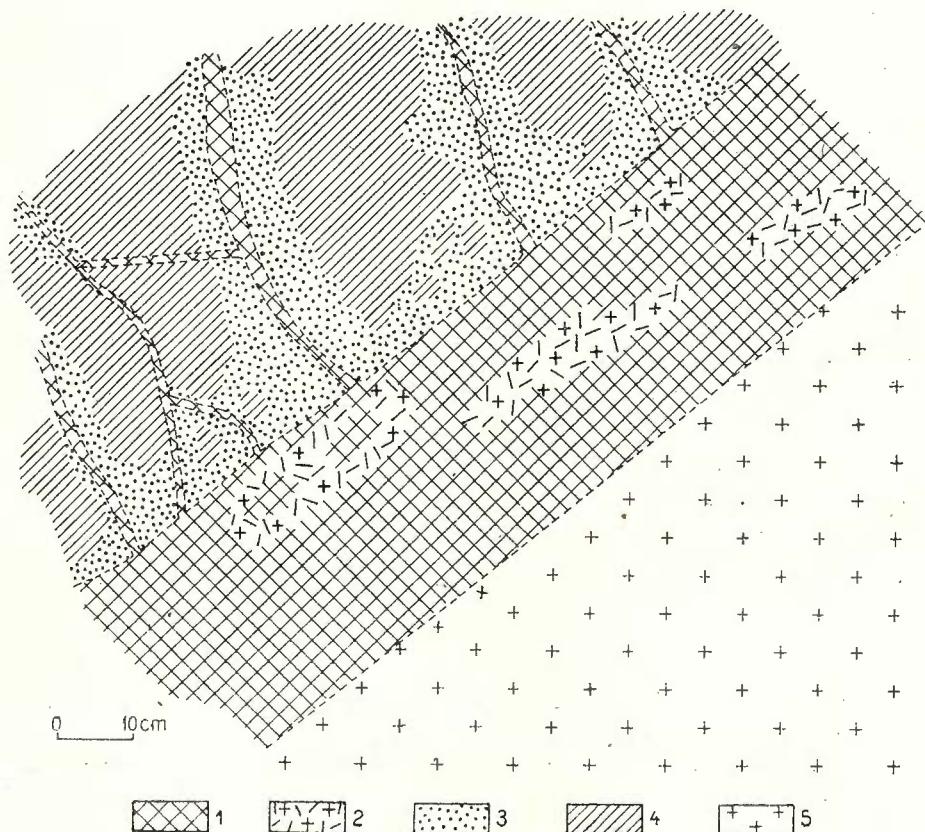


Fig. 3. — Parageneze pirometasomatice și hidrotermale în zăcămîntul Mașca (oriz.—80 m).

1, carbonați ; 2, granodiorit argilizat ; 3, skarn piroxenic epidotizat ; 4, skarn granatifer apobanatitic ; 5, granodiorit.

Paragenèses pyrométasomatiques et hydrothermales dans le gisement Mașca (horiz.—80 m).

1, carbonates ; 2, granodiorite argilisée ; 3, skarn pyroxénique épidotisé ; 4, skarn grenatifère apobanatistique ; 5, granodiorite.

gopit și clinohumit (Popescu, 1974 — fide Cioflica, Vlad, 1977).

De obicei, cu mineralele de skarn apare asociată o gamă largă de minerale formate într-o fază subsecventă, în condițiile unui metamor-

fism magmatic regresiv, prin procese hidrometasomatice. Din șirul acestora enumerăm : amfiboli (actinot-tremolit), epidot, zoizit, feldspați (albit), clorite, sfen, carbonați, cuarț, sericit, minerale argiloase, hisingerit, minerale serpentинice, calcedonie, zeoliți. Ele constituie asociații caracteristice metamorfismului hidrotermal.

Atât mineralele de skarn, cît și cele formate ulterior apar asociate adesea cu mineralele metalice : oxizi de fier (magnetit, hematit), minerală de bor (ludwigit, ascharit), sulfuri (pirotină, pirită, marcasită, calcopirită, blendă, galenă, molibdenit etc.) și mispichel (C. Lazar, 1970¹⁹; Întorsureanu, Popescu, 1973).

Natura allochimică a metamorfismului metasomatic desfășurat în zona zăcământului Mașca poate fi ilustrată sugestiv prin bilanțul cationic (fig. 4). Astfel, pentru skarnele apocarbonatice procesul metasomatic a avut loc într-un regim de aport permanent de siliciu și fier și îndepărțarea calciului și a magneziului. Aportul de aluminiu este redus. În skarnele apobanatitice se constată, într-un stadiu incipient de transformare, levigarea Si, Fe și K, cu o ușoară îmbogățire în Al, Ca, și Na, reflectată de decolorarea banatitului pe zone restrinse în preajma fisurilor și apariția neoformăriunilor de diopsid. Într-un stadiu mai avansat de skarnificare are loc o intensă levigare a siliciliului și un aport însemnat de Ca, Mg, Fe³⁺, față de cel relativ redus de aluminiu și o ușoară levigare a Na, K și Fe²⁺ (fig. 5). Acest stadiu corespunde skarnului apobanatitic cu diopsid. Apariția granațiilor este însoțită de creșterea bruscă a Fe³⁺, Fe²⁺ și de diminuarea conținuturilor de Mg, Ca și Al, comparativ cu skarnul piroxenic (C. Lazar et al., 1971)²¹.

MINERALIZAȚIA

O intensă activitate metalogenetică însoțește și încheie cortegiul proceselor postmagmatische asociate genetic intruziunilor banatitice din zona Mașca-Băișoara. Mineralizațiile sunt localizate de obicei la contactul corporilor hypoabisice granodioritice cu calcarele și dolomitele cristaline, atât în masa metasomatitelor, cît și în rocile carbonatice ; dar pot fi întâlnite și în șisturile cristaline cornificate sau, mai rar, în banatitele slab afectate de metamorfismul hidrometasomatic.

În zăcământul Mașca mineralizația formează în mod frecvent corpuri lenticulare sau cu contur neregulat. Depunerile în lungul fracturilor (fisurilor) apar mai rar, filonașele avind dimensiuni reduse.

Corpurile de minereu, având o morfologie variabilă și dimensiuni modeste (de obicei de la cîțiva metri pînă la zeci de metri), nu prezintă o orientare preferențială. Atât poziția, cît și forma lor reflectă cel mai adesea contactul corpului banatitic și/sau textura palasomului, respectiv traseul parcurs de fluidele mineralizante. Mineralizația se prezintă, în cadrul corporilor, sub formă de mase compacte, cuiburi și/sau imprengătii.

²¹ Op. cit. pct. 10.

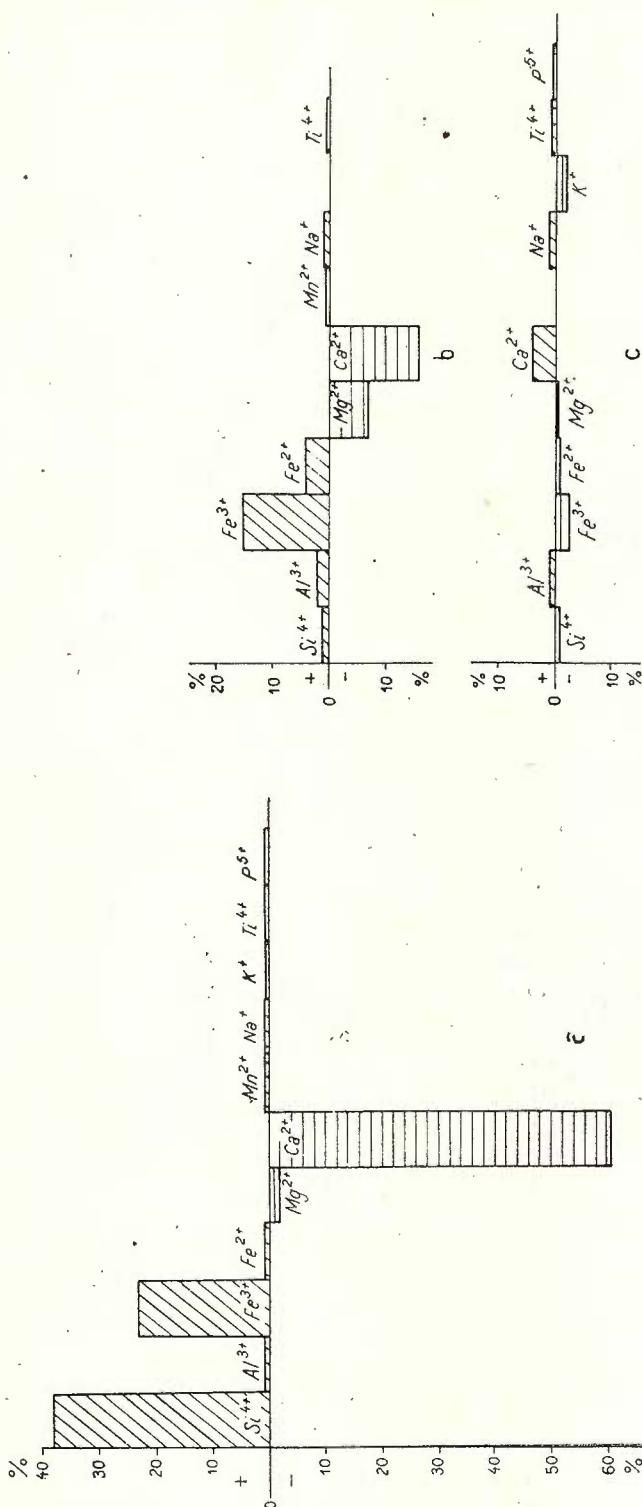


Fig. 4 — Histogramme bilanțului cationic în skarnele de la Mășca-Băisoara.
 a, skarn granatifer apocarbonatic; b, skarn cu magnetit apodolomitic; c, skarn cu diopsid apobanatitic.
 Hystogrammes du bilan cationique dans les skars de Mășca-Băisoara.
 a, skarn grenatifère apocarbonatique ; b, skarn à magnétite apodolomítique ; c, skarn à diopside apobanatitique.

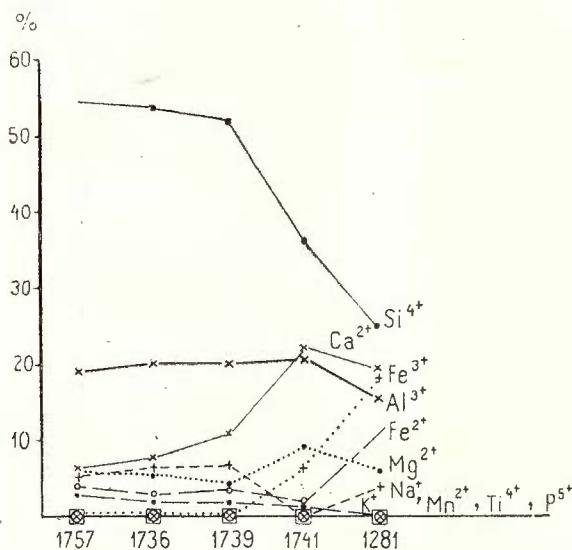


Fig. 5. — Diagramma de variație a cationilor în skarnele apobanatitice. În abscisă sunt notate numerele probelor analizate.

Diagramme de variation des cations dans les skarns apobanatitiques. Sur l'abscisse sont notés les numéros des échantillons analysés.

Descrierea mineralizațiilor

Mineralizațiile din zona Mașca-Băișoara au o compoziție complexă, fiind alcătuite predominant din oxizi de fier (magnetit, hematit) și sulfuri de fier (pirotină, pirită, marcasită), la care se adaugă o mineralizație de bor (ludwigit, sazbelyit) și subordonat o mineralizație polimetalică (mispichel, calcopirită, blendă, galenă și molibdenit).

Acumulațiile de magnetit apar asociate spațial cel mai adesea cu mineralele de skarn și îndeosebi cu skarnele granatifere (fig. 6), în timp

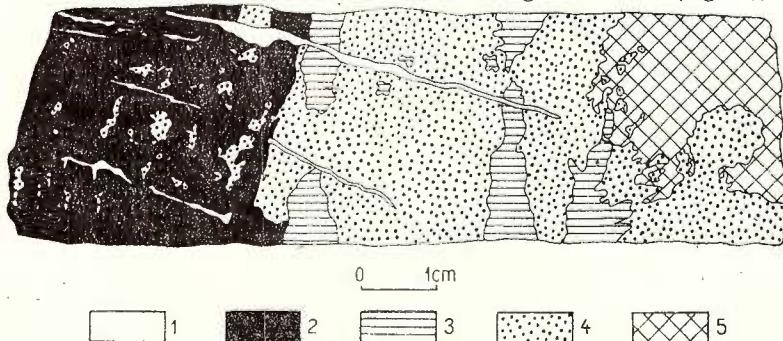


Fig. 6. — Mineralizație de magnetit în skarn granato-piroxenic.
1, calcit ; 2, magnetit ; 3, skarn piroxénique ; 4, skarn grenatifère ;
5, calcar cristallin.

Minéralisation de magnétite en skarn grenato-pyroxénique.

1, calcite ; 2, magnétite ; 3, skarn pyroxénique ; 4, skarn grenatifère ;
5, calcaire cristallin.

ce cu skarnele piroxenice se asociază o mineralizație de sulfuri și subordonat de oxizi de fier. Mineralizația de bor apare în skarnele magneziene sau în dolomite cenușii (În torsureanu, Maria Popescu, 1973).

Dintre asociațiile de minerale metalice întâlnite menționăm următoarele: magnetit, pirotină; magnetit-pirotină-pirită ± hematit; magnetit-pirită ± hematit, blendă; pirită-pirotină ± calcopirite; magnetit-hematit; magnetit-ludwigit ± szabelyit; magnetit-hematit ± maghemit, goethit, hidrogoethit, pirotină; pirită-calcopirite ± marcasită; magnetit-pirită ± marcasită; magnetit-blendă-galenă-calcopirite ± marcasită; pirotină-mispichel.

Magnetitul și pirotină, mai rar pirlita, formează local concentrații monominerale.

Principalele minerale metalice din zăcămintul de fier de la Mașca prezintă o serie de caracteristici.

Magnetitul formează de obicei mase compacte, cu textură masivă, uneori pătată sau relictă. Mai rar apar texturi orientate de tip paralel, rubanate, uneori având un caracter ritmic.

Cristalele de magnetit, formate printre primele minerale, prezintă, în majoritatea cazurilor, contururi rotunjite, fiind substituite sau corodate de minerale metalice sau de „gangă“.

Agregatele granoblastice de magnetit prezintă adesea variații importante în ceea ce privește dimensiunea cristalelor. Într-o masă predominant mărunt granoblastică se dezvoltă cristale mai largi, uneori cu contururi octaedrice, distribuite neregulat, în aglomerări locale sau formând fișii subparalele, ce alternează cu cele fine.

Magnetitul apare, de asemenea, sub formă de cuiburi, de dimensiuni mici sau chiar ca impregnații în masa skarnelor. La exteriorul zonei de substituție, în masa rocilor carbonatice se dezvoltă rar cristale largi ce pot atinge 1—2 cm.

A fost remarcată și prezența magnetitului sub forma unor corpuri emulsionare în granat (C. Lazăr, 1970)²².

Prezent în numeroase asociații, magnetitul oferă relații cu majoritatea mineralelor metasomatic din zăcămint. Amintim doar faptul că a fost observată substituția granatului și a ludwigitului prin magnetit care, la rîndul lui, este substituit de hematit, pirotină, pirită, calcopirite, marcasită etc.

Pirotina a fost întâlnită în aproape toate corpurile de minereu, înălțând o tendință de concentrare în zonele periferice ale acestora. De asemenea, se constată o îmbogățire în pirotină în părțile superioare ale zăcămintului.

Pirotina formează uneori importante concentrații locale, aproape monominerale, cu textură masivă și structură granoblastică fină.

Sub forma unor impregnații fine, pirotina este intim concrescută cu minerale nemetalice.

²² Op. cit. pct. 14.

Prezentă de obicei în mase compacte cu structură granoblastică, pirotina formează rareori aggregate lamelare.

Alături de pirotină hexagonală, a fost stabilită, prin difracție RX, prezența pirotinei monoclinice (Popescu et al., 1972)²³.

În lungul fisurilor ce străbat skarnele, pirotina substituie mineralele din compoziția acestora. De asemenea, ea substituie magnetitul, hematitul și pirita. Uneori pirotina prezintă o structură cataclastică, pe fisuri infiltrându-se calcopirita. Este înlocuită, la rîndul ei, de marcasită și carbonați.

A fost remarcată prezența dezamestecurilor de calcopirită în masa pirotinei (C. Lazar, 1970)²⁴.

Pirita, deși larg răspîndită în zăcămînt, participă în cantități reduse la alcătuirea minereului, fiind subordonată pirotinei.

Asociată cu cuarțul, pirita invadă skarnul cu magnetit, pe care-l substituie. Pirita a fost întîlnită, împreună cu calciul, pe o rețea anastomozată, în frontul metasomatic.

Metasomii de pirită, formați pe seama magnetitului, se dispun ca o aureolă în preajma acestuia.

Local se remarcă o piritizare intensă a dolomitelor cristaline sau a băpatitelor afectate de procese hidrometasomatice, cînd pirita apare în cristale fine, milimetrice, cu caracter idioblastic, sau în agregate granulare.

Structurile de substituție, cu relicte de magnetit în masă piritei, sunt destul de frecvente.

Pirita este substituită de calcopirită, blendă și de o pirită de generație mai tînără ca și de minerale de „gangă“. Transformarea piritei în marcasită apare mai frecvent la orizonturile superioare ale zăcămîntului.

Marcasita are o răspîndire mare (după cum s-a menționat anterior) în părțile superioare ale zăcămîntului. Marcasita formează agregate lamelare, dispuse paralel sau divergent, agregate granulare și depunerî concentrice. Marcasita lamelară apare mai rar, fiind asociată cu mispichel. De obicei marcasita se formează pe seama celorlalte sulfuri de fier (pirotină și pirită). Rare apare depusă în geode.

Calcopirita este subordonată celorlalte sulfuri. Apare sub forma unor plaje sau filonașe căre se însinuează în masa pirotinei și/sau a blendei.

Ludwigitul a fost întîlnit în zona Mașca atît în foraje, cît și în zăcămînt, la orizonturile inferioare (I. Întorsureanu, Maria Popescu, 1970²⁵, 1973; Jeana Ionescu et al., 1971).

În mod obișnuit, ludwigitul apare sub formă de benzi centimetrice în alternanță cu magnetit sau ca impregnații în skarnele magneziene sau în dolomite. Textura rubanată poate rezulta și din alternanță ben-

^{23, 25} Arh. I.G.G., București.

²⁴ Op. cit. pct. 14.

zilor milimetrice de ludwigit în dolomite recristalizate. Ludwigitul constituie de asemenea acumulări compacte, formate din aggregate fibroblasticе, paralele sau radiare.

În lungul planelor de clivaj sau pe crăpăturile cristalelor anhedrale sau subhedrale de ludwigit se află depus magnetit.

Ludwigitul apare adesea transformat în szaibelyit (ascharit), care se dezvoltă ca aggregate fibroradiare fine, procesul fiind însotit de o decolorare puternică.

Asociația caracteristică pentru mineralizația de bor include: ludwigit, ascharit, magnetit, minerale serpentinice, forsterit, clinohumit și dolomit (I. Întorsureanu, Maria Popescu, 1973).

Hematitul apare mult mai rar, sub formă de aggregate granulare xenoblastice sau lamelare-aciculare (oligist). În mare parte hematitul provine din transformarea magnetitului prin martitizare. Sporadic a fost observată și muschetovitzarea hematitului. Hematitul substituie magnetitul, pirita sau pirotina, în general în lungul unei rețele de fisuri. Hidroxizii de fier substituie hematitul care apare uneori traversat de filonașe de pirotină cu cuarț.

Mispichelul, blenda și galena apar sporadic.

Mineralele hipergene, reprezentate prin hidroxizi de fier, bornit, covelină, marcasită, apar în cantități neînsemnante, în special în partea superioară a zăcământului.

Observațiile macro- și microscopice au permis stabilirea succesiunii de formare a mineralelor metalice din zăcământul Mașca. Într-o redare succintă, consemnăm depunerea de scurtă durată, într-un prim stadiu, a ludwigitului, urmată de momentul principal de separare a magnetitului (magnetit II). Cantitățile foarte mici de magnetit de primă generație, incluse în granat, reprezintă probabil începutul cristalizării mineralelor metalice. Se succedează apoi, în ordine, hematit I, pirotină I, pirită I și calcopirită I (?) (sub formă de dezamestec în pirotină). Într-un al doilea stadiu de cristalizare s-au depus, în ordine: magnetit III, hematit II, mispichel I, pirotină II, pirită II, blendă, galenă, calcopirită II, mispichel II, marcasită I, iar supergen: goethit, hidrogoethit, bornit, covelină, marcasită II.

Considerații geochimice

Complexitatea compoziției mineralogice, dispersarea accentuată a zonelor mineralizate în cadrul zăcământului și neomogenitatea acestora se reflectă în chimismul mineralizațiilor, după cum rezultă din datele analitice existente²⁶ care evidențiază o variație remarcabilă a diversiilor componenți.

²⁶ Au fost luate în considerare atât analizele efectuate pe probe medii de către întreprinderile de explorare, cât și analizele proprii, efectuate pe probe selective.



Prelucrarea datelor analitice (Popescu et al., 1972)²⁷ a arătat că în mineralizația de fier din zăcămîntul Mașca fierul prezintă variații însemnate de la un corp de minereu la altul, dacă avem în vedere multitudinea combinațiilor chimice în care apare. A fost urmărîtă variația fierului total, a fierului din extrasul magnetic și a fierului legat sub formă de oxizi. În acest din urmă caz, frecvența diferită a conținuturilor reflectă fluctuațiile cantitative ale diferenților oxizi de fier prezenti, în corporile de minereu.

Deși variază în limite largi, SiO_2 , CaO , MgO și în special Al_2O_3 , MnO , P_2O_5 și As prezintă, în majoritatea corporilor de minereu, o frecvență mare a conținuturilor scăzute.

Componenții majori ai celorlalte minerale apar, de asemenea, în cantități reduse, care sunt cele mai frecvente, și anume $\text{Cu} < 0,1\%$, $\text{Pb} < 0,5\%$, $\text{Zn} < 1\%$, $\text{Ag} < 20 \text{ ppm}$, aurul de obicei lipsind.

Fierul total prezintă o corelare pozitivă bine exprimată cu fierul din extrasul magnetic, în cazul skarnelor cu magnetit + sulfuri.

Profilele geochimice executate pe cîteva corpori de minereu (Popescu et al., 1972)²⁸ arată o variație mare a compoziției chimice (elemente majore), care redă modificarea adesea frecvență și marcantă a compoziției mineralogice, caracteristică zăcămintelor metasomaticice.

În ceea ce privește chimismul principalelor minerale metalice menționăm doar cîteva date, care reflectă particularitățile acestor minerale și oferă totodată indicații pentru aprecierea condițiilor lor genetice.

Pentru magnetit sunt caracteristice conținuturile²⁹ bogate în MgO (0,3—7,11%) ; Al_2O_3 (0,32—0,56%) ; Zn (300—1500 ppm) ; Mn (peste 3000 ppm) și reduse de Ti (50—80 ppm) și V (sub 30 ppm).

Pirotina concentrează o serie de elemente minore, și anume : Mn (10—2000 ppm), Zn (560—3500 ppm), Cu (20—10 000 ppm), Co (3—5000 ppm), Mo (3—30 ppm).

Pirita conține îndeosebi Cu (10—1000 ppm) ; Ti (100 ppm), Mo (3—20 ppm), Ag (0,3—20 ppm) și As (300 ppm).

În blendă rețin atenția conținuturile de Cu și Cd care pot depăși 5000 ppm, Sn (30—40 ppm), In (6—50 ppm) și Mn (3000—3600 ppm).

În timp ce ludwigitul concentrează Bi și Mn , în minereul de bor apar cantități mari de W (500 ppm) și Sn (3800 ppm) (I. Întorsureanu, Maria Popescu, 1973).

Considerații genetice

Mineralizațiile cunoscute în zona Mașca-Băișoara s-au format ca urmare a existenței unor premise favorabile, factorii genetici, care au controlat procesele metalogenetice (tectono-magmatic, structural, litologic, fizico-chimic etc.), suprapunîndu-se și condițiونîndu-se reciproc în interacțiunea lor.

^{27, 28, 29} Op. cit. pct. 23.

Magmele banatitice au constituit sursa principală pentru cea mai mare parte a compozițiilor antrenați în procesele metasomatice și în primul rînd pentru majoritatea elementelor ce alcătuiesc mineralele metalice concentrate în zăcămînt (Fe, B, S etc.).

Bilanțul cationic a evidențiat un aport însemnat de fier în formarea skarnelor, larg răspândite în zăcămînt. Dacă adăugăm la aceasta faptul că masa principală a concentrațiilor metalifere din zăcămînt este formată din minerale de fier (magnetit, pirotină, pirită etc.), vom avea imaginea cantității de fier fixată de procesele postmagmatice afiliate banatitelor din regiune.

Sursa endogenă a borului și concentrarea sa în etapele finale ale consolidării magmatice, alături de alți mineralizatori (F, Cl, S), este atestată de datele analitice din tabelul 2.

TABELUL 2

Tipul de rocă	Localizarea	Conținutul în bor (ppm)*
Dolomit	Zăcămîntul Mașca (oriz. - 80, - 120, - 160 m)	4(\bar{x}_5)
Dolomit cu oxizi de fier	Foraj 31 785	30
Calcar cristalin slab transformat	Zăcămîntul Mașca (oriz. - 120 m)	20
Granodiorit	Zăcămîntul Mașca (oriz. - 80, - 120, - 160 m); foraj 31 783 (m 904)	9(\bar{x}_6)
Granodiorit alterat	Zăcămîntul Mașca (oriz. - 80, - 120, - 160 m)	10-60
Granit	Foraj 31 745	10
Aplit granitic	Zăcămîntul Mașca (oriz. - 120 m)	1 000

* După datele din Intorsureanu, Maria Popescu, 1973.

\bar{x}_5 , \bar{x}_6 — valoarea medie a cinci, respectiv șase analize.

Localizarea mineralizației de bor arată că magneziul necesar formării boraților endogeni provine prin remobilizarea acestuia din rocile dolomitive sau metasomatitele formate pe seama lor.

Martitizarea, ca și formarea pirotinei pe seama magnetitului, a marcasitei pe contul pirotinei sau piritei, ascharitizarea ludwigitului sunt cîteva exemple care arată că, în cursul desfășurării activității metalogenetice, au avut loc remobilizări repetitive de substanță, determinate de un complex de factori, rolul predominant revenind modificării concentrației soluțiilor mineralizante și în primul rînd a activității oxigenului, sulfului și hidrogenului.

Fluidele pneumatolitice și soluțiile hidrotermale, care se pare că au avut în majoritatea cazurilor un caracter ionic, au realizat transportul componentelor care au alimentat procesele metasomatice, în lungul unei



rețele de căi de circulație de origine endo- și exocinetica (fracturi, fisuri, plane de șistozitate, de stratificație, diaclaze etc.).

Caracterele structural-texturale ale neoformăriilor minerale arată că în transportul de substanță activă procesele infiltrative au avut rolul predominant. În formarea unor texturi rubanate, ritmice, difuzia a jucat, se pare, un rol semnificativ.

Caracterele structurale ale agregatelor minerale, formate prin procesele postmagmatice în zăcămîntul Mașca, atestă faptul că la geneza lor au concrat atît procesele metasomaticice, cît și cele de levigare și depunere (solvate-aposition, H an u š, 1960) și de umplere de către soluțiile hidrotermale a spațiilor deschise, preexistente. În formarea acumulărilor de magnetit și sulfuri, metasomatoza a constituit principalul mecanism de depunere.

Asociațiile minerale prezente în zăcămîntul Mașca atestă că ele s-au format într-un domeniu larg de temperatură.

Formarea calcarelor cu brucit arată că metamorfismul magmatic a început la temperaturi ce au depășit 800°C (H a r k e r, T u t t l e, 1955, fide W i n k l e r, 1967). Procesele metasomaticice postmagmatice s-au desfășurat în condiții pirometasomatice ; indicații în acest sens dau : temperatura de formare a ludwigitului, care a fost evaluată la 530°C pe baza compoziției chimice a mineralului (J e a n a I o n e s c u et al., 1971) ; prezența corporilor emulsionare de magnetit în granat, a pirotinei hexagonale de temperatură înaltă cu un conținut mai bogat de fier ; prezența dezamestecurilor de calcopirite în pirotină, precum și unele elemente minore determinante în probele monominerale sau în minereu. Paragenezele hidrotermale arată că depunerea mineralelor metatile din soluții a continuat pînă la temperaturi relativ scăzute.

Activitatea oxigenului și sulfului a suferit repetitive modificări, după cum indică succesiunea de separare a mineralelor metalice. De asemenea, pH-ul în mediul de depunere a înregistrat fluctuații însemnante, încadrate între cel alcalin, existent în momentul formării ludwigitului, și cel acid din timpul depunerii marcasitei.

Separarea primelor minerale (ludwigit, magnetit) coincide cu momentul încheierii procesului de formare a mineralelor de skarn. A urmat depunerea hematitului, în urma creșterii fugacității oxigenului. Mediul devine treptat reducător și se depun primele sulfuri (pirotina și pirita de prima generație). Caracterele structurale ale mineralizației ridică problema existenței unei discontinuități, care separă stadiul pirometasmatic de cel hidrotermal, în care s-au depus celelalte sulfuri însoțite de o cantitate subordonată de oxizi de fier și de borați.

CONCLUZII

Procesele postmagmatice asociate intruziunilor banatitice din zona Mașca-Băisoara au condus la formarea unor mineralizații de oxizi și sulfuri de fier, un interes deosebit prezentindu-l acumulările pirometasmatic de magnetit.



Paragenezele hidrotermale, separate în timp printr-un moment de discontinuitate de cele pirometasomatice, s-au suprapus spațial peste acestea din urmă, astfel că zăcămîntul de fier de la Mașca aparține tipului de tranziție, care caracterizează provinciile metalogenetice laramice din țara noastră (U d u b a ș a, L a z ă r, 1968).

Urmărind distribuția spațială a asociațiilor de minerale formate în timpul proceselor postmagmatice, se constată o tendință de distribuție zonală : skarnele magneziene, dezvoltate local, ar reprezenta produsele recristalizării din zona cea mai internă, urmează apoi în succesiune skarnele calcice, la care se remarcă concentrarea granaților spre zona internă și a piroxenilor spre cea externă, unde apar frecvent neoformațiunile ce caracterizează etapa subsecventă timpurie (amfiboli, epidot etc.). Paragenezele hidrotermale, suprapuse în parte peste cele formate în etapa anterioară le depășesc pe acestea întotdeauna ca extindere, formând o aureolă în jurul lor. Ultimele depuneri se situează de obicei în frontul de substituție sau au avut loc în lungul fisurilor, invadînd formațiunile înconjurătoare.

Avînd o geneză complexă, mineralizațiile predominant ferifere de la Mașca aparțin provinciei metalogenetice laramice.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Borcoș Elena (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Runc-Segagea-Valea Ierii-Sat (bazinul văii Iara, Munții Apuseni). *D.S. Inst. geol.*, XLVII (1959—1960), 131—141, București.
- Dimitrescu R., Hanomolo I. (1968) Contribuții la cunoașterea structurii masivului granitic Muntele Mare. *D.S. Inst. geol.*, LIII (1965—1966), 3, 5—22, București.
- Cioflica G., Vlad S. (1977) Laramian Mg and Ca skarns from Romania and their genetic relations. Problems of ore dep. Fourth IAGOD Symp. Varna, 1974, III, 162—171, Sofia.
- Giușcă D., Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.*, XXXV, 13—40, București.
- Savu H., Borcoș M. (1967) Asupra stratigrafiei sisturilor cristaline din Munții Apuseni. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. Geol.*, 12, 1, 41—56, București.
- Hanuš V. (1960) Hydrothermal metasomatism and its relationship to other ore-forming processes. Int. Geol. Congr. Report of the XXI Session, 16, Copenhagen.
- Hauer Fr. R. v., Stache G. Dr. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Ionescu Jeana, Popescu Maria, Întorsureanu I. (1971) Prezența ludwigitului în skarnele de la Băișoara-Munții Apuseni. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. Geol.*, 16, 2, 503—509, București.



- Întorsureanu I., Popescu Maria (1973) Contribuții la cunoașterea mineralizației de bor din zăcămîntul de la Băișoara (Munții Apuseni). D.S. *Inst. geol.*, LIX (1971—1972), 39—52, București.
- (1976) Considerații cu privire la influența rocilor carbonatice asupra genzei oxizilor de fier din zăcămîntul Băișoara, sectorul Mașca (Munții Apuseni). D.S. *Inst. geol. geofiz.*, LXII, 39—50, București.
- Lazăr C., Întorsureanu I., Popescu Maria (1972) Studiul petrografic al rocilor banatitice din zona Mașca-Băișoara (Munții Apuseni). D.S. *Inst. geol.*, LVIII (1970—1971)/1, 143—173, București.
- Mărza I. (1969) Evoluția unităților cristaline din sud-estul Muntelui Mare. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Mărza Lucreția (1974) Asupra prezenței hisingeritului în zăcămîntul pirometasomatic de fier de la Mașca (valea Iara, Munții Apuseni). *St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geol.*, 19, 69—75, București.
- Popescu Maria (1973) Ilvaitul din skarnele de la Băișoara (Munții Apuseni). *St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geol.*, 18, 1, 101—107, București.
- Romanescu D. (1964) Anomaliiile cîmpului magnetic la diferite adîncimi pe rama de vest a bazinului Iara și semnificația lor geologică. D.S. *Inst. geol.*, XLIX (1961—1962), I, 231—250, București.
- Udubășa G., Lazăr C. (1968) Einige Bemerkungen über die Paragenesis der metasomatischen Polymetallagerstätten. *Freib. Forsch. Hf. C.* 231, 57—70, Leipzig.
- Visarion Adina, Dimitrescu R. (1971) Contribuții la determinarea vîrstei unor șisturi cristaline din Munții Apuseni. *Anal. șt. Univ. Iași (Seria nouă), Secția II-b, Geol.*, XVII, 1—13, Iași.
- Winkler H. G. F. (1967) Die Genese der metamorphen Gesteine. 2. Aufl. 237 p., Springer Vlg. Berlin, Heidelberg, New York.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DU GISEMENT DE FER DE MAȘCA-BĂIȘOARA (MONTS APUSENI)

(Résumé)

Le gisement de fer de Mașca, situé sur la bordure orientale des monts Gilău, où les formations cristallines sont transgressivement recouvertes par les dépôts sédimentaires du bassin de Iara (Dépression de Transylvanie), a été découvert et intensivement exploré pendant les dernières années.

Le sous-bassement de la région est constitué de formations cristallines appartenant à trois séries, d'âge et à degré de métamorphisme différents.

La série de Baia de Arieș, avec une position inférieure dans la succession stratigraphique (Précambrien moyen) et qui a subi un métamorphisme plus avancé (faciès dés amphibolites à almandin), est représentée par deux complexes lithostratigraphiques: l'un inférieur détritogène et l'autre supérieur carbonatique. Les relations spatiales et la similitude des éléments structuraux, établi par



l'analyse microtectonique, ont permis d'attribuer le complexe carbonatique (calcaires et dolomies cristallines) à la série de Baia de Aries, qui présentait dans la zone de Mașca-Băisoara un caractère polymétamorphique.

Les nombreuses fractures formées pendant le diastrophisme laramien, qui ont contrôlé le magmatisme banatitique et la métallogenèse associée, ont une position longitudinale, perpendiculaire ou oblique par rapport à la structure NNO—SSE du soubassement cristallin, qui plonge graduellement vers le nord.

Les roches métamorphiques et les dépôts sédimentaires crétacés de la zone du gisement ont été traversés par des corps hypoabyssaux subvolcaniques, en général granodioritiques, représentant les produits du magmatisme banatitique (laramien).

La surface d'érosion de ces formations supporte la couverture des dépôts éocènes transgressifs.

La mise en place des magmatites laramiennes a été accompagnée par différents phénomènes de métamorphisme thermique ainsi que métasomatique, y compris d'une métallogenèse caractéristique.

Dans l'auréole de contact thermique se sont déroulés des processus de recristallisation, qui ont affecté les formations cristallines et sédimentaires anté-éocènes.

Les roches carbonatiques ont été transformées en marbres, dolomies recristallisées, calcaires à brucite (predazzites) et dolomies à forstérite serpentinitisée (ophicalcite).

Les cornéennes hétéroblastiques sont largement répandues. On connaît, entre autres : cornéennes à biotite, à biotite et hornblende, à epidote et actinote, à albite et zoïsite, clino-zoïsite et à biotite, andalousite et cordierite.

Les produits du métamorphisme pyro- et hydrometasomatique, importants par l'ampleur des transformations, la diversité des néoformations minérales et les concentrations métallifères qu'ils renferment, sont très caractéristiques. Ce métamorphisme a affecté autant les roches encaissantes, ainsi que les corps banatitiques. Les produits de recristallisation thermique ont subi eux-aussi des transformations allochimiques.

Dans le gisement Mașca, les skarns sont des métasomatites très représentatives et bien développées. Tenant compte de la nature du paléosome, on a distingué des skarns apocarbonatiques et skarns aposilicatiques ; parmi ces derniers, les skarns apobanatitiques sont les plus répandus.

Au point de vue chimique, on trouve dans ce gisement deux types de skarns, à savoir : skarns calciques et skarns magnésiens.

A la composition des skarns magnésiens participent, avec développement réduit, les minéraux suivants : spinelle, diopside, phlogopite et clinohumite.

Les skarns calciques, formés aux dépens des calcaires recristallisés ou des roches granodioritiques, sont très répandus. Ils sont constitués de pyroxènes (diopside-hedenbergite), grenats (grossulaire-andradite), scapolite et ilvaite.

Associés d'habitude aux minéraux de skarns apparaissent les minéraux formés dans une phase sous-séquente, dans les conditions d'un métamorphisme magmatique regressif, par des processus hydrometasomatiques, dont nous consignons : amphiboles (actinote-trémolite), epidote, zoïsite, albite, chlorite, sphène, carbonates,



quartz, séricite, minéraux argileux, hisingérite, minéraux serpentiniques, calcédoine, zéolites.

Les minéraux de skarn et ceux hydrométasomatiques sont de règle accompagnés de minéraux métalliques (oxydes de fer, sulfures, borates, etc.), qui forment souvent d'importantes concentrations.

Les corps minéralisés, présentant des formes variables et de dimensions modiques, sont localisés généralement au contact des corps granodioritiques avec les roches carbonatiques.

La minéralisation apparaît sous forme de masses compactes, nids et/ou împregnations.

Dans le gisement de Mașca, le contenu des corps minéralisés peut être simple et homogène, mais plus souvent il est très complexe et hétérogène. Les minéraux le plus couramment rencontrés sont les oxydes de fer (magnétite, hématite) et les sulfures de fer (pyrrhotite, pyrite, marcasite). D'autres minéraux, peu abondants dans la minéralisation, sont : la ludwigite, la szeibelyite, la chalco-pyrite, la blende, la galène, le mispickel, etc.

Les concentrations de magnétite sont associées spatialement aux skarns grenatifères, tandis que dans les skarns pyroxéniques apparaît une minéralisation de sulfures et d'oxydes de fer, ces derniers en petite quantité.

La magnétite, la pyrrhotite et la pyrite sont les principaux minéraux métalliques du gisement.

L'étude macro- et microscopique des textures et des structures des minéraux nous a permis d'établir la succession suivante : magnétite I, ludwigite, magnétite II, hématite I, pyrrhotite I, pyrite I et chalcopyrite I, déposées dans la première époque hypogène. Pendant la seconde époque, séparée de la précédente par une discontinuité, se sont déposées successivement : magnétite III, hématite II, mispickel I, pyrrhotite II, pyrite II, blende, galène, chalcopyrite II, mispickel II, marcasite I. Les minéraux supergénés montrent la suivante succession : goethite, hydrogoethite, bornite, covéline, marcasite II.

L'interprétation des données obtenues par analyses chimiques indique des variations importantes des principaux composants d'un corps minéralisé à l'autre et aussi dans le même corps.

En ce qui concerne la composition chimique des principaux minéraux métalliques, nous mentionnons seulement les grandes teneurs en MgO , Al_2O_3 , Zn , Mn et celles réduites en Ti et V de la magnétite.

Les magmas banatitiques ont constitué la principale source pour la plupart des éléments entraînés dans la métasomatose et tout d'abord pour ceux concentrés dans le gisement (Fe , B , S , etc.).

Il faut souligner, dans la zone de Mașca, un important apport métasomatique de fer, attesté par l'abondance en minéraux métalliques de fer et aussi par le bilan cationique dans la skarnogenèse.

Pendant la métasomatose, qui représente le principal phénomène de concentration endogène, ont eu lieu des rémobilisations répétées de substances, déterminées par plusieurs facteurs, dont un rôle très important était tenu probablement par la modification de la concentration de l'oxygène, du soufre et de l'hydrogène.



Il est hors de doute que dans la zone de Mașca les processus de minéralisation s'échellonnent sur un domaine thermique très étendu. Ayant une extension plus grande, les paragenèses hydrothermales se sont partiellement superposées à celles pyrometasomatiques, qui ont conduit à des concentrations de magnétite d'intérêt économique.

Le gisement de fer de Mașca, ayant un caractère de transition pneumatolytique-hydrothermal, appartient à la province métallogénique laramienne.

EXPLICATIA PLANSELOR

Planșa I

Fig. 1. — Granodiorit, Mașca, oriz.—80 m. N + ; $\times 40$.

Granodiorite, Mașca, horiz.—80 m. N + ; $\times 40$.

Fig. 2. — Skarn magnezian cu spinel și diopside. Mașca, oriz.—120 m. N ||, $\times 25$.
Skarn magnésien à spinelle et diopside. Mașca, horiz.—120 m. N ||, $\times 25$.

Fig. 3. — Substituirea piroxenului (Hd) prin tremolit (Tr) într-un skarn piroxenic.
Mașca, F. 30752. N ||, $\times 110$.

Substitution du pyroxène (Hd) par trémolite (Tr) dans un skarn pyroxénique. Mașca, F. 30752. N ||, $\times 110$.

Planșa II

Fig. 1. — Skarn granatifer cu magnetit. Mașca. N ||, $\times 35$.

Skarn grenatifère à magnétite. Mașca. N ||, $\times 35$.

Fig. 2. — Textură ritmică : magnetit (negru) în dolomit recristalizat (cenușiu).
Mașca. Mărime naturală.

Texture rythmique : magnétite (noir) en dolomie recristallisée (gris).
Mașca. Grandeur nature.

Planșa III

Fig. 1. — Cristale prismatice de ludwigit (cenușiu), substituite parțial de magnetit (alb). N ||, $\times 40$.

Cristaux prismatiques de ludwigite (gris), partiellement substitués par de la magnétite (blanc). N ||, $\times 40$.

Fig. 2. — Asociația magnetit (Mt) — pirotină (Po), hematit (Hm). Mașca. N ||, $\times 90$.
Association magnétite (Mt) — pyrrhotite (Po), hématite (Hm). Mașca.
N ||, $\times 90$.



92
93
94
95
96
97
98
99
100
101
102
103
104
105
106
107
108
109
110
111
112
113
114
115
116
117
118
119
120
121
122
123
124
125
126
127
128
129
130
131
132
133
134
135
136
137
138
139
140
141
142
143
144
145
146
147
148
149
150
151
152
153
154
155
156
157
158
159
160
161
162
163
164
165
166
167
168
169
170
171
172
173
174
175
176
177
178
179
180
181
182
183
184
185
186
187
188
189
190
191
192
193
194
195
196
197
198
199
200
201
202
203
204
205
206
207
208
209
210
211
212
213
214
215
216
217
218
219
220
221
222
223
224
225
226
227
228
229
230
231
232
233
234
235
236
237
238
239
240
241
242
243
244
245
246
247
248
249
250
251
252
253
254
255
256
257
258
259
260
261
262
263
264
265
266
267
268
269
270
271
272
273
274
275
276
277
278
279
280
281
282
283
284
285
286
287
288
289
290
291
292
293
294
295
296
297
298
299
300
301
302
303
304
305
306
307
308
309
310
311
312
313
314
315
316
317
318
319
320
321
322
323
324
325
326
327
328
329
330
331
332
333
334
335
336
337
338
339
340
341
342
343
344
345
346
347
348
349
350
351
352
353
354
355
356
357
358
359
360
361
362
363
364
365
366
367
368
369
370
371
372
373
374
375
376
377
378
379
380
381
382
383
384
385
386
387
388
389
390
391
392
393
394
395
396
397
398
399
400
401
402
403
404
405
406
407
408
409
410
411
412
413
414
415
416
417
418
419
420
421
422
423
424
425
426
427
428
429
430
431
432
433
434
435
436
437
438
439
440
441
442
443
444
445
446
447
448
449
449
450
451
452
453
454
455
456
457
458
459
460
461
462
463
464
465
466
467
468
469
470
471
472
473
474
475
476
477
478
479
480
481
482
483
484
485
486
487
488
489
490
491
492
493
494
495
496
497
498
499
500
501
502
503
504
505
506
507
508
509
510
511
512
513
514
515
516
517
518
519
520
521
522
523
524
525
526
527
528
529
530
531
532
533
534
535
536
537
538
539
539
540
541
542
543
544
545
546
547
548
549
549
550
551
552
553
554
555
556
557
558
559
559
560
561
562
563
564
565
566
567
568
569
569
570
571
572
573
574
575
576
577
578
579
579
580
581
582
583
584
585
586
587
588
589
589
590
591
592
593
594
595
596
597
598
599
600
601
602
603
604
605
606
607
608
609
609
610
611
612
613
614
615
616
617
618
619
619
620
621
622
623
624
625
626
627
628
629
629
630
631
632
633
634
635
636
637
638
639
639
640
641
642
643
644
645
646
647
648
649
649
650
651
652
653
654
655
656
657
658
659
659
660
661
662
663
664
665
666
667
668
669
669
670
671
672
673
674
675
676
677
678
679
679
680
681
682
683
684
685
686
687
688
689
689
690
691
692
693
694
695
696
697
698
699
700
701
702
703
704
705
706
707
708
709
709
710
711
712
713
714
715
716
717
718
719
719
720
721
722
723
724
725
726
727
728
729
729
730
731
732
733
734
735
736
737
738
739
739
740
741
742
743
744
745
746
747
748
749
749
750
751
752
753
754
755
756
757
758
759
759
760
761
762
763
764
765
766
767
768
769
769
770
771
772
773
774
775
776
777
778
779
779
780
781
782
783
784
785
786
787
788
789
789
790
791
792
793
794
795
796
797
798
799
800
801
802
803
804
805
806
807
808
809
809
810
811
812
813
814
815
816
817
818
819
819
820
821
822
823
824
825
826
827
828
829
829
830
831
832
833
834
835
836
837
838
839
839
840
841
842
843
844
845
846
847
848
849
849
850
851
852
853
854
855
856
857
858
859
859
860
861
862
863
864
865
866
867
868
869
869
870
871
872
873
874
875
876
877
878
879
879
880
881
882
883
884
885
886
887
888
889
889
890
891
892
893
894
895
896
897
898
899
900
901
902
903
904
905
906
907
908
909
909
910
911
912
913
914
915
916
917
918
919
919
920
921
922
923
924
925
926
927
928
929
929
930
931
932
933
934
935
936
937
938
939
939
940
941
942
943
944
945
946
947
948
949
949
950
951
952
953
954
955
956
957
958
959
959
960
961
962
963
964
965
966
967
968
969
969
970
971
972
973
974
975
976
977
978
979
979
980
981
982
983
984
985
986
987
988
989
989
990
991
992
993
994
995
996
997
998
999
1000



Institutul Geologic al României

2. ZACĂMINTE

UNELE DATE ASUPRA PROPRIETĂILOR FIZICE ALE ROCILOR
DIN CÎMPUL MINIER BĂIȚA-NISTRU ȘI COMPORTĂRII LOR
ÎN CALITATE DE ROCI GAZDĂ A FILOANELOR METALIFERE¹

DE

MANILICI VASILE², ION BUZINCU³, GHEORGHE MOCANU⁴, CAROL RETHY⁵

Rocks — physical properties. Intrusive rocks. Hydrothermally metamorphosed rocks. Compactness. Porosity. Host rocks. Metallic veins. Control factors. East Carpathians. "Young volcanic area". Gutin.

Abstract

Some Data on the Physical Properties of the Rocks from the Băița-Nistru Mine Field and Their Behaviour as Host Rocks of the Metallic Veins. Taking into account the physical properties of the rocks, the authors analyse their capacity of fissuring and hosting the metallic veins. It is found that the hydrothermally unaffected Tortonian pelitic rocks are tectonically incompetent, while the same hydrothermally metamorphosed rocks are competent. The metallic veins scatter in the rhyolitic pyroclastics, which are hydrothermally unaffected, showing a normal development in the same intensely sericitized and silicified rocks. The authors find that, in the ore veins, there develop rocks showing a compactness between 82—94%, porosity 6—18%, while the apparent porosity is 4—10%.

Diversitatea rocilor din cîmpul minier Băița-Nistru, unde se identifică argile, marne și gresii asociate cu pirolastite riolitice, ignimbrite și lave riolitice tortoniene, acoperite de lave și pirolastite andezitice, inclusiv corpuri înrădăcinate de andezite și porfire microdioritice sarmatiene, în care filoanele au dezvoltări diferite, ne-a sugerat ideea de a urmări rolul acestor roci în procesul de metalogeneză, precum și modifi-

¹ Predată la 6 martie 1979, acceptată pentru publicare la 13 mai 1980, comunicată în ședința din 13 aprilie 1979.

² Institutul politehnic, Splaiul Independenței 318, București.

^{3, 4} Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș 1, 78344, București.

⁵ Exploatarea minieră Nistru, jud. Maramureș.



carea proprietăților acestora sub acțiunea metamorfismului hidrotermal. În două lucrări (Manilici et al., 1971; Manilici, sub tipar) s-a arătat că aceste roci sunt afectate de procese de propilitizare, adularizare, sericitizare și piritizare, anterioare punerii în loc a mineralizației, inclusiv procese de silicifiere însoțite de adularizare destul de intense, argilizări, piritizări și carbonatări sincrone cu procesul de mineralizare, aceste transformări continuindu-se cu procese de zeolitizare, opalizare și limonitizare realizate într-o etapă ulterioară punerii în loc a mineralizației.

Prin urmărirea dezvoltării filoanelor în rocile amintite, afectate de procesele de metamorfism menționate, se constată că acestea au dezvoltări diferite în diverse roci. Astfel, complexul argilo-marnos de la suprafață din bazinul Văii Roșia, neafectat hidrotermal, nu găzduiește decât rare fisuri umplute cu quart hidrotermal. Observațiile de teren arată că aceste roci au o capacitate redusă de fisurare, ele comportându-se ca roci necompetente. La nivelul orizonturilor inferioare rocile argilo-marnoase fiind în parte silicificate și recristalizate s-au fisurat bine, constituind un mediu prielnic dezvoltării filoanelor. În aceste roci filoanele din mina 2 au grosimi comparabile cu cele din andezite și porfire microdioritice. Capacitatea lor mai mare de fisurare se datorează unei epigeneze mai avansate și unui metamorfism hidrotermal incipient.

Piroclastitele andezitice de pe interfluviul dintre Valea Roșie și Valea Mare, afectate de intense procese metamorfice, constituie un mediu favorabil dezvoltării filoanelor, verificate prin observațiile de suprafață și la orizonturile superioare ale minei 11 Iunie, unde filoanele polimetalice au dezvoltare normală. Aceeași situație se observă și la filoanele din mina 9 Mai. Relativ la comportarea ignimbritelor și a piroclastitelor riolitice în calitate de roci gazdă, observațiile de teren arată că în zona de confluență a Văii Mari cu Limpejoără, unde aceste roci nu sunt afectate decât de slabe procese de silicifiere, având porozitate ridicată, filoanele Nepomuc efilează ori dispersează. Este foarte probabil ca dezvoltarea slabă a filoanelor din grupul Florian să se datoreze acelorași cauze. Mai la sud, la nivelul orizonturilor superioare, unde atât piroclastitele riolitice, cât și ignimbritele sunt intens hidrotermalizate, filoanele polimetalice au grosimi și grad de mineralizare comparabile cu cele pe care le au aceleași filoane în porțiunile unde traversează celealte roci. În același timp, la nivelul orizonturilor inferioare 5 și 6, unde filoanele pirito-cuprifere străbat corpuși andezitice înrădăcinate și rocile argilo-marnoase dure, parțial metamorfozate hidrotermal, acestea au dezvoltare normală și un grad de mineralizare ridicat. O situație deosebită se întâlnește la unul din filoanele Nepomuc, la care la nivelele inferioare în porțiunea unde acesta traversează andezitul cu augit și hipersten înrădăcinat, cu toate că fanta filoniană se menține, ea nu conține o umplutură normală de sulfuri ca în andezitele de Seini, ci numai calcit. Este posibil ca în timpul fracturării andezitului de Seini și depunerii mineralizației, andezitul cu augit și hipersten să fi fost neconsolidat, ceea ce n-a permis fracturarea lui odată cu a andezitului de Seini. Ulterior, după consolidarea sa, el s-a putut fractura sub acțiunea unor noi solicitări



tectonice care au determinat brecificerea umpluturii filonului depusă anterior, această fracturare fiind urmată de venirea de soluții cu conținut de CaCO_3 , care în zona andezitelor de Seini cimentează sulfurile, iar în zona andezitului cu augit și hipersten alcătuiește singur umplutura filonului.

Pentru stabilirea rolului pe care l-au avut rocile din perimetru cercetat în procesul de mineralogeneză, pe lîngă urmărirea transformărilor hidrotermale (M a n i l i c i, sub tipar), în cadrul lucrării de față s-a urmărit și determinarea: densității, densității aparente, compactitatei, absorbției de apă la presiune și temperatură normale, a porozității și porozității aparente la cca 100 de probe, ale căror rezultate sunt prezentate în tabelul 1. La alegerea probelor pentru analiză s-a avut în vedere să fie reprezentate toate tipurile de roci în care sunt localizate filoanele metalifere, iar la aceeași rocă s-au luat în considerare termeni care se găsesc în diferite stadii de transformare. În limita posibilităților, au fost colectate și probe din apropierea filoanelor pe profile transversale pe filoane care să dea posibilitatea urmăririi proprietăților analizate în funcție de distanța față de filon (tab. 2).

Din examinarea datelor prezentate, se constată că silicifierea și cornificarea rocilor argilo-marnoase determină o scădere a porozității și absorbției de apă, respectiv o creștere a compactății, densitatea menținându-se aproape constantă cu excepția termenilor piritizați la care aceasta crește.

Andezitele și porfirele microdioritice neafectate hidrotermal se caracterizează printr-o compactitate ridicată ($> 94\%$), porozitate scăzută ($5,80\% <$), absorbția de apă menținându-se de asemenea la valori scăzute ($1,85\% <$). Procesul de propilitizare a provocat o ușoară creștere a porozității, care se menține între $1,63—10,42\%$, a porozității aparente ($0,81—3,27\%$) și a absorbției de apă ($0,54—2,21\%$), compactitatea putind scădea pînă la $89,58\%$. Prin constantele lor fizice, aceste roci se apropie de argilele dure metamorfozate hidrotermal, constituind un mediu favorabil depunerii filoanelor metalifere.

Sericitzarea, bentonitzarea și silicifierea andezitelor și porfirelor microdioritice produc o creștere a porozității la valori de pînă la $16,57\%$, a porozității aparente de $13,70\%$, compactitatea scăzînd corespunzător pînă la 83% . După cum dovedesc observațiile de teren, în acest stadiu roca reprezintă de asemenea un mediu favorabil depunerii mineralizației. În aceeași categorie se încadrează și riolitele. Scoriile andezitice se remarcă printr-o porozitate foarte ridicată (31%), în schimb porozitatea aparentă se menține la valori comparabile cu ale celorlalte tipuri de lavă ($6,74\%$).

Prin sericitizarea, bentonitzarea și silicifierea piroclastitelor andezitice și riolitice, inclusiv a ignimbritelor, se înregistrează o scădere a porozității de la valori de ordinul a $15—20\%$ la valori cuprinse între $4—13\%$, porozitatea aparentă ajungînd de la $15—19\%$ pînă la $5,50—12\%$. Compactitatea rocii înregistrează o creștere ușoară de la valori de cca 80% la $90—98\%$. Este de observat că piroclastitele intens metamorfozate hidrotermal ajung la o porozitate și compactitate apropriate de ale



TABEUL 1
Unele proprietăți fizice ale rocilor metamorfozate hidrotermal din cimpul minier Băilea-Nistru

Natura rocii	Densitatea, g/cm ³	Densitatea aparentă, g/cm ³	Compactitatea, %	Absorbția de apă la P și T normale, %	Porozitatea totală, %	Porozitatea aparentă, %	Roci sedimentare	
							1	2
Argile, marine	2,73—2,83	2,19—2,61	80,92—93,50	1,22—7,92	6,50—19,08	5,56—18,08		
Argilă piroclastică bentonitzată, ușor piritizată	2,74—2,83	2,65—2,85	92,81—97,00	0,69—1,46	3,09—7,19	1,59—3,87		
Argilă silicifiată ori sericitizată, ușor piritizată	2,70—2,85	2,59—2,70	93,60—97,86	0,26—1,61	2,32—6,40	0,65—4,32		
Argilă grezoasă	2,74	2,61	95,25	0,88	4,75	2,30		
Argilă grezoasă piritizată	2,98	2,68	89,93	0,74	10,07	1,98		
Argile și marne cornificate	2,70—2,74	2,63—2,91	96,23—99,15	0,08—0,81	0,95—3,77	0,22—2,13		
Tufit	2,70	2,18	80,74	7,92	19,26	17,26		
Tufit sericitizat	2,74	2,69	98,17	0,68	1,83	1,83		
Tufit sericitizat, silicificat și piritizat	2,80—2,83	2,66—2,68	94,27—94,41	1,33—1,53	5,59—4,73	3,28—4,06		
Gresie?	2,70	2,35	87,04	3,80	12,96	8,93		
Gresie sericitizată	2,78	2,63	94,60	1,19	5,40	3,13		
Gresie piritizată și sericitizată	2,94	2,72	92,52	2,10	7,48	5,71		
Porfir microdioritic proaspăt	2,80	2,73	Roci intrusive	0,33	2,50	0,90		
Profiri microdioritice argilizate, silicificate și piritizate	2,85—2,87	2,53—2,62	89,58—92,07	1,66—2,21	7,93—10,42	4,35—5,68		
Andezite de Seini ușor cloritizate	2,74—2,87	2,69—2,72	93,73—98,98	0,13—0,33	1,02—6,27	0,35—0,94		
Andezit de Seini ușor propilitizat, local piritizat	2,74—2,86	2,65—2,87	96,45—97,37	0,54—0,86	2,63—3,55	1,50—2,32		



Andezit de Seini cloritizat, ușor piritizat	2,80	2,66—2,70	95,00—96,53	0,67—1,37	3,47—5,00	1,81—3,81
Andezit de Seini sericitizat, silicificat, parțial piritizat	2,78—2,86	2,68—2,72	93,71—97,95	0,38—0,66	6,29—2,05	1,03—1,77
Andezit de Seini argilizat, silicificat, carbonatat, local piritizat	2,73—2,91	2,48—2,74	87,36—93,09	1,54—3,52	6,91—12,64	4,17—8,73
Andezit de Seini bentonitizat, parțial piritizat, ori carbonatat	2,69—2,86	2,34—2,43	83,46—87,02	4,20—6,07	10,18—16,54	10,20—13,70
Piroclastit andezitic intens sericitizat și piritizat	2,86	2,78	97,20	0,54	2,80	1,50
Tuf andezitic silicificat	2,67	2,37	88,76	2,64	11,24	6,25
Piroclastit andezitic intens cloritizat, sericitizat și silicificat	2,76	2,28	82,61	7,11	17,39	16,21
Scorie andezitică silicificată	2,69	1,86	69,14	3,63	30,86	6,75
Andezit de Pisciuatu, proaspăt	2,71	2,55	94,09	1,85	5,91	4,72
Andezit de Pisciuatu cloritizat și carbonatat	2,68—6,87	2,44—2,55	90,06—91,04	0,51—2,46	8,96—10,94	1,30—6,44
Andezit de Pisciuatu silicificat și adulterat	2,74	2,13	77,74	8,05	22,26	17,15
Riolit	2,72	2,35	86,40	3,49	13,60	8,20
Tuf riolitic sericitizat, silicificat, local piritizat	2,74—2,83	2,59—2,67	91,69—94,67	0,21—1,39	5,33—8,41	0,56—3,93
Tuf riolitic intens sericitizat	2,65	2,28	86,04	5,07	13,96	19,56
Piroclastit riolitic sericitizat, silicificat, local piritizat	2,64—2,98	2,28—2,41	78,79—88,57	3,81—5,52	11,44—21,21	9,11—12,46
Piroclastit riolitic sericitizat	2,71—2,75	2,48—2,59	91,40—94,33	1,61—2,39	5,67—8,60	4,18—5,91
Piroclastit intens sericitizat	2,77	2,27	81,95	5,55	18,05	12,60
Piroclastit riolitic bentonitizat și piritizat	2,830	2,41	85,16	3,30	14,84	7,95
Ignimbrit ușor cloritizat, sericitizat ori silicificat	2,65—2,69	2,34—2,38	86,91—89,10	3,75—4,57	10,90—13,09	8,81—10,68
Ignimbrit sericitizat	2,65—2,67	2,43—2,49	91,66—93,15	2,21—2,29	6,85—8,34	5,50—5,56

TABELUL 2
Variatia proprietăților fizice ale rocilor de la Băila-Nistrul în funcție de distanța de la filor

Nr. crt.	Natura și felul metamorfismului ușor piritizat	Proveniența probelor	Densițatea, g/cm ³	Com- pac- tatea, %		Absorbția de apă la T și P normale	Porozi- tatea, %	Porosi- tatea aparentă %
				2	3			
0								
1	Argilă piroplastică bentonitată, ușor piritizată	Oriz. 2; Tr. 424; 0,5 m de fil. 142	2,83	2,66	93,99	0,67	6,01	1,78
2	Argilă piroplastică bentonitată	Oriz. 2; Tr. 424; 1 m de fil. 142	2,80	2,68	95,71	0,97	4,29	2,60
3	Argilă piroplastică bentonitată	Oriz. 2; Tr. 424; 2 m de fil. 142	2,78	2,58	92,80	1,46	7,19	3,77
4	Argilă piroplastică	Oriz. 2; Tr. 424; 5 m de fil. 142	2,74	2,64	96,35	0,55	3,65	1,45
5	Argilă grezoasă	Oriz. 2; Tr. 424; 10 m de fil. 124	2,74*	2,61	95,25	0,88	4,75	- 2,30
6	Gresie silicifiată	Oriz. 6; 0,5 m de fil. 170	2,73	2,68	98,17	0,25	1,83	0,67
7	Argilă cornificată	Oriz. 6; 1 m de fil. 170	2,73	2,68	98,17	0,26	1,83	0,70
8	Argilă piroplastică bentonitată și piritizată	Oriz. 6; 2 m de fil. 170	2,81	2,60	92,53	0,42	7,47	1,09
9	Andezit silicifiat	Oriz. 6; 3 m de fil. 170	2,71	2,55	94,09	1,42	5,91	3,62
10	Argilă bentonitată	Oriz. 6; 4 m de fil. 170	2,74	2,65	96,71	0,60	3,29	1,59
11	Andezit de Seini sericitizat, silicifiat și piritizat, parțial bentonitizat	Oriz. 2; 1 m de fil. 172	2,88	2,57	89,23	2,55	10,77	6,55
12	Andezit de Seini propilitizat, ușor piritizat	Oriz. 2; 3 m de fil. 172	2,78	2,68	96,40	0,86	3,60	2,30
13	Andezit de Seini intens sericitizat, parțial silicifiat și piritizat	Oriz. 2; 4 m de fil. 172	2,86	2,68	93,71	0,66	6,29	1,77
14	Andezit de Seini ușor cloritizat	Oriz. 2; 5 m de fil. 172	2,79	2,72	97,49	0,13	2,51	0,35
15	Tuf riolitic intens silicifiat	Oriz. 2; contact fil. 120	2,74	2,59	94,52	1,14	5,48	2,05
16	Piroclastit riolitic sericitizat	Oriz. 2; 1 m de fil. 120	2,72	2,55	93,75	1,91	6,25	4,87
17	Piroclastit riolitic sericitizat	Oriz. 2; 2 m de fil. 120	2,71	2,48	91,51	2,39	8,49	5,93
18	Piroclastit riolitic sericitizat și piritizat	Oriz. 2; 4 m de fil. 120	2,98	2,35	78,86	4,50	21,14	10,57



andezitelor și riolitelor afectate de aceleași procese. În acest stadiu ele reprezintă un mediu favorabil formării filoanelor metalifere. Rezultă că metamorfismul hidrotermal anterior procesului de mineralizare a jucat un rol pozitiv, creând condiții fizice favorabile depunerii mineralizației. Lipsa unor asemenea transformări la piroclastitele riolitice de la extremitatea de NE a filoanelor Nepomuc reprezintă una din cauzele efilării, respectiv dispersării acestora.

Urmărirea variației proprietăților fizice în funcție de distanța de filon este dificilă atât din cauza variației naturii transformărilor hidrotermale, cât și a variației naturii rocii inițiale. În cazul menținerii naturii petrografice a rocii pe o distanță de cîteva zeci de metri și a similitudinii transformărilor pe măsura depărtării de filon, la andezite se constată o scădere a porozității, a porozității aparente și absorbției de apă, în timp ce compactitatea rocii crește (tab. 2). La argile, marne, tufuri și piroclastite se observă fenomenul invers, metamorfismul hidrotermal determinind, lă aceste roci, o creștere a porozității, a porozității aparente și absorbției de apă, însotite de o scădere a compactății pe măsura depărtării de filon. Densitatea și densitatea aparentă se păstrează în general constantă, cu excepția termenilor piritizați la care aceasta crește. În cazul lucrării de față nu s-a putut urmări dependența constantelor fizice în funcție de distanța de filon și felul metamorfismului din cauza lipsei unei zonalități clare a transformărilor mentionate.

Intrucît în perimetrul cercetat observațiile microscopice asupra rocilor metamorfozate hidrotermal permit separarea a trei etape de transformări, și anume una anteroară, alta sincronă și a treia posterioară procesului de mineralizare (Maniliici et al., 1971; Maniliici, sub tipar), se poate conchide că procesele anteroare metalogenezei au jucat un rol pozitiv în sensul transformării rocilor înconjurătoare într-un mediu favorabil procesului de mineralizare. Pe de altă parte, avind în vedere că sedimentele tortoniene, piroclastitele riolitice, ignimbritele, andezitele de Seini și porfirele microdioritice sunt transformate pe suprafețe largi în faza anteroară punerii în loc a mineralizației, iar corporile înrădăcinate de andezite cu augit și hipersten străbătute de filoane metalifere sunt afectate hidrotermal numai pe distanțe de ordinul metrilor, arată că faza de transformări hidrotermale premergătoare mineralizării s-a desfășurat într-un interval îndelungat de timp și a avut un rol hotărîtor în pregătirea rocilor sedimentare și a vulcanitelor în sensul de a le face apte pentru găzduirea filoanelor.

Observațiile de teren, coroborate cu datele analitice de laborator, arată că în cazul zăcământului Băița-Nistru filoanele metalifere au dezvoltarea maximă și un grad ridicat de mineralizare în roci ale căror constante fizice se mențin între următoarele limite: compactatea 82—94%; absorbția de apă 1—5%; porozitatea 6—18%; porozitatea aparentă 4—10%.

Rocile la care aceste constante depășesc limitele indicate par să nu reprezinte un mediu favorabil dezvoltării filoanelor metalifere, ceea ce se verifică în cazul sedimentelor tortoniene de la confluența văii Gal-



bena cu valea Lăpușna, inclusiv al piroclastitelor riolitice nemetamorfizate hidrotermal de la confluența Văii Mari cu valea Limpejoara.

Considerăm indicat ca asemenea cercetări să fie continuante și asupra altor zăcăminte și ca ele să fie completate cu determinări de permeabilitate, care, incontestabil, joacă un rol important în procesele de metalogenie.

BIBLIOGRAFIE

- Manilici V., Victoria Stiopol (1971) La corrélation entre la minéralisation et l'altération hydrotermale au champ minière Băița-Nistru (Département de Maramureș). *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 15, 27—32, Budapest.
- Manilici V. (sub tipar) Studiul zăcământului Băița-Nistru. *St. tehn. econ. Inst. geol. geofiz.*, București.
- Stanciu Constantin (1972) Procese de transformare hidrotermală asociate mineralizațiilor dintre Orașul Nou și Dealul Crucii. *St. tehn. econ. Inst. geol.*, I/6, 37—65, București.

QUELQUES DONNÉES SUR LES PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DES ROCHES DU CHAMP MINIER BĂIȚA-NISTRU ET LEUR COMPORTEMENT EN TANT QUE ROCHES ENCAISSANTES DES FILONS MÉTALLIFÈRES

(Résumé)

Dans le champ minier Nistru les filons métallifères traversent des roches sédimentaires et volcaniques, à développements différents, en fonction de la nature pétrographique de la roche et du degré de développement de celle-ci. Afin d'expliquer le comportement différent de ces roches en tant que roches encaissantes des filons minéralisés, outre l'observation des transformations hydrothermales on a déterminé la densité, la densité apparente, la compactité, l'absorption d'eau à pression et température normales, la porosité totale et la porosité apparente sur cent échantillons, présentés dans les tableaux no. 1 et 2.

L'examen des résultats nous porte à constater que les andésites et les porphyres microdioritiques fraîches ont une compactité de plus de 94% et une porosité réduite (sous 5,80%). Le processus de propylitisation provoque une augmentation de la porosité de jusqu'à 10,42% et une diminution de la compactité de jusqu'à 89,58%.

Par suite de la sérichtisation, de la benthonitisation et de la silicification des laves andésitiques la porosité augmente à 16,57% et la compactité diminue à 83%. Les andésites affectées par ces transformations, ainsi que celles propyli-



tisées, représentent un milieu favorable à la déposition de la minéralisation filonienne. La séricitisation, la benthonitisation et la silicification des pyroclastites andésitiques et rhyolitiques déterminent une diminution de la porosité et une augmentation de la compactité par rapport à celles fraîches. Dans ce stade de transformation, elles sont un milieu favorable au développement des filons. Dans les pyroclastites non affectées hydrothermalément, les filons ne se développent guère.

En observant la variation des propriétés physiques en fonction de la distance jusqu'au filon, on constate que chez les andésites on enregistre — parallèlement avec l'approchement des filons — une augmentation de la porosité, notamment une diminution de la compactité (tableau 2). Pour les argiles, les marnes, les tufs et les pyroclastites on constate une diminution de la porosité et une augmentation de la compactité, au fur et à mesure qu'on s'approche des parois des filons.

Les observations dans le champ minier Nistru montrent que les filons ont un développement normal dans les roches avec une compactité de 82—94%, une porosité de 6—18% et une porosité apparente de 4—10%.





Institutul Geologic al României

2. ZĂCAMINTE

CONTRIBUȚII LA CUNOAŞTEREA MINERALIZAȚIEI DE FIER
DIN REGIUNEUA LUETA-VLĂHIȚA-CHIRUI (JUDEȚUL HARGHITA)¹

DE

SERGIU PELTZ², MARGARETA PELTZ², IRINA BRATOSIN², ROSETTE IANC²

*Iron. Siderite. Volcano-sedimentary formation. Lueta type mineralization.
Vlăhița type mineralization. Ore genesis. Geostatistic methods. Paleorelief.
Ore chemism. Ore prognosis. East Carpathians. "Young volcanic area".
Harghita.*

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Iron Mineralization from the Lueta-Vlăhița-Chirui Area (Harghita District). The Lueta siderite deposit, whose exploitation has started in the eighteenth century, lies in the vicinity of the Vlăhița locality, on the southwestern border of the Harghita volcanic mountains (East Carpathians). So far it is the only exploitation of the sideritic iron ore associated with the Neogene andesitic volcanics in Romania. This mineralization occurs in two different geological situations: a) at the contact of the Pannonian andesitic volcanoclastics with the Miocene sedimentary deposits (sandstones, conglomerates); b) at various levels in the volcano-sedimentary formation (the lower series). Regarding the contact mineralization, which is the only one of economic interest in the present state of valorization, the accumulation is considered to have been governed by the paleogeographic, tectonic and lithologic factors. The iron rich hydrotherms circulated on the fractures, at great distances from the eruptive centres situated northwards, in the central part of the Harghita Mountains. Ferruginous hydrothermal metasomatic processes generated the sideritic mineralization. The limonite was formed upon the siderite, locally also by deposition from the ferruginous geyserian solutions (Chirui, Lînii Brook). The paper provides an attempt to apply the geostatistic methods of krigage and conditional simulation for predicting the Lueta deposit enlargement in adjacent sectors, thus obtaining additional data

¹ Predată la 3 mai 1979, acceptată pentru publicare la 8 mai 1979, comunicată în ședință din 18 mai 1979.

² Institutul de geologie și geofizică, 78344, str. Caransebeș 1, București.



concerning the extension of the mineralization. On the basis of 24 analyses was made a distribution study of the major and minor elements in the sideritic and limonitic ores. The volcanic nature of the mineralizer solutions and the advanced state of differentiation are pointed out; the survey of the elements' distribution in the initial (volcanic and sedimentary) rocks and in siderites emphasizes the role played by the metasomatism in the mineralization.

1. INTRODUCERE

În raza localității Vlăhița (județul Harghita), pe rama sud-vestică a munților vulcanici Harghita, se află zăcămîntul de siderită Lueta³, a cărui exploatare datează din secolul al XVIII-lea. Pînă în prezent este singura exploatare a minereului de fier asociat vulcanismului andezitic neogen din România.

Indicații cu privire la existența mineralizației de siderită și limonit se cunosc în extinderea zăcămîntului, pe teritoriul localităților Vlăhița și Chirui, în aflorimente, lucrări miniere de suprafață și galerii de coastă, dar mai ales în foraje.

Pe baza tuturor acestor date de cunoaștere, pe harta metalogenetică a R.S.R. sc. 1 : 200 000, foaia Odorhei (Adela Drăgulescu, Al. Vasilescu, 1970)⁴ a fost conturat cîmpul metalogenetic Lueta, cu acumulări de sideroză și limonit (fig. 1).

În ultimii ani s-au intensificat cercetările geologice, prospecțiunile geofizice de mare detaliu, cercetările cu foraje, în aria cîmpului metalogenetic Lueta și în sectoare învecinate, avînd ca obiectiv clarificarea perspectivei de a se contura noi acumulări de minereu de fier valorificabil, în extinderea zăcămîntului Lueta.

Colectivul de specialiști din I.G.G. a urmărit continuu, începînd cu anul 1975, clarificarea problemelor complexe — geologice, petrologice, paleovulcanologice și metalogenetice — care vizează perspectiva mineralizației cu rezultate științifice și practice în curs de valorificare.

Deși zăcămîntul Lueta este cunoscut de multă vreme, în literatura de specialitate se resimte lipsa unor lucrări care să abordeze integrat complexele probleme geologice și metalogenetice privind mineralizația de fier în cadrul local și regional. În acord cu aceste cerințe, obiectivul lucrării de față este prezentarea unora dintre rezultatele obținute de autori, care vizează probleme metalogenetice precum : poziția mineralizației în structura geologică, factorii ce controlează acumularea mineralizației, caracterele mineralogice și geochemice, geneza mineralizației.

³ Denumirea a fost dată în trecut, deoarece din punct de vedere administrativ exploatarea se află pe atunci în raza comunei Lueta, situată la circa 4 km spre sud.

⁴ Arh. I.G.G., București.



2. ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE ȘI MINIERE

În secolul trecut și în primele decenii ale secolului nostru, cercetările care au inclus în cadrul unor arii mai extinse și regiunea Lueta-Vlăhița-Chirui aparțin mai multor autori, dintre care amintim pe: Richthofen (1859), Schmidt (1882), Pálfy (1895), Koch (1900), Jekelius (1923), Szádeczki (1925), Bányai (1927), Pascu (1929).

Începuturile exploatarii fierului la Lueta se plasează în jurul anului 1720, activitatea fiind continuă din 1837 pînă în prezent. Probleme care privesc descrierea mineralizației de fier, geneza și perspectivele sănt prezentate de I. Jekelius (1938)⁵, I. Atanasiu (1939)⁶, Al. Codarcea și N. Petruțian (1939)⁷, O. Bolgiu (1948)⁸, Șt. Ghikă-Budești (1950)⁹, Gheorghiu (1956), Kosareva, Cătană (1965), Treiber (1966). Explorarea mineralizației de fier de la Lueta-Vlăhița și Chirui a fost efectuată de Întreprinderea de explorări 3 Ciuc (1951—1953) și T.P.E.D.M.N. (1959—1964). Documentația de sinteză privind lucrările de explorare în special cu foraje din perioada 1959—1964, realizată de un larg colectiv condus de N. Cătană¹⁰, cuprinde un valoros fond de date privind geologia și tectonica regiunii, mineralizația de fier din zăcămîntul Lueta și din formațiunea vulcano-sedimentară, geneza mineralizației și evaluarea potențialului geo-economic.

Perspectiva mineralizației la nord și la vest de zăcămînt a fost verificată prin cercetări cu foraje de adîncime mică și medie, executate de I.P.E.G. „Harghita“ (1974—1975 și 1977—1979).

Studii geologice și metalogenetice avînd ca obiectiv principal perspectiva mineralizației de fier în extinderea zăcămîntului Lueta au fost efectuate, începînd cu 1975, de Pełtz și colaboratorii¹¹.

Prospecțiuni gravimetriche de mare detaliu execută E. Clain¹² în regiunea cuprinsă între văile Homorod și Chirui, în perioada 1977—1978. În anul 1978, în perimetru Vlăhița s-au efectuat și prospecțiuni electrometrice de detaliu de către D. Andreescu¹³.

3. CADRUL GEOLOGIC

La alcătuirea geologică a regiunii Vlăhița-Chirui participă formațiuni vulcanice și sedimentare (fig. 1). Cea mai mare suprafață din teritoriu revine formațiunii vulcano-sedimentare andezitice, reprezentînd un fragment din formațiunea vulcano-sedimentară a ariei vulcanice Harghita. Depozitele sedimentare miocene ocupă extremitatea sudică a teritoriului de la Minereni (Vlăhița sud), Selters și Băile Chirui spre sud.

^{5, 6, 7, 8, 9} Arh. I.G.G., București.

¹⁰ Arh. C.R.R.G., București.

¹¹ Arh. I.G.G., 1976—1979, București.

¹² Arh. I.G.P.S.M.S., 1978—1979, București.

¹³ Arh. I.G.P.S.M.S., 1979, București.



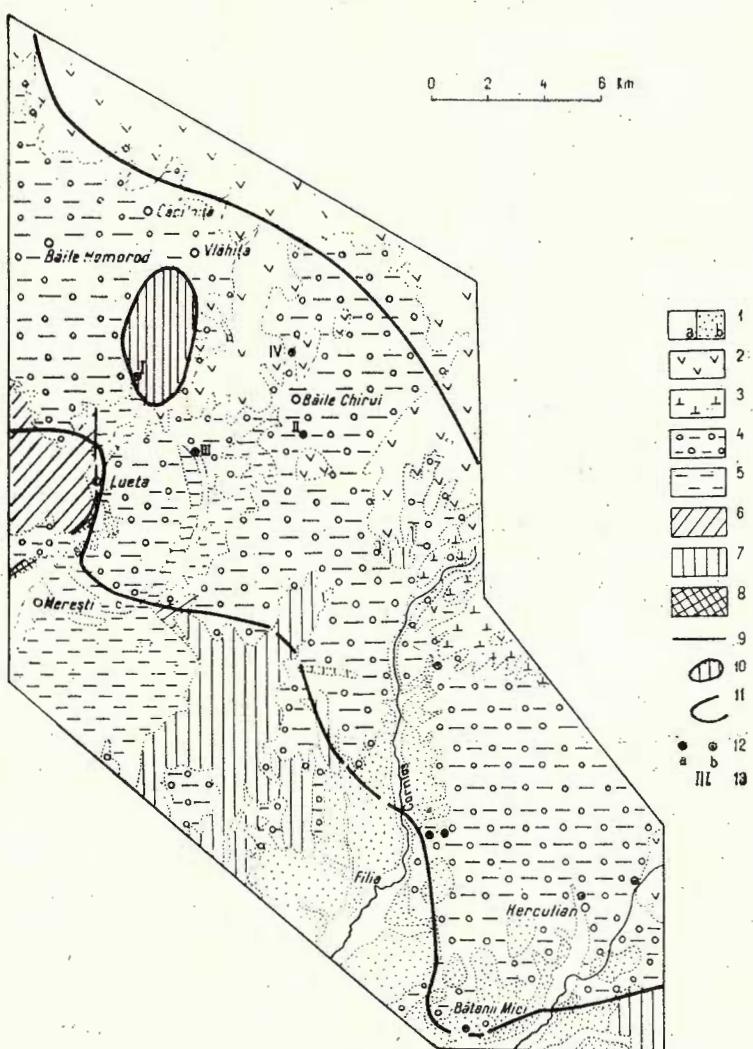


Fig. 1. — Poziția cîmpului metalogenetic Lueta în cadrul părții de est a districtului metalogenetic Corund-Lueta-Herculian (după harta geologică a R.S.R., sc. 1 : 200 000, și harta metalogenetică a R.S.R., sc. 1 : 200 000, foaia Odorhei).

1., Cuaternar: a, aluvioni; b, alte depozite; 2, andezite cu piroxeni; 3, andezite cu hornblendă și piroxeni; 4, formațiune vulcano-sedimentară andezitică; 5, Volhinian-Bessarabian; 6, Tortonian; 7, depozite sedimentare și magmatite mezozoice; 8, sare; 9, falie; 10, limita cîmpului metalogenetic; 11, limita districtului metalogenetic; 12, indicații privind mineralizarea de fier: a, siderit; b, limonit; 13, iviri cu mineralizare de fier în regiunea Lueta-Chirui: I, Minereni; II, pîrful Kakacs; III, pîrful Drumul Virghiș; IV, Pîrful Liniș.

Platourile grefate pe formațiunea vulcano-sedimentară sunt acoperite în cea mai mare parte de depozitele cuaternare.

3.1. Formațiunea sedimentară de pe rama sudică a zonei vulcanice aparține ca vîrstă Miocenului superior (Volhinian-Bessarabian) și Miocenului terminal. Depozitele de vîrstă volhinian-bessarabiană sunt constituite din conglomerate poligene, gresii, marne, marno-argile. Miocenul terminal a fost separat pentru prima dată în regiune de Ștefănescu, cu ocazia cercetărilor de teren efectuate în anul 1976 (fide Peltz et al.)¹⁴. Depozitele au fost observate pe suprafețe restrinse la sud de Vlăhița, în versanții văii Homorodul Mic, iar în mina Lueta la diferite orizonturi. Sunt alcătuite din nisipuri moi, cenușiu-gălbui, pietrișuri, conglomerate cu matrice nisipoasă dezvoltată și elemente de șisturi cristaline, gresii, diatomite. Aceste depozite mulează paleorelieful miocen superior și local au controlat sub aspect litologic acumularea sideritei (v. cap. 4).

Depozitele sedimentare de vîrstă miocen superioară și terminală sunt acoperite de vulcanoclastitele formațiunii vulcano-sedimentare. În unele sectoare, situate la sud și sud-vest de Vlăhița, Radó et al. (1979) atribuie părții bazale a formațiunii vulcano-sedimentare vîrsta pannoniană zona E. Rezultă vîrsta pannoniană și mai nouă, probabil ponțiană, a formațiunii vulcano-sedimentare din regiunea Vlăhița-Chirui. În același interval de timp se admite a se fi edificat și formațiunea vulcano-sedimentară din sud-vestul munților Gurghiu (Peltz, Peltz, 1970).

În regiunea Vlăhița-Lueta, depozitele sedimentare sunt afectate de falii orientate ENE—VSV și NNE—SSV. În perimetrul zăcămîntului Lueta este prezent un fascicul de falii cu direcția NNE—SSV, cunoscut sub denumirea de „falia Homorodului Mic“ în activitatea curentă a explorației zăcămîntului. Aceste falii afectează și depozitele formațiunii vulcano-sedimentare.

¹⁴ Arh. I.G.G., 1976, București.

Position du champ métallogénique Lueta dans la partie orientale du district métallogénique Corund-Lueta-Herculian (d'après la carte géologique de la R.S.R., échelle 1 : 200 000, et la carte métallogénique de la R.S.R., échelle 1 : 200 000, feuille Odorhei).

1, Quaternaire : a, alluvions ; b, autres dépôts ; 2, andésites à pyroxènes ; 3, andésites à hornblende et pyroxènes ; 4, formation volcano-sédimentaire andésitique ; 5, Volhynien-Bessarabien ; 6, Tortonien ; 7, dépôts sédimentaires et magmatites mésozoïques ; 8, sel ; 9, faille ; 10, limite du champ métallogénique ; 11, limite du district métallogénique ; 12, indications sur la minéralisation de fer : a, sidérite ; b, limonite ; 13, occurrences à minéralisation de fer dans la région de Lueta-Chirui : I, Minereni ; II, ruisseau Kakacs ; III, ruisseau Drumul Virghiș ; IV, ruisseau Pîriul Lînii.

3.2. Vulcanitele andezitice ocupă cea mai mare suprafață din teritoriul cercetat ; ele sunt acoperite în mare parte (peste 70%) de depozite cuaternare.

Formele de acumulare ale vulcanitelor sunt : vulcanoclastitele, lavele, corpurile de mici dimensiuni. În ordinea frecvenței, petrotipurile vulcanitelor sunt : andezite cu piroxeni, andezite cu piroxeni și hornblendă verde, andezite cu hornblendă verde ± piroxeni. La toate formele de acumulare ale vulcanitelor predomină andezitul piroxenic.

Lavele constituite din andezite cu piroxeni ± hornblendă verde sunt prezente la diferite nivele în formațiunea vulcano-sedimentară, precum și la partea sa terminală în sectoarele Lazul Virghiș-Homorodul Mic, Selters, Băile Chirui-nord.

La Băile Chirui sunt mai numeroase intruziunile de mici dimensiuni ce reprezintă probabil apofize ale unor corpuri eruptive ce se dezvoltă în adâncime.

Vulcanoclastitele andezitice din formațiunea vulcano-sedimentară prezintă o varietate remarcabilă. Clasificarea și nomenclatura lor este prezentată în tabelul 1.

Informații ample privind litologia formațiunii vulcano-sedimentare pe grosimi de sute de metri au fost oferite de forajele executate pentru cercetarea mineralizației de fier. Sintetizarea datelor de cunoaștere evidențiază următoarele :

a) Formațiunea vulcano-sedimentară este alcătuită dintr-o alternanță de piroclastite, epiclastite și lave andezitice ; în partea bazală sunt prezente roci mixte, ca gresii și argile tufacee, tufite.

b) Grosimea formațiunii este cuprinsă între 200—350 m în perimetru zăcământului Lueta și în sectoare adiacente și între 400—550 m la 2—5 km nord de zăcămînt.

c) Partea superioară a formațiunii este alcătuită dintr-o alternanță de piroclastite și lave. Această suiată de roci se încadrează la o formațiune stratovulcanică andezitică.

d) Partea inferioară a formațiunii prezintă o litologie mai variată datorită prezenței piroclastitelor, epiclastitelor și vulcanoclastitelor mixte. Vulcanoclastitele alternează între ele, precum și cu roci sedimentare ca mărne argiloase, argile, nisipuri. Această suiată de roci evidențiază apartenența la o litogeneză vulcano-sedimentară tipică, în mediu subacvatic și subaerian.

e) În coloana litologică a formațiunii vulcano-sedimentare se recunosc seriile inferioară (I) și intermedieară (II) constituente ale formațiunii vulcano-sedimentare din sud-vestul munților Gurghiu (Pełtz, Pełtz, 1970). Buna corelare a seriilor formațiunii vulcano-sedimentare din sud-vestul munților Harghita și sud-vestul munților Gurghiu evidențiază desfășurarea unor procese litogenetice similare pe un spațiu larg.

Din punct de vedere structural, regiunea Vlăhița-Chirui se situează în compartimentul inferior, vulcano-sedimentar, al munților Harghita. În ansamblu, formațiunea vulcano-sedimentară din partea sud-vestică a

munților Harghita prezintă o structură geologică relativ simplă, dacă se are în vedere lipsa aparatelor vulcanice.

Cercetările efectuate de Peltz și Peltz, începînd cu anul 1975, în partea sud-vestică a munților Harghita arată că regiunea Selters-

TABELUL 1

*Clasificarea și nomenclatura vulcanoclastitelor din regiunea Vlăhița-Chirui
(după S. Peltz, 1969; modificată în 1979)*

Dimensiunea fragmentelor în mm	Compoziția și forma frag- mentelor	Piroclastite		Epiclastite
		Subaerian + subacvatic		Subacvatic
Liant	Piroclastic			Epiclastic
Nomenclatura	Material neconsolidat	Material consolidat	Material consolidat	Material consolidat
	Blocuri	Brecie piroclastică	Brecie piroclastică mixtă	Conglomerat vulcanic*
		Microbrecie piroclastică	Microbrecie piro- clastică mixtă	Microconglomerat vulcanic*
	Lapilli	Tuf lapillic	Tuf lapillic mixt	Gresie vulcanică*
	Cenușă grosieră	Tuf grosier		
	Cenușă fină	Tuf fin	Tuf grosier mixt	Aleurolit vulcanic*
	Praf	Tuf prăfos		

*Denumirea este dată de compoziția petrografică

Băile Chirui prezintă o structură geologică mai complicată, comparativ cu regiunea limitrofă vestică Vlăhița-Călugăreni. La complicarea struc-
turii participă numeroase intruziuni și fracturi. Corpurile eruptive — cel puțin în parte — pot fi considerate apofizele unor intruziuni care se localizează la diferite adâncimi în formațiunea vulcano-sedimentară și în fundimentul prevulcanic.

Lipsa unor apărate vulcanice în aria formațiunii vulcanoclastice din sudul Harghitei (regiunea Călugăreni-Lueta-Chirui) conduce la accep-
tiunea conform căreia impresionantul volum de material piroclastic a fost expulzat de vulcanii situați în partea centrală a munților Harghita,



aproximativ pe același aliniament cu vulcanii activi într-o etapă subsecentă (compartimentul superior). Totodată trebuie avută în vedere o activitate eruptivă-extrusivă de mică amplitudine, care s-a difuzat la periferia masivului. Se pare că aria de manifestare caracteristică se localizează în bazinul văii Chirui (versantul oriental).

Astfel, din punct de vedere vulcanologic regiunea Selters-Chirui constituie o unitate aparte, lipsită de aparate vulcanice, dar cu manifestări extrusive, probabil, în timpul ambelor etape de desfășurare a activității vulcanice.

Fumarolizările ce afectează local depozitele vulcanoclastice, ivirile de opalite unice pentru masivul Harghita indică o activitate post-vulcanică remarcabilă. Circulația gazelor și a soluțiilor a fost favorizată de numeroase fracturi, care se încadrează într-un sistem cu localizare excentrică față de sistemul major NNV—SSE din partea axială a munților Harghita și pe care-l denumim sistemul de fracturi Homorod-Chirui.

În stadiul actual de cunoaștere sunt suficiente elemente indicatoare privind rolul de factor de control pe care aceste fracturi l-au avut în metalogeneza fierului din regiune.

În perimetru zăcământului Lueta, precum și într-un teritoriu mai extins care cuprinde cîmpul metalogenetic Lueta sunt evidente fracturile orientate NNE—SSV, care au constituit căile de acces ale soluțiilor bogate în fier.

În extindere spre est, respectiv în perimetru Chirui sunt prezente fracturi orientate de asemenea NNE—SSV, precum și fracturi de mai mică extindere orientate VNV—ESE, ambele implicate în metalogeneza locală. Cele două sisteme de fracturi se intersecțează uneori, situație vizibilă în bazinul hidrografic de la est de valea Chirui.

La scară regională aceste fracturi par a se fascicula din aliniamentul major, marcat de aparatele vulcanice Filia-Vîrghiș-Harghita-Băi-Arotaș-Lucs (fig. 2).

3.3. Depozitele cuaternare prezintă o largă extindere în regiunea Vlăhița-Chirui. Platourile grefate pe formațiunea vulcano-sedimentară constituie elementul morfologic principal din sud-vestul munților Harghita. Totodată, platoul constituie limita morfologică între cele două compartimente structurale ale edificiului vulcanic Harghita. Între valea Vîrghiș și valea Chirui, platoul nu prezintă unitatea și extinderea celui de la Vlăhița. Depozitele cuaternare ale platoului sunt eluvio-deluviale și la alcătuirea lor participă argile cu blocuri andezitice; în unele secțiuni apar zone de înmlăștinare (Dealul Pokolloz, Lazul Vîrghiș). Aluviunile se dezvoltă în lungul văilor Homorodul Mic, Vîrghiș, Chirui. Suprafețe importante din apropierea incintei minei Lueta și a Uziinei de fier din Vlăhița sunt acoperite de haldele cu steril.

Fig. 2. — Sisteme de fracturi în aria vulcanică din partea centrală și sud-vestică a munților Harghita (litologia după harta geologică a R.S.R., sc. 1 : 200 000, foia Odorhei).

- 1, depozite cuaternare ;
- 2, andezite piroxenice ;
- 3, andezite cu piroxeni și hornblendă ;
- 4, pyroclastite andezitice ;
- 5, depozitele formațiunii vulcano-sedimentare ;
- 6, depozitele sedimentare ale Depresiunii Transilvaniei ;
- 7, crater și calderă ;
- 8, aliniament tectono-magmatic major al Harghitei ;
- 9, sisteme de fracturi secundare :

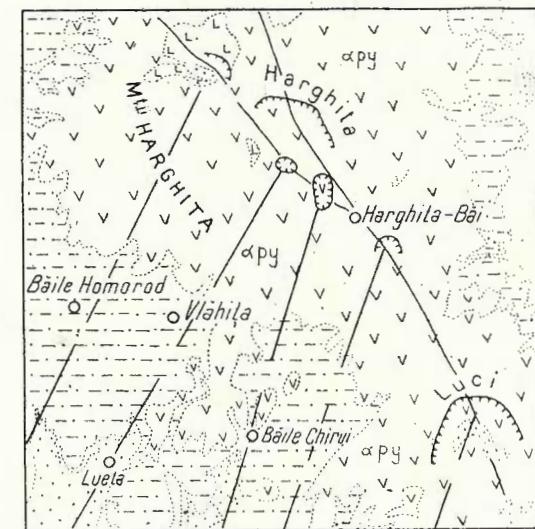
1) Homorodul Mare, 2) Homorodul Mic, 3) Chirui, 4) Muhar, 5) Cormoș.

Systèmes de fractures dans l'aire volcanique de la partie centrale et sud-ouest des monts Harghita (lithologie d'après la carte géologique de la R.S.R., échelle 1 :200 000, feuille Odorhei).

- 1, dépôts quaternaires ;
- 2, andésites pyroxéniques ;
- 3, andésites à pyroxènes et hornblende ;
- 4, pyroclastites andésitiques ;
- 5, dépôts de la formation volcano-sédimentaire ;
- 6, dépôts sédimentaires de la Dépression de Transylvanie ;
- 7, cratère et caldeira ;
- 8, alignement tectono-magmatique majeur de Harghita ;
- 9, système de fractures secondaires : 1) Homordul Mare, 2) Homordul Mic, 3) Chirui, 4, Muhar, 5) Cormos.

4. LOCALIZAREA SI DESCRIEREA MINERALIZAȚIEI

Mineralizația de fier din regiunea Vlăhița-Chirui, reprezentată prin sideroză și limonit, apare în diferite situații geologice, astfel : a) la limita formațiunii vulcano-sedimentare cu fundumentul sedimentar prevulcanic ; b) la diferite nivele în formațiunea vulcano-sedimentară (seriile I și II) ; c) în sedimentar, la orizonturi din apropierea contactului cu vulcano-clastitele. Această localizare a mineralizației se cunoaște foarte bine în zăcămîntul Lueta la diferitele orizonturi ale exploatarii, de asemenea în foraje și unele aflorimente. Indicațiile de mineralizare se înscriu într-o arie largă de circa 10 km² între valea Homorodul Mare la vest și valea Chirui la est. Pînă în prezent au importanță economică numai acumulațiile de siderită din zăcămîntul Lueta.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

4.1. Indicații de mineralizare la suprafață

4.1.1. *Valea Homorodul Mic*. În ambii versanți ai văii Homorodul Mic (fig. 1), la Minereni, colonia vechii exploatari a fierului situată la circa 3 km sud de Vlăhița, sînt prezente iviri de siderită și limonit, numeroase vestigii ale vechilor galerii de coastă. Dintre aceste galerii trebuie menționată galeria Gustav, care a reprezentat pentru o lungă perioadă în trecut centrul exploatarii minereului de fier în regiune.

Mineralizația formează concrețiuni și lentile la contactul vulcanoclastite-sedimentar și concrețiuni în vulcanoclastite sau în sedimentar. Caracterele texturale, mineralogice și chimice ale mineralizației care aflorează la Minereni sînt identice cu cele din zăcămîntul Lueta, care va fi descrisă într-un subcapitol următor.

4.1.2. *Pîriul Kakacs*. Pe acest pîriu se află iviri de siderită și limonit la 400 m amonte de confluența cu valea Chirui (fig. 1). Mineralizația constă din concrețiuni de siderită în liantul breciilor piroclastice și în conglomeratele miocene. Concrețiunile de siderită sînt identice cu cele de la Minereni în privința caracterelor mineralogice și chimice. Sideritizarea afectează în diferite proporții concrețiunile de microconglo-

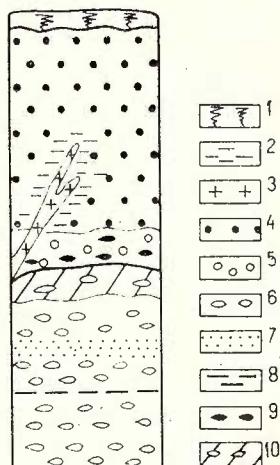


Fig. 3. — Coloană litologică cu poziția mineralizației de fier, pîriul Kakacs (Chirui).

1, sol ; 2, fumarolizări ; 3, apofiză de andezit pyroxénique ; 4, pyroclastites andésitiques ; 5, brecii piroclastice mixte ; 6, conglomerate ; 7, gresii și marne ; 8, nivel de gresii feruginoase ; 9, concrețiuni de siderit ; 10, nivel de conglomerat limonitizat.

Colonne lithologique avec la position de la mineralisation de fer, ruisseau Kakacs (Chirui).

1, sol ; 2, fumérollisations ; 3, apophyse d'andésite pyroxénique ; 4, pyroclastites andésitiques ; 5, brèches pyroclastiques mixtes ; 6, conglomérats ; 7, grès et marnes ; 8, niveau de grès ferrugineux ; 9, concrétiions de sidérite ; 10, niveau de conglomérat limonitisé.

merat grezos sau de marnă grezoasă din brecii. Mai rar este mineralizat liantul piroclastitului. Se mai observă limonitizarea conglomeratelor miocene la contactul cu breciile piroclastice pe o grosime de circa 3 m (fig. 3). Limonitizarea afectează matricea și elementele de gresie nisiposă, precum și lentilele pelitice.

Contactul mineralizat, care este deschis în versantul stîng al pîriului Kakacs, a fost cercetat cu două galerii de coastă în perioada 1950—1953.

Privitor la extinderea mineralizațiilor sideritice și limonitice în regiunea părții Kakacs-Băile Chirui, deținem puține informații datorită ivirilor sporadice, precum și datorită faptului că pînă în prezent nu s-au executat cercetări cu lucrări miniere și foraje. Cîteva foraje executate mai la sud în perioada 1959—1964 au evidențiat unele sideritzări în vulcano-sedimentar și la limita vulcanoclastite-fundament sedimentar.

4.1.3. Părțile Drumul Vîrghiș. Iviri de siderită și limonit 'asemănătoare celor din părțile Kakacs sunt sporadice pe primii 250 m amonte de confluența părții cu valea Vîrghiș (fig. 1). Se observă formarea concrețiunilor de siderită pe seama enclavelor de gresii și marne grezoase în brecii piroclastice. Totodată apare o parțială limonitizare a sideritei.

4.1.4. Părțile Linii (Gyepü). În versantul drept al părții mineralizația de siderită și limonit a fost cercetată în perioada 1950—1953 pe 250/200 m cu lucrări miniere de suprafață și galerii de coastă. Minereul constă din siderit limonitizat, limonit, opal cu limonit și constituie acumulări locale într-un depozit de opal gheizerian. Acest depozit se localizează în piroclastite de tipul tuf lapilic, tuf grosier, uneori cărbunos, tuf fin. Mineralizația din părțile Linii reprezintă un tip aparte ce se caracterizează prin asocierea sideritei și limonitului cu opalul sau gheizeritul. Din punct de vedere termodinamic și geochimic au circulat soluții gheizeriene bogate în fier, similar celor din sectorul Vlăhița.

4.2. Indicații de mineralizare în formațiunea vulcano-sedimentară

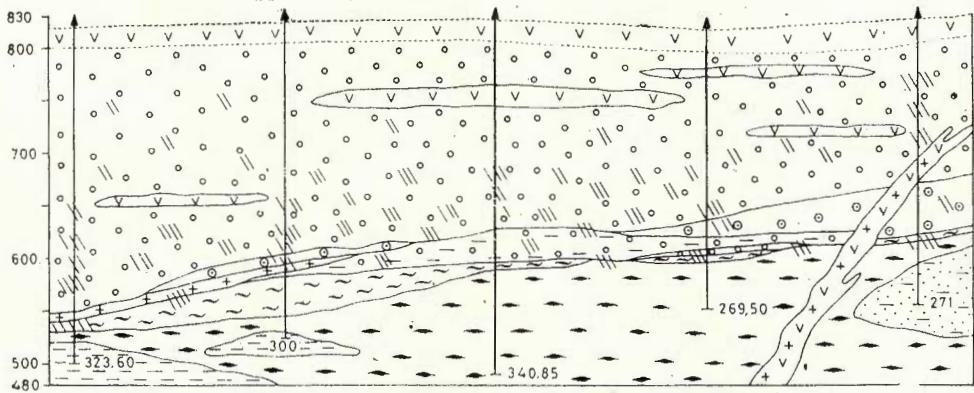
Forajele executate în număr mare în perimetrul zăcămîntului Lueta, precum și în extindere la vest, nord și est au evidențiat prezența sideritei la diferite nivele în formațiunea vulcano-sedimentară. În foraje grosimea intervalelor mineralizate este foarte diferită, dar predomină grosimile sub 0,5 metri. Mult mai numeroase sunt indicațiile de mineralizare la partea inferioară a formațiunii vulcano-sedimentare (seria I) cu litologie piro-epiclastică (fig. 4). În partea mediană și în cea superioară a formațiunii cu litologie predominant piroclastică, mineralizările sunt reduse sau lipsesc.

Deoarece indicațiile de mineralizare au în general grosimi reduse și nu se coreleză pe orizontală la forajele alăturate, se consideră că mineralizația alcătuiește concrețiuni și numai rareori lentile. Deși acestea prezintă o distribuție spațială neregulată, se observă totuși tendință de a se ordona pe anumite intervale de adincime, preferențial la limita piroclastitelor cu epiclastitele sau în cadrul formațiunilor constituite din piroclastite mixte și epiclastite. Este frecventă și evidentă asocierea mineralizației cu vulcanoclastitele cărbunoase. Orizonturile cu asemenea roci, împreună cu cele constituite din marne grezoase, gresii, nisipuri constituie elementul litologic major ce controlează acumularea mineralizației sideritice în formațiunea vulcano-sedimentară. Tipurile de roci și-



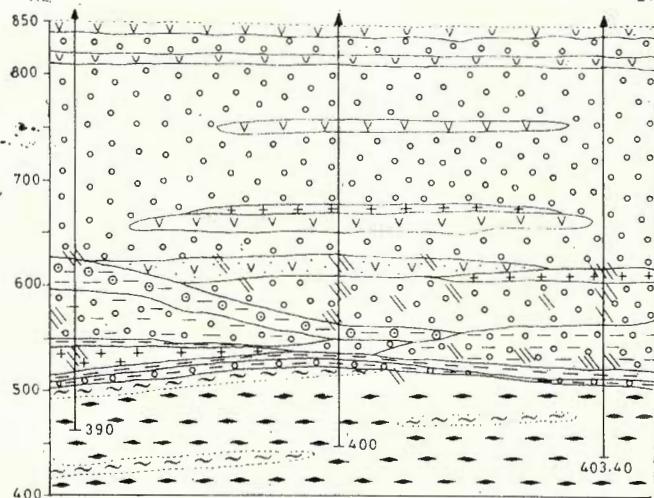
N

5



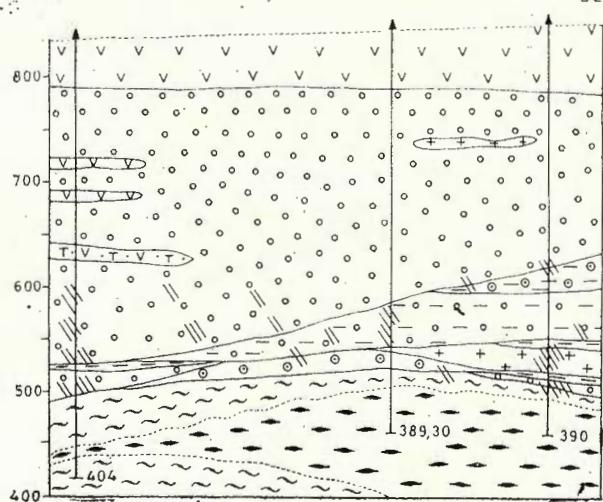
NE

SW



NW

SE



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14

0 50 100 m

Fig. 4



Institutul Geologic al României

deritizate din vulcano-sedimentar sint : a) siderită compactă, cenușie, cenușiu-gălbuie, cenușiu-negricioasă. La microscop, pe lîngă cristalele de sideroză, apar cristale de muscovit, cuart, feldspat. Roca este omogenă, compactă sau poroasă, dură. Acest tip de minereu apare la diferite nivele în formațiunea vulcano-sedimentară, preferențial în partea bazală. Analizele chimice și spectrale indică asemănări cu minereul exploatat (v. cap. 6) ; b) gresie conglomeratică sau fină sideritizată. Componentii originari, nesideritizați sau parțial sideritizați, sint marne, șisturi marnoase, argile, cuarțite, marnocalcare, cristale și fragmente de cristale de cuart. Sideritizarea afectează în mai mare măsură liantul rocii, care este o gresie. Se observă substituirea rocii de către sideroză în diferite proporții, precum și prezența cristalelor de sideroză pe fisurile fragmentelor de rocă și ale cristalelor. Multe observații microscopic sprijină punctul de vedere privind geneza mineralizației prin procese metasomaticice. Asemenea observații se pot face și pentru rocile piroclastice sideritizate ; c) tuful vitro-cristalo-litoclastic sideritizat este tipul de rocă mineralizată întâlnit frecvent în coloanele litologice ale forajelor. Mineralizarea îmbracă forme diverse, de la sideritizarea selectivă a unor formațiuni din liantul cineritic la o sideritizare avansată cu relicte de litoclaste și cristale. În numeroase cazuri, sideritizarea se asociază cu silicifierea și numai studiul microscopic poate decela participarea siderozei. Tuful sideritizat reprezintă de fapt în multe situații liantul vulcanoclastitelor grosiere. De obicei, mineralizația din vulcanoclastite este legată de rocile mixte, în care principalul component nevulcanic este cărbunele (tufuri, gresii andezitice, aleurolite andezitice, tufite, argile tufacee). În cazul mineralizării intense se formează sideritele cărbunoase. La aceste roci textura și structura inițială se estompează, roca devine mai omogenă și se conservă fragmente foioase de cărbune.

4.3. Mineralizația din zăcămîntul Lueta

Mineralizația sideritică ce constituie obiectivul principal al explorației se localizează la contactul depozitelor miocene (conglomerate-micro-

Fig. 4. — Secțiuni geologice în formațiunea vulcano-sedimentară din regiunea Vlăhița.

1, andezit : a, lavă ; b, corp ; 2, tuf andezitic ; 3, gresie andezitică ; 4, breccie piroclastică andezitică ; 5, breccie piroclastică andezitică mixtă ; 6, conglomerat andezitic ; 7, conglomerat andezitic mixt ; 8, marnă argiloasă ; 9, argilă ; 10, argilă nisipoasă ; 11, nisip ; 12, conglomerat ; 13, siderită și sideritizări ; 14, foraj.

Sections géologiques dans la formation volcano-sédimentaire de la région de Vlăhița.
 1, andésite : a, lave' ; b, corps ; 2, tuf andésitaire ; 3, grès andésitaire ; 4, brèche pyroclastique andésitaire ; 5, brèche pyroclastique andésitaire mixte ; 6, conglomerat andésitaire ; 7, conglomérat andésitaire mixte ; 8, marne argileuse ; 9, argile ; 10, argile sablonneuse ; 11, sable ; 12, conglomérat ; 13, sidérite et sidéritisations ; 14, forage.



conglomerate, gresii) cu vulcanoclastite și andezitice. Corpul de minereu se prezintă sub formă de : a) strat lenticular ; b) lentilă ; c) concrețiune.

Tipurile de roci mineralizate sunt : siderita compactă, siderita carbonoasă, gresia sideritzată, microconglomeratul sideritzat, tuful sideritzat, brecia piroclastică cu liant sideritzat.

Valorile predominante ale fierului sunt cuprinse între 10—25%. Aceleași conținuturi de fier prezintă mineralizația din vulcano-sedimentar (iviri și foraje).

Rocile mineralizate prezintă de cele mai multe ori textură compactă și structură microgranulară pavimentoasă.

Siderita compactă conține în medie : sideroză 85%, cuarț 20%, sericit, minerale argiloase, pigment limonitic 13%. Gresia sideritzată conține circa 30% sideroză, circa 5% pigment limonitic și în rest cuarț (60%), iar subordonat, minerale micacee, minerale argiloase, feldspati. În cazul microconglomeratului miocen sideritzat, ca și al piroclastitului (sau epicalastitului) sideritzat andezitic, sideroză (circa 40%) constituie noduli și cimenteaază fragmentele, formând plaje alotriomorfe cu aspect pavimentoas.

Cercetările efectuate asupra geologiei zăcămîntului Lueta au urmărit obținerea unor elemente de cunoaștere privind : a) factorii ce controlează mineralizarea ; b) caracterele formațiunilor geologice din zăcămînt ; c) particularitățile textural-structurale, mineralogice și geo chimice ale rocilor mineralizate. Realizarea acestor elemente de cunoaștere a condus în primul rînd la formarea unui punct de vedere fundamental asupra modului în care s-a acumulat mineralizația de la contactul vulcanoclastitelor cu sedimentarul, implicit asupra perspectivei identificării unor acumulări similare în extinderea zăcămîntului. Noua concepție metalogenetică fundamentează rolul primordial pe care l-au avut factorii de control paleogeografic, tectonic și litologic în acumularea mineralizării ce constituie zăcămîntul Lueta.

Controlul paleogeografic. În arhiva minei Lueta există o bogată documentație realizată ca urmare a exploatarii sideritei la diferite orizonturi și a explorării acesteia cu numeroase foraje în rețea. Pe baza acestei documentații exhaustive, Pușchiaza¹⁵ a întocmit în anul 1976 „Harta cu izobate la contactul vulcanoclastite/sedimentar, sc. 1 : 2 000, pentru zăcămîntul Lueta și zona adiacentă nordică (biocul II)“. Această hartă (pl.), împreună cu numeroase secțiuni geologice prin zăcămînt pe direcție vest-est (dintre care trei sunt prezentate în figura 5), permite reconstituirea în bune condiții a paleoreliefului fundamentalui prevulcanic.

În perimetru exploatării, la sud de puțul central, se observă că relieful prevulcanic este constituit dintr-o zonă depresionară îngustă cu direcție generală N—S. Aceasta se ridică spre sud, tărmul situîndu-se

¹⁵ Autorii exprimă mulțumiri geologului Vasile Pușchiaza pentru amabilitatea cu care a pus la dispoziție harta spre a fi utilizată în scopul cercetărilor privind zăcămîntul Lueta și pentru a fi publicată în această lucrare.

aproximativ la paralela Dealul Benö-Minereni (pl.). Flancul vestic apare mai abrupt decât cel estic (pl., fig. 5). Examinată în detaliu, zona depresionară prezintă mici ramificații. Alura izobatelor ar arăta că cele două zone ridicate, ce marchează flancurile depresiunii, prezintă neregularități. De asemenea, se disting porțiuni terminale ale unor digitații pe flancurile estice și vestice ale zonelor ridicate; este posibil ca acestea să se dezvolte în direcțiile amintite mai sus.

Imediat la nord de zăcămînt se remarcă o altă zonă depresionară orientată de această dată vest-est.; și aceasta prezintă ramificații. Deși pentru teritoriul situat la nord de zăcămînt harta cu izobate reușește în mai mică măsură să redea morfologia fundamentalui, deoarece dispunem de mai puține foraje, se remarcă totuși o morfologie similară celei din sud (pl.).

Controlul structural. În sectorul Minereni-Vlăhița, atât la suprafață cât și în subteran, au fost cartate cîteva falii ce se încadrează într-un sistem principal orientat în general nord-sud. Harta cu izobate scoate în evidență un fascicul de fracturi în sectorul vestic al zăcămîntului. Acesta cuprinde și falia Homorodului, vizibilă în mina Lueta la diferite orizonturi (N. Catană, Pop, 1965)¹⁶.

Fără îndoială că astăzi la suprafață, cât și în mina Lueta mai sunt și alte falii, care nu au putut fi reprezentate cartografic, dar, cum se vede și în figura 5, putem considera că cel puțin o parte din ansamblul de fracturi reprezintă falii mai vechi reactivate. Asemenea falii vechi au jucat un rol destul de important în definitivarea paleoreliefului. Totodată, fracturile au jucat un rol important în metalogeneza fierului, constituind căile de acces pentru soluțiile mineralizatoare.

Controlul litologic. Examenul litologic detaliat al formațiunii ce cantonează mineralizația din zăcămîntul Lueta și perimetrele adiacente arată că este reprezentată local prin depozitele Miocenului terminal, iar cu extindere mai mare în litotipurile grezoase și microconglomeratice ale Volhinian-Bessarabianului.

Un interes deosebit în controlul litologic se pare că l-au avut depozitele Miocenului terminal (Ştefănescu, fide Peltz et al., 1977)¹⁷. Prin textura lor, aceste depozite au favorizat procesele de sideritizare și de acumulare a minereului. Ele reprezintă sedimente rezultate din eroziunea formațiunilor miocene mai vechi, sint afinăte și slab diagenezate, de tipul aluvioniilor, deluviiilor, coluvioniilor, depozitelor de terasă, precum și al depozitelor care se acumulează în bazinile lacustre. De aici ar rezulta discontinuitatea areală și grosimea redusă a acestei formațiuni, aşa cum se constată în perimetru exploatării.

Cercetările cu foraje execute recent în exinderea zăcămîntului la vest și la nord evidențiază rolul controlului litologic în mineralizare. Astfel, sint lipsite de indicații privind mineralizația sideritică acele foraje care au interceptat, la contactul cu vulcanoclastitele, argile sau marne argiloase. Dimpotrivă, sideritizările sint prezente acolo unde se-

¹⁶ Arh. C.R.R.G., București.

¹⁷ Arh. I.G.G., București.

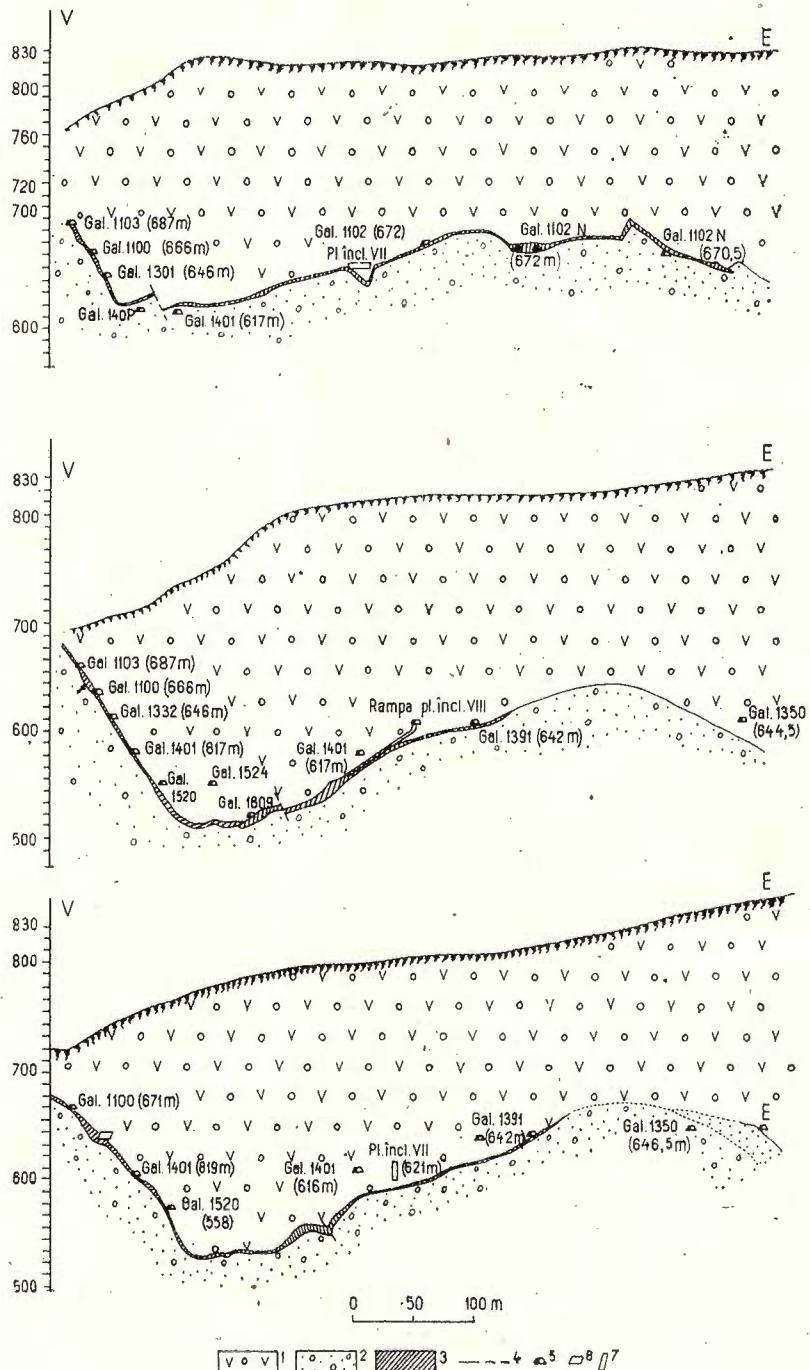


Fig. 5

dimentarul de la contactul cu vulcanoclastitele este constituit din gresii, microconglomerate, mai rar nisipuri. Aceste roci pot aparține fie Volhinian-Bessarabianului, fie Miocenului terminal.

În concluzie, se poate considera că în stadiul actual dispunem de noi elemente de cunoaștere în măsură să contribuie la clarificarea genezei acumulărilor de siderită din regiune. Aceste elemente fundamentală rolul primordial pe care l-au avut factorii de control paleogeografic, structural și litologic în metalogeneză. Există o strânsă interdependență și condiționare reciprocă a celor trei factori și credem că ar fi greșit să se evidențieze rolul mai important pe care unul dintre aceștia l-ar fi jucat în procesele geologice și metalogenetice.

Cele afirmate mai sus sunt ilustrate de situația cunoscută în zăcămîntul Lueta. Astfel, apare destul de clar faptul că mineralizația de interes economic se localizează în porțiunile terminale ale zonelor depresionare (control paleogeografic), fiind cantonată de formațiunea miocen terminală (control litologic), local, acolo unde aceasta nu a fost eroată. Principalele accidente tectonice se situează în spațiul occidental al zonei depresionare și au constituit căi de acces pentru soluțiile bogate în fier (control tectonic).

Ansamblul cunoștințelor privitoare la poziția geologică a mineralizației de fier din regiunea Lueta-Vlăhița-Chirui, precum și la factorii care au guvernat formarea acestora a condus la elaborarea schemei de corelare a evoluției proceselor geologice și metalogenetice (tab. 2).

Nu este în intenția autorilor de a dezvolta în acest cadrul punctele de vedere privind geneza mineralizației. Acordindu-se un rol deosebit controlului tectonic în metalogeneză, se acceptă implicit rolul hidrotermelor bogate în fier care au circulat pe aceste fracturi la mari distanțe de centrele eruptive situate probabil în partea centrală a Harghitei. În majoritatea cazurilor, hidrotermele, prin procese metasomatice, au generat mineralizația sideritică. Limonitul s-a format ulterior pe seama sideritei, dar local s-a acumulat și prin depunere din soluții gheizeriene feruginoase.

Fig. 5. — Secțiuni geologice pe direcția vest-est prin zăcămîntul Lueta (după date din arhiva minei Lueta).

1, formațiune vulcano-sedimentară ; 2, depozite sedimentare miocene ; 3, siderită (lentile, concrețiuni) ; 4, failie ; 5, galerie ; 6, abataj ; 7, plan inclinat.

Sections géologiques sur direction ouest-est à travers le gisement Luéta (d'après des données des archives de la mine Luéta).

1, formation volcano-sédimentaire ; 2, dépôts sédimentaires miocènes ; 3, sidérite (lentilles, concrétions) ; 4, faille ; 5, galerie ; 6, abatage ; 7, plan incliné.



TABELUL 2

S. Peltz — Margareta Peltz
Evoluția vulcanismului și a metalogenezei asociate în regiunea Lueta-Vlăhița-Chirii

Tipul de activitate vulcanică	Forma de acumulare	Factorul de control în metalogeneză	Caracterul soluțiilor mineralizatoare	Mineralizația	Vîrstă
III Vulcanism andezitic efuziv	Curgeri de lavă	—	—	—	Pannonian superior Pliocene
II Vulcanism andezitic extrusiv	Corpuri eruptive	Structural	Hidrotermal	Pirită, marcasită	
I Vulcanism andezitic mixt predominant exploziv	Formațiunea vulcano-sedimentară	Structural Paleogeografic + litologic + structural	Gheizerian Hidrotermal tardiv	Opal cu timonit, opal Siderită	

5. NOTIUNI DE GEOSTATISTICĂ APLICATE LA STUDIUL DISTRIBUȚIEI MINERALIZAȚIEI LA CONTACTUL FORMATIUNII VULCANO-SEDIMENTARE CU FUNDAMENTUL PREVULCANIC

Prezenta lucrare conține o tentativă de aplicare a metodelor geostatistice ale krigajului și simulării condiționale Agterberg (1974), Journeel (1974) la predicția dezvoltării mineralizației din zăcămîntul Lueta, în sectoare adiacente acestuia, urmărindu-se pe această cale să se obțină date suplimentare privitoare la perspectiva extinderii mineralizației.

Simularea condițională la calculatorul electronic are drept scop obținerea unui „zăcămînt sintetic”, care trebuie să conțină în punctele de implantare ale lucrărilor miniere valorile reale și care să fie caracterizat printr-un „model al fluctuațiilor” mineralizației identic cu modelul prezentat de zăcămîntul real.

În vederea predicției dezvoltării mineralizației din zăcămîntul Lueta a fost aplicat programul „KRIGES” elaborat de Dumitriu și Dumitriu (1976) în limbajul FORTRAN IV. Programul, cu datele oferite de forajele executate în perimetru exploatării (prezența mineralizației la limita dintre pirolastite și sedimentar = valoarea 2, iar a sterilului = valoarea 1), a fost rulat la calculatorul electronic IBM 360/40 al CPADG (Academia „Stefan Gheorghiu”). S-au introdus datele din 60 foraje executate în rețea în perimetru strict al zăcămîntului care constituie obiectul exploatării. Datele se referă la : adîncimea limitei, grosimea mineralizației, conținutul de Fe %.



Programul „KRIGES“ conține instrucțiuni cu ajutorul cărora se execută krigajul și simularea condițională a distribuției mineralizației de la limita sedimentar/vulcanoclastite pentru cazul datelor geologice dispuse neregulat și a existenței unei orientări preferențiale a corpuriilor de minereu.

Pachetul cu date de intrare conține: cartela de parametri (titlul minei, numărul de date geologice și miniere, factorul de amplificare a numărului de date inițiale necesare obținerii unei rețele de interpolare îndesite); cartela de date ($X =$ vectorul datelor inițiale, U și $V =$ coordonatele N—S, respectiv V—E ale datelor dispuse neregulat).

În primul segment al programului se ajustează o suprafață de tendință polinormală de ordinul 2 la datele inițiale; se elimină trendul și se obțin valorile reziduale care se distribuie gaussian cu media = 0. Se repartizează apoi valorile reziduale în clase de frecvență, obținându-se o histogramă cu ajutorul căreia se vor extrage numere pseudoaleatoare, necesare în procesul de simulare. Un segment important din program calculează funcțiile de autocovarianță și de autocorelație ale datelor geologice reziduale, precum și raza cercului în care se află valorile selectate pentru krigaj; cercul reprezintă zona de influență a probei geologice situată în centrul său.

Programul continuă cu calculul mulțimii de valori simulate, distribuite conform distribuției de frecvență cumulativă și funcției de autocorelație.

În ultimul segment al programului se execută: a) selectarea punctelor care intră în zona de influență a probei geologice; b) calculul coeficienților de krigaj pentru fiecare punct de interpolare; c) calculul valorilor simulate condițional pentru fiecare punct de interpolare.

Rezultatele calculelor sunt afișate la imprimanta sistemului, obținându-se o listă de valori simbolice „BLANK“ și „*“ ce reprezintă repartiția sterilului, respectiv a utilului simbat în cuprinsul zăcămîntului (fig. 6). Se constată că cercetarea geostatistică prin aplicarea programului „KRIGES“ a reușit să ilustreze clar și sugestiv distribuția capricioasă a mineralizației sideritice în zăcămîntul Lueta, situație confirmată pînă în prezent de rezultatele exploatarii. Această distribuție neregulată a corpuriilor de minereu, care ridică probleme în orientarea lucrărilor de exploatare și totodată în ceea ce privește confirmarea rezervelor omologate, se explică prin factorul de control litologic (formațiune cu răspîndire areală discontinuă și grosime variabilă), precum și prin activitatea fluctuantă a mineralizatorilor.

Extrapolînd datele din zăcămînt la sectoarele adiacente, considerind că și acolo imaginea distribuției mineralizației la contact este asemănătoare celei din figura 6, putem explica mai bine de ce chiar acolo unde s-au executat foraje în rețea numai unele sonde au interceptat mineralizația.

Anizotropia distribuției mineralizației în zăcămîntul Lueta reiese clar din figura 7, care reprezintă imaginea grafică a funcției de autocorelație bidimensională. Elipsa are axa mare orientată aproximativ

N—S, paralel cu direcția de dezvoltare a zonei depresionare îngropată la contactul vulcanoclastite/sedimentar, precum și cu direcția generală

```

001123344555566666655554433221000***** 
001223444555666666666555443321100***** 
0112334455666666666666555443321000***** 
0112344555666777777766655443321100***** 
0122344555666777777777776665443321100***** 
01233455666777777777776665443321100***** 
0123345566777788888877776655443321100***** 
012344556677778888888777565443321100***** 
11234456677788888888777565443321100*** 
1123445667778888888877565443321100*** 
122345566778888999999988877766554332100** 
1223455667788889999999988877766554332100** 
12234556677888999999999988877766554432100** 
122345567778899999999999888777655432100** 
11234556777889999999999999888777655432100** 
11234556777889999999999999888777655432100** 
0123455677888999999999999983776655432100* 
0123455667733899999999999983877655432110* 
012344566773389999999999998387766554332100 
012344566773389999999999998387766554332100 
012334566773389999999999998387766554332100 
01123456777889999999999999838776655432100 
0012345667788999999999999983877655432100 
0012345667788999999999999983877655432100 
*001234566778899999999999983877655432210 
*0012344566778889999999999838776655432210 
*00123345566778899999999999838776655432210 
*00123345667778888888888838776655432210 
*0012334566777888888888387766554432210 
***0012334566777888888888387776554432100 
***0012344556777888888888387776554332100 
***001233456677777777777766655544332100 
****001223445556666666656656655443321100 
*****001223344555566666666555443321100* 
*****00012233445555556666666555443321100*

```

Fig. 6. — Raza cercului în care se află valorile selectate pentru krigaj = 1924. Funcția de autocorelație a mineralizației din zăcămîntul Lueta (Vlăhița).

Rayon du cercle dans lequel se trouvent les valeurs sélectionnées pour Krigeage = 1924. Fonction d'autocorrélation de la minéralisation du gisement Lueta (Vlăhița).

al fasciculului de fracturi (pl.). Se ilustrează și se confirmă cu date geostatistice punctul de vedere prezentat într-un capitol anterior privind



rolul paleogeografic și tectonic în formarea și acumularea mineralizației de fier din zăcămîntul Lueta.

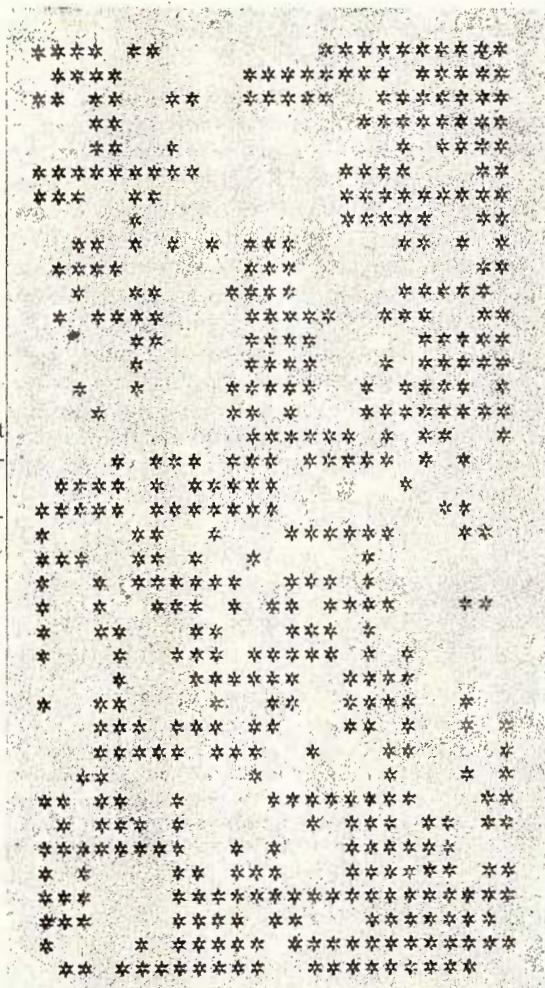


Fig. 7. — Planul geologic obținut prin simularea condițională a zăcămîntului Lueta,

Plan géologique obtenu par la simulation conditionnelle du gisement Lueta.

6. CHIMISMUL MINERALIZAȚIEI

În vederea cunoașterii distribuției elementelor majore și minore în minereul sideritic și limonitic din regiunea Lueta-Vlăhița-Chirui au fost executate: 24 analize chimice complete de Ianc (22 probe) și Vasiliu¹⁸ (2 probe) și 24 analize spectrale de către Bratosin. Pentru regiunea la care ne referim asemenea analize se efectuează

¹⁸ Aducem mulțumiri Ceciliei Vasiliu pentru analizele efectuate.

pentru prima dată. Dealtfel, sunt primele analize de acest fel care se execută în România, dacă se ia în considerare faptul că pentru sideritele de la Mădăraș și Toplița nu s-au efectuat asemenea analize, iar în alte regiuni nu se cunosc pînă în prezent aceste mineralizații asociate vulcanismului neogen.

Aflindu-se la început, studiul chimismului mineralizației a ridicat numeroase probleme în ceea ce privește metodologia analitică. S-au întîmpinat greutăți la determinarea conținutului de CO_2 din siderite. Metoda determinării CO_2 indirect, cu aparatul Geissler, nu a condus la rezultate satisfăcătoare. Pentru rezolvarea acestei probleme s-a folosit metoda descompunerii termice în curent de aer purificat și a determinării gravimetrice a CO_2 absorbit într-un vas de absorbție. O altă problemă a constituit-o determinarea conținuturilor de Al_2O_3 extrem de mici, sub 1%. Metoda complexometrică și metoda spectrofotometrică de absorbție atomică nefiind indicate, s-a folosit dozarea colorimetrică a aluminiului cu ajutorul reactivului ariocromcyanin R. Într-o primă etapă a cercetării s-a acordat prioritate analizării minereului din zăcămîntul Lueta, în vederea obținerii unor date care să servească comparației cu cele din foraje și aflorimente. Astfel, 12 din cele 24 analize reprezintă minereul sideritic care se exploatează în prezent (tab. 3). Obținerea unor

TABELUL 3

*Descrierea și localizarea probelor de siderită din regiunea Lueta-- Vlăhița-- Chirui**

Nr. crt.	Nr. probei	Descriere și localizare
1	4	Brecie piroclastică sideritizată
2	6	Liant brecie piroclastică, sideritizat
3	12	Gresie microconglomeratică sideritizată
4	5	Liant brecie piroclastică, sideritizat
5	341	Gresie microconglomeratică sideritizată
6	7	Gresie microconglomeratică sideritizată
7	10	Microconglomerat sideritizat
8	601/235	Tuf sideritizat
9	331	Siderită
10	11	"
11	8	"
12	9	"
13	339	"
14	3	"
15	236	"
16	235	"
17	502/160	"

* Analizele chimice ale probelor sunt prezentate în tabelul 4, iar cele spectrale în tabelul 8.

asemenea elemente de referință constituie o cerință esențială în vederea efectuării unor observații corecte asupra originii și constituuirii fizico-chimice a mineralizatorilor, contribuind la clarificarea problemei majore a genezei mineralizației.



Materialul analizat chimic și spectral este alcătuit din : nouă probe de minereu sideritic cel mai bogat ; opt probe de rocă originară vulcanică sau sedimentară, mai mult sau mai puțin mineralizată ; patru probe de siderit limonitizat ; trei probe de limonit (tab. 3 și 6).

Rocile sideritice având FeCO_3 în limitele 32,414—67,98% sunt reprezentate prin piroclastite sideritizate (4 probe) și roci sedimentare sideritizate (4 probe). Sideritele cu FeCO_3 70,85%—82,55% sunt colectate din zăcămîntul Lueta (6 probe), forajul 502 Vlăhița (1 probă) și din afloamente Chirui (2 probe). Rezultatele analizelor chimice și spectrale sunt prezentate în tabelele 4 și 8, ordinea înscrierii probelor fiind cea a creșterii conținutului de FeCO_3 . Separat au fost întabelate analizele chimice (tab. 7) și spectrale (tab. 8), reprezentînd siderite limonitizate de la Chirui și limonite de la Lueta și Chirui.

6.1. Elemente majore

Examinarea tabelelor 4 și 7 arată că la alcătuirea minereurilor sideritice participă pe lîngă FeO , cu procente diferite, SiO_2 , CO_2 , MnO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , subordonat ceilalți oxizi. Se constată o deosebire accentuată între compoziția chimică a minereului bogat și cea a minereului reprezentînd roci originare sideritizate. Acestea din urmă fiind afectate în proporții variabile de procese metalizante, evidențiază o participare diferită a oxizilor în compoziția chimică (tab. 3 și 4).

O caracteristică importantă a minereului sideritic de la Lueta și Chirui, cu implicații pozitive în valorificarea sa superioară, este prezența P_2O_5 în procente foarte mici (frecvent 0,01—0,04) sau lipsa acestui component (tab. 4).

Pe baza analizelor chimice ale minereului sideritic (tabelul 4, probele 235, 8, 9, 236, 11, 3, 160, 331, 339) a fost calculată următoarea compoziție medie a sideritei de tip Lueta : $\text{SiO}_2 = 10,26\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,00\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3,13\%$; $\text{FeO} = 44,45\%$; $\text{MgO} = 1,17\%$; $\text{CaO} = 2,03\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,30\%$; $\text{K}_2\text{O} = 0,23\%$; $\text{TiO}_2 = 0,25\%$; $\text{MnO} = 1,75\%$; $\text{H}_2\text{O} = 0,54\%$; $\text{CO}_2 = 32,69\%$.

În minereul cel mai bogat, valorile FeCO_3 sunt cuprinse între 70,85—82,55%. Este de remarcat că asemenea conținuturi au fost determinate nu numai pentru minereul din zăcămînt, dar și pentru probe ce provin din forajul 502 Lueta nord-vest, metrul 160, și din afloamente în pîriul Kakacs, Chirui. Sub microscop, aceste siderite apar întotdeauna omogene și nu evidențiază prezența relictelor de roci originare.

În rocile originare sideritizate, FeCO_3 variază în limite largi, cuprinse între 32,41—67,98%. La microscop, aceste roci apar ca tufuri sau gresii sideritizate în diferite proporții.

Tabelul 5 cu domeniile de variație ale unor oxizi grupate pe tipuri de roci mineralizate, inclusiv și compoziția chimică a piroclastitului nemineralizat, ilustrează creșterea tot mai accentuată a FeO , CO_2 , MnO de la roca nemineralizată la minereul bogat și totodată scăderea notabilă a valorii SiO_2 . De asemenea, scad valorile Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , TiO_2 . Va-



TABELUL 4
Analize chimice totale ale sideritei de la Luncă-Vlăhița și Chirui

Nr. Crt.	Nr. probel	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁺	S	CO ₂	Total	FeCO ₃
1	4	40,25	12,60	2,47	18,63	1,53	4,82	2,02	1,00	0,78	0,12	0,54	1,62	0,02	13,78	100,18	32,41
1	6	38,35	11,04	2,24	21,66	1,21	3,65	1,76	1,04	0,41	0,08	0,90	1,91	0,10	16,06	100,41	37,72
3	12	44,50	4,35	2,26	25,37	0,79	1,21	0,68	0,85	0,50	0,02	0,83	0,71	0,10	18,13	100,30	43,50
4	5	23,05	7,85	2,68	33,20	0,89	2,13	0,84	0,27	0,31	0,01	1,22	1,55	0,05	24,54	99,49	57,74
5	341	25,05	2,68	3,76	35,36	1,22	1,98	0,91	0,48	0,56	0,02	1,73	0,46	0,02	26,10	100,33	61,46
6	7	26,15	2,35	2,18	37,48	1,02	1,20	0,30	0,37	0,25	abs	1,40	0,55	0,02	26,47	99,84	63,95
7	10	23,75	2,10	2,73	38,31	0,69	0,96	0,38	0,45	0,50	abs	1,42	0,27	0,02	28,05	99,63	66,36
8	601/235	16,40	4,50	3,76	39,47	1,52	1,82	0,15	0,20	0,35	abs	1,48	1,78	0,04	28,51	99,98	67,98
9	331	15,20	3,30	3,85	40,67	0,90	1,66	0,34	0,20	0,31	0,02	1,90	0,92	0,08	30,18	99,53	70,85
10	11	14,50	2,15	4,27	38,95	1,55	1,79	0,38	0,27	0,24	0,02	1,34	0,43	0,44	33,29	99,62	72,24
11	8	12,75	4,25	3,91	43,20	1,26	1,20	0,22	0,37	0,29	abs	1,44	0,57	0,05	30,93	100,44	74,13
12	9	15,00	3,05	0,55	44,67	1,04	1,12	0,38	0,27	0,34	abs	1,45	0,37	0,04	31,42	99,70	76,09
13	339	9,50	1,65	3,30	44,37	1,32	2,23	0,72	0,35	0,43	0,04	1,89	0,29	0,03	33,77	99,89	78,14
14	3	7,62	2,90	2,50	44,51	1,98	3,68	0,18	0,24	0,37	0,01	1,23	0,70	0,01	34,27	100,20	78,78
15	236	6,22	3,49	2,83	48,22	0,51	2,94	0,19	0,11	0,09	0,87	1,51	0,50	0,06	32,40	99,99	80,62
16	235	6,12	3,75	3,21	48,54	0,89	2,12	0,15	0,10	0,07	0,09	1,88	0,35	0,03	32,36	99,69	80,90
17	502/160	6,10	2,50	3,79	46,95	1,13	1,53	0,15	0,17	0,15	abs	1,56	0,73	0,02	35,60	100,38	82,55

Analisti: Rosette Ianc și Cecilia Vasiliu



lorile MgO și CaO sunt mai mici la piroclastitul mineralizat, comparativ cu cel nemineralizat.

Examenul comparativ al compoziției chimice a minereului cu FeCO_3 , peste 80% prilejuiște unele constatări privind bilanțul elementelor majore în procesul de mineralizație :

TABELUL 5

*Domenii de variație ale unor elemente majore (oxizi) în pirolastile proaspete, pirolastite și gresii sideritzate, siderite; regiunea Lueta-Vlăhița-Chirui**

Oxizi	Liant brecie piroclastică	Piroclastit parțial sideritzat	Gresie sideritzată	Siderită
FeO	2,71	18,63—39,47	25,37—38,41	38,95—48,54
CO ₂	—	13,78—28,51	18,13—28,05	30,18—35,60
SiO ₂	56,74	16,40—40,25	23,75—44,50	6,10—15,20
MnO	0,10	0,54—1,48	0,83—1,73	1,23—1,90
Al ₂ O ₃	18,64	4,50—12,60	2,10—4,35	1,65—4,25
Fe ₂ O ₃	3,84	2,24—3,76	2,18—3,76	2,50—4,27
MgO	3,83	0,89—1,53	0,69—1,22	0,51—1,98
CaO	7,04	1,82—4,82	0,96—1,98	1,12—3,68
Na ₂ O	2,40	0,15—2,02	0,30—0,91	0,15—0,72
K ₂ O	1,11	0,20—1,04	0,37—0,85	0,10—0,37
TiO ₂	0,76	0,31—0,78	0,25—0,56	0,07—0,43

* După Rosette lanc (1979) și Cecilia Vasiliu (1977)

— SiO₂, component principal al rocilor originare, indiferent de natura lor vulcanică sau sedimentară, este prezent cu 6,10—6,22%. Această cantitate foarte mică indică prezența în minereu a unor relicte submicroscopice de silicăți, fie un aport de SiO₂ ce însoțește fierul în soluția mineralizatoare.

— Odată cu creșterea SiO₂ scad valorile Fe₂O₃ și MgO și crește valoarea CaO și a S. Sunt indicații sugestive privind caracterul soluțiilor mineralizatoare care, pe lîngă o mare cantitate de fier, conțineau și silice, împreună cu elemente de natură vulcanică, precum sulful. Totodată, creșterea foarte importantă a MnO de la 0,10% în roca originară la 1,51—1,88% în minereul bogat, evidențiază un aport substanțial în Mn al mineralizatorilor de origine vulcanică.

— Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂ prezintă valori mult mai mici, comparativ cu rocile originare. Aceste conținuturi pot fi puse



pe seama prezenței în probele analizate a relictelor submicroscopice de silicăți.

În accepțiunea genezei și pe cale metasomatică a mineralizației rezultă o substituire avansată, dar nu totală, a rocii gazdă chiar și la minereul cu peste 80% FeCO₃.

TABELUL 6

*Descrierea și localizarea probelor de limonit și siderită limonitizată de la Lueta și Chirui**

Nr. crt.	Nr. probei	Descriere și localizare
1	1	Limonit
2	101	Limonit
3	310	Limonit
4	307	Tuf grosier sideritizat și limonitizat
5	309	Tuf fin sideritizat și limonitizat
6	308	Tuf fin sideritizat și limonitizat
7	304	Tuf lapilic sideritizat și limonitizat

* Analizele chimice ale probelor sunt prezentate în tabelul 7, iar cele spectrale în tabelul 9.

TABELUL 7

Analize chimice totale ale limonitului și sideritei limonitizate de la Lueta și Chirui

Nr. crt.	Nr. prob. bei	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁺	S	CO ₂	Total
1	1	27,65	2,45	57,60	abs.	0,30	0,28	0,30	0,48	0,32	0,37	1,95	7,60	abs.	1,06	100,36
2	101	25,32	4,32	56,52	abs.	0,35	0,35	0,38	0,43	0,54	0,18	0,97	9,61	abs.	0,90	99,87
3	310	16,40	0,10	67,84	abs.	0,17	0,15	abs.	abs.	0,23	0,18	0,55	11,63	0,02	2,51	99,78
4	307	3,60	0,12	6,52	44,98	1,21	4,26	0,15	0,05	0,18	0,11	0,31	1,49	0,07	35,34	99,39
5	309	5,32	0,21	21,88	34,26	1,06	2,82	abs.	abs.	0,36	0,14	1,71	3,41	0,23	28,12	99,52
6	308	5,75	0,60	23,28	31,24	1,48	2,72	0,15	0,10	0,29	0,09	1,90	4,14	0,04	28,47	100,25
7	304	17,05	2,20	26,27	24,25	1,17	2,61	0,30	0,10	0,18	0,10	1,52	4,62	0,01	20,03	100,41

Analist : Rosette Ianc

Analizele chimice ale celor trei probe de limonit de la Lueta (Minereni) și Chirui (Pîriul Lînii) caracterizează foarte bine acest minereu (tab. 6 și 7). Astfel, FeO este absent, CO₂ prezintă valori foarte mici, între 0,90—2,51%; crește foarte mult valoarea Fe₂O₃ (56,52%—67,84%). Se remarcă valoarea deosebit de mică a Al₂O₃ = 0,10 în proba de limonit de la Pîriul Lînii. Dealtfel, este caracteristică și pentru siderita limonitizată de la Pîriul Lînii valoarea mică a Al₂O₃ (0,12—0,60%). În privința valorilor celorlalți oxizi, se remarcă asemănări între limonite, siderite limonitizate și siderite.



6.2. Elemente minore

Au fost determinate, prin spectrografie de emisie, următoarele elemente minore : Pb, Cu, Ni, Co, Cr, V, Sc, Y, Be, Sr, Ba, Li, B.

Rezultatele sunt prezentate în tabelul 8, ordinea înscrierii probelor fiind cea a creșterii conținutului de FeCO_3 . Conținuturile elementelor minore în cele șapte probe de minereuri limonitice sunt redate în tabelul 9.

TABELUL 8

Elemente minore (ppm) în sideritele de la Lueta și Chirui

Nr. crt.	Nr. probei	$\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Si}$	Pb	Cu	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Be	Sr	Ba	B	Li
1	4	0,83	10	30	13	26	20	90	10	16	1	245	275	32	19
2	6	1,02	7	12	12	23	48	126	32	55	1,1	350	270	37	17
3	12	1,02	55	12	18	15	40	46	11	11	1	40	135	38	20
4	5	2,47	3	7,5	18	28	42	105	35	60	1,1	135	96	45	26
5	341	2,57	6	8	15	5	48	18	6	46	1,4	30	85	31	17
6	7	2,50	4,5	8	12	15	22	77	31	48	<1	22	73	14	15
7	10	2,85	3	5,5	5	<3	19	15	3,5	17	1	28	96	34	11
8	601/235	4,34	4,5	4	12	15	25	40	6,5	40	<1	41	54	36	11
9	331	4,83	9	13	15	6,5	19	30	8	80	1,4	54	96	30	18
10	11	4,90	6	13	13	7	22	74	39	50	1,3	21	45	27	15
11	8	6,09	3	7	13	16	19	29	5,5	55	<1	22	43	35	19
12	9	5	4	9	12	18	20	55	22	47	1,1	16	36	36	20
13	339	8,28	5,5	6,5	12	6,5	17	14	4	38	<1	28	71	18	11
14	3	10,20	3	5	5	9	13	46	8,5	40	1,3	40	63	31	24
15	236	13,60	<3	4	4	3,5	13	40	5	26	1	35	35	45	10
16	235	13,97	<3	4,5	9	15	9	15	3	38	<1	30	28	80	11
17	502/160	13,73	3	6,5	7	17	6	15	4	60	1	21	28	21	14

Analist : Irina Bratosin

Materialul luat în studiu, pe lîngă mineralele de fier, conține și relicte de rocă originară puse în evidență de analiza mineralologică, dar mai ales de cea chimică.



Pentru a ilustra comportarea elementelor minore, s-a căutat să se țină cont atât de mineralele de fier, cît și de relictele rocilor originare,

TABELUL 9

Elemente minore (ppm) în limonite și siderite limonitizate de la Lueta și Chiruț

Nr. crt.	Nr. probei	Fe _{tot} /Si	Pb	Cu	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Be	Sr	Ba	B	Li
1	101	3,34	3	80	120	80	21	440	25	60	3	50	330	25	11
2	1	3,11	49	10	56	8,5	25	48	14	67	3	95	120	20	8,5
3	310	6,19	<3	4	17	8,5	4	35	10	29	1,9	17	63	<10	<1
4	304	4,66	<3	4	7,5	11	7,5	80	11	31	<1	77	77	27	8
5	308	15,13	<3	3,5	3,5	4,5	2	86	12	35	1,4	27	43	27	7
6	309	16,90	<3	3,5	7	11	3	56	9,5	<10	<1	19	53	27	9
7	307	23,52	<3	4	6	12	2,5	48	4	<10	1	20	48	27	10

Analist: Irina Bratosin

de aceea ele au fost reprezentate grafic față de raportul Fe_{tot}/Si (fig. 8, 9) cu semne diferite pentru fiecare din grupele de probe discutate mai sus.

Examinind aceste diagrame de variație se constată că, pe măsura creșterii raportului Fe_{tot}/Si, elementele minore au următoarea comportare :

- Ni, Cr, Cu au o tendință de scădere ;
- V, Sc prezintă aceeași tendință de scădere, cu excepția probelor 308, 309, 307 (siderită limonitizată), unde conținuturile de V în special, mai puțin cele de Sc, sunt mai crescute ;
- Be, B, Li au domenii de variație reduse și conținuturi asemănătoare în toate varietățile de minereu ;
- Y și Co prezintă domenii mai largi de valori și nu au o tendință clară de variație față de raportul Fe_{tot}/Si ;
- Sr și Ba au o ușoară tendință de scădere ;
- Pb și Sn nu apar în diagrame, dar se observă din tabel că Pb are o tendință de scădere, iar Sn oscilează într-un domeniu restrins de valori.

Probele de limonit de la Lueta (1 și 101) au cele mai mari conținuturi de Ni și Be, față de toate probele analizate, și Cr mai mult decât în siderite și minereul limonitic în ansamblu ; proba 101 prezintă cele mai mari valori de Co (80 ppm) și V (440 ppm).

Diagrama de corelație V—Sc (fig. 10 a) indică o tendință de corelație pozitivă a acestor două elemente, iar raportul V/Sc este situat în limitele 2—10. Diagrama Cr—Ni (fig. 10 b) separă probele de minereu limonitic, cu raportul Cr/Ni cuprins în limitele 1/5—1, de probele de roci sideritizate și siderite cu raportul variind între 1—5.

Din cele discutate pînă acum reiese că în general elementele minore, Ni, Cr, Cu, Pb, Sr, Ba, prezintă valori mai ridicate în rocile originare (vulcanice, sedimentare) sideritizate parțial și scad în minereul



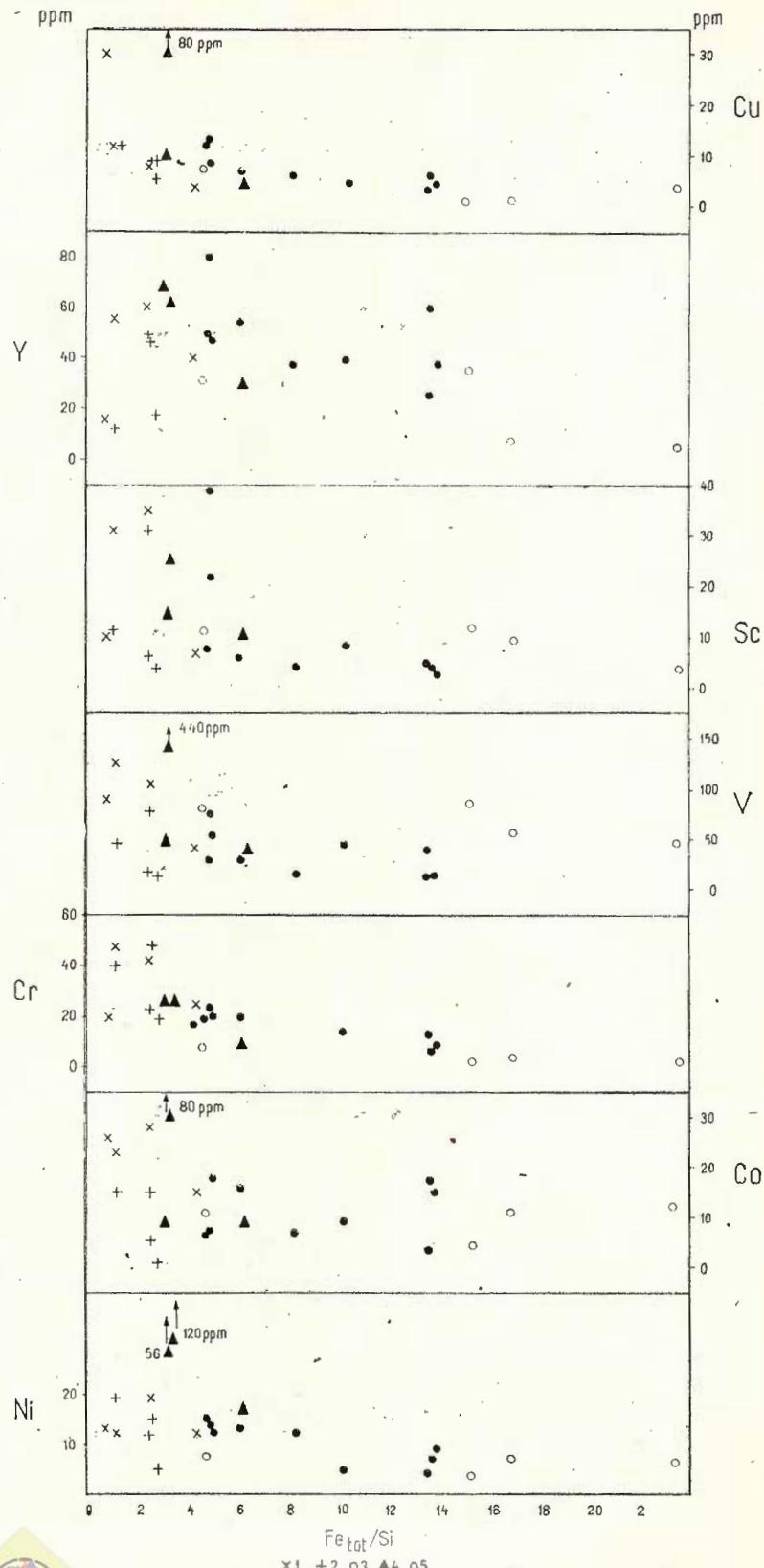


Fig. 8. — Diagramma Cu, Y, Sc, V, Cr, Co, Ni, $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Si}$.

1, piroclastit siderizat ;
2, gresie siderizată și
microconglomerat sideri-
zat ; 3, siderită ; 4, li-
monit ; 5, siderită li-
monitizată.

Diagramme Cu, Y, Sc,
V, Cr, Co, Ni, $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Si}$.
1, pyroclastite sidériti-
sée ; 2, grès sidérisé et
microconglomérat sidé-
ritisé ; 3, sidérite ; 4,
limonite ; 5, sidérite li-
monitisée.

de fier. V și Sc tind să se concentreze în general tot în rocile originare mineralizate, dar apar conținuturi ridicate și în minereu. Be, B, Li, Y, Co prezintă conținuturi asemănătoare în toate varietățile de

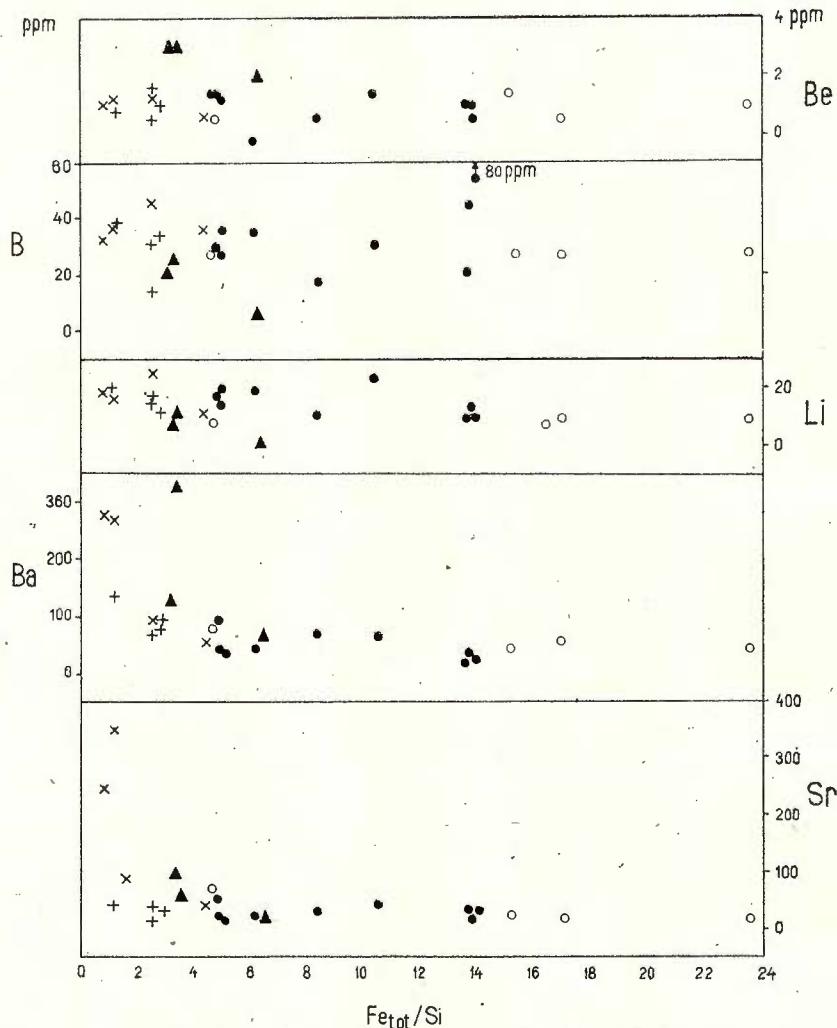


Fig. 9. — Diagrama Be, B, Li, Ba, Sr— $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Si}$.
Acăeași legendă ca la figura 8.

Diagramme Be, B, Li, Ba, Sr, $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Si}$.
Même légende qu'à la figure 8.

roci mineralizate și minereu. Această situație indică prezența unora dintre componente minori ai rocilor originare în cantități tot mai mici cu cât crește gradul de mineralizare. Totodată, se reflectă prezența re-

dusă a acelorași compoziții în soluția mineralizatoare, ca rezultat al gradului ei avansat de diferențiere.

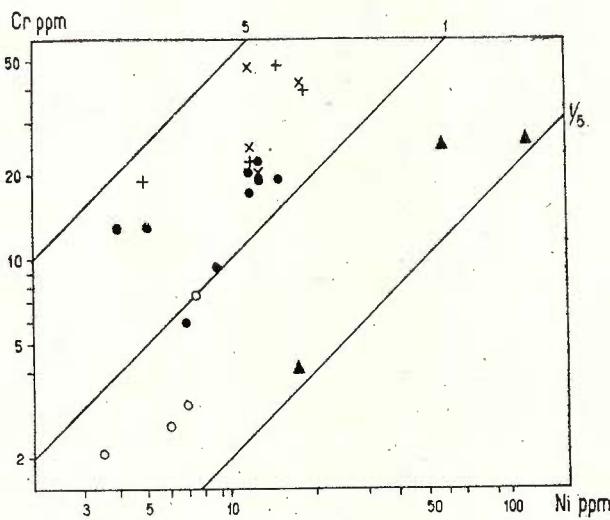
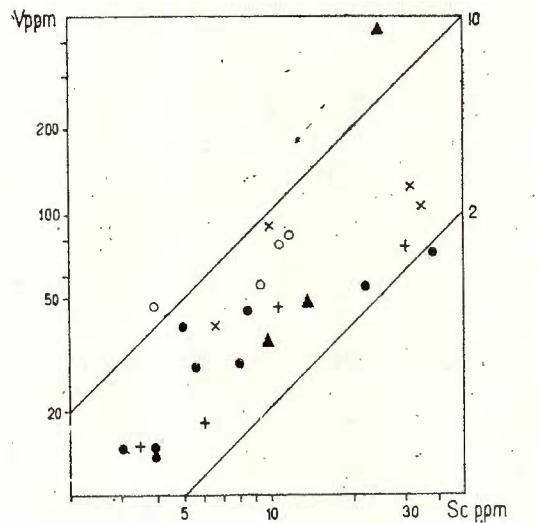


Fig. 10. — a) Diagrama V—Sc; b) diagrama Cr—Ni.
Aceeași legendă ca la figura 8.

a) Diagramme V—Sc ; b) diagramme Cr—Ni.
Même légende qu'à la figure 8.

Studiul geochemical al minereurilor de fier sideritice și limonitice din regiunea Lueta-Vlăhița-Chirui oferă indicații concluzive privind

compoziția chimică a diferitelor tipuri de minereu, scoțind în evidență calitățile pentru valorificarea industrială a minereului sideritic din zăcămîntul Lueta.

Distribuția elementelor majore și minore atestă natura vulcanică a soluțiilor mineralizatoare și evidențiază chimismul acestora în directă corelare cu stadiul avansat de diferențiere în momentul mineralizării. Aceasta deoarece soluțiile au parcurs un drum lung de la centrele vulcanice situate la nord de Vlăhița pînă la aria unde a avut loc procesul de mineralizare. Bilanțul distribuției elementelor majore și minore în rocile originare și în siderite pune la dispoziție date de referință în sprijinul metasomatozei care concură la finalizarea procesului de sideritzare.

7. CONSIDERĂȚII PROGNOSTICE

În regiunea Vlăhița-Lueta se cunosc mineralizații de fier în două situații geologice diferite, după cum urmează :

1. La contactul vulcanoclastitelor andezitice pannoniene cu depozitele sedimentare miocene. Mineralizația formează concrețiuni și lentile cu dimensiuni și conținuturi de Fe % care justifică exploatarea lor. Aceste acumulări reprezintă singurul minereu valorificabil din zăcămîntul Lueta.

Pentru această mineralizație utilizăm denumirea de „mineralizație sideritică de tip Lueta“, deoarece a caracterizat în decursul timpului că și în prezent exploatarea de la Lueta.

2. La diferite nivele în formațiunea vulcano-sedimentară (seriile I și II). Mineralizația constă în sideritzarea locală a liantului vulcanoclastitelor sau formează concrețiuni, rareori și lentile cu dispoziție neregulată în orizonturile piro-epiclastice.

Pentru această mineralizație utilizăm denumirea de „mineralizație sideritică de tip Vlăhița“, deoarece este bine cunoscută din numeroasele foraje care în raza localității Vlăhița au cercetat formațiunea vulcano-sedimentară.

Mineralizația de tip Vlăhița, deși prin conținutul de Fe % este similară mineralizației de tip Lueta, este lipsită de interes economic în condițiile actuale de extracție datorită dimensiunilor reduse ale corporiilor de minereu și dispersiei lor. Totodată, pînă în prezent nu este pusă la punct tehnologia de preparare a sideritei din vulcanoclastite.

În acest context atenția principală se acordă în ultimii ani verificării perspectivei de a se identifica acumulări valorificabile pentru mineralizația sideritică de tip Lueta în extinderea zăcămîntului. Pe baza concepției metalogenetice care acordă rol principal factorilor de control paleogeografic, tectonic și litologic în acumularea mineralizației de tip Lueta, se urmărește în cadrul unui program de prospecții gravimetriche de mare detaliu cunoașterea paleoreliefului și paleotectonicii fundamentalului prevulcanic. Lucrările executate de Clain¹⁹ în perimetru

¹⁹ Arh. I.G.P.S.M.S., 1978, 1979, București.

zăcământului și în extindere au condus la obținerea unor rezultate care confirmă și completează punctele de vedere geologice și metalogenetice, justificând continuarea prospecțiunilor gravimetrice în alte sectoare de perspectivă. În opinia autorilor, obținerea imaginii paleoreliefului și paleotectonicii fundamentului prevulcanic în aria districtelor metalogenești cu sideroză și limonit Corund-Vlăhița-Herculian și Toplița-Mădăraș-Sînsimion vor contribui la clarificarea unor aspecte majore de perspectivă geo-economică a mineralizației de fier în aria vulcanică neogenă Gurghiu-Harghita și în depresiunile adiacente.

Autorii exprimă mulțumiri geologilor Vasile Pușchiaza (I.G.G. — Laboratorul de geologie marină), Sziksay Lajos și Emil Topor (I.P.E.G. „Harghita“) pentru sprijinul acordat în activitatea de cercetare a zăcământului Lueta, a documentației geologice din arhiva minei Lueta, a forajelor executate în ultimii ani la Vlăhița.

BIBLIOGRAFIE

- Agterberg F. P. (1974) Geomathematics (Mathematical background and Geo-science applications). Elsevier Scientific Publ. Comp., Amsterdam.
- Banya I. (1927) Studiu geologic asupra flancului de vest mijlociu al Munțelui Hărghita. D.S. I.G.R., X, 94—106.
- Drăgulescu Adela, Vasilescu Al. (1970) Harta genetică a substanțelor minerale utile sc. 1 : 200 000, foaia Odorhei. I.G.G., București.
- Gheorghiu C. (1956) Relațiile dintre sedimentele terțiare și Eruptivul lanțului Hărghita (fenomenele post-vulcanice). D.S. Com. Geol., XL (1952—1953), București.
- Journel A. G. (1974) Geostatistics for conditional simulation of ore bodies. *Econ. Geol.*, 69, 5, Lancaster.
- Kosareva T., Catana M. (1965) Cîteva considerații privind geneza minereului de fier de la Lueta (masivul Harghita). *Rev. mînelor*, 3, 112—116, București.
- Peltz S. (1969) Studiul petrografic al părții de sud-est a munților Călimani. *St. tehn. econ.*, I, 4, 206 p., București.
- Peltz S., Peltz Margareta (1970) Contribuții petrografice și paleovulcanologice la cunoașterea părții de sud-vest a munților Gurghiu. D.S. Inst. geol., LVI (1968—1969), București.
- Rado Gertrude, Ticleanu N., Gheorghian M., Popescu A. (1980) Date noi privind lito-biostratigrafia depozitelor Miocenului și Pliocenului din regiunea Comănești-Lueta-Martiniș (jud. Harghita). *St. cerc. geol.*, Acad. R.S.R., 25, București.
- Treibor I. (1966) Contribuții la geologia și petrografia Harghitei de nord cu privire specială la geneza zăcămîntelor de fier din regiunea Lueta-Vlahița. *Stud. Univ. „Babeș-Bolyai“ geol.-geogr.*, fasc. 2, 19—33, Cluj.



CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA MINÉRALISATION DE FER SITUÉE DANS LA RÉGION DE LUETA-VLĂHIȚA-CHIRUI (DISTRICT HARGHITA)

(Résumé)

Dans le rayon de la localité de Vlăhița se trouve — sur la bordure sud-ouest des monts volcaniques Harghita des Carpathes Orientales — le gisement de sidérite Lueta, dont l'exploitation monte au XVII-ème siècle. Jusqu'à présent, c'est la seule exploitation de minerais de fer sidéritiques associés au volcanisme andésitique néogène de Roumanie. Indices sur la présence de la minéralisation de sidérite et limonite sont connus aussi dans l'extension du gisement sur le territoire des localités Vlăhița et Chirui (fig. 1). Bien que le gisement Lueta soit connu depuis longtemps, on ressent l'absence des travaux abordant de manière intégrée les problèmes géologiques et métallogéniques concernant la minéralisation de fer dans un cadre local et régional. En accord avec ces demandes, notre ouvrage se propose de présenter les résultats obtenus par les auteurs sur la position de la minéralisation dans la structure géologique, les facteurs contrôlant l'accumulation de la minéralisation, les caractères minéralogiques et géochimiques généraux, la genèse de la minéralisation.

A la constitution géologique de la région participent des formations volcaniques et sédimentaires. Les formations sédimentaires de la bordure sud de l'aire volcanique Vlăhița-Chirui et de son soubassement appartiennent, par âge, au Miocène supérieur et terminal. La majeure partie du territoire revient à la formation volcano-sédimentaire andésitique d'âge pannonien. Elle est formée d'une alternance de pyroclastites, épilastites et laves andésitiques ; à sa partie basale sont présentes des roches mixtes (tuffites, argiles tufacées, grès tufacés). L'épaisseur de la formation varie entre 200—400 m. Dans la colonne lithologique de la formation on distingue deux séries : l'une inférieure (I), à lithologie plus diverse à cause de la fréquence des pyroclastites, épilastites, volcanoclastites mixtes ; les volcanoclastites alternent entre elles, ainsi qu'avec des marnes, argiles, sables ; l'autre supérieure (II), constituée d'une alternance de pyroclastites et laves. Dans le périmètre du gisement Lueta et dans l'ensemble de la région de Vlăhița-Chirui sont présentes des fractures orientées NNE—SSO ; elles affectent les dépôts du soubassement pré-volcanique et ceux de la formation volcano-sédimentaire. Ces fractures ont servi de voie d'accès aux solutions minéralisantes. A l'échelle régionale, les fractures représentent les ramifications méridionales de l'alignement tectono-magmatique majeur des monts Harghita (fig. 2).

La minéralisation de fer est représentée par sidérite et limonite. Dans la région Lueta-Vlăhița-Chirui on connaît des minéralisations en deux situations géologiques différentes : 1. au contact des volcanoclastites andésitiques avec les dépôts sédimentaires miocènes ; la minéralisation forme des concrétions et lentilles de dimensions et avec teneurs en Fe % qui justifient leur exploitation. Pour cette minéralisation les auteurs de l'étude emploient le nom de „minéralisation sidéritique type Lueta“ ; 2. à différents niveaux dans la formation volcano-sédimentaire. La minéralisation apparaît sous forme de sidéritisation locale du liant des volcanoclastites ou de concrétions et moins souvent de lentilles à disposition



irrégulière dans les horizons pyro-épiclastiques. Pour cette minéralisation est utilisé le nom de „minéralisation sidéritique type Vlăhița“. Elle n'est pas intéressante du point de vue économique, du fait des dimensions réduites des corps de minerai et de leur dispersion.

Dans les études métallogéniques, les auteurs ont accordé une attention particulière à la solution des problèmes concernant l'accumulation de la minéralisation type Lueta. Ils considèrent que le rôle principal dans l'accumulation de cette minéralisation a revenu aux facteurs de contrôle, à savoir paléogéographique, tectonique et lithologique; entre ces facteurs existe une étroite interdépendance et un conditionnement mutuel.

A partir de cette conception métallogénique est expliqué le mode d'accumulation de la minéralisation dans le gisement Lueta. Elle est placée dans les parties terminales des zones dépressionnaires, probablement paléo-vallées greffées sur le relief miocène (contrôle paléogéographique), étant cantonnée dans la formation miocène-terminale représentant les anciennes alluvions, déluvions, colluvions (contrôle lithologique); les failles présentes dans l'espace occidental de la zone dépressionnaire ont constitué les voies d'accès des solutions minéralisantes (contrôle tectonique).

Les fractures du système Homorod et Chirui (fig. 2) ont constitué la voie de circulation des hydrothermes riches en fer, à grandes distances des centres éruptifs situés probablement dans la partie centrale des monts Harghita. Dans la plupart des cas, les processus métasomatiques hydrothermaux ont engendré la minéralisation sidéritique. La limonite s'est formée ultérieurement, sur le compte de la sidérite, mais localement, à Chirui, elle s'est accumulée également par déposition, des solutions geysériennes ferrugineuses. Le travail contient également une tentative d'application des méthodes géostatistiques du krigage et de la simulation conditionnelle à la prognose sur le développement de la minéralisation du gisement Lueta, en secteurs adjacents à celui-ci, afin d'obtenir des données supplémentaires sur la perspective de l'extension de la minéralisation. La recherche géostatistique a réussi à illustrer la distribution capricieuse de la minéralisation dans le gisement Lueta (fig. 6), explicable par le facteur de contrôle lithologique (formation à répartition aréale discontinue et d'épaisseur variable), ainsi que par l'activité fluctuante des minéralisateurs. L'image graphique de la fonction d'autocorrélation bidimensionnelle (fig. 7) indique le développement de la minéralisation sur une direction N—S, parallèlement à la direction générale des fractures (contrôle tectonique) et de la zone dépressionnaire enfouie au contact volcanoclastites-sédimentaire (fig. 4, contrôle paléogéographique). L'étude du chimisme des minéraux de fer a été fait sur 24 analyses chimiques et spectrales (tab. 4, 7, 8, 9). La distribution des éléments majeurs et mineurs atteste la nature volcanique des solutions minéralisantes et met en évidence leur chimisme, en directe corrélation avec le stade avancé de différenciation au moment de la minéralisation. Le bilan de la distribution des éléments majeurs et mineurs dans les roches originaires (sédimentaires et volcaniques) et en sidérites offre des données de référence étant l'idée de la métasomathose qui concurre à la finalisation du processus de minéralisation.

En ce qui concerne les problèmes de la prognose de la minéralisation de fer dans la région de Vlăhița-Chirui et en extension dans le district métallogé-

nique Corund-Lueta-Herculian du Sud des monts Gurghiu-Harghita, on considère que la réalisation d'une image de détail fondée sur les données des prospections gravimétriques, sur le paléorelief et la paléotectonique du soubassement saura contribuer à la sélection des périmètres d'intérêt prioritaire pour vérifier la perspective métallogénique.

ÎNTREBĂRI

A. Proca : 1. Pot exista și alți factori de control ai mineralizației în afară de cei menționați ?

2. Celealte acumulări de fier din apropierea munților Harghita sunt controlate de factori similari ?

Răspuns : 1. Se pot avea în vedere și alți factori ce controlează formarea și acumularea mineralizației de fier din regiune, cum ar fi cel termodinamic. Considerăm că factorii de control paleogeografic, tectonic și litologic au avut o importanță deosebită în procesele de mineralizare.

2. Harta de prognoză pentru minereuri de fier a ariei vulcanice Călimani-Gurghiu-Harghita și a depresiunilor învecinate, sc. 1 : 200 000, prezentată la comunicare și care nu va fi publicată deocamdată, ilustrează, în acord cu concepția noastră, că în aria districtelor metalogenetice Corund-Lueta-Herculian și Toplița-Sânsimion acumularea mineralizației de fier a fost controlată de factori asemănători.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte à isobathes de la zone de Vlăhița (réduite d'après la carte à isobathes — 1 : 2 000 — auteur V. Pușchiaza, 1976).

1, isobathes ; 2, faille ; 3, périmètre du gisement ; 4, périmètre à indications de minéralisation.



HARTA CU IZOBATE A ZONEI VLĂHIȚA

(Redusă după harta cu izobate-1 : 2.000-autor V. Pușchiază - 1976)

0 100 200m



2. ZĂCĂMINTE

ASUPRA POSIBILITĂȚII UTILIZĂRII INCLUZIUNILOR FLUIDE
CA INDICI ÎN PROSPECTAREA ZĂCĂMINTELOR PORPHYRY
COPPER (MINERALIZAȚIA DE LA LĂPUȘNICU MARE, BANAT)¹

DE

VASILE POMĂRLEANU, ION INTORSUREANU²

Porphyry copper mineralizations. Fluid inclusions. Geothermometry. Prospection indices. Laramian magmatites. South Carpathians. Crystalline Getic Domain. Semenic Mountains. West Almaj.

Abstract

On the Possibilities of Using the Fluid Inclusions as Indices in the Prospection of the Porphyry Copper Deposits (the Lăpușnicu Mare Mineralization, Banat). The study of the fluid inclusions from the Lăpușnicu Mare copper mineralization within the banatitic province from Romania indicates that the mineralization is of the "porphyry copper" type. The porphyry copper mineralization formed from solutions of high temperature and salinity, generated by a banatitic magma consolidated at a small depth. As the thermal regime and the concentration of the solutions varies depending on the location of the samples from the veins and the porphyritic banatites, the fluid inclusions can be used as indices in exploration and prospection.

Semnificația studiului incluziunilor fluide în explicarea genezei diferitelor tipuri de zăcăminte de minerale și a diferitelor roci, precum și utilizarea acestor incluziuni, alături de studiile de teren și de laborator, în explorarea și prospecțiunea zăcămintelor, este cunoscută.

Spre deosebire de alte zăcăminte de minerale utile, cele de cupru porfiric se caracterizează prin mai multe specii de incluziuni fluide. Studiile din ultimii ani, referitoare la incluziunile fluide din zăcămintele de cupru porfiric, consemnate de Roedder (1977) și de Imai (1978),

¹ Predată la 7 martie 1979, acceptată pentru publicare la 27 martie 1979, comunicată în ședința din 27 aprilie 1979.

² Institutul de geologie și geofizică, 78344, str. Caransebeș 1, București.



arată că majoritatea acestor zăcăminte s-au format din soluții de temperatură și concentrație ridicată, degajate din magme consolidate la adâncime mică.

Intrucit mineralizațiile de cupru porfiric din provincia banatitică prezintă importanță economică deosebită, în articolul de față, pentru început, se studiază incluziunile fluide din mineralizația cupriferă de la Lăpușnicu Mare. După o prezentare sumară a geologiei regiunii și a mineralizației, se iau în studiu tipurile de incluziuni fluide și se arată posibilitatea utilizării lor ca indici în explorarea și prospectiunea acestui tip de mineralizație.

Structura geologică

Mineralizația de cupru de la Lăpușnicu Mare este situată în partea sudică a aliniamentului central de banatite, care la sud de Dunăre se continuă pe direcția Maidanpek-Bor-Pirot (Giuşcă et al., 1966).

La alcătuirea structurii geologice a zonei de care ne ocupăm participă șisturi cristaline, care aparțin unității getice, cu caracter mezometamorfic (seria de Sebeș-Lotru) sau epimetamorfic (seriile de Miniș și Buceva), magmatite laramice și depozite sedimentare de vîrstă cretacică sau tortoniană (Năstaseanu, Savu, 1970; Savu, 1973).

Magmatitele laramice (banatitice) formează corpuri intrusive, cu dimensiuni reduse, avind un caracter subvulcanic, cantonate în exclusivitate în șisturile cristaline. Sub aspect petrografic sunt reprezentate preponderent prin porfire monzodioritice cuartifere, la care se adaugă subordonat porfire dioritice cuartifere, porfire granodioritice, granodiorite, andezite, aplite granitice și lamprofir, rezultate prin consolidarea unor magme calcoalcaline la adâncimi mici (K. Gunnensch et al., 1975; I. Întosureanu, 1977³).

Soluțiile postmagmatische, rezultate prin evoluția magmatismului banatitic, au migrat ascendent, circulând în special pe zone multifisurate care afectează cîteva corpuri de porfire monzodioritice cuartifere (Gura Săliștei, Dealul Cornilor) și mai puțin corneenele formate în zonele de contact. Neoformațiunile hidrometasomaticice generate de aceste fluide sunt reprezentate prin biotit, clorit, sericit, cuarț, carbonați, minerale argiloase, indicind astfel prezența faciesurilor de alterație, caracteristice zăcămintelor „porphyry copper” (owell, Gilbert, 1970).

Mineralizația cupriferă se prezintă sub formă de volbură (stockwerk) și este cantonată în porfire monzodioritice cuartifere. În trecut a fost prospectată (I. Hanomolo et al., 1961⁴) și explorată doar la partea superioară cu ajutorul unei galerii de coastă (Neguț, Popa, 1964⁵), iar recent a fost propusă pentru cercetare în profunzime cu ajutorul forajelor (I. Întosureanu, 1976⁶; J. Andrei et al.,

^{3, 4} Arh. I.G.G., București.

⁵ Arh. I.F.L.G.S., București.

⁶ Arh. M.M.P.G., București.

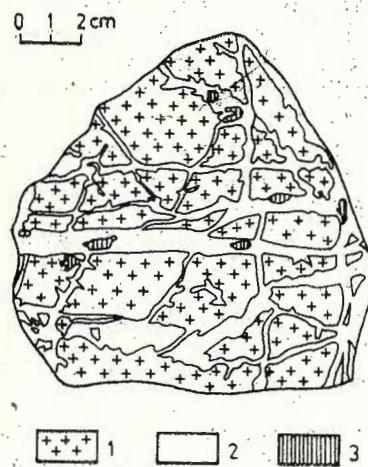


1977⁷). Mineralizația este alcătuită din pirită + calcopirită ± molibdenit ± blendă, în asociație cu cuarț + sericit ± carbonați, depuse pe vinișoarele anastomozate (fig. 1). Impregnațiile sunt subordonate; dezvoltindu-se în pereții fisurilor, granulația piritei și calcopiritei fiind, în acest caz, mult

Fig. 1. — Rețea de filonașe de cuarț cu mineralizație de calcopirită și pirită în banatitele porfirice de la Lăpușnicu Mare. 1, porfir monzodiorit cuartifer; 2, cuarț depus pe fisuri; 3, calcopirită ± pirită.

Réseau de filonnets de quartz à minéralisation de chalcopyrite et pyrite dans les banatites porphyrique de Lăpușnicu Mare.

1, porphyre monzodioritique quartzifère ; 2, quartz déposé sur des fissures ; 3, chalcopyrite ± pyrite.



mai fină. Calcopirita se prezintă în mai multe generații. Cea mai tînără generație, bine dezvoltată, formând uneori vinișoare sau cuiburi cu grosimi pînă la 1 cm, mulează cristalele de cuarț hidrotermal. În plajele de calcopirită apar, sub formă de dezamestec, cristale izolate de blendă de ordinul micronilor. În banatitele porfirice, plajele și granulele alotriomorfe de calcopirită și pirită substituie fenocristalele de hornblendă sau ocupă spațiile dintre feldspați intens sericitizați. Aceste caracteristici arată că mineralizația este asociată produselor faciesului filic și este asemănătoare tipului „porphyry copper” (Ianoivic et al., 1977).

Relicte ale soluțiilor postmagmatische, care au generat alterațiile hidrotermale și concentrațiile de Cu ± Mo, se conservă în mineralele röcilor banatitice (în special în feldspați și cuarț), sub formă de incluziuni fluide secundare, care pot servi ca indici de prospectare a mineralizațiilor de tip „porphyry copper”.

Tipurile de incluziuni fluide

Observațiile în secțiuni lustruite asupra cuarțului granular și a celui geodic, asociat cu pirită și calcopirită din filonașe, și asupra mineralelor din banatitele înconjurătoare au scos la iveală, în ordină frecvenței lor, următoarele tipuri de incluziuni fluide : 1) incluziuni polifazice ; 2) incluziuni esențial gazoase și 3) incluziuni lichid-gazoase.

⁷ Arh. I.G.G., București.

Incluziunile polifazice apar frecvent în cuarțul din cuprinsul filonașelor în rețea și mai rar în cuarțul și feldspații din masa banatitelor porfirice. În mod obișnuit, pe lîngă faza de vaporii și de soluție apoasă, aceste incluziuni conțin și un cristal de NaCl (pl. I, fig. 1). Destul de frecvent, în microcavitatele incluziunilor mai apar una sau mai multe faze de minerale opace, care posedă sau nu contururi cristalografice (pl. I, fig. 2). De asemenea, în unele incluziuni polifazice, în asociație cu halitul se află și silvină (pl. I, fig. 3). Incluziunile polifazice, rareori întâlnite în mineralele din masa rocilor banatitice, sunt distribuite de-a lungul unor microfisuri cicatrizate, fapt care trădează caracterul lor secundar. Mineralele opace din incluziunile polifazice, după caracteristicile lor cristalografice, s-ar părea să fie reprezentate prin sulfuri ca : pirită, calcopirită etc.

Incluziunile esențial gazoase sunt destul de comune atât în cuarțul filonian, cât și în mineralele din rocile banatitice. Faza gazoasă ocupă între 55 și 92% din volumul incluziunii în condițiile temperaturii de cameră. Spré deosebire de incluziunile polifazice, care au contururi neregulate (pl. I, fig. 1, 2, 3), cele esențial gazoase au forma de cristal negativ (pl. II, fig. 1) și rareori neregulată (pl. II, fig. 2).

În majoritatea probelor de cuarț s-a constatat că incluziunile polifazice coexistă cu incluziunile esențial gazoase.

Incluziuni lichid-gazoase se găsesc și în cuarțul filonian, alături de cele esențial gazoase (pl. II, fig. 3), dar au o răspindire mai mare în mineralele rocilor înconjurătoare. Sunt distribuite de-a lungul fisurilor cicatrizate, care se întrelapă, sugerând și în acest caz originea lor secundară (pl. II, fig. 4).

Prezența în același cristal a incluziunilor esențial gazoase alături de cele lichid-gazoase sugerează recunoașterea fenomenului de „fierbere a soluțiilor“ (Roedder, 1977; Mai, 1978).

Prezența incluziunilor fluide esențial gazoase alături de cele polifazice, precum și prezența mineralizației cuprifere, atât în filonașe cât și în masa banatitelor, a dus la rezolvarea unor probleme de interes genetic și utilizarea acestor incluziuni ca indici în explorare și prospecțiune.

Printre problemele cu caracter genetic ale mineralizației cuprifere diseminatelor în masa banatitelor care pot fi rezolvate prin studiul incluziunilor fluide menționăm : determinarea regimului termic și a concentrației soluțiilor mineralizante, variația și corelația dintre gradienții termici și gradienții de concentrație ai soluțiilor etc. Dacă se cunosc acești parametri termo-geochimici și relațiile dintre ei, se pot face aprecieri asupra direcției de curgere a acestor soluții și asupra localizării centrelor de mineralizație, indici utili în prospecțiune.

Dintre problemele menționate, în funcție de probele colectate, se va încerca să se aducă unele date la cunoașterea regimului termic și a concentrației soluțiilor.

Pentru cunoașterea regimului termic s-a recurs la determinarea temperaturii de omogenizare a incluziunilor polifazice din cuarț. În cazul

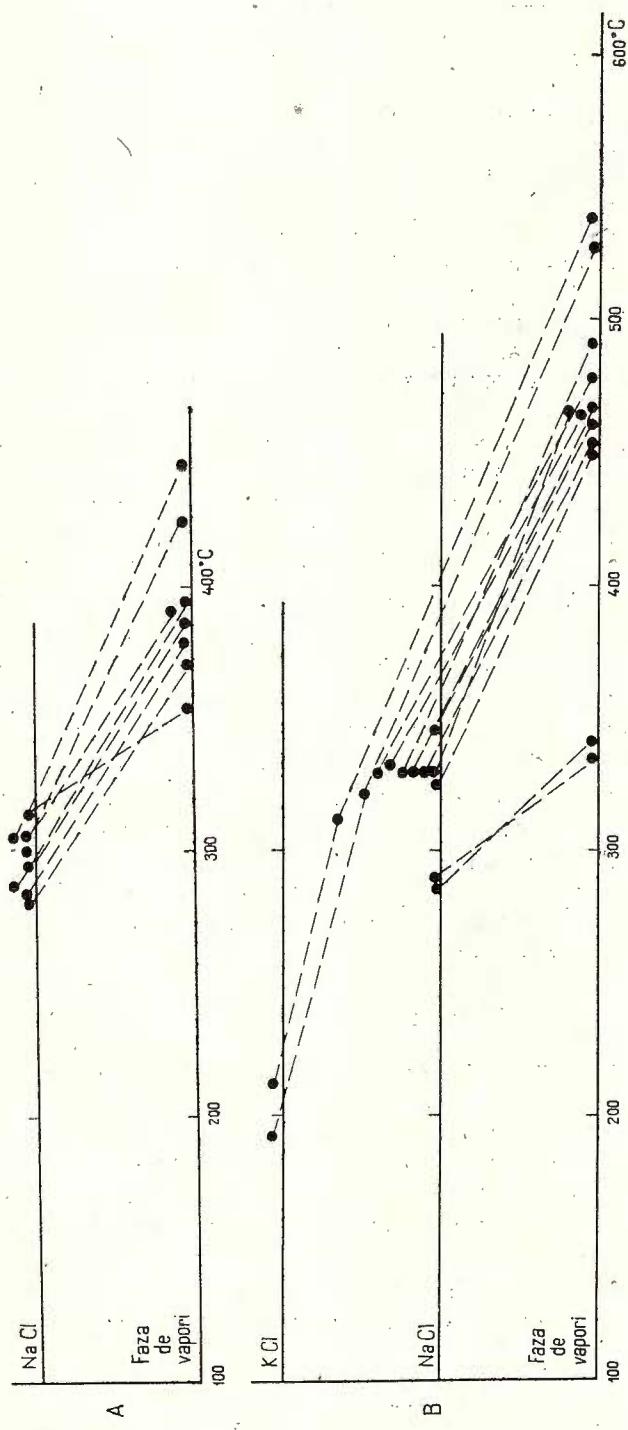


Fig. 2. — Temperatura de omogenizare a NaCl, KCl și a fazelor de vaporii în incluziunile fluide polifazice din cuartul geodic (A) și din cuartul granular (B) din cuprinsul mineralizației de la Lăpușnicu Mare. Punctele unite cu o linie interupță reprezintă temperaturile obținute din aceeași incluziune, iar semnele în cruce indică temperatura de omogenizare a incluziunilor lichid-gazoase.

Température d'homogénéisation du NaCl, KCl et de la phase de vapeurs dans les inclusions fluides polyphasiques du quartz géodique (A) et du quartz granulaire (B) dans le cadre de la minéralisation de Lăpușnicu Mare. Les points liés par une ligne interrompue représentent les températures obtenues de la même inclusion, et les croix indiquent la température d'homogénéisation des inclusions liquide-gazeuses.



probelor studiate, de către granular, prin încălzire, dizolvarea halitului a avut loc între 281°C și 340°C , iar omogenizarea completă, prin dispariția fazelor de vaporii, a avut loc între 337°C și $> 520^{\circ}\text{C}$. Pentru incluziunile polifazice din cărăușul geodic, temperaturile de omogenizare sunt relativ mai joase; dizolvarea halitului s-a produs între 280 și 312°C , iar dispariția fazelor de vaporii a avut loc între 355 și 448°C (fig. 2).

Din confruntarea datelor obținute la omogenizare cu aspectele morfologice ale fazelor existente din incluziuni, se poate deduce că inițial, la temperaturi ridicate, soluțiile au avut un caracter omogen. Prezența bulelor de gaz deformate în incluziuni (pl. I, fig. 1) arată că prin răcirea treptată a soluțiilor cu salinitate ridicată mai întâi a avut loc separarea fazelor de vaporii și la temperaturi relativ mai joase a cristalizat NaCl .

În unele incluziuni polifazice din cărăușul granular, care pe lîngă halit conțin și silvină, s-a constatat că dizolvarea ultimului mineral are loc între 190 și 210°C , a halitului între 310 și 320°C , iar dispariția fazelor de vaporii are loc la temperaturi mai ridicate de 500°C (fig. 2 B).

Incluziunile lichid-gazoase se omogenizează între 268 și 322°C (fig. 2 B), iar cele esențial gazoase, la temperaturi mai ridicate de 500°C .

Concentrația soluțiilor s-a evaluat în funcție de temperaturile limită de dizolvare a halitului (280 — 340°C). În funcție de aceste temperaturi limită, concentrația soluțiilor variază între 37 și $43,5\%$. În puține cazuri s-a constatat că halitul se dizolvă la temperaturi mai mari de 400°C , la care ar corespunde un grad de salinitate de cca 50% .

Frobele luate în studiu provin din materialul de haldă al unei galerii de explorare. Din această cauză relatăriile prezentate au un caracter informativ, dar întrevăd posibilitatea utilizării incluziunilor fluide polifazice din filoane și rocile înconjurătoare ca indice în prospectarea și explorarea mineralizației cuprifere de tip „porphyry copper” din provincia banatitică din țara noastră.

Concluzii

Studiile asupra incluziunilor fluide, corelate cu observațiile asupra mineralizației cuprifere de la Lăpușnicu Mare (Banat), arată că mineralizația este de tipul „porphyry copper” (cupru porfiric). Această mineralizație s-a format la temperaturi de la 470°C și peste 500°C din soluții cu salinitate ridicată (33—50%). De asemenea, s-a pus în evidență fenomenul de fierbere a soluțiilor degajate dintr-o magmă banatitică calcoalcalină consolidată la adâncime mică.

Aspectele relatate întrevăd posibilitatea extinderii unor studii similară și în alte perimetre din provincia banatitică, în scopul folosirii lor ca indicii în explorare și prospectare.



BIBLIOGRAFIE

- Giușcă D., Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Inst. Geol.*, XXXV, 13—47, București.
- Gunnesch K., Gunnesch Marina, Seghedi I., Popescu C. (1975) Contribuții la studiul rocilor banatitice din zona Liubcova-Lăpușnicul Mare (partea vestică a Munților Almaj și sud-vestică a Munților Semenic). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIII/I, 169—189, București.
- Ianovici V., Vlad S., Borcoș M., Boștinescu S. (1977) Alpine porphyry copper mineralization of west Romania. *Miner. Dep.*, 12, 307—317, Berlin.
- Imai H. (1978) Geological studies of the mineral deposits in Japan and East Asia. Univ. of Tokyo Press.
- Lowell J. D., Guilbert J. M. (1970) Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.*, 65, 4, Lancaster.
- Năstaseanu S., Savu H. (1970) Harta geologică a R.S.R., scara 1:50 000, foia Lăpușnicul Mare, I.G.G., București.
- Roedder E. (1977) Fluid inclusions as a tools in mineral exploration. *Econ. geol.*, 72, 503—525, Lancaster.
- Savu H. (1973) Stratigrafia, tectonica și metamorfismul formațiunilor din etajul superior al precambrianului mediu din regiunea Bozovici (Banat). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geol.*, 1, 18, București.

SUR LA POSSIBILITÉ D'UTILISER LES INCLUSIONS FLUIDES EN TANT QU'INDICES DANS LA PROSPECTION DES GISEMENTS PORPHYRY COPPER (LA MINÉRALISATION DE LĂPUŞNICU MARE, BANAT)

(Résumé)

Dans la minéralisation cuprifère de Lăpușnicu Mare, au sein des banatites porphyriques, on a identifié des inclusions fluides polyphasiques, essentiellement gazeuses et liquide-gazeuses, conservant dans leurs microcavités des réduites des solutions minéralisantes.

Les inclusions polyphasiques renferment — autre solution aqueuse et phase de vapeurs — des cristaux de NaCl, minéraux opaques et rarement des cristaux de KCl. On les rencontre fréquemment dans les filonnets en réseau, à côté des inclusions essentiellement gazeuses et liquide-aqueuses, suggérant l'existence du phénomène de bouillonnement des solutions. Dans les feldspaths et le quartz de la masse des roches banatitiques, les inclusions polyphasiques cèdent la place à celles essentiellement gazeuses et particulièrement à celles liquide-gazeuses.

La déposition de la minéralisation cuprifère et des minéraux de gangue a eu lieu dans des solutions à haute température (460—500°C) et dans des solutions à haut degré de salinité (33—50%).



Les données sur la minéralisation et les transformations des banatites, corrélées avec l'étude des inclusions fluides, montrent que la minéralisation est du type „porphyry copper“.

Selon le changement du régime thermique et de la concentration des solutions, depuis les filonnets vers les roches encaissantes, on entrevoit la possibilité de l'emploi des inclusions en tant qu'indices dans l'exploration et la prospection.

ÎNTREBĂRI

C. Lazăr: 1. Temperaturile de omogenizare a incluziunilor, reprezentate în tabel, se referă doar la incluziuni primare sau și la cele secundare?

2. Incluziunile secundare sunt numai bifazice sau există și incluziuni polifazice?

3. În timpul determinărilor executate pe cuart granular s-a putut face separația cuartului de natură magmatică de cel postmagmatic? Au fost făcute determinări de incluziuni și pe alte minerale (ca de exemplu pe feldspați)?

4. A fost testată (prin tehnică microchimică) natura incluziunilor solide atât în ceea ce privește cationii (K^+ , Na^+), cât și anionul (Cl^-)?

Răspuns: 1. Determinările se referă la incluziunile fluide primare din cuartul geodic și cuartul granular, asociat cu pirită și calcopirittă.

2. Incluziunile fluide polifazice și bifazice din mineralele magmatische sunt secundare.

3. Da. În cuartul granular incluziunile fluide sunt primare, iar în cuartul magmatic sunt secundare. În feldspați din rocă s-au urmărit aspectele morfologice ale incluziunilor.

4. Din lipsa unor metodologii și tehnici adecvate nu s-au făcut testări de cationi și anioni, care sunt interesante pentru incluziunile lichid-gazoase. Existenta anionului și a cationilor respectivi rezultă însă din prezența silvinei și halitului, care au fost determinate prin dizolvare în timpul omogenizării și care arată că fluidele generatoare au avut o concentrație ridicată în săruri.

EXPLICATIA PLANSELOR

Planșa I

Fig. 1. — Incluziune fluidă trifazică (soluție apoașă — L, cristal de NaCl și fază de vaporii) în cuartul filonian.

Inclusion fluide triphasique (solution aqueuse — L, cristal de NaCl et phase de vapeurs) dans le quartz filonien.



Fig. 2. — Incluziune fluidă polifazică (soluție apoasă — L, cristal de NaCl — K₁, un alt cristal transparent — K₂ necunoscut și două faze solide opace — K₃ și K₄ —) în cuarț.

Inclusion fluide polyphasique (solution aqueuse — L, cristal de NaCl — K₁, un autre cristal transparent — K₂ inconnu et 2 phases solides opaques — K₃ et K₄ —) dans le quartz.

Fig. 3. — Incluziune polifazică (soluție apoasă — L, cristal de halit — H, silvină — S, alte faze cristaline și fază de vaporii).

Inclusion polyphasique (solution aqueuse — L, cristal de halite — H, sylvine — S, autres phases cristallines et phase de vapeurs).

Planșa II

Fig. 1. — Incluziune esențial gazoasă, în formă de cristal negativ din cuarț.

Inclusion essentiellement gazeuse, en forme de cristal négatif du quartz.

Fig. 2. — Incluziune esențial gazoasă de formă neregulată în cuarț.

Inclusion essentiellement gazeuse de forme irrégulière en quartz.

Fig. 3. — Incluziuni lichid-gazoase în cuarț.

Inclusions liquide-gazeuses en quartz.

Fig. 4. — Intersecții de plane cu incluziuni lichid-gazoase în cuarț.

Intersections de plans à inclusions liquide-gazeuses en quartz.





Institutul Geologic al României

2. ZĂCĂMINTE

MINERALIZAȚIILE DE SULFURI DE LA TURNU RUIENI-BORLOVA (BANAT)¹

DE

HARALAMBIE SAVU, HORST HANN²

Polymetallic sulfides. Tectono-magmatic alignments. Laramian tectonics. Mineral associations. Banatitic metallogenic province. South Carpathians. Crystalline Getic Domain. Semenic Mountains. Crystalline Danubian Domain. Muntele Mic.

Sommaire

Les minéralisations de sulfures de Turnu Ruieni-Borlova (Banat). Les minéralisations du champ métallogénique Turnu Ruieni-Borlova sont localisées sur des lignes de fractures et zones de mylonitisation laramiennes, parallèles au plan du charriage géétique. Elles se présentent sous forme d'imprégnations dans les roches hydrothermalisées de la série métamorphique de Sebeș-Lotru et, moins souvent, en filons minces à gangue de quartz et rarement de calcite; sont constituées, en principal de pyrite et pyrrhotine, auxquelles s'associent aussi la chalcopyrite et la molybdénite, en quantité bien réduite. La paragenèse pyrite-pyrrhotine, la relation entre ces minéraux et la présence du grenat dans les amphibolites hydrothermalisées montrent que les minéralisations se sont formées à une température élevée et qu'elle se range dans le groupe des minéralisations de type catathermal vers pneumatolitique. Ces minéralisations sont située dans le district métallogénique Turnu Ruieni-Teregova-Lăpușnicel, localisé sur le troisième alignement d'éruptions laramiennes de la province métallogénique banatitique.

Introducere

Cu ocazia cercetărilor efectuate de noi pentru elaborarea hărții geologice la scara 1:50 000, foaia Muntele Mic, ce a fost terminată

¹ Predată la 3 aprilie 1979, acceptată pentru publicare la 3 aprilie 1979, comunicată în ședința din 11 mai 1979.

² Institutul de geologie și geofizică, 78344, str. Caransebeș 1, București.



în acest an, am întlnit, în apropierea localităților Turnu Ruieni și Borlova, numeroase iviri de mineralizații sărace de sulfuri. În scopul cunoașterii mai aprofundate a acestor mineralizații, am cercetat amănunțit zona lor de aflorare. Rezultatul acestor investigații face obiectul prezentei lucrări.

I. Rădulescu și L. Rădulescu, care au prospectat regiunea în 1957 și 1958³, constată că în bazinul văii Slatina gnaisele atribuite pe atunci autohtonului danubian sunt impregnate cu pirotină. Ei notează că în aceeași perioadă mineralizațiile au fost explorate de Marinescu în cadrul T.P.E.D.M.N.⁴.

Mineralizațiile din regiune au fost cercetate în 1964 de A. Popescu și R. Stefan⁵ care arată că ele reprezintă impregnații de pirită și pirotină difuze și în filoane de dimensiuni reduse, de origine hidrotermală, localizate în zone de breciere, pe care le atribuie unor corpuri banatitice situate în adâncime.

Urmează lucrările de prospecție întreprinse în 1970 asupra acestor mineralizații de către N. Gherasi, Erik Matzsch și H. Hann⁶, care notează că depunerile de sulfuri apar în legătură cu plane tectonice, într-o zonă în care abundă filoane pegmatoide și de cuart. În 1974, N. Gherasi, P. Zimmerman și V. Zimmerman⁷ atribuie mineralizațiile disseminate de pirită ciclului alpin, fără a preciza etapa magmatică de care sunt legate. Cu aceeași ocazie ei notează că mineralizația slabă de molibden de pe valea Slatina, explorată de I.P.E.G. „Banatul“ în 1969—1971⁸, este legată de un corp banatitic situat în adâncime, punerea ei în loc fiind controlată de prezența fracturilor.

Geologia și tectonica regiunii

Regiunea în care se găsesc mineralizațiile de sulfuri este situată la est de localitățile Turnu Ruieni și Borlova. Ea este alcătuită din formațiuni metamorfice aparținând celor două unități tectonice majore ale Carpaților Meridionali, și anume pînza getică și autohtonul danubian (pl. I).

a) Sisturile cristaline din unitatea pînzei getice, care se încadrează la seria de Sebes-Lotru, sunt de vîrstă precambrian superioară A (Pc. III A) și aparțin ciclului dalslandian (Savu et al., 1978 a). Ele au fost metamorfozate în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin, zona cu sillimanit, și constau în principal din paragnaise cu biotit, muscovit și granat, alături de care apare adesea și sillimanitul; pe alocuri se întâlnesc și distenul, uneori coexistind cu sillimanitul în aceeași rocă.

³ Arh. I.G.P.S.M.S., București.

⁴ Arh. M.M.P.G., București.

⁵ Arh. I.G.P.S.M.S., București.

⁶ Arh. I.G.P.S.M.S., București.

⁷ Arh. I.G.P.S.M.S., București.

⁸ Arh. I.P.E.G. „Banatul“, Caransebeș.



În masa acestor paragnaise se intercalează amfibolite, micașisturi, gnaisse cuarțo-feldspatice, paragnaise cuarțitice și serpentinite. Gnaisele cuarțo-feldspatice alcătuiesc în partea de vest a regiunii, reprezentată pe harta alăturată, un orizont caracteristic.

Rocile au fost afectate de procese de migmatitzare anatectică, rezultînd migmatite stromatitice și oftalmítice, care s-au manifestat în timpul metamorfismului dalslandian de temperatură ridicată. Mai tîrziu acestea au suferit fenomene de milonitzare.

b) Unitatea autohtonului danubian este alcătuitoră în special din amfibolite și gnaisse amfibolice rubanate, aparținînd seriei de Măru, de vîrstă precambrian superioară B (Pc III B) (Savu et al., 1978 b). În aceste roci se intercalează uneori mici benzi și lentile de micașisturi, metatufuri acide și rar gnaisse cuarțo-feldspatice. Metamorfismul acestei serii s-a manifestat în timpul mișcărilor assyntice și a avut loc la nivelul faciesului amfibolitelor cu almandin și al amfibolitelor cu epidot.

Formațiunile seriei de Măru sunt străbătute în partea de est de corpul granitoid sinorogen Muntele Mic, constituit din granodiorite, granite și diorite cuartifere cu biotit și filoane de lamprofire (Savu et al., 1973).

În formațiunile precambriene ale autohtonului danubian este prinsă tectonic de-a lungul unei falii inverse, decroșată de falii transversale, o formațiune paleozoică, echivalentă aproximativ cu seria de Vidra, descrisă de A.I. Codărcea și N. Gherasî în 1945⁹, la est de regiunea prezentată. Această formațiune este alcătuitoră din metaconglomerate cuarțitice, sisturi grafitoase, sisturi cu cloritoid, metatufite acide și calcare cristaline metamorfozate la nivelul faciesului sisturilor verzi (pl. I).

c) Tectonica regiunii s-a realizat în timpul mișcărilor alpine, cînd pînza getică a șariat peste autohtonul danubian din direcția VNV spre ESE. Cercetătorii anteriori au figurat pe hărți linia actuală a șariajului mai la vest. Din această cauză, mineralizațiile de sulfuri erau considerate că se găsesc atît într-o unitate, cît și în cealaltă.

Cercetările noastre, efectuate în 1977 și 1978, au condus la obținerea imaginii actuale a contactului dintre cele două unități tectonice, care este figurată pe harta alăturată. De la NE spre SV, linia șariajului urmărește la început versantul drept al văii Șasa, affluent al Bistrei Mărlui, după care coboară spre bazinul văii Slatina, trecînd apoi prin văile Borlovița, Sebeșel, Slătinioara și Sebeșul Mare. În această situație este clar că mineralizațiile sunt situate în întregime în sisturile cristaline dalslandiene din pînza getică.

Subliniem faptul că de-a lungul planului de șariaj, atît în pînza getică, cît și în autohtonul danubian, apar frecvent fenomene de milonitzare puternică, situație mai caracteristică în lungul văii Șasa și la nord de Măru. Caracterul discontinuu al zonei de milonitzare s-ar explica prin aceea că efectele mecanice ale șariajului asupra rocilor din cele două unități depinde de poziția planului de alunecare în raport cu fo-

⁹ Arh. I.G.G., București.

liația rocilor. Cînd planul de șariaj este paralel cu planul foliației metamorfice, forța de frecare se consumă de-a lungul acestuia și efectele sănt mai puțin spectaculare. Cînd cele două plane diferă ca poziție, efectele milonitizării sănt mai puternice.

La vest de linia de șariaj a pînzei getice, în regiune mai apar și alte linii tectonice, indicînd efecte de amplori diferite (pl. I). Acestea sănt reprezentate prin falii, falii inverse și o digitație care delimitizează solzul de Turnu Ruieni. Ele sănt aproximativ paralele cu planul de șariaj și s-au format în același timp cu acesta, fiind controlate împreună de aceleași forțe tectonice.

Atât planul de șariaj al pînzei getice, cît și celelalte linii tectonice sănt decroșate de o falie transversală, situată în bazinul văii Slatina.

În sistemul acesta de fracturi remarcăm falia inversă valea Șasa-Borlova și o falie normală, paralelă cu aceasta, care au jucat un rol deosebit la formarea mineralizațiilor de sulfuri.

Distribuția mineralizațiilor și mineralogia lor

După cum rezultă și din harta alăturată, mineralizațiile de sulfuri se distribuie de-a lungul unui aliniament orientat pe direcția NNE—SSV, paralel cu planul de șariaj. Punerea lor în loc a fost controlată de falia inversă valea Șasa-Borlova și de o falie asociată cu aceasta. De-a lungul acestor două fracturi apar mineralizațiile din valea Boului, malul drept al văii Slatina, și de pe văile Iedera, Căprioru, Sebeșel și Slătinioara, care alcătuiesc împreună un cîmp metalogenetic. Pe văile Șasa și Șerbu Mic mai găsim două puncte de mineralizație, mai izolate, care sănt localizate pe o a treia falie, situată la vest de fractura valea Șasa-Borlova și decroșată de falie transversală din bazinul văii Slatina.

De-a lungul fracturilor pe care s-au depus mineralizațiile, rocile metamorfice ale seriei de Sebeș-Lotru sănt adesea puternic milonitizate, iar în punctele mineralizate ele sănt afectate de procese de metamorfism hidrotermal de temperatură ridicată.

a) Rocile afectate de procese mecanice sănt reprezentate prin milonite în diferite stadii de deformare și rar prin filonite.

Milonitzarea rocilor gnaisice începe cu deformarea puternică a mineralelor constituente, în special a cuartului, care într-un stadiu mai avansat de transformare sănt sparte pe anumite plane de laminare, în lungul căroră cuartul, de exemplu, recristalizează într-un mortar fin. Sub efectul milonitizării și al soluțiilor hidrotermale, feldspatul potasic este înlocuit cu albit fin maclat, cu structură poichilitică, iar plagioclazul, maclat polisintetic, este îndoit, spart, albitizat și împănat cu lamele fine de sericit, pe alocuri fiind complet înlocuit de acest mineral. Biotitul s-a transformat într-un cuib de lamele mici de clorit și granule fine de oxizi de fier și titan.

Într-un stadiu mai avansat de deformare iau naștere filonite cu structură cataclastică și textură paralelă. Aceste roci constau din benzi și lentile de cuart și feldspat fin cristalizat, care alternează cu benzi și lentile de muscovit spart în lamele fine sau sericit. Din loc în loc se



mai păstrează granule mai mari de cuarț puternic deformate, cu extincție ondulatorie, care au fost rulate în timpul mișcării tectonice.

Cind milonitizarea afectează micașisturile, benzile de muscovit din aceste roci sunt puternic ondulate, torsionate și rupte în lamele mai fine sau chiar sericitizate.

Benzile de cuarț din rocile metamorfice, care conțin uneori cristale de disten, granat și de feldspat, sunt puternic deformate.

Amfibolitele sunt de asemenea afectate de aceste fenomene, ele fiind foarte sensibile la procesele de metamorfism hidrotermal de temperatură ridicată. Astfel, amfibolitele din Valea Boului și valea Slatina au recristalizat, rezultând roci de culoare verzuie și cu textura aproape masivă, formate din amfibol secundar, granat și puțin cuarț, alanit, calcit, sfen, apatit și sulfuri de impregnație. Amfibolul secundar este o varietate incoloră cu terminații fibroase și cu unghiul de extincție $cNg = 24^\circ$, care formează o masă pisloasă. În această masă se observă cristale de almandin de diferite dimensiuni (2–8 mm diametrul), unele idiomorfe, care formează uneori aglomerări de granule granațifere, mineral care include amfibol secundar, cuarț, ortit, sulfuri, uneori și calcit. Ortitul se prezintă în cristale colorate în brun, care prezintă o aureolă radioactivă în raport cu amfibolul în care este inclus sau cu care vine în contact. În unele roci este prezent și zoizitul.

Toate rocile hidrotermalizate sunt frecvent impregnate cu sulfuri, în special pirită și mai rar pirotină. Demn de semnalat este faptul că pirlita, care este casantă, nu prezintă fenomene de deformare, ca în mineralizațiile laramice de la Văliug de exemplu (Săvulescu et al., 1977).

b) Concentrațiile de sulfuri din regiune sunt caracterizate ca mineralizații sărace de pirită și pirotină, cu care se asociază calcopirita și foarte rar molibdenitul. Ele se prezintă ca impregnații în șisturile cristaline și uneori ca filoane subțiri (0,15–0,25 m grosime), cu gangă de cuarț și calcit, depuse fie pe faliile principale, fie pe cele de sprijin care le însoțesc pe acestea. În valea Căprioru, affluent stâng al văii Slatina, mineralizația de pirită și pirotină apare și în argila de falie. Mineralizațiile din Valea Boului și valea Slătinoara sunt cele mai bogate; ele conțin majoritatea speciilor minerale menționate, cuprinse atât în impregnații, cât și în filoane.

Impregnațiile de sulfuri se prezintă fie sub formă de cristale de pirită foarte rare, diseminate în rocile hidrotermalizate, fie în plaje, cuiburi sau pungi de pirită și mai ales pirotină, cu diametrul variind de la cîțiva milimetri pînă la 2–3 cm.

Filoanele hidrotermale mineralizate sunt alcătuite în principal din gangă de cuarț nedeformat tectonic și mai rar din calcit. În aceste filoane se observă că pirotina se găsește mai ales în gangă de cuarț, iar pirlita și calcopirita se asociază și cu gangă de calcit. Uneori calcitul formează filoane mai noi, care străbat filoanele de cuarț cu pirotină, ceea ce ar indica un proces de mineralizație pulsatoriu.

În zona de oxidație sulfurile au fost alterate și înlocuite de limonit, asociat foarte rar cu malachit, formîndu-se astfel pălării de fier. Cele



mai reprezentative pălării de fier sînt cele de pe valea Căprioru, creasta dintre văile Slatina și Bolvașnița și de pe valea Sebeșel, unde falia pe care s-a depus inițial mineralizația este intens limonitizată.

Pirita se întîlnește frecvent în impregnațiile foarte sărace și apare în cantitate mai redusă în cele mai bogate și în filoanele hidrotermale, în care pirotina este mineralul principal. Ea se prezintă în cristale izometrice sau plaje cu margini neregulate, care conțin numeroase incluziuni fine de gangă, astfel încît ea capătă aspectul de sită. Pe margini cristalele de pirită trec în pirotină; chiar și la interiorul cristalelor de pirită se observă incluziuni de pirotină ce trec lateral în pirită. În unele filoane de cuarț mineralizate, pirita apare în granule izolate sau se prezintă ca relicte în plajele mai mari de pirotină; în ambele cazuri ea conține incluziuni de gangă.

Pe văile Slatina și Slătinioara, gnaisele cuarț-feldspatice hidrotermalizate sînt foarte slab impregnate cu cristale și plaje mărunte de pirită, mineral care se găsește și în filonașe de 3—4 mm grosime, depuse pe fisurile din rocă.

Pirotina se prezintă în plaje cu contur neregulat și mai larg dezvoltate decît cele de pirită, formă sub care este caracteristică în mineralizația de la Valea Boului. Ea prezintă de asemenea incluziuni de gangă, dar mai rare și mai mari decît cele din pirită. În unele plaje se observă relicte de cristale de pirită, mineral care poate să apară și pe marginile acestora.

Pirotina se întîlnește uneori și în gnaisele impregnate slab, formînd plaje mai mari, care se asociază cu plaje mici de pirită și plaje foarte fine de calcopirită.

În filoanele de la Valea Boului pirotina formează benzi compacte, late de 2—3 cm, care includ mici plaje de calcopirită. Aceasta din urmă se formează însă și în afara acestor plaje sau pe marginile lor.

Calcopirită se întîlnește foarte rar și se prezintă în mici plaje asociate adesea cu pirotina în mineralizațiile de la Valea Boului și de pe valea Sebeșel. În mineralizația de la Valea Boului este vizibilă în plaje mici.

Molibdenitul apare extrem de rar în mineralizațiile cercetate și se prezintă în plăcuțe fine, cu contur neregulat. Acest mineral a fost observat numai în slifurile din mineralizațiile mai bogate de la Valea Boului și într-un gîrais puternic milonitizat și impregnat cu pirită de pe valea Sebeșel, precum și în zona de oxidație, unde este înlocuit pe margini de un mineral de culoare închisă, probabil molibdit.

Covelină se găsește de asemenea foarte rar și se prezintă în mici separații colorate în albastru.

În zona de oxidație se întîlnește în principal limonitul, în granule fine, care colorează rocile în roșu. Pe unele fisuri care străbat rocile din zona de oxidație s-a depus hematit. De asemenea, în această zonă de oxidație se întîlnesc foarte rar și mici cuiburi de malachit.



Considerații geochemice și genetice

a) Pentru caracterizarea geochemicală a mineralizațiilor sărăce din regiune s-a efectuat un număr redus de analize globale pe probe din Valea Boului, valea Căprioru și valea Sebeșel cu ocazia lucrărilor efectuate de Demeter în cadrul I.P.E.G. „Banatul“¹⁰ și de N. Gherasim et al.¹¹. Din aceste date rezultă cîteva observații.

Analizele au pus în evidență conținuturi ridicate de fier (22—24%) și de sulf (12—14%), ceea ce corespunde caracterului mineralizației bogate în pirită și pirotină. Pe lîngă aceste elemente, în Valea Boului au mai fost determinate, în cantități foarte mici, Cu (0,044—0,49%), Ni (0,04—0,05%), Mo (cca 0,03%), Ge (2 ppm) și Ga (6,5 ppm). De asemenea, au fost puse în evidență aur și argint în cantități foarte mici. Argintul, de exemplu, abia atinge 15 ppm. În general se remarcă faptul că molibdenul, deși apare în cantitate redusă, este constant, pe cînd cuprul prezintă o comportare capricioasă.

b) În valea Căprioru și Sebeșel aceste două elemente se întâlnesc în cantități extrem de mici, caracteristice fiind și în aceste puncte slab mineralizate fierul și sulful.

În ceea ce privește condițiile termodinamice în care au luat naștere mineralizațiile, constatăm că prezența constantă a paragenezei caracteristice pirită-pirotină (\pm calcopirită \pm molibdenit), ca și efectele metamorfismului hidrotermal descrise indică o temperatură ridicată de formare.

Faptul că pirita trece pe margini în pirotină este de asemenea un indicator în acest sens. Ramdohr (1960) arată că la o presiune ridicată a sulfului, transformarea piritei în pirotină are loc la temperatura de 570°C și presiunea de 1 atm.

Se arată, de asemenea, că în metamorfismul de contact și hidrotermal granatul se formează la o temperatură cuprinsă între 300° și 500°C (Yoder, 1950).

Din aceste date rezultă că mineralizația s-a format la temperaturi cuprinse aproximativ între 350° și 570°C, ceea ce arată că ea se încadrează la grupa de mineralizații de tip catatermal către pneumatolitic, care după Schneiderhöhn (1953) iau naștere la temperaturi situate între aceste limite.

c) În ceea ce privește vîrstă mineralizației, menționăm că într-un prim raport N. Gherasim et al.¹² lasă să se înțeleagă că ea ar putea fi legată și de procesele metamorfice.

Faptul că mineralizațiile s-au format într-o zonă de reactivare tectonică (zone d'activation, după Laffitte și Rouveyrol, 1965), care a luat naștere în legătura cu formarea pînzei gîțice, și că cristalele de

¹⁰ Op. cit., pct. 8.

¹¹ Op. cit., pct. 6.

¹² Op. cit., pct. 6.



pirită din toate mineralizațiile — inclusiv cele din milonite —, ca și cuarțul din filoanele hidrotermale nu sunt deformate arată că ele sunt mai noi și sunt legate de activitatea magmatismului subsecvent laramic (banatitic).

În sprijinul acestei concluzii vine și poziția mineralizațiilor, care se situează în prelungirea spre nord a aliniamentului al III-lea de erupțiuni și mineralizații laramice, cunoscut în munții Semenic între Mehadia și Teregova (Savu et al., 1977), unde au fost întâlnite de asemenea mineralizații sărace de pirită și pirotină (Savu, 1962, 1964)¹². Notăm, de asemenea, că între aceste mineralizații și cele din cîmpul metalogenetic Turnu Ruieni-Borlova mai apar impregnații de pirită și zone de oxidație legate de linii de fractură la nord de Ilova și la est de Vîrciorova, puncte care se situează evident pe același aliniament.

Iese clar în evidență o caracteristică generală a acestor mineralizații, și anume aceea că ele sunt toate formate în principal din pirită și pirotină. Sub aspectul compoziției, ele se aseamănă cu mineralizațiile laramice de la Maidanpek din Iugoslavia, care sunt formate în special din pirită (Schneiderhöhn, 1953). Se deosebesc de acestea prin faptul că s-au format la o temperatură mai ridicată.

Mineralizațiile din cîmpul metalogenetic Turnu Ruieni-Borlova se înscriu în districtul cu pirită și pirotină de pe aliniamentul al treilea de erupțiuni laramice, care, conform acestor date, se largeste și capătă astfel denumirea de districtul metalogenetic Turnu Ruieni-Teregova-Lăpușnicel din provincia banatitică.

Concluzii

Din cele prezentate rezultă următoarele concluzii generale.

Mineralizațiile sărace din cîmpul metalogenetic Turnu Ruieni-Borlova sunt localizate pe linii de fractură și zone de milonitzare laramice, paralele cu planul șariajului getic.

Ele se prezintă ca impregnații în rocile hidrotermalizate ale seriei de Sebeș-Lotru și mai rar în filoane subțiri cu gangă de cuarț și rar calcit; ele constau în principal din pirită și pirotină, parageneză la care se mai asociază în cantitate foarte redusă calcopirita și molibdenitul.

Parageneza pirită-pirotină, relația dintre aceste două minerale și prezența granatului în amfibolite hidrotermalizate arată că mineralizațiile s-au format la temperatură ridicată și se încadrează la mineralizațiile de tip catatermal către pneumatoditic.

Mineralizațiile se înscriu în districtul metalogenetic Turnu Ruieni-Teregova-Lăpușnicel, situat pe al treilea aliniament de erupțiuni laramice din provincia metalogenetică banatitică.

¹² Arh. I.G.G., București.



BIBLIOGRAFIE

- Laffitte P., Rouveyrol P. (1965) Carte minière du globe sur fond tectonique au 1 : 20 000 000, B.R.G.M., Paris.
- Ramdohr P. (1960) Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akademie Verl., Berlin.
- Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Consanța, Tiepac I. (1973) Crystalline schists and Baikalian granitoid rocks in the Muntele Mic region. *An. Inst. geol.*, XLII, 295—447, București.
- Maier O., Serafimovici V., Mîndroiu Viorica, Neguț G., Andăr P. (1977) Studiul mineralologic, geochemical și genetic al mineralizațiilor de pirită și mispichel de la Văliug (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIII/2, 71—104, București.
 - Maier O., Bercia I., Hirtopanu I. (1978 a) Dalslandian metamorphosed formations in the Southern Carpathians *Rev. roum. géol. géophys. géogr. Géologie*, 22, 7—17, București.
 - Maier O., Bercia I., Berza T. (1978 b) Assyntic metamorphosed formations in the Southern Carpathians. *Rev. roum. géol. géophys. géogr. Géologie*, 22, 19—29, București.
- Schneiderhöhn H. (1955) Erzlagerstätten, Kurzvorlesungen zur Einführung und zur Wiederholung. VEB G. Fischer Verl., Jena.
- Yoder H. S. (1950) Stability relations of grossularite. *Journ. Geol.*, 58, 225—253.

THE SULFIDE MINERALIZATIONS FROM TURNU RUIENI-BORLOVA (BANAT)

(Summary)

The sulfide mineralizations in the vicinity of the Turnu Ruieni and Borlova localities are hosted in the Dalslandian crystalline schists of the Getic nappe, west of the latter's contact with the metamorphic formations of the Danubian Autochthonous.

The crystalline schists from the Getic nappe unit, belonging to the Sebeș-Lotru Upper Precambrian A (Pc III A) series, were metamorphosed in the almandine amphibolites facies, the sillimanite zone. They consist of paragneisses with biotite, muscovite and garnet, with which the sillimanite ± disthene are often associated. Amphibolites, micaschists, quartz-feldspar gneisses, quartz paragneisses and serpentinites are intercalated in the mass of these paragneisses. The quartz-feldspar gneisses form a characteristic horizon in the western part of the region. The rocks were affected by anatetic migmatization processes. Subsequently they underwent mylonitization phenomena.

The Danubian Autochthonous unit consists mainly of amphibolites and banded amphibolic gneisses comprising micaschists, acid metatuffs and quartz-feldspar gneisses, belonging to the Upper Precambrian B (Pc III B) Măru series,



metamorphosed during the Assyntic movements at the level of the almandine amphibolite and epidote amphibolite facies. These formations are crossed in the eastern part by the Muntele Mic synorogen granitoid body composed of granodiorites, granites, biotite quartz diorites and lamprophyre veins.

A Paleozoic weakly metamorphosed formation almost equivalent to the Vidra series is tectonically placed along an inverse fault and shifted by transversal faults.

The tectonics of the region was achieved during the Alpine movements, when the Getic nappe overthrust the Danubian Autochthonous from WNW towards ESE. The present image of the contact between the two tectonic units differs from that belonging to the previous researchers and the overthrust line is placed more eastwards; thus, the sulfide mineralizations do no longer appear in both units, but only within the Getic nappe.

Strong mylonitization phenomena occur frequently along the overthrust plane. The discontinuous character of the mylonitization zones is explained by the fact that the mechanic effects of the overthrust on the rocks from the two units depend on the position of the overthrust plane in comparison with the rocks' foliation. The larger is the angle between these two planes, the stronger are the mylonitization effects.

West of the overthrust line of the Getic nappe there also occur other tectonic lines represented by faults, inverse faults and a digitation delimiting the Turnu Ruieni scale. They are almost parallel to the overthrust plane and formed simultaneously with it. The transverse fault has shifted both the overthrust plane and the other tectonic lines.

The sulfide mineralizations are distributed along an alignment trending NNE—SSW, parallel to the overthrust plane. Their emplacement was controlled by the Valea Sasă-Borlova inverse fault and a fault associated with it.

The rocks are strongly mylonitized along the fractures, on which the mineralizations deposited, being subject to high temperature hydrothermal metamorphism processes in the mineralized places. The rocks affected by mechanic processes are represented by mylonites in various deformation stages and seldom by phyllonites. The 'amphibolites' are very sensitive to the high temperature hydrothermal metamorphism processes, recrystallizing and forming rocks containing secondary amphibole, garnet — which sometimes make up agglomerations — quartz, orthite, calcite, sphene, apatite. All the hydrothermalized rocks are frequently impregnated with sulfides, especially pyrite and more seldom pyrrhotite. The pyrite does not show deformation phenomena. The sulfide concentrations are characterized as poor pyrite and pyrrhotite mineralizations with which chalcopyrite and very seldom molybdenite are associated. Sometimes they occur in thin veins (0.15—0.25) with quartz gangue, tectonically undeformed and more rarely calcite deposited either on the main faults or on the auxiliary faults. The relationship between minerals indicates a pulsatile mineralization process.

In the oxidation zone, the sulfides were weathered and replaced by limonite, which is very rarely associated with malachite forming iron caps.

The chemical analyses pointed out high Fe (22—24%) and sulphur (12—14%) contents, which corresponds to the character of the mineralization rich in pyrite



and pyrrhotite. Small amounts of Cu (0.044—0.49%), Ni (0.04—0.05%), Mo (about 0.05%) were also determined. Very small gold and silver amounts were pointed out too.

The presence of the pyrite-pyrrhotite (\pm chalcopyrite \pm molybdenite) characteristic paragenesis as well as the effects of the hydrothermal metamorphism (the garnet occurrence in the hydrothermalized amphibolites) indicates a high formation temperature (350—570°C). The mineralizations are of the catathermal to pneumatolithic type.

The fact that the mineralizations formed in an area of tectonic reactivity, which was determined by the formation of the Getic nappe, while the pyrite crystals are never deformed, shows that they are younger and connected with the Laramian (banatitic) subsequent magmatism activity. At the same time, the mineralizations from the Turnu Ruieni-Borlova metallogenic field are situated in the northward prolongation of the third alignment of eruptions and banatitic mineralizations, existing in the Semenic Mountains between Mehadia and Teregova, where the same type of mineralizations was found.

The mineralizations from the Turnu Ruieni-Borlova metallogenic field lie in the district with pyrite and pyrrhotite on the third alignment of Laramian eruptions, which, according to these data, widens and is therefore called the Turnu Ruieni-Teregova-Lăpușnicel metallogenic district from the banatitic province.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Quaternary: 1 a, deluvial deposits; 1 b, proluvial deposits. Malvensian (Pannonian): 2, coarse sands, argillaceous sands. The Danubian domain; Vidra series — Hercynian metamorphism in greenschist facies; Lower Carboniferous-Upper Devonian: 3, graphite schists, weakly recrystallized limestones, quartz metaconglomerates, chloritoid and graphite schists, acid metatuffites. Măru series — Assyntic metamorphism of Barrovian type in the almandine amphibolites and epidote amphibolites facies; Upper Precambrian B (850 \pm 50 — 575 m.y.): 4, crystalline limestones; 5, micaschists; 6, acid metatuffs (fine quartz gneisses); 7, quartz feldspar gneisses; 8, orthoamphibolites and amphibolitic gneisses (metatuffs and basic metatuffites) — metamorphosed volcanogen-sedimentary formation. Magmatic rocks; Cambrian-Upper Precambrian magmatites: 9, lamprophyres; 10, hydrothermal quartz veins; 11, quartz diorites; 12, granodiorites and granites. The Getic domain; Sebeș-Lotru series; Upper Precambrian A (1600—850 \pm 50 m.y.): 13, orthoamphibolites and amphibolic gneisses; 14, micaschists \pm sillimanite \pm disthene; 15, crystalline limestones; 16, biotite and muscovite paragneisses \pm sillimanite \pm disthene. In the Turnu Ruieni scale; Upper Precambrian A (1600—850 \pm 50 m.y.): 17, orthoamphibolites and amphibolic gneisses; 18, micaschists; 19, biotite and muscovite paragneisses \pm sillimanite \pm disthene; 20, horizon of white gneisses (white quartz-feldspar gneisses, micaschists, amphibolites); 21, micaschists \pm sillimanite \pm disthene; 22, quartz-feldspar gneisses;



23, quartz paragneisses ; 24, orthoamphibolites and amphibolic gneisses ; 25, biotite and muscovite paragneisses \pm disthene \pm sillimanite ; Migmatic rocks : 26, (undifferentiated) migmatites ; 27, ophtalmitic migmatites ; 28, pegmatites. Magmatic rocks ; Precambrian magmatites (Upper Precambrian A) : 29, serpentinized ultrabasites (metaperidotites) ; 30, (Laramian) sulfide mineralizations with pyrite, pyrrhotite \pm chalcopyrite ; 31, diaphoresis ; 32, mylonites and cataclasites. Conventional signs : 33, general geological boundary ; 34, lithological boundary ; 35, unconformity boundary ; 36, boundary of Quaternary formations ; 37, over-thrust nappe ; 38, digitation ; 39, inverse fault ; 40, vertical and subvertical fault : + raised compartment, — lowered compartment ; 41, shift fault ; 42, anticline axis ; 43, syncline axis ; 44, position of beds : stratification foliation ; 45, linéations ; 46, gallery.

Plate II

Fig. 1. — Milonit de pe Valea Boului, zona cu mineralizații. Nic.+, $\times 95$.

Mylonite on the Boul Valley, the mineralization zone. Nic.+, $\times 95$.

Fig. 2. — Relația de continuitate dintre pirită (Py) și pirotină (Po) ; Valea Boului ; $\times 80$.

Continuity relation between pyrite (Py) and pyrrhotite (Po) ; Boul Valley ; $\times 80$.

Fig. 3. — Asocierea calcopiritei (Cp) cu pirotina (Po) ; Valea Boului ; $\times 60$.

Association of chalcopyrite (Cp) with pyrrhotite (Po) ; Boul Valley ; $\times 60$.

Fig. 4. — Cristalizarea concomitentă a pirotinei (Po) și calcopiritei (Cp) în ganga de cuarț ; Valea Boului ; $\times 170$.

Simultaneous crystallization of pyrrhotite (Po) and chalcopyrite (Cp) in the quartz gangue ; Boul Valley ; $\times 170$.



H. SAVU, H. HANN

HARTA GEOLOGICĂ

A

REGIUNII TURNU RUIENI - BORLOVA

0 1 2 Km.

LEGENDA

CUATERNAR

MALVENSIAN
(PANNONIAN)CARBONIFER INFERIOR -
DEVONIAN SUPERIORPRECAMBRIAN SUPERIOR B
($850 \pm 50 - 575$ m.a.)MAGMATITE CAMBRIAN -
PRECAMBRIAN SUPERIOAREPRECAMBRIAN SUPERIOR A
($1600 - 850 \pm 50$ m.a.)MAGMATITE PRECAMBRIENE
(PRECAMBRIAN SUPERIOR A)

1 a Depozite deluviale (a); depozite prăluviale (b)

2 mv Nisipuri groși, nisipuri argiloase

DOMENIUL DANUBIAN

Seria de Vidra - metamorfism hercinic în fațeșul șisturilor verzi
Sisturi grafitoase, calcare slab recristalizate, metaconglomerate cuartice, șisturi cu cloritoid și granit, metatufite acide

Seria de Mără - metamorfism assyntic de tip barrovian în fațeșul amfibolitelor cu almandin și al'amfibolitelor cu epidot

4 Calcare cristaline

5 Miçăsturi

6 gnqf Metatufuri acide (gnaise cuartice fine)

7 Dagna

8 Ortoamfibolite și gnaise amfibolice (metatufuri și metatufite bazice) - formăuile vulcanogen-sedimentare metamorfozată

Roci magmatische

9 Lamprofir

10 Filoane de cuarț hidrotermal

11 Diorite cuartice

12 Granodiorite și granit

DOMENIUL GETIC
Seria de Sebeș-Lotru

13 Ortoamfibolite și gnaise amfibolice

14 Miçăsturi ± sillimanit ± disten

15 Calcare cristaline

16 Paragnaise cu biotit și muscovit ± sillimanit ± disten

ÎN SOLZUL TURNU RUIENI

17 Ortoamfibolite și gnaise amfibolice

18 Miçăsturi

19 Paragnaise cu biotit și muscovit ± sillimanit ± disten

20 gnqf

Orizontul gnaiselor albe (gnaise albe cuarț-feldspatice, miçăsturi, amfibolite)

21 Miçăsturi ± sillimanit ± disten

22 Gnaise cuarț-feldspatice

23 Paragnaise cuarțice

24 Ortoamfibolite și gnaise amfibolice

25 Paragnaise cu biotit și muscovit ± disten ± sillimanit

Roci migmatice

26 Migmatite (nedenivelate)

27 Migmatite oftalmitice

28 Em Pegmatite

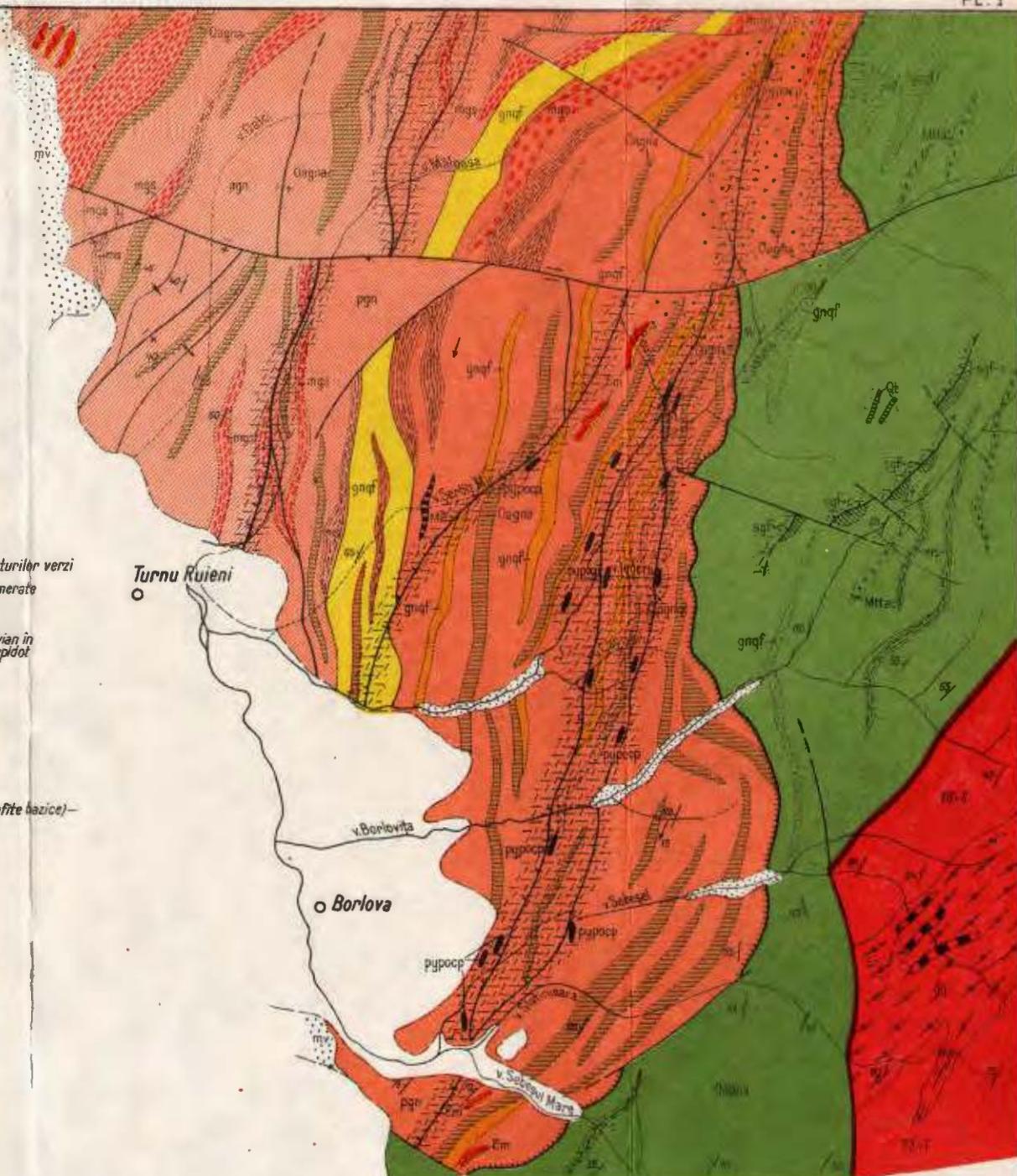
Roci magmatische

29 MP Ultrabazite serpentinizate (metaperidotite)

30 pypocp Mineralizații de sulfuri (laramice) cu pirită, pirotină ± calcopirită

31 Diflorează

32 Milonite și cataclazite



SEMNE CONVENTIONALE

- 33 — Limită geologică în general
- 34 — Limită litologică
- 35 Limită de discordanță
- 36 —— Limita formațiunilor cuaternare
- 37 Pinză de șariaj
- 38 —— Digităție
- 39 —— Falie inversă
- 40 ± Falie verticală și subverticală + compartiment ridicat, - compartiment coborât
- 41 — Falie cu decroșare
- 42 — Ax de anticlinal
- 43 — Ax de sinclinal
- 44 / Poziția stratelor: foliație de stratificație
- 45 / Lineație
- 46 □ Galerie

2. ZACĂMINTE

MAGNESIAN SKARNS FROM TIBLEŞ : PRELIMINARY DATA¹

BY

GHEORGHE UDUBAŞA², OSCAR EDELSSTEIN⁴, NICOLAE POP³,
GHEORGHE ISTRATE², MARINEL KOVACS⁴, DUMITRU ISTVAN⁴,
VERA BOGANCSIK³ AND LAURENTIU ROMAN⁴

Sommaire

Magnesian skarns. Monzodiorites. Hornfelses. Neogene magmatites. Hydrated silicates. Mineral associations. Thermal contact metamorphism. East Carpathians. "Young volcanic area". Tibleş.

Les skarns magnésiens de Tibleş; données préliminaires. Pour la première fois est signalée la présence des skarns dans le massif subvolcanique néogène de Tibleş, représentant en même temps l'unique occurrence de skarns magnésiens associés au magmatisme sous-séquent néogène de Roumanie. Les corps de skarns ont des dimensions métriques et montrent une zonalité évidente. Associés aux cornéennes pyroxéno-feldspathiques, les skarns se sont formés aux dépens des roches gréso-marneuses oligocènes traversées par un corps monzodioritique. Dans les corps de skarns on a identifié et partiellement décrit environ 40 minéraux, formés dans un domaine très large de température. L'association spinelle+forstérite+diopside—salite (20—30% hed) est caractéristique aux skarns magnésiens de la phase magmatique. Par leur transformation ou par suite de la modification des rapports entre les composants du système se sont formés des minéraux typiques pour le stade postmagmatique des skarns magnésiens; la phlogopite et les amphiboles (trémolite, pargasite) sont les minéraux les plus caractéristiques de ce stade; ils forment de larges métacristaux atteignant 6—10 cm. Des transformations sous-séquentes ont mené

¹ Paper received on 13 January 1979, accepted for publication on 27 March 1979, communication in the session of 23 February 1979.

² Institutul de geologie și geofizică, 78344 str. Caransebeş 1, Bucureşti.

³ Institutul de cercetări și proiectări pentru minereuri și metalurgie neferasă, str. Victor Babeş 17, 4800 Baia Mare.

⁴ Întreprinderea de prospecții și explorări geologice „Maramureş”, str. Victoriei 146, 4800 Baia Mare.



à la formation des silicates hydratés (antigorite, actinolite etc.), auxquels s'associent les minéraux métallifères : magnétite, pyrrhotine (particulièrement la variété hexagonale), chalcopyrite, wurtzite (paramorphisée par de la sphalérite) et un minéral pareil à la vallériite. Dans des cavités de dissolution se sont déposés des minéraux de basse température (fluorine, epidote, prehnite, leuchtenbergite etc.) caractérisant ces corps de skarns, bien qu'ils ne fissent pas partie de para-génèses spécifiques de skarns.

Thermal and contact-metasomatic phenomena are scarcely developed within the Neogene petrologic province in Romania. The skarn occurrences at Rodna-Valea Vinului (F. Diaconu, Maria Mihăilă, 1962⁵), at Măgura-Sanț in the Bîrgău Mountains (G. Istrate, G. Udubasa, 1977⁶), at Baia de Arieș (Lazăr, 1966), Rotunda-Strîmbu (Istvan, Radu, 1977⁷) and now those from Tibleș point to a specific feature of the Neogene subvolcanic eruptive bodies, thus resembling the Laramian magmatites.

During the postmagmatic evolution of such subvolcanic magmatites of Neogene age some high temperature events are locally preserved, i.e. porphyry copper mineralizations, pervasive tourmalinization etc. However, their development depends on the differentiation degree of the magmas as well as on their geological setting.

The skarns associated with the Neogene magmatites mentioned so far in Romania consist of relatively low temperature calcic minerals. These calcic skarns are accompanied by poor magnetite occurrences (Rodna-Valea Vinului and Rodna-Cobășel), base metal mineralization (Rotunda-Strîmbu) or by not directly related ore mineral concentrations (Baia de Arieș). In turn, the skarns from the Tibleș Massif consist of prevailingly magnesian minerals (forsterite, spinel, diopside, phlogopite etc.) with subordinately developed ore minerals. The magnesian skarns are of limited distribution in Romania (Cioflică, Vlad, 1977), a fact which points to the significance of the Tibleș skarns.

The mineral association as such and the specific mode of presentation suggest that they belong, at least at the beginning of this process, to the high temperature magmatic magnesian skarns. The great development of some minerals, often showing pegmatoid aspects, indicates a high fugacity of the mineralizers (F, B, OH). The main ore minerals (hexagonal pyrrhotite, magnetite, chalcopyrite) formed concomitantly with the main skarn formation phase and represent a mineral association typical of the early postmagmatic processes showing a low sulphur fugacity.

⁵ Arch. I.G.G., Bucuresti.
⁶ Arch. I.G.P.S.M.S., Bucuresti.

⁷ Paper presented at the Geological Symposium, Deva, May, 1977.



1. Geological Framework of the Tibleş Massif ; the Monzodioritic Rocks

The Tibleş eruptive Massif (the northern part of the East Carpathians) may be regarded as a plutono-volcanic complex, in which the effusive processes play a subordinate part (G. U d u b a ş a et al., 1977⁸). It consists of relatively varied rocks : porphyritic microgranodiorites and dacites (rhyodacites), quartz diorites, monzodiorites and quartz andesites, hornblende andesites and pyroxene andesites. Various points of view have been stated as regards the succession of their emplacement (P a v e l e s c u , 1953 ; G. U d u b a ş a et al., 1976⁹, D. I s t v a n et al., 1977¹⁰). Cordierite-, andalusite-, diopside-, epidote-clinozoisite-, epidote-bearing hornfelses develop irregularly around the Tibleş eruptive massif.

Petrographic observations and chemical data on the magmatites from the Tibleş Massif were presented in previous papers (P a v e l e s c u , 1953, P e l t z et al., 1972, G. U d u b a ş a et al., 1976¹¹). Recently rocks with monzodioritic character and magnesian skarns have been intercepted in the galleries IV Arcer : the transversal 1 and 2 Arcer, the Saci transversal and the Preluci directional, all of them beneath the Arcer Peak from the gallery 1 Izvorul Rău (Fig. 1).

The quartz monzodiorites from the Saci transversal are holocrystalline rocks, showing locally an obvious porphyritic texture. They consist of plagioclase phenocrysts (50—62% An) 3—8 mm in size, fresh or transformed into albite or potassium feldspar, clinopyroxene, mostly uralitized, and hornblende. Under the microscope quartz and orthoclase micrographic intergrowths can be often observed and occasionally clinozoisite, pistacite, pennine, albite, calcite and zeolite nests and veinlets. The accessory minerals are represented by titanomagnetite (magnetite with lamellar ilmenite exolutions), zircon, apatite, titanite and allanite. The mineralogical composition of the monzodioritic rocks varies within relatively wide limits. An average modal composition indicates : plagioclase 40%, potassium feldspar 14%, hornblende 5—8%, fresh and uralitized augite 18% biotite ± chlorite 4%, quartz 8—12%, ore minerals 2—3%.

The chemistry variation of the monzodioritic rocks from the gallery 1 Izvorul Rău (Table 1) depends especially on structo-textural changes and the position of the analysed samples versus the contact with the Paleogene sedimentary rocks ; samples T 6 and 170 were collected from marginal zones of the intrusive body. On the QAP diagram (S t r e c k e i s e n , 1967) the projection points of the CIPW parameters define the analysed rocks as quartz monzodiorites, samples T 6 and 170

^{8, 9} Arch. I.G.G., Bucureşti.

¹⁰ Arch. I.P.E.G. „Maramureş“, Baia Mare.

¹¹ Quoted paper, point 9.



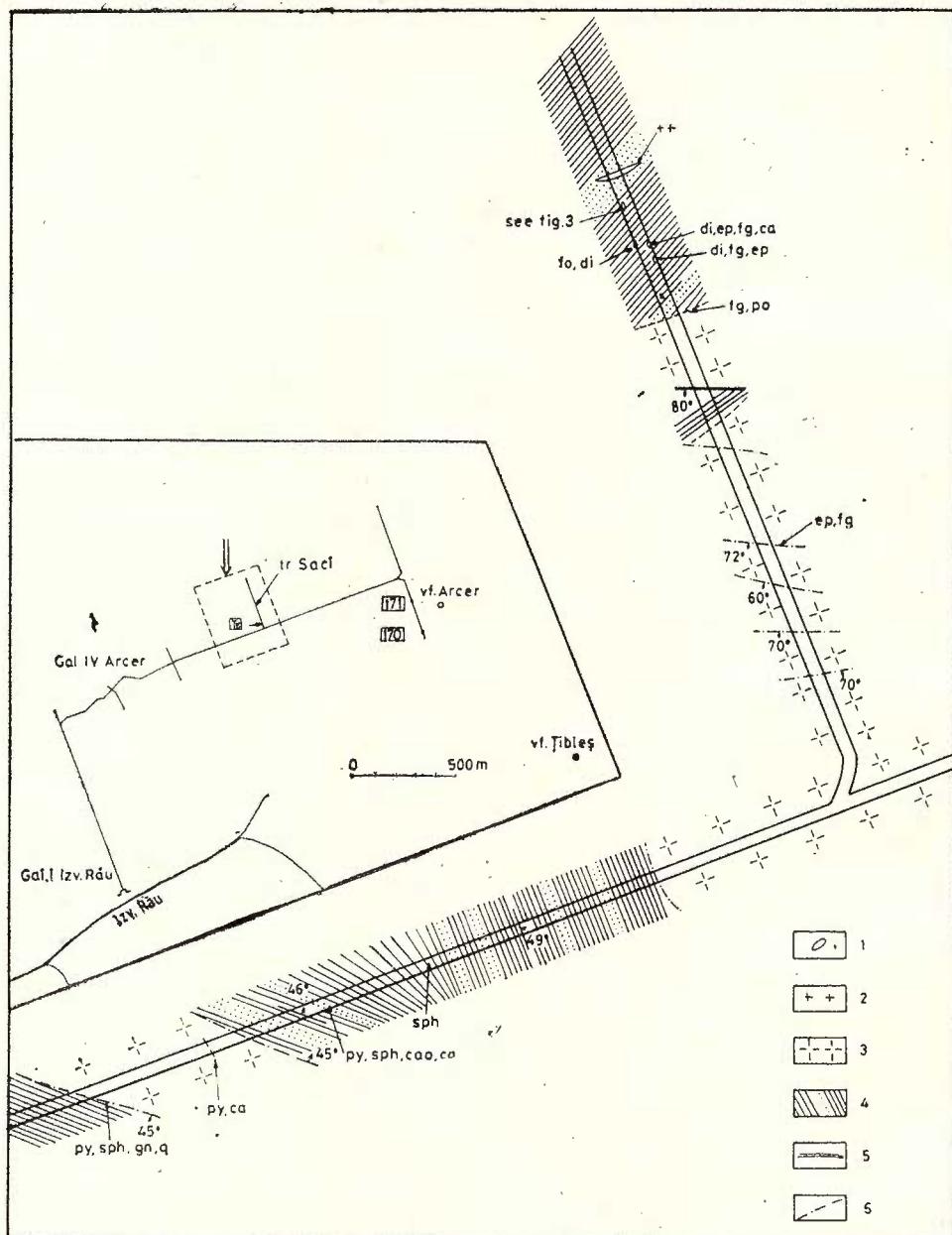


Fig. 1. — Sketch of the Saci transversal with the location of the magnesian skarn bodies and of the chemically analysed monzodioritic rock samples (see Table 1).
 1, magnesian skarn bodies ; 2, leucocrate apophyses of the monzodioritic body ;
 3, monzodiorites ; 4, hornfelsized marly-clay-gritty complex ; 5, polymetallic veins ;
 6, fissures-faults ; fo, forsterite ; fg, phlogopite ; di, diopside ; ep, epidote ; po,
 pyrrhotite ; py, pyrite ; sph, sphalerite ; gn, galena ; ca, calcite ; q, quartz ; cao,
 kaolinite.

being projected on the separation line between quartz monzodiorites and quartz monzonites (Fig. 2).

TABLE 1

Chemical composition of monzodioritic rocks from the 2 Arcer transversal (170, 171), gallery IV Arcer (130) and the Saci transversal (T 6)

Sample number	171	130	T 6	170
Macroscopic diagnosis	Meladiorite	Diorite	Quartz diorite	Quartz diorite
QAP name	Quartz monzodiorite	Quartz monzodiorite	Quartz monzonite	Quartz monzonite
SiO ₂	57.80	57.84	59.15	62.70
Al ₂ O ₃	15.88	16.91	14.49	15.53
Fe ₂ O ₃	2.24	2.05	2.82	1.99
FeO	5.67	4.86	4.33	3.92
MnO	0.18	0.12	0.03	0.11
MgO	3.78	3.20	2.77	2.47
CaO	7.38	6.63	4.71	5.18
Na ₂ O	2.82	2.79	3.19	3.16
K ₂ O	2.51	2.50	3.60	3.74
TiO ₂	0.80	0.85	1.00	0.68
P ₂ O ₅	0.21	0.24	0.18	0.16
CO ₂	—	0.30	—	—
H ₂ O	0.88	1.50	1.25	0.92
S	0.05	0.04	0.76	0.05
Fe(S)	0.04	0.03	1.02	0.04
Sum	100.24	99.82	99.30	100.65
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3.6	3.4	4.0	4.0
FeO/Fe ₂ O ₃	2.51	2.57	1.53	1.97
MgO/CaO	0.54	0.48	0.58	0.37
K ₂ O/Na ₂ O	0.89	0.90	0.91	0.84

Analysts : Alexandra Medesan (171, T 6, 170), Cecilia Vasiliu (130, I.G.G., Bucureşti)

2. Paleogene Sedimentary Deposits

The sedimentary deposits from the Tibleş Massif were attributed to the Oligocene, taking into account the criterion of the lithological similarity ; they are represented by an alternation of grey-blackish marly clays and whitish sandstones, generally intensely fragmented. The sandstones form locally banks of 0.1—20 m in thickness, consisting of quartz (50%), carbonates (20—22%, making up together with the clay minerals, 8—10%, the rock matrix), feldspars (15%), muscovite (3%), pyrite (1%), sphene and leucoxene (about 1%). The blackish marly clays



contain clay minerals (65%), quartz (25%), carbonates (5%) and some other very fine grained minerals.

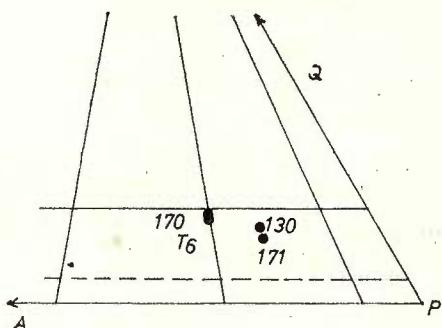


Fig. 2. — QAP diagram with the projection of the CIPW parameters calculated for the analyses in Table 1.

Metalliferous minerals appearing relatively frequently in the fine stratified blackish shales are generally small in size and consist of pyrite, anatase or rutile, to which graphite or an intermediary form between the carbonaceous matter and graphite (pre-graphite, Ramdohr, 1953) are often associated. The pyrite is as a rule frambooidally developed and its dimensions approach the average size of 5 microns, statistically established by Love and Amstutz (1966). The pyrite frambooids are intimately associated with the pre-graphite. The anatase and/or rutile grains have small dimensions (5—20 microns) and a rather independent disposition in relation with the pyrite and pre-graphite rich beds. Mention should be made of the fact that the maturing of the pyrite frambooids within the sedimentary rocks affected by the contact metamorphism led to their transformation into euhedral grains.

3. Skarns and Hornfelses from the Saci Transversal

The aureola of thermal metamorphism round the Tibleş eruptive massif has a variable extension, and the mineralogical transformations of the sedimentary rocks depend on the lithologic nature, sometimes on the composition and structure of the eruptive rocks. The hornfelses are fine grained and the transition to the skarns is not sharp. That is why the contact phenomena have been presented so far without differentiating skarns and hornfelses (L. Scarlat, I. Scarlat, 1966¹², N. Pop, 1970—1974¹³, O. Edelstein et al., 1973—1974¹⁴, Kalmar, Pop, 1977).

¹² Arch. I.G.P.S.M.S., Bucureşti.

¹³ Arch. I.P.E.G. „Maramureş“, Baia Mare.

¹⁴ Arch. I.P.E.G. „Mararmureş“, Baia Mare.



Mineral associations typical of the skarns have been recently identified in the mining works (Fig. 1), where the presence of some probably lens-shaped gritty-limy rocks favoured the initiating of some high temperature metasomatic processes. The small size skarn bodies are enveloped in diopside-, phlogopite-, plagioclase- and cordierite-hornfelses, against which there are no sharp limits (Fig. 3). The mineralogical composition of the skarn bodies is extremely diversified (Table 2), but not all the identified minerals have the same significance ; they are formed in various temperature intervals, extremely varied quantitative and dimensional relations being recorded. The phlogopite and amphiboles (tremolite and pargasite) crystals and metacrystals stand out by their dimensions (8—12 cm).

There are no precise data concerning the relationships between various minerals so far and the identification of some of them should be regarded as provisional ; in Table 2 they were tentatively grouped into 5 associations, within which there are several mineral associations. They will be established in some future papers in which the evolution of the mineralogical equilibriums (or lacks of equilibrium) will be discussed.

In the present state of knowledge of these mineral associations, which are not so common on our country's territory, still numerous mineralogical data for several minerals were obtained.

The spinel occurs in the form of some isometric euhedral or rounded grains 0.01—0.5 mm in size, sometimes grouped in bands alternating with the forsterite on an amphibole background. The grains have a high relief and their colour is pale green. Locally one can recognize imperfect cleavages on 111 (Fig. 4 A). The spinel is as a rule associated with phlogopite, in which it lies, both of them being included in amphibole. Although it hardly alters, grains with marginal transformations in amesite and hydrotalcite (?) were noticed.

Forsterite forms subhedral, small grains with pyramidal terminations. The mineral is colourless with very weak pleochroism, optically positive, $2V = 83-87^\circ$. It is constantly associated with the diopside and the anorthite ; it is locally intensely serpentinized, the associated spinel remaining as oval inclusions. Similar grains, but optically negative, ($-2V$) = $75-83^\circ$ possibly suggest the occurrence of the monticellite too.

The pyroxenes are generally fine grained both in hornfelses and in skarns, which lend them a pink colour, characteristic of the almost monomineral zones. The pyroxene grains are colourless in skarns, biaxial positive $2V = 50-58^\circ$, with maximum extinction angle of $36-41^\circ$, the optical data correspond to the diopside-salite member, with 20—30% hed. The main X-ray peaks are : 2.99 Å (10) ; 2.526 Å (6) ; 1.625 Å (7). The characteristic association is plagioclase-forsterite-phlogopite.

The plagioclases represent the main components of some zones of the principal skarn body (Fig. 3). The grains locally reach 3 mm, show

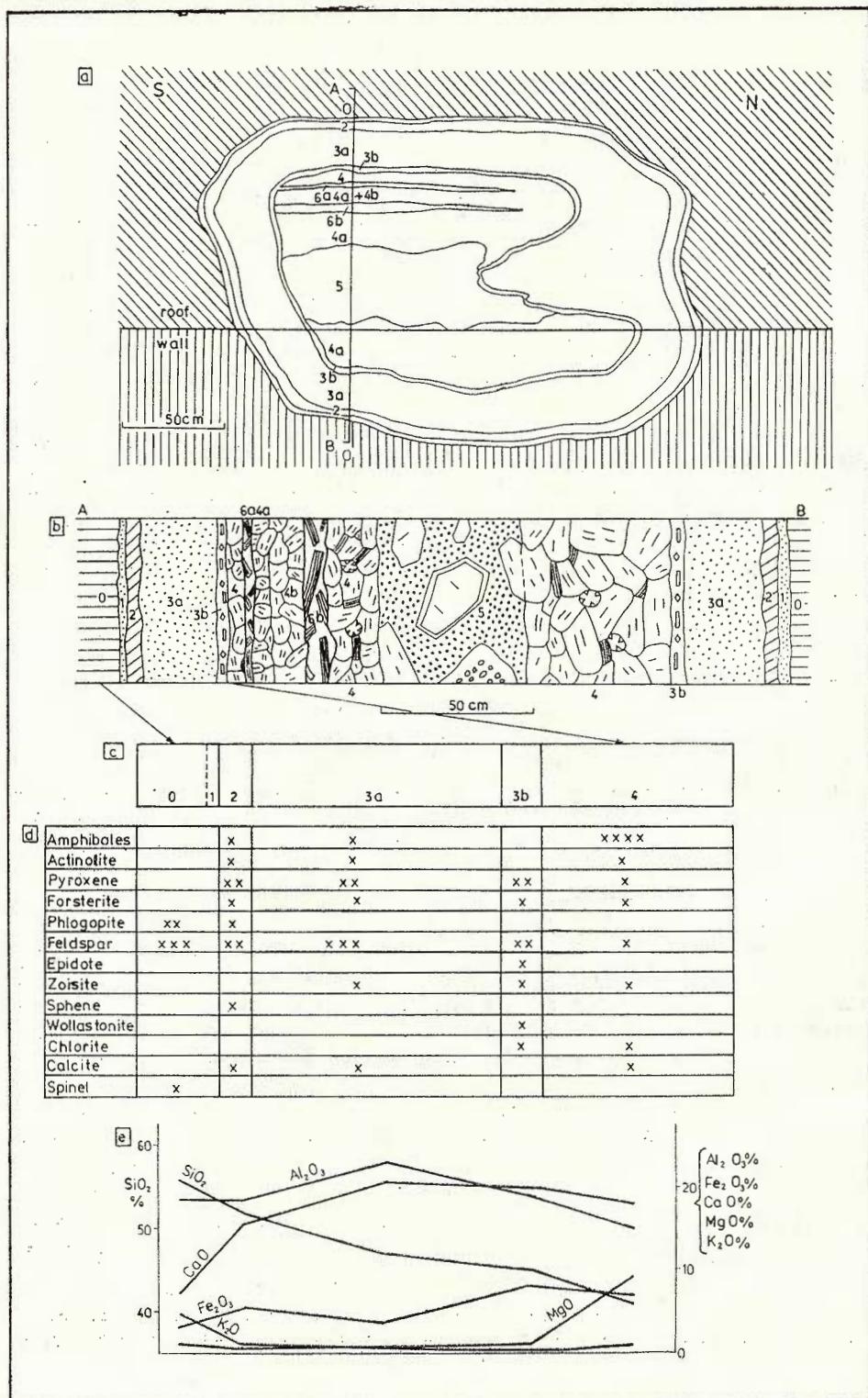


Fig. 3



frequently zoning and include poikilitically the pyroxene and the epidote. Sometimes one can notice albite and albite-Karlsbad type twins. The relief is positive, while the optical character is negative with $2V = 76-80^\circ$. The anorthite content is variable = 62—75% (in monzodiorites = 50—62% An), but the main X-ray peaks on the diffractograms recommend it as anorthite = 3.18 Å (100); 3.21 Å (53), 4.04 Å (58). It forms representative associations with the diopside-salite, phlogopite and forsterite.

The phlogopite is one of the most characteristic minerals of the skarns from Tibleş as regards its quantity and dimensions. The lepidoblastic aggregates or the crystals developed in vugs reach 10—12 cm. The pleochroism is characteristic, from brown-yellowish-pale yellow to colourless. It has an optically negative character: $2V = 5-12^\circ$. It associates as a rule with spinel, forsterite, pyroxene, which it includes. Locally it changes into serpentine minerals, in which the pyrrhotite frequently occurs. The main diffraction lines are: 10.10 Å (10), 3.345 Å (10), 2.00 Å (8).

The amphiboles are very representative of the Tibleş skarns by their dimensions (metacrystals of 6—10 cm) and megaporphyroblastic structures (developed especially on a fine granular diopside background, (Fig. 3 b — zone 5); still the exact nature of the amphiboles is uncertain so far. Macroscopically the amphibole grains are apparently similar, being blackish-dark brown in colour, with darker rims and heterogeneous internal zones, in which, under the microscope, one can distinguish spinel, forsterite, diopside, phlogopite and wollastonite poikilitic inclusions. The large grains show frequently cleavages in two directions forming an angle of 60° . The absorption pleochroism is variable, as is

Fig. 3. — a, Zonality of the magnesian skarn body from the Saci transversal, m 240; b, cross section (A—B) through the skarn body; c, the chemically analysed skarn zones; d, the mineralogical composition of the zones 0—4; XXXX, dominant; XXX, frequent; XX, widespread; X, present; e, variation of the main components in the zones 0—4a.

0, gray, fine grained feldspar-hornfelses; 1, brown-reddish fine grained phlogopite-feldspar hornfelses; 2, hornfels-skarn transition zone with forsterite, phlogopite, sphene and amphiboles, in which a transformed eruptive rock veinlet is located, with plagioclases and diopside; 3 a, gray pink, fine grained pyroxene-feldspar zone (diopside-salite and anorthite-bytownite); 3 b, zone with porphyroblastic structure (poikilitic anorthite including pyroxene and forsterite); 4, zone rich in largely developed amphiboles (grains up to 8 cm), with small vugs lined with fluorine, epidote, asbestos-actinolite, calcite etc.; 4 a, subzone with amphiboles oriented towards the phlogopite fissure 6 a; 4 b, subzone with amphiboles oriented towards the phlogopite fissure 6 b; 5, zone with megaporphyric structure — zoned amphiboles of 5—8 cm in fine grained pyroxene-feldspar matrix; 6, fissures with lepidoblastic phlogopite aggregates of 10—12 cm.



TABLE 2

Minerals identified in the magnesian skarn bodies from Tibileş (IR, DTA, X-ray and optical data)

Spinel Forsterite Monticellite ? } Bytownite ? Anorthite* Diopsid-salite* Titanite*	I. Minerals characteristic of the magnesian skarns of the magmatic stage	Phlogopite* x Tremolite <i>Pargasite</i> Wollastonite Chondrodite <i>Clinohumite</i> Tourmaline* <i>Biotite</i> * <i>Muscovite</i> ? <i>Pistacite</i> * x <i>Zoisite</i> * <i>Clinozoisite</i> x <i>Orthite</i> Titanite* <i>Rutile</i> *	II. Minerals characteristic of the magnesian skarns of the post-magmatic stage
Antigorite Actinolite* Actinolitic asbestos <i>Pennine</i> * <i>Clinochlorine</i> * Titanite	III. Transformation products of the minerals from groups I-II	Magnetite <i>Pyrrhotite(h)*</i> <i>Chalcopyrite</i> <i>Pentlandite</i> <i>Sphalerite/wurtzite</i> <i>Valleriite</i> <i>(Ilmenite)</i> <i>[Graphite]</i> <i>Marcasite</i>	IV. Minerals formed mostly simultaneously with those from group III
Fluorine <i>Epidote</i> <i>Leuchtenbergite</i> <i>Pyrrhotite(m)</i> <i>Prehnite</i> <i>Opal</i> <i>Calcite</i> <i>Dolomite</i> <i>Magnesite</i> ? <i>Quartz</i> <i>Laumontite</i> <i>Kaolinite</i>	V. Minerals deposited from residual solutions in dissolution cavities forming free developed millimetric crystals		

Notes : * — minerals found in the associated hornfelses too ; () — minerals identified only in hornfelses ; italics — largely developed minerals, lending a pegmatoid aspect to the skarns ; ? — provisional diagnosis ; [] — relict mineral ; x — minerals found also in monzonodiorites (nests and veinlets) ; (m) — monoclinic ; (h) — hexagonal.

also the optical character (either negative, with $2V = 85-88^\circ$, or positive, with $2V = 58-65^\circ$) indicating the existence of several amphibole species. Locally polysynthetic fine lamellar twins were noticed, probably perpendicular to the 100 direction. The main diffraction lines obtained on several samples : 3.13 Å (10) ; 8.46 Å (7) ; 3.28 Å (5) suggest the tremolite (grammatite) presence, in accordance with the negative optical



character. Some preliminary chemical data on similar macroscopic samples correspond to the chemism of the pargasites presented by D'eer et al. (1967) and are in accordance with the positive optical character.

Locally the amphiboles show free developed cristal faces (in centimetric cavities); the crystal faces frequently show dissolution traces; othertimes the endings of the amphibole grains in vugs are successively changed into actinolite (optically negative, with $2V = 80-85^\circ$, $ng \wedge c = 16-18^\circ$), then into asbestos (fine pearly fibres, 2-3 cm long,

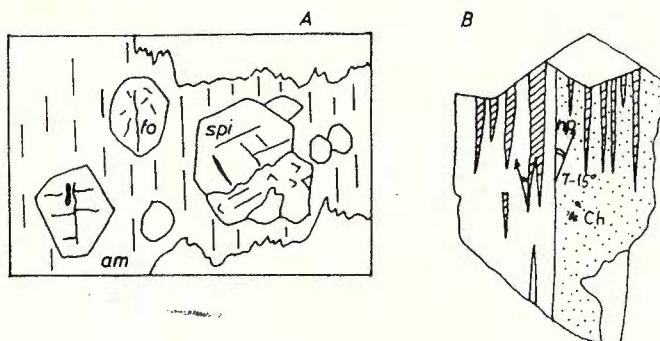


Fig. 4. — Microscopic aspects (transmitted light) of the skarn.
A. amphibole (am) with forsterite (fo) and spinel (spi) inclusions.
B. clinohumite (ch) with polysynthetic twinning.

lacking elasticity; the main diffraction lines resemble the tremolite ones : 3.13 \AA (10) ; 8.45 \AA (7) ; 3.278 \AA (5).

The chondrodite and clinohumite occur very seldom, associated with spinel, forsterite and diopside. Both minerals show polysynthetic twins on (120) and imperfect cleavage parallel to the grain elongation (Fig. 4 B). Angles $ng \wedge 100 = 7-15^\circ$ for the chondrodite and $22-30^\circ$ for the clinohumite were noticed.

The tourmaline forms black prismatic crystals of 1-2 mm in size, in amphiboles, especially in the actinolized domains. The zoisite contains allanite inclusions (strong pleochroism from reddish-brown to yellow-brown) in which rutile needles can be noticed. The pistacite forms prisms of 1-2 mm, developed especially in the diopside and anorthite zone (Fig. 3). The main diffraction lines : 2.90 \AA (10) ; 2.40 \AA (8) ; 1.64 \AA (8) confirm the optical diagnosis.

The tourmaline forms black prismatic crystals of 1-2 mm in size. Under the microscope the zonal disposition of the colours in green brown tones, with strong pleochroism can be often seen. It develops especially in the diopside and anorthite zone (Fig. 3).

Numerous minerals appear in the dissolution cavities within the skarn mass; the most frequent and characteristic of them are : fluorite — crystals with octahedral habit, 2-10 mm in size, transparent, colour-

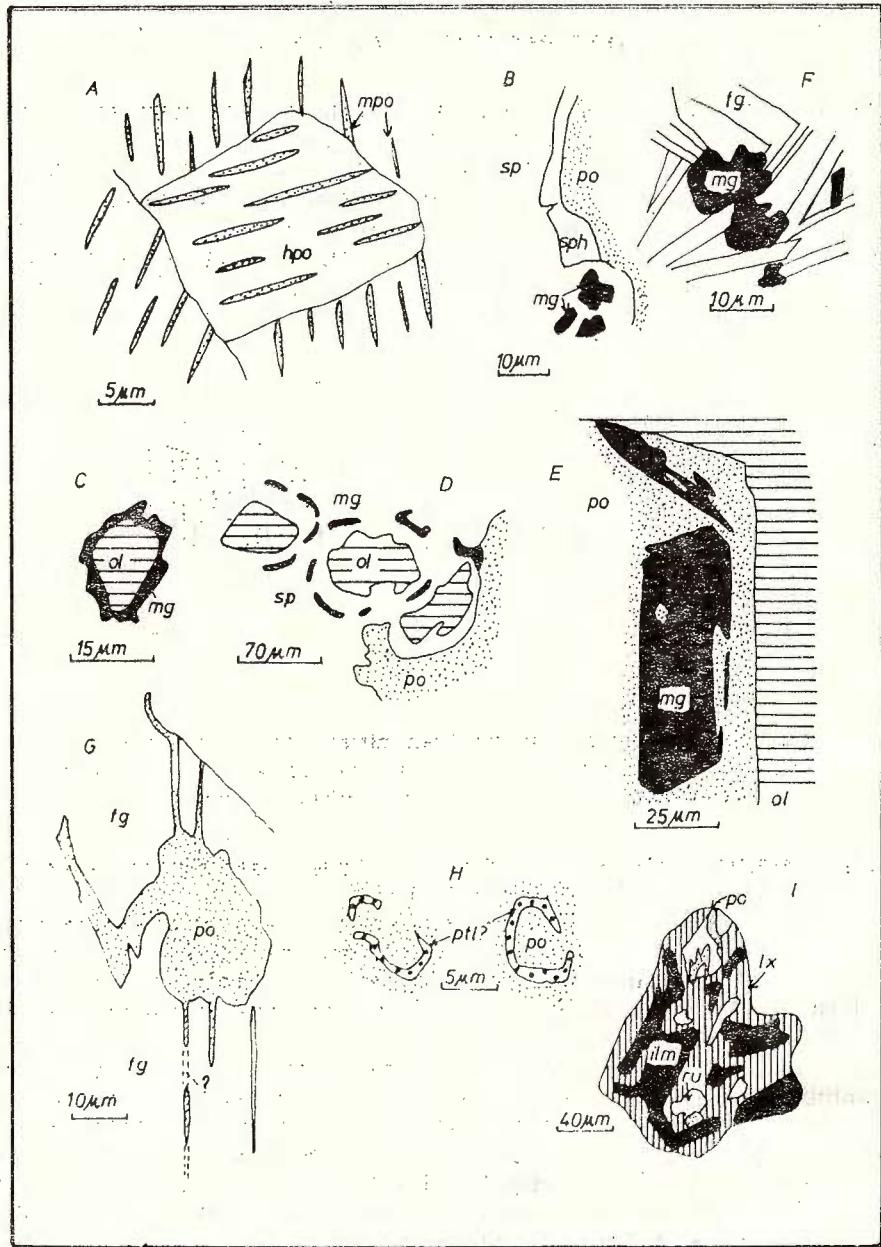


Fig. 5. — Microscopic aspects (reflected light) of the skarns (A—H) and hornfelses (I).

A, hexagonal pyrrhotite grains (hpo) with variously oriented, lanceolate lamellae of monoclinic pyrrhotite (mpo); B, pyrrhotite (po) with sphalerite (sph), towards serpentine (sp); C, olivine grain (ol) surrounded by magnetite (mg); D, magnetite (mg) disposed in serpentine minerals (sp) formed at the expense of olivine (ol); E, euhedral magnetite (mg) included in pyrrhotite (po); F, subhedral

less or showing violet tinges ; the characteristic X-ray lines are : 1.919 Å (10) ; 3.15 Å (7) ; 1.64 Å (7) ; prehnite — spherical aggregates with fibrous texture, greyish-green with a glassy lustre ; the main diffraction lines are : 3.49 Å (10) ; 3.28 Å (10) ; 3.08 Å (10) ; 2.560 Å (10) ; leuchtenbergite — foliated aggregates with curved lamellae concentrically disposed, light green-pearly, up to 0.5 cm in size. It is optically positive with $2V = 6-14^\circ$. The main diffraction lines are : 3.517 Å (10) ; 6.986 Å (9) ; 4.685 Å (9) ; laumontite — fibrous, pearly lustre, prismatic crystals of 1—2 cm in size, associated as a rule with calcite in the vugs of diopside-phlogopitic skarns (Fig. 1). Very strong reflexes appear on the diffractogram at 9.42 Å ; 4.115 Å and 3.28 Å ; the calcite, quartz and kaolinite appear frequently as common associated minerals. The presence of some small pyrrhotite nests, generally associated with the actinolitic asbestos is noticed ; unlike the hexagonal pyrrhotite associated with the skarn minerals, the pyrrhotite in the vugs shows the split of the diffraction line of 2.0x Å (Fig. 5), characteristic of the monoclinic pyrrhotite (Scott, 1974).

4. Opaque Minerals from Hornfelses and Skarns

The metalliferous minerals are scarce and have a nonuniform distribution in the mass of hornfelses and skarns. The pyrrhotite is observed macroscopically in the form of isolated nests of 1—3 cm, millimetric veins or relatively rich local disseminations. The fine grained, sometimes spotted hornfelses contain a relatively simple association ; the pyrrhotite anhedral grains with chalcopyrite inclusions also prevail under the microscope. The ilmenite grains are rather frequently observed and show irregular forms, sometimes skeletal, and partly transformed into rutile or sphene or felt-like leucoxene masses. Chalcopyrite develops in ilmenite, but it is more abundant within the phlogopite lamellae.

The magnetite, pyrrhotite and chalcopyrite represent the association characteristic of these magnesian skarns. The pyrrhotite aggregates usually consist of one of the hexagonal polytypes. This microscopic observation was checked up by X-ray analysis ; the 102 line is not split as in the case of the monoclinic pyrrhotite. At higher magnification fine lens-shaped lamellae do occur in places, showing lower reflectivity and a more brownish colour ; they are believed to represent the monoclinic pyrrhotite occurring by an exolution type process. Within the pyrrhotite masses, some fine grained, white, higher reflecting grains

magnetite grains (mg) associated with the phlogopite lamellae (fg) ; G, pyrrhotite (po) in phlogopite (fg) — one should note the pyrrhotite development along the phlogopite basal cleavage, together with a transformation product of the latter (?) ; H, penitlandite (pl?) "carchasses" in pyrrhotite (po) ; I, ilmenite (ilm), rutile (ru) and pyrrhotite (po) included in leucoxene (lx).



do occur, with isometric (1—2 microns), lamellar (1×2 microns) or shell forms. They are isotropic and similar to pentlandite and/or linnaeite.

The chalcopyrite is scarcely developed and occurs almost always associated with pyrrhotite. Minor amounts of sphalerite (red internal reflections, higher reflectivity, i.e. with high iron content) occur in places. As a rule it envelops the pyrrhotite aggregates (Fig. 5 B). In addition hexagonal inclusions of sphalerite in pyrrhotite were observed, suggesting a probable pre-existence of wurtzite paramorphically transformed into sphalerite.

The magnetite makes up irregular veinlets in the serpentine minerals developed on the olivine, full coronas round the oval olivine grains, more rarely subhedral grain aggregates and locally euhedral inclusions in the pyrrhotite.

The mentioned microscopic aspects are presented in the sketches from Figures 5 and 6.

The olivine or the serpentine minerals contain quite frequently fine veinlets of 1—5 microns in thickness or small foliated aggregates, showing strong reflection pleochroism and anisotropy reminding the optical properties of the valleriite. Taking into account the association with the goethite formed at the expense of the magnetite and the small chalcopyrite amount of this association, this mineral may be considered as belonging to the subgroup with the general formula FeS_{2-x} (Mg, Fe) OH_2 . Relict fine grained graphite aggregates, sometimes included in olivine, occur under similar conditions.

The formation of the ilmenite within hornfelses can be regarded as an effect of thermal recrystallization of titanium oxides (anatase and rutile) from the sedimentary rocks.

The magnetite within the skarns occurs in two distinct situations, reflecting two different formation modes : a) large size aggregates representing a direct product of the pyrometasomatic process, as a result of the redistribution of the components from the paleosome and partially of the iron introduction ; b) veinlets within the serpentine minerals appeared during the serpentinization, by the removal of iron from the olivine, which proves not to have been a pure forsterite. It has a form similar to that of the magnetite II from the magmatic serpentinites. Thus one has to do with a remarkable paragenetic convergence phenomenon ; different genetic processes with similar evolution led to the formation of the same minerals, implied also in similar structures.

The presence of the pyrrhotite associated with chalcopyrite, which appeared simultaneously with the hydrated silicates, reflects conditions of high temperature of the fluids with low sulphur fugacity.

5. Conclusions

The magnesian skarns, pointed out for the first time in the Tibles eruptive massif, are spatially and genetically associated with a mon-



zodioritic body intruded in the marly-clay-gritty sedimentary deposits attributed to the Oligocene. The local development of the skarn bodies

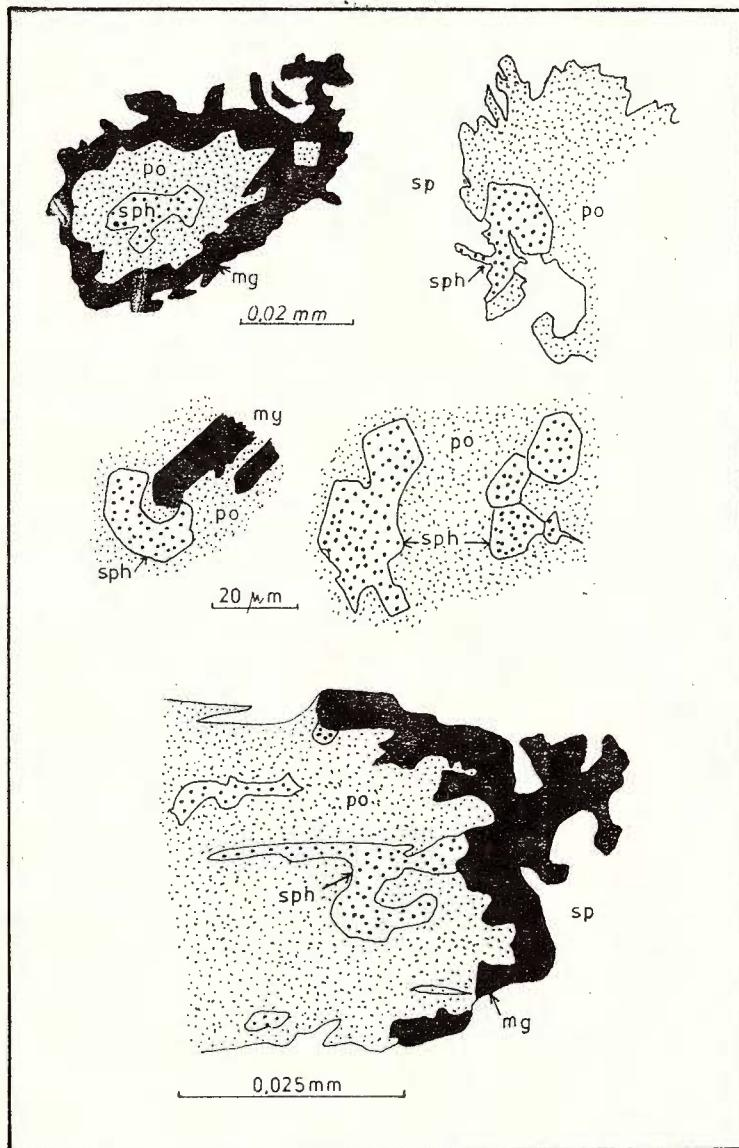


Fig. 6. -- Relationship between pyrrhotite (po), magnetite (mg) and sphalerite (sph), all of them being included in serpentine minerals (sp).

seems to be controlled by the presence of some lenticular zones of sandstones with carbonatic cement.

The skarn bodies of metric dimensions show a well expressed zoning and develop against a background of fine grained diopsidic hornfelses.

The mineralogical composition of the skarns is very complex, the identified minerals (more than 40) representing several equilibrium mineral associations formed within a wide temperature range. The presence of the spinel, forsterite, diopsidic and An-rich plagioclases is indicative of a first very high temperature mineral association typical of the magmatic magnesian skarns (Şabinin, 1968, 1973). Another mineral group — generally OH-silicates (Table 2) — probably represent several associations and constitute the dominant mineralogical background of the skarns, within which the phlogopite and amphiboles (tremolite, pargasite) stand out by their dimensions and frequency; these minerals are associated with the oxides and sulphides (magnetite, hexagonal pyrrhotite, chalcopyrite, vallerite). Minerals developed almost exclusively in vugs (resulting by the partial development of the previous minerals) appeared in the form of crystals of millimetric size in a later stage.

The diversity of minerals should be connected first with the very wide temperature interval of formation. The unequal development of minerals — both in size and quantity — as well as the presence of several members of the isomorphic series (bytownite-anorthite, tremolite-pargasite etc.) suggests also considerable variations of the partial pressure of the components and a general repeated regime of the lack of equilibrium of the fluids. Such conditions permitted a simultaneous nucleation of different minerals within a small space and the rapid growth of some of them (amphiboles, phlogopite) forming both metacrysts and free developed crystals in vugs. Such crystals of large dimensions show sometimes well developed growth zones, poikilitic intergrowths etc.

As seen the mineral association is very rich and its mode of occurrence very complex and some minerals need further investigations. A second paper is now being prepared and it is hoped we shall contribute to deciphering this complicated mineralogenetic process. Thus the characterization of the Neogene petro-metallogenetic processes will be more complete and will probably stimulate the geological researches for the identification of metallic concentrations of pyrometasomatic nature in the areas with Neogene magmatites.

REFERENCES

- Cioflica Gr., Vlad S. (1977) Outline on the present state of skarn knowledge in Romania. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géologie*, 21, 11–17, Bucureşti.
 Kalmar I., Pop N. (1977) Mineralizaţiile de la Măgura Neagră (Tibleş). Con-



- siderații mineralogice și geochimice. *Inst. geol. geofiz. Stud. teh. econ.*, A 11, 175—201, București.
- Lazăr C. (1966) Contribuții la cunoașterea zăcământului polimetalic de la Bâja de Arieș. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie*, 11, 403—415, București.
- Pavelescu L. (1953) Studiu geologic și petrografic al masivului Tibleș. *An. Comit Geol.*, XXVI, București.
- Peltz S., Vasiliu C., Udrescu C. (1972) Petrologia magmatitelor zonei subvulcanice din Carpații Orientali. *An. Inst. Geol.* XXXIX, 179—256, București.
- Ramdohr P. (1953) Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte. *Geol. Jb.*, 67, 367—494, Hannover.
- Scott S. D. (1974) Experimental Methods in Sulfide Synthesis. In : P. H. Ribbe (ed.) *Sulfide Mineralogy*. Miner. Soc. America, Short Course Notes 1, S 1 — S 33, Blacksburg.
- Sabinin L. I. (1968) Über einige Skarnmineralparagenesen zur Unterscheidung von Kalkexoskarnen in Dolomiten und Kalksteinen. *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., B. Miner.-Lagerstättenf.*, 13/4, 485—488, Berlin.
- Sabinin L. I. (1973) Formația magnezialnih skarnov. Edit. Nedra. Moskva.

QUESTIONS

Ioana Gheorghita: Since it is stated that the magnesian skarns formed at the expense of hornfelses, the question arises whether the hornfelses appeared during the same processes of skarn formation, in connection with the emplacement of the quartz monzodiorites or did they form previously? Is it possible to establish the petrographic features of the paleosoma for explaining thus the extremely great variation of the mineralogical composition of the two contact rock types (hornfelses and skarns)?

Answer: The contact metamorphism makes it difficult to specify the boundary between hornfelses and skarns if: 1) the exact nature of the paleosoma cannot be known and 2) the processes took place at high temperatures, as in the case of the hornfelses with pyroxenes and the magmatic magnesian skarns. Both situations are present in the magnesian skarn occurrence from the Saci/Tibleș transversal. The skarns and the surrounding pyroxene hornfelses might have formed simultaneously, the more so as the hornfelses pass gradually to skarns (Fig. 4), and the boundary between them might be due to a lithological boundary, which is now missing, within the siltic-carbonatic paleosoma.

N. Gherasi: 1. Taking into account the fact that the eruptive rocks are surrounded by Paleogene sediments, I ask whether the dolomitic rocks, at the expense of which the skarns formed, are intercalated in the Paleogene or are older?

2. Knowing the presence of andesites in the Tibleș massif, which is their relation with the body of diorites associated with quartz diorites, are the latter intruded or do they represent a subvolcanic formation?



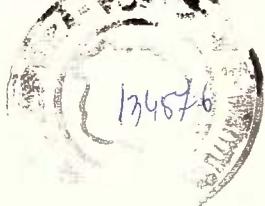
Answer: 1. The sedimentary deposits intruded by the subvolcanic rocks of the Tibleş massif belong to the Paleogene (Eocene and Oligocene). There is no paleontological evidence, especially in the lithological succession (generally not very much tectonically affected) traversed by galleries, that the sedimentary rocks would be older. Having no evidence for supporting another age, we must take over as such an already existing idea.

In the Ileanda Beds — Oligocene — from the north-western part of Transylvania lenticular carbonatic intercalations of sphaero-sideritic type are found within the blackish argillaceous silts (Dr. A. Rusu, communication after the discussions). The magnesian skarns from Tibleş probably formed at the expense of such an Oligocene "magnesian carbonatic accident".

2. The very detailed mapping carried out lately by I.P.E.G. „Maramureş“ throughout the Tibleş massif shows that the andesites exhibit a very limited distribution and proper effusive terms do not seem to exist. The relationships among the various petrographic types are not yet clarified. As a matter of fact, this problem is not very important for the genesis of the magnesian skarns presented in this paper.

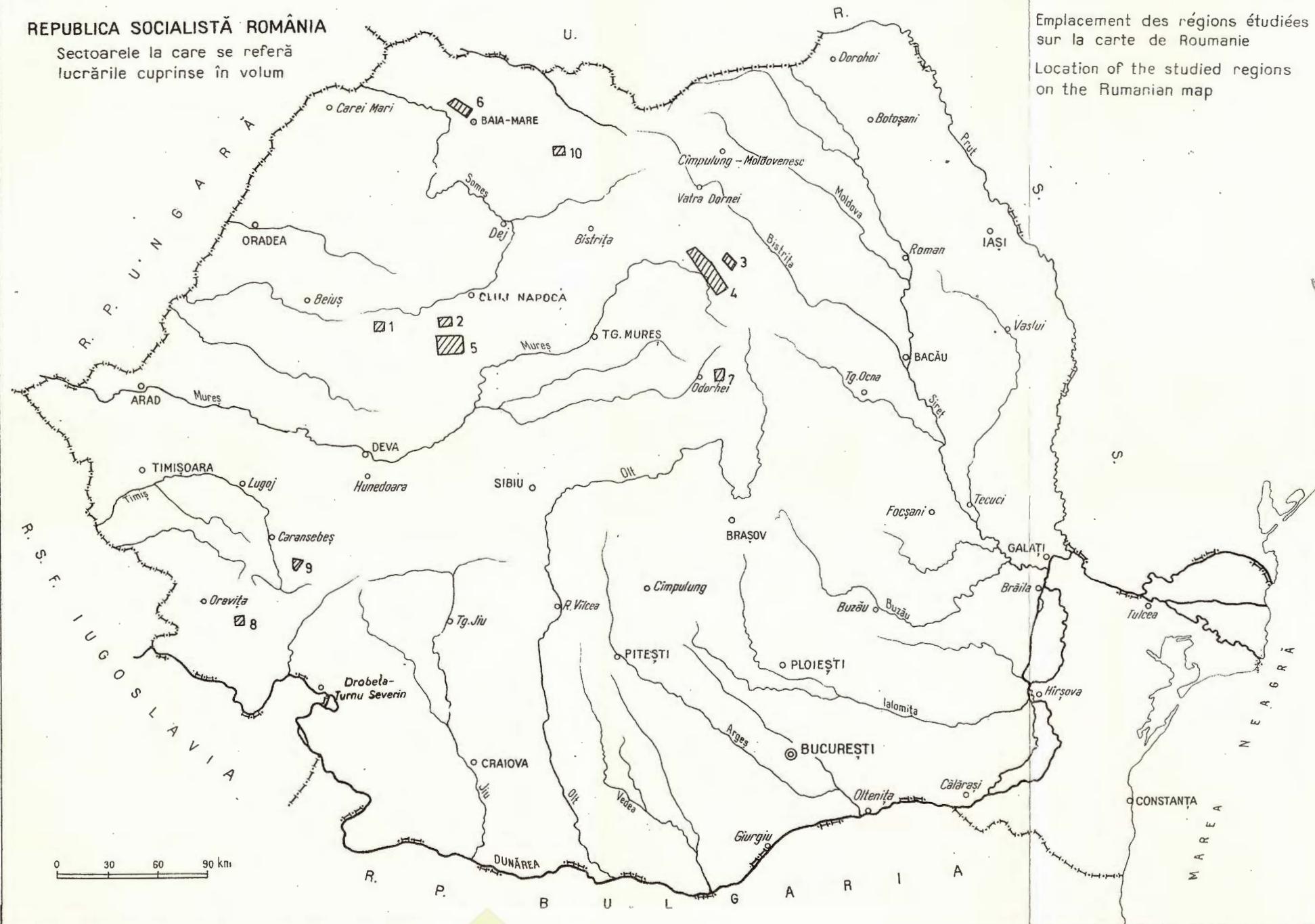
M. Borcoş: How could be now imagined the metallogenetic model of this massif? What are the consequences of such a model for understanding the metallogenetic evolution trend (taking also into account the existing data)?

Answer: A complete metallogenetic model of a „Tibleş type“ massif is difficult to present now. The petro-metallogenetic evolution of the Tibleş massif was long and complex, probably including several eruptive phases, contact metamorphic processes of variable intensity that gave rise to hornfelses and skarns, intense tourmalinizations as possible pneumatolytic effects, but also as hydrothermal effects, „porphyry copper“ type mineralizations in the southern part of the massif, high temperature veinlike mineralizations, with a possible external belt of Sb-rich epithermal type mineralizations. Some necessary data for sketching the whole metallogenetic evolution of the Tibleş massif are still lacking; the main reason is the different state of knowledge of the petrographic components, the lack of some clear relations among the known metallogenetic entities.



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă
lucrările cuprinse în volum



Emplacement des régions étudiées
sur la carte de Roumanie

Location of the studied regions
on the Rumanian map

Redactor responsabil: H. KRÄUTNER
Tehnoredactor: ILONA SANDU
Traducători: ADRIANA BĂJENARU, MARIANA BORCOŞ
Ilustrația: V. NIȚU

Dat la cules: decembrie 1980. Bun de tipar: martie 1982. Tiraj: 700 ex.
Hartie scris I A. Format 70×100/56 g. Coli de tipar: 10. Comanda: 2
Indicele de clasificare pentru biblioteci: 55 (058)



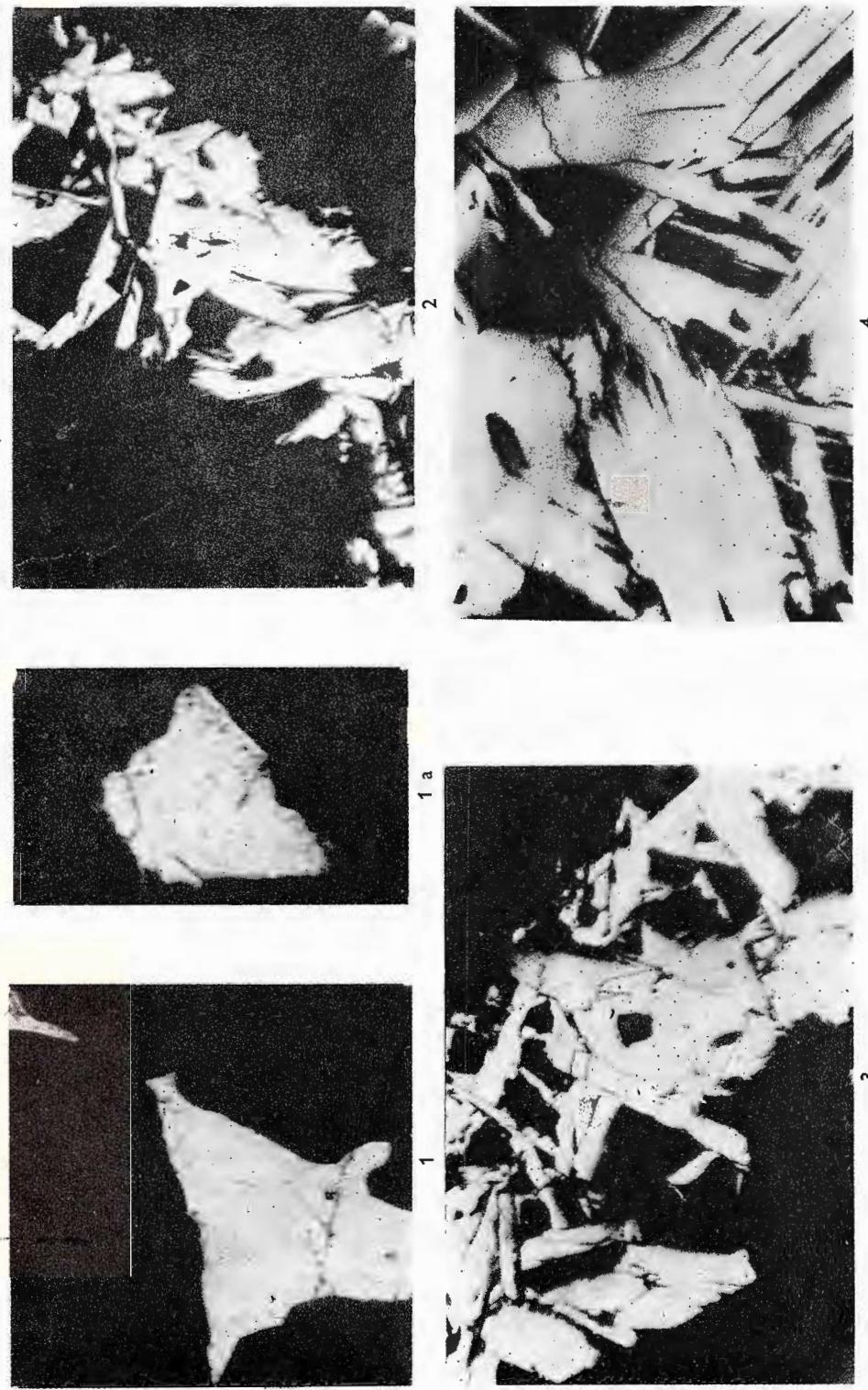
c. 2. I. P. „Informația”, str. Brezoianu 23–25, București,
România



Institutul Geologic al României



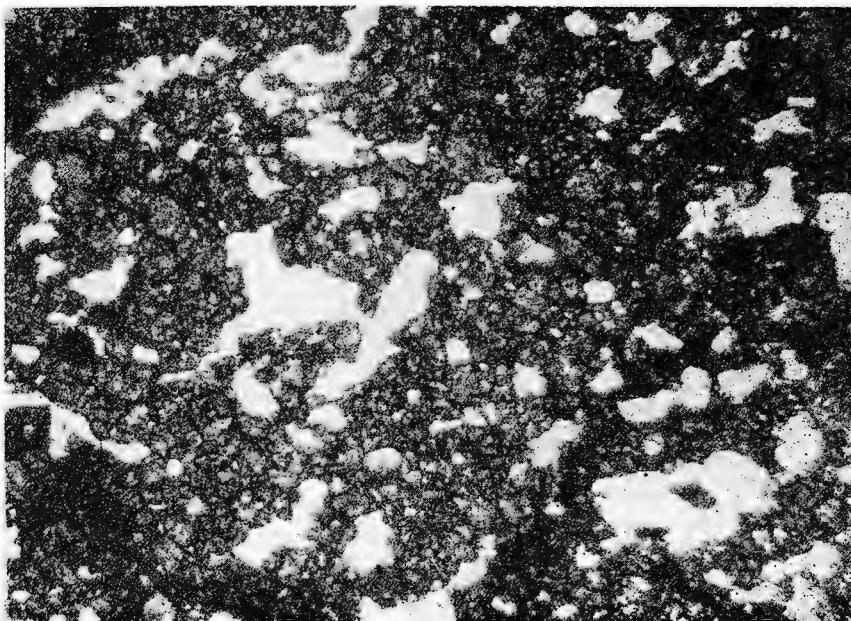
Institutul Geologic al României



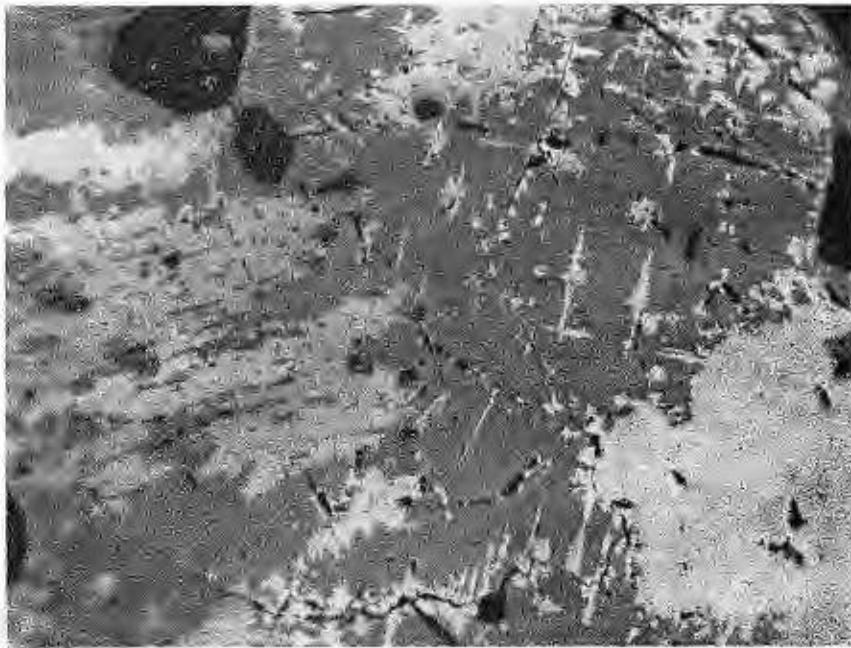


Institutul Geologic al României

D. GHEORGHIESCU, I. ÎNTORSUREANU. Skarnele mineralizate din dealul Buru



1



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVI/2.



Institutul Geologic al României



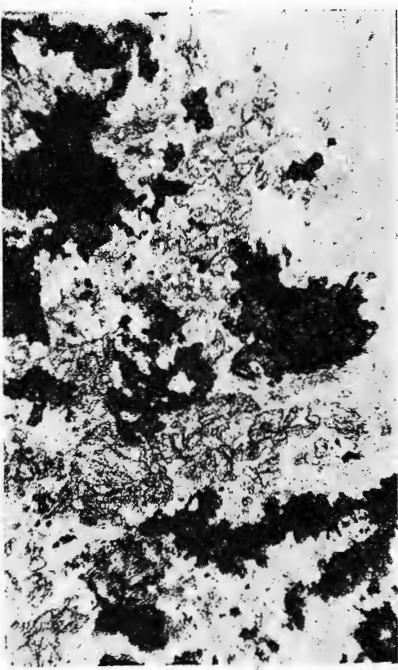
Institutul Geologic al României

C. LAZĂR, I. ÎNTORSUREANU. Zăcămîntul de fier de la Mașca-Băisoara

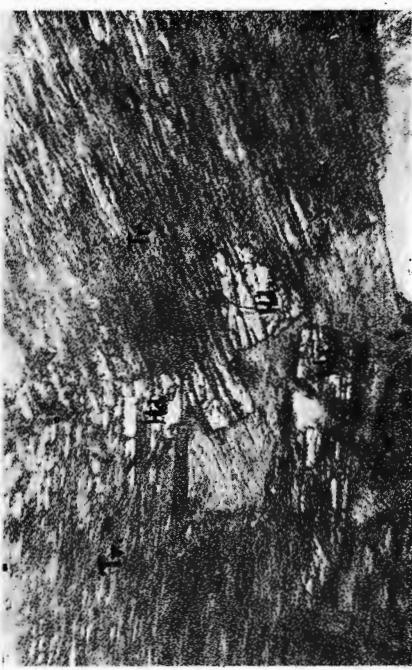
Pl. I



1



2



3

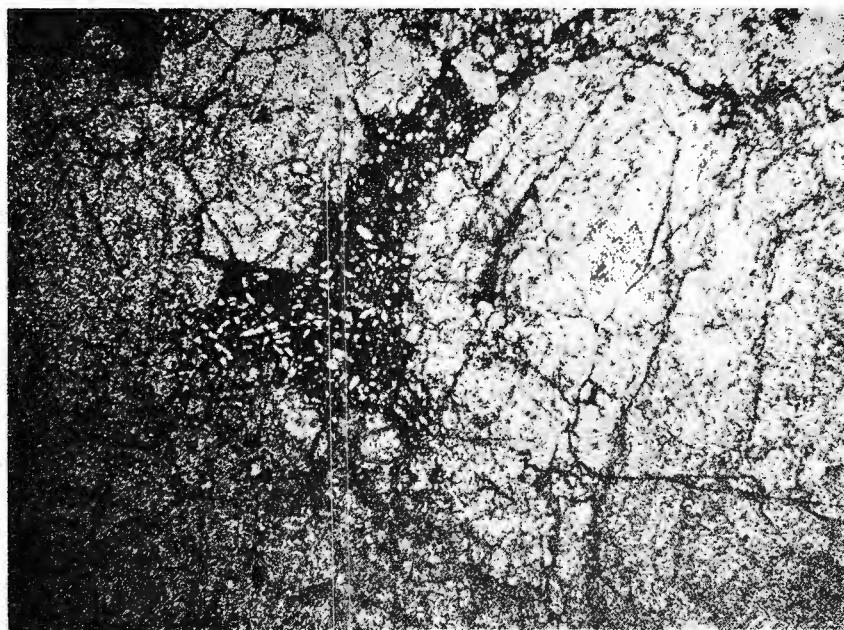
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale șefului, vol. LXVI/2.

134566

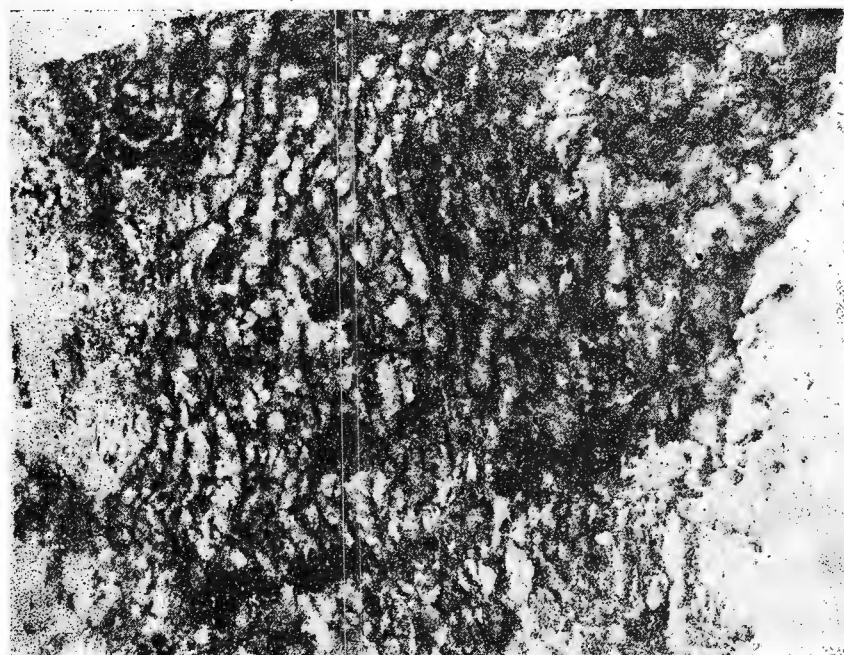


Institutul Geologic al României

C. LAZĂR, I. ÎNTORSUREANU. Zăcămîntul de fier de la Mașca-Băisoara
Pl. II



1



2

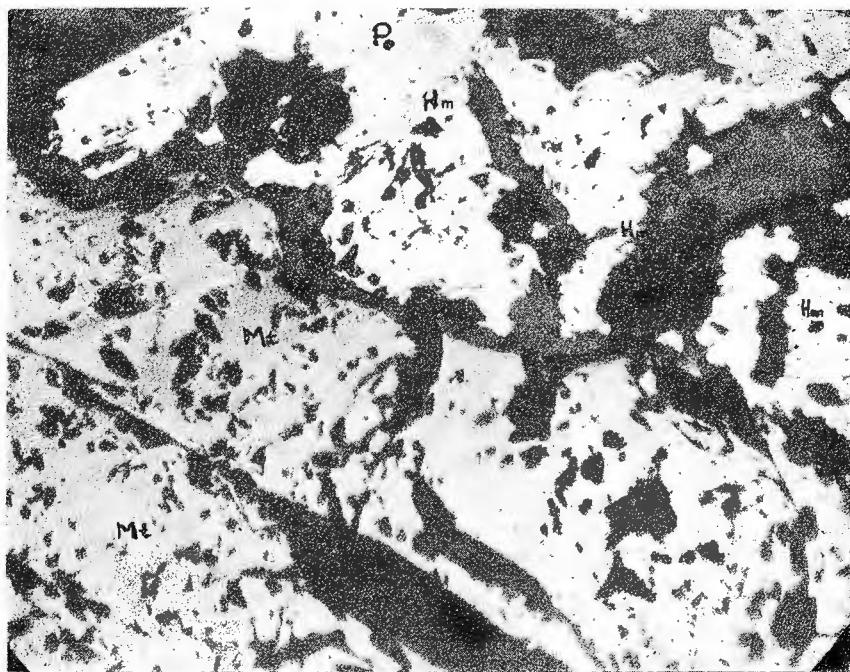
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVI/2.



Institutul Geologic al României



1



2

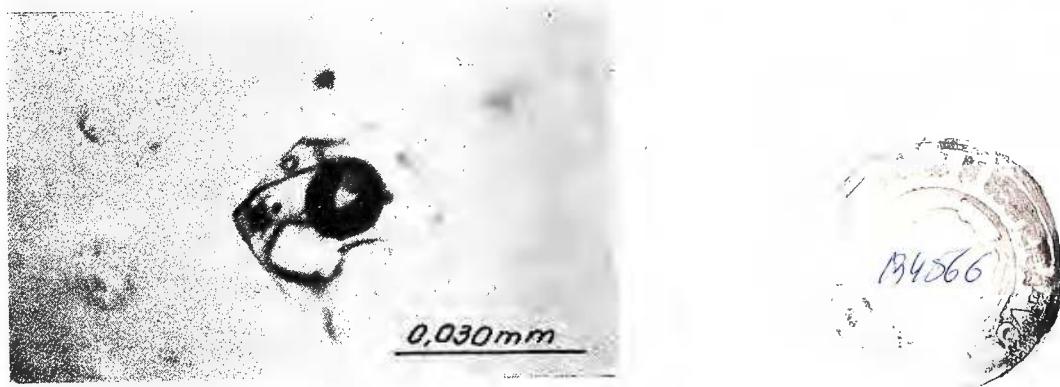
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVI/2.



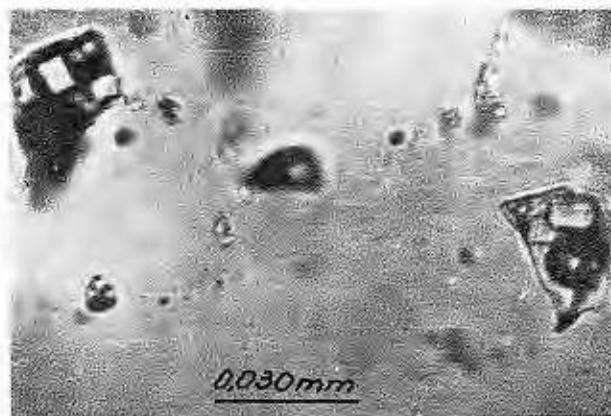
Institutul Geologic al României



1



2



3

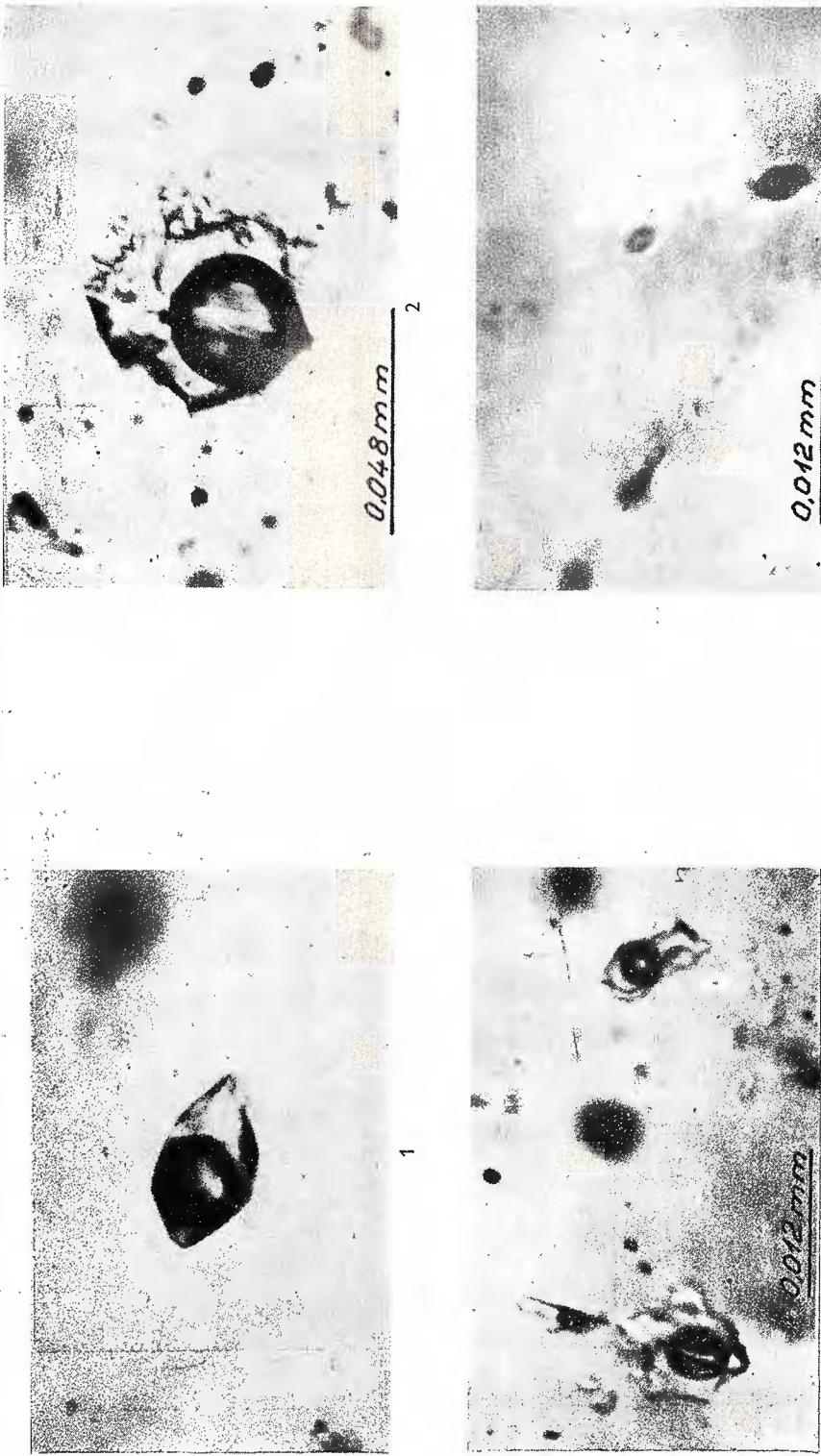
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVI/2.



Institutul Geologic al României

V. POMĂRLEANU, I. INTOSUREANU. Incluziunile fluide la studiul zăcămintelor „porphyry copper”

Pl. II

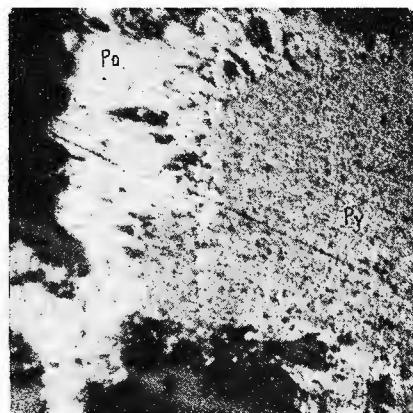


Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVI/2.

4

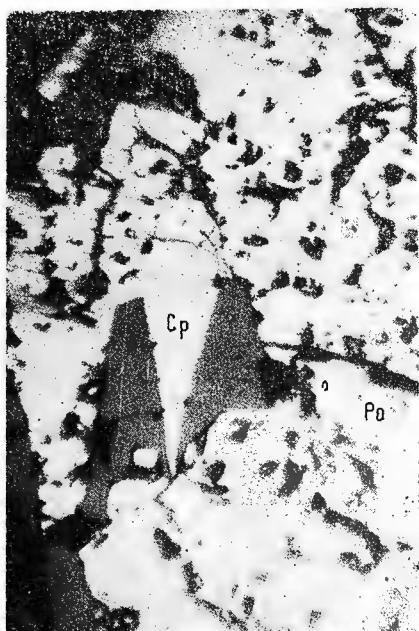


1

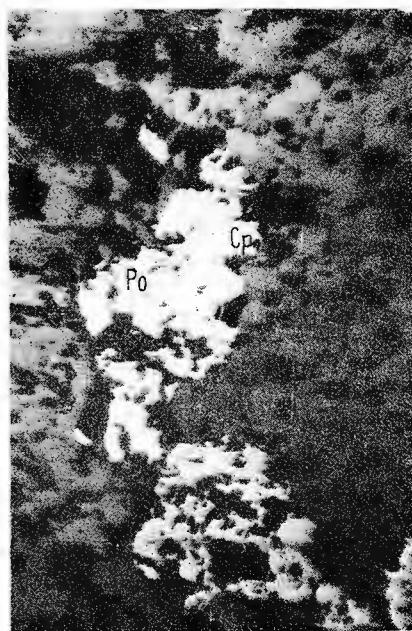


2

134566



3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVI/2.



Institutul Geologic al României

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale şedințelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions:

- Institutul Geologic al României t. I-XXXVI (1910 - 1952)
- Comitetul Geologic t. XXXVII - LII / I (1953 - 1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII / 2 - LV / I (1967-1969)
- Institutul Geologic t. LV / 2 - LX (1970 - 1974)
- Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome LXI (1975)



Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE
COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXVI
1979

2. GISEMENTS



Institutul Geologic al României