

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

B.I.G.

137845

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINȚELOR

VOL. LXVII
1979 - 1980

2. ZĂCĂMINTE

137845

BUCUREŞTI
1982



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

Ș E D I N T E L O R

VOL. LXVII
(1979—1980)

2. ZĂCĂMINTE

137845

BUCUREŞTI
1982



Institutul Geologic al României

CONTENU

	<u>Page</u>
1. Doina Frîncu-Avramescu. Contributions à la connaissance de la géologie et des accumulations du talc de la région de Drăgoiasa (Carpates Orientales)	25
2. I. Berbeleac, C. Lazăr, Ruxandra Florescu, Nadia Cîmpeanu, St. Cîmpeanu, E. Constantiniuc, L. Covrig, V. Itu. Les occurrences de minéraux polymétalliques laramiens de la région de Bucea—Cornișel (Monts Plopiș)	29
3. M. Borcos, P. Andăr, Anca Andăr, T. Berza. La géochimie des minéralisations polymétalliques du champ minier de Toroiaga (Baia Borșa, Monts de Maramureș)	81
4. S. Peltz, Margareta Peltz, N. Botar. Observations lithogéochimiques et implications métallogéniques dans l'aire volcanique de Găineasa (cratère Seaca-Tătarca, Monts Gurghiu)	110
5. S. Peltz, Constantina Stanciu, Z. Balla, A. Gheorghiu, I. Nițulescu, V. Pomărleanu, Constanța Udrescu, S. Anastase. Nouvelles données sur la minéralisation hydrothermale de Stînceni (monts Călimani du Sud)	153
6. H. Savu, I. Berbeleac, Constanța Udrescu, Vasilica Neacșu. Le complexe basalto-spilitique (ophiolitique) de Pătîrș (zone de Mureș) et les minéralisations de sulfures associées	161
7. G. Udabaşa, G. Istrate, M. Vălureanu. Metallogenesis in the Coranda-Hondol Area, Metaliferi Mountains	226
8. Al. Vodă, Doina Vodă. Minéraux syngénétiques de barytine de Holdița-Broșteni (Carpates Orientales)	245



CUPRINS

	<u>Page</u>
1. Doina Frîncu-Avramescu. Contribuții la cunoașterea geologiei și a acumulărilor de talc din regiunea Drăgoiasa (Carpații Orientali)	5
2. I. Berbeleac, C. Lazăr, Ruxandra Florescu, Nadia Cîmpeanu, Șt. Cîmpeanu, E. Constantiniuc, L. Covrig, V. Itu. The Laramian Base Metal Occurrences from Bucea-Cornișel Area (Plopiș Mountains)	29
3. M. Borcoș, P. Andăr, Anca Andăr, T. Berza. Geochimia mineralizațiilor polimetale din cîmpul minier Toroiaga (Baia Borsă, Munții Maramureșului)	57
✓ 4. S. Peltz, Margareta Peltz, N. Botar. Observații litogeochimice și implicații metalogenetice în aria vulcanică Găineasa (craterul Seaca-Tătarca, Munții Gurghiu)	85
5. S. Peltz, Constantină Stanciu, Z. Balla, A. Gheorghiu, I. Nițulescu, V. Pomărleanu, Constanța Udrescu, Ș. Anastase. Date noi privind mineralizația hidrotermală de la Stinceni (Munții Călimani de sud)	113
6. H. Savu, I. Berbeleac, Constanța Udrescu, Vasilica Neacșu. Basalt-Spilitic (Ophiolitic) Complex of Pătîrș (Mureș Zone) and the Associated Sulfide Mineralizations	161
7. G. Udubașa, G. Istrate, M. Vălureanu. Metalogeneza regiunii Coranda-Hondol, Munții Metaliferi	197
8. Al. Vođă, Doina Vođă. Minereurile singeneticе de baritină de la Holdița-Broșteni (Carpații Orientali)	233





Institutul Geologic al României

2. ZĂCĂMINTE

CONTRIBUTII LA CUNOAȘTEREA GEOLOGIEI SI A ACUMULĂRILOR DE TALC DIN REGIUNEA DRĂGOIASA (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

DOINA FRÎNCU-AVRAMESCU²

Talc. Talcites. Talc rocks. Carbonatic rocks. Rebra Series. Ore paragenesis. Metasomatic mineralizations. Roentgenographic analyses. Scapolite. Tremolite. Young eruptive. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic zone. Pietrosu. Barnar. Budacu. Grințieșul.

Abstract

Contributions to the Study of the Geology and Talc Accumulations in the Drăgoiasa Region (East Carpathians). Talc accumulations within the carbonatic rocks of the Rebra Series were pointed out at Drăgoiasa, in the vicinity of the boundary between the young eruptive and the crystalline series. The talc seems to belong to two generations, being either metamorphic or metasomatic. The mineralogical associations of the talc rocks comprise sometimes scapolite (meionite), albite, hydrothermal pyrophyllite etc.

Zona de imbinare a eruptivului neogen cu cristalinul insulei de nord a Carpaților Orientali a fost mai puțin cercetată în ultimul timp, atenția primordială îndreptindu-se asupra problemelor economice cunoscute ale celor două unități separate.

În urma prospecțiunilor geologice întreprinse (Avramescu et al., 1976), am semnalat prezența unor acumulații de talc și a altor substanțe minerale utile în zona Drăgoiasa (fig. 1).

¹ Predată la 23 aprilie 1980, acceptată pentru publicare la 1 iulie 1980, comunicată în ședință din 16 mai 1980.

² Întreprinderea de prospecții și explorări geologice,, Suceava'', str. 30 Decembrie nr. 2, Câmpulung Moldovenesc, jud. Suceava.



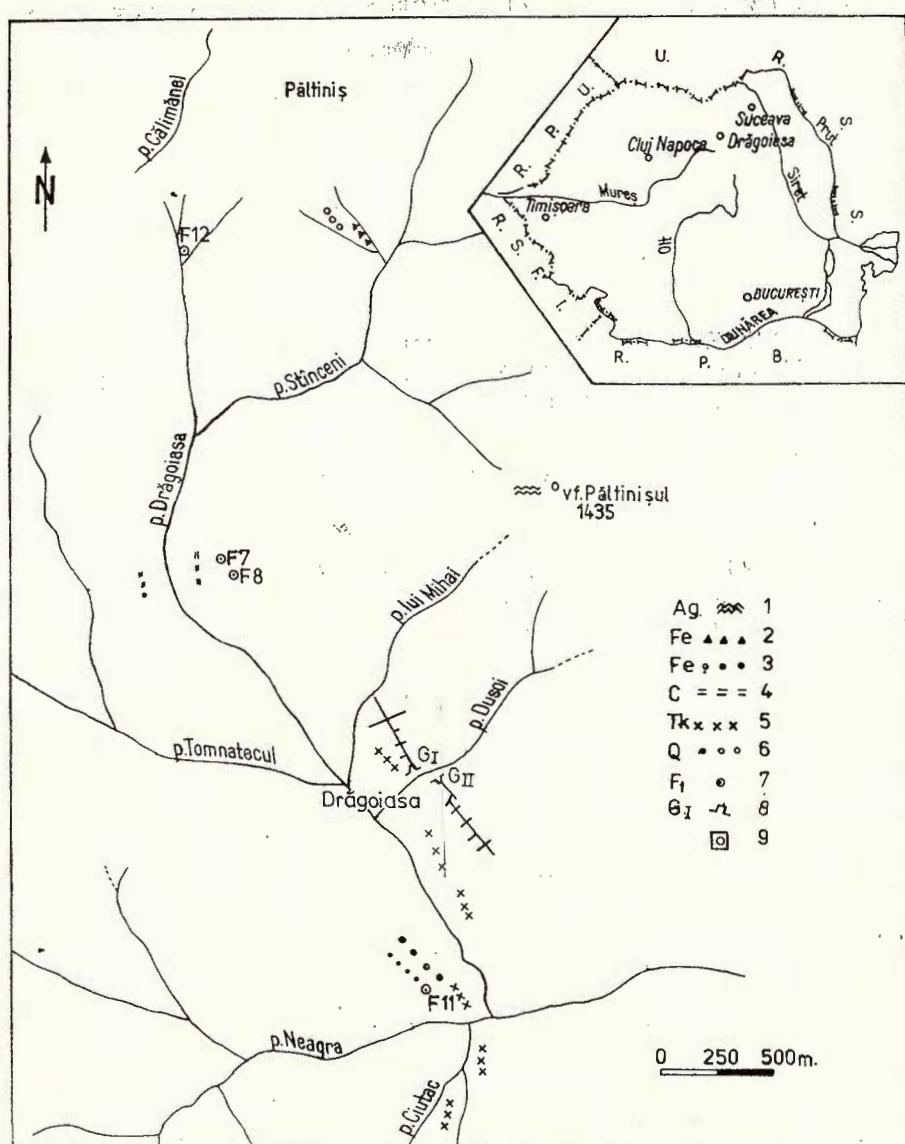


Fig. 1. — Răspândirea acumulațiilor de aragonit, fier, cărbuni și talc în zona Drăgoiasa.
 1, aragonit în roci carbonatice; 2, brecii limonitice în șisturi cristaline; 3, concreții limonitice în roci tufitogene; 4, cărbuni (lignit, cărbune brun) în depozite sedimentare terigene; 5, roci talcoase în carbonatitele seriei de Rebra; 6, lentile de quart; 7, foraje executate; 8, galerii; 9, zona Drăgoiasa.

Répartition des accumulations d'aragonite, fer, charbons et talc dans la zone de Drăgoiasa.
 1, aragonite dans les roches carbonatiques; 2, brèches limonitiques dans des schistes cristallins; 3, concrétions limonitiques dans des roches tuffitogènes; 4, charbons (lignite, charbon brun) dans des dépôts sédimentaires terrigènes; 5, roches talcoases dans les roches carbonatiques de la série de Rebra; 6, lentilles de quartz; 7, forages exécutés; 8, galeries; 9, zone de Drăgoiasa.



În linii generale, arealul la care ne referim se extinde pe o rază de cca 2 km în jurul satului Drăgoiasa, fiind brăzdat de cîțiva afluenți ai pîriului Neagra : Tomnatec-Drăgoiasa, Vinători, Sec, Bolovăniș și Ciutac.

Pînă în 1976 regiunea a mai fost cercetată, printre alții, de Savul (1932), Cosma (1967), Cosma, Peltz (1960), Puju, Puju (1965), Bercia et al. (1976), Mureșan (1976), Muthac (1959), Teodoru, Teodoru (1968), Avramescu et al. (1974-1976) și alții.

I. Geologia regiunii

Ansamblul geologic al zonei Drăgoiasa este rezultatul unei evoluții geologice complexe. Regiunea este constituită din formațiuni metamorfice (care aparțin zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali), încadrate la vest de zona eruptivului neogen, iar la est de depozite sedimentare cretacic superioare ale sinclinalului de Glodu.

1) Seria de Rebra³ (Precambrian superior A₂) aparține ciclului tectono-magmatic dalslandian (Bercia et al., 1976; Kräutner et al., 1976) și are caracter mezometamorfic. Se dezvoltă sub forma unei fîșii, ce se largeste spre sud, fiind delimitată, la nord-est de seria de Tulgheș, iar la sud-vest de zona eruptivului neogen.

Secvențele carbonatice separă seria în trei complexe (Bercia et al., 1976). Complexul inferior nu aflorează în regiune, iar cel superior este slab reprezentat, apărînd în versantul drept al pîriului Dusoi, unde este alcătuit din cuarțite micacee, micașisturi și micașisturi cu magnetit (Fe extras = 29,20%).

Complexul median este întlnit, începînd de la nord de regiunea cercetată de noi, pe pîriul Barnarului, în axele unor cute anticlinale, de unde se continuă în zona Sihăstria-Dîrmoxa, apărînd la Drăgoiasa, de unde, în continuare spre sud, se extinde spre Bilbor. Lateral, spre vest, în zona de confluență a pîriului Bolovăniș cu pîriul Neagra, apare un petiț de calcare dolomitice cuarțitice scarnificate (cu metasomatoză sodică) la contactul lor cu rocile eruptive (posibilă fiind prezența unor corpi subvulcanice).

Petrografie, complexul este relativ omogen, fiind alcătuit din calcar dolomitice și dolomite calcaroase (raportul CaCO₃/MgCO₃ este în jur de 1) cu intercalări rare de micașisturi cuarțitice, cuarțite vineții, cuarțite carbonatice, paragnaise. Rocile carbonatice (în zona galeriilor I și II) sunt reprezentate prin : calcare dolomitice masive cu structură granulară spre zaharoidă ; calcare dolomitice breciate ; dolomite calcaroase cu muscovit ; dolomite calcaroase sau calcare dolomitice cuarțitice sau cu budine de cuarț sinmetamorfic, care conțin nivele cu talc ; dolomite calcaroase slab cuarțitice rubanate ; dolomite calcaroase cu tremolit.

L. Olaru (Universitatea „Al. I. Cuza”-Iași) făcînd cîteva determinări palinologice pe probe de roci carbonatice, recoltate din zona galeriei II, a identificat :

a) forme atribuite Rîfeanului : *Margominuscula regularia* Nau m., *Lophominuscula rugosa* Nau m., *Archaeosacculina salebrosa* Pyc h.,

b) forme aparținând Vendianului : *Leiomimuscula minuta* N a u m., *Leiopsophsphaera rugosa* N a u m., *Archaeofavosina miranda* N a u m., *Lophominuscula prima* N a u m., *Margominuscula rugosa* N a u m., *Archaeodiscina microrugosa* N a u m., *Spumosata prima* N a u m., *Lophosphaera truncata* N a u m etc., ultimele două menționate având frecvența cea mai mare.

2) Seria de Tulgheș, atribuită Vendian-Cambrianului inferior (Ilieșcu, Mureșan, 1972), are caracter epimetamorfic și ocupă partea estică a perimetrului cercetat. Sporadic, reapare de sub planul de încălcare al seriei de Rebra, la limita cu eruptivul neogen. Petrografic, este alcătuită din : calcare dolomitice, cuarțite micacee, cuarțite negre, șisturi cuarțitice sericito-cloritoase, șisturi amfibolice, metatufite acide și altele.

De remarcat este faptul că în regiune (zona crestei Păltiniș) seria de Tulgheș, ca și în zona Sihăstria-Măgura (Avramescu et al., 1976), începe cu o secvență carbonatică (roci considerate a fi remaniate din seria de Rebra). L. Olaru confirmă vîrstă vendian-cambrian inferioară a calcarelor dolomitice din zona superioară a pîriului Dusoi, separind forme specifice pentru :

a) Vendian : *Archaeofavosina miranda* N a u m. (cel mai bine reprezentată și întlnită și în seria de Tulgheș), *Leiopsophsphaera rugosa* N a u m., *Archaeopsophsphaera cf. plicata* N a u m., *Archaeopsophsphaera rugosa* N a u m., *Leiomimuscula minuta* N a u m.;

b) Cambrian inferior : *Concentrica miranda* N a u m., *Archaeofavosina minuta* N a u m., *Favosina typica* N a u m., *Concentrica manifesta* N a u m., *Polyporata nidius* Pych., *Leiomarginata simplex* N a u m. etc.

3) Seria de Tibău, atribuită Carboniferului inferior, a fost separată de autor în regiune, pe baza observațiilor petrografice și de teren asupra formațiunilor întlnite în zona de obârsie a affluentului stîng al pîriului Stînceni, precum și pe baza unor analize palinologice.

Rocile seriei sunt reprezentate prin : șisturi sericito-grafitoase ; calcare dolomitice masive, fără o cristalinitate evidentă, cu nuanțe de culori de la alb-gri la roz, cuarțite micacee și altele. Spre partea lor superioară, se întlnesc calcare dolomitice cu muscovit, uneori șistoase (diferite ca facies și decît cele descrise anterior) care conțin frecvențe diaclaze cu calcit secundar, uneori bine dezvoltat, și acumulări secundare de aragonit, larg cristalizat sub forma unor concrețiuni fibroase. Ultima secvență ce o formează vîrful Păltiniș se aseamănă ca facies cu calcarele dolomitice din seria de Tulgheș. În regiune, seria de Tibău este dispusă transgresiv peste formațiunile seriei de Tulgheș.

4) Formațiunile Cretacicului superior aflorează în partea de est a perimetrului, formînd umplutura unei mici cuvete, cunoscută în literatură de specialitate sub numele de „sinclinalul de Glodu” (Mutihac, 1959). Fundamentul acestor depozite este alcătuit din epimetamorfitele seriei de Tulgheș.

5) Formațiunile Cainozoic superioare aparțin zonei eruptivului neogen și pot fi repartizate la trei tipuri : sedimentar-terigene, vulcanogen-extrusive și vulcanogen-sedimentare.



Grosimea întregii stive de depozite se pare că nu depășește 200–300 m. După datele din literatură, toată succesiunea ar apartine Pan-nonianului.

a. Formațiunile sedimentar-terigene sunt întâlnite la mai multe nivale (notate cu a, b, c, d, e), atât în baza eruptiilor acide, cât și în cadrul lor, ca depuneri în perioadele de acalmie vulcanică.

Singurul nivel terigen, semnalat anterior, este cel bazal „a”, care a mulat în zonele depresionare morfologia formațiunilor cristaline și care cantonează strate de cărbuni, similare cu cele din Țara Oașului și Bilbor-Borsec.

Dintre celelalte nivale semnalate ulterior (de noi), numai nivelul „c” mai este alcătuit din material terigen, în care s-au identificat aglomerări de fragmente mărunte de cărbuni (de culoare neagră și cu spărtură concoidală). La alcătuirea celorlalte nivale mai participă în diferite proporții și depuneri cineritice, imprimându-le un caracter sedimentar mixt (terigen și vulcanogen). Grosimea acestor nivale variază între 0,40 m (nivelul „b”) și cca 30 m (nivalele „a” și „c”). În cadrul nivelerelor „b”, „d” și „e” s-au întâlnit frecvente resturi de plante parțial carbonizate și rare fosile.

În nivelul „d”, situat la partea superioară a dacitelor (care în această zonă are grosimi reduse), cu majoritatea lucrărilor de suprafață, dintre pîriul Tomnatec și pîriul Neagra, am evidențiat o mineralizație de fier de tip lacustru, alcătuită din concrețiuni limonitice, în care Fe_2O_3 atinge 66,5% (tab. 1), asemănătoare cu cele de la Mădăraș-Ciuc (Tănasescu, 1967).

TABELUL 1

Analizele chimice ale mineralizației de fier concreționar din formațiunea vulcanogen-sedimentară cainozoică (zona pîriul Tomnatec-pîriul Neagra)

Nr. crt.	Nr. probei	Descrierea probei	Fe_2O_3	$\text{Fe}_{\text{tot}g}$	SiO_2	PC	Al_2O_3	CaO	S
1	423	concrețiuni	66,59	45,50	12,17	13,10	4,81	1,43	0,29
2	424	concrețiuni	40,88	8,65	13,02	8,33			0,32
3	437	concrețiuni	48,43	33,87	27,85	11,30	8,62	1,29	1,34
4	438	concrețiuni	36,81	25,74	36,80	11,70	9,94	1,49	1,35
5	427	crustă	58,50	40,75	19,29	13,60			
6	428	simbure	39,02	27,25	31,71	13,53			
7	425	aglomerări dacitice cu rozete de alterare feruginoase	10,48	7,31	51,29	2,62			0,18

Nivelul „e” este alcătuit din conglomerate necimentate de compoziție eterogenă (elemente de cristalin și de eruptiv) și roci tufitogene



b. Formațiunile vulcanogen-extrusive sunt reprezentate prin dacite de Drăgoiasa, recunoscute (Savul, 1932) ca fiind cele mai vechi produse vulcanice din regiune, și prin andezite de tip bazaltoid.

c. Formațiunile vulcanogen-sedimentare sunt alcătuite din: tufuri dacitice, aglomerate dacitice și andezitice, microaglomerate andezitice ± cristale feruginoase (granați?) în matricea rocii, aglomerate andezitice cu magnetit.

Deși par a fi cele mai estice manifestări vulcanice, tufurile dacitice au mai fost semnalate și la Dîrmoxa și în creasta Călimănel, sub forma unor petice de eroziune (Avramescu et al., 1976).

6) Depozitele cuaternare sunt reprezentate prin grohotișuri de pantă, aluvioni, turbării în formare, miluri, bolovănișuri etc.

II. Tectonica regiunii

Efectele tectonicii prealpine sunt greu de recunoscut datorită suprapunerii fazelor ulterioare. Referindu-ne la implicațiile tectonicii disjunctive alpine, subliniem mai jos cîteva elemente mai importante.

a) Încălecarea seriei de Rebra peste seria de Tulgheș, posibil în faza laramică. Acest accident tectonic, evidentiat din zona de izvoare a pîriului Arini (Avramescu, Avramescu, 1979), trece creasta Tunzăria la izvoarele pîriului Sihăstria, se continuă spre dealul Vînăț și este întrerupt de falia Dîrmoxa, în zona satului Păltiniș. Spre sud, deși parțial mascat de lavele dacitice, este recunoscut în zona satului Drăgoiasa, unde a fost interceptat cu un foraj de mică adâncime, situat în versantul stîng al pîriului Drăgoiasa.

Considerăm că o falie de sprijin a acestui plan tectonic a fost traversată la nivelul galeriei I (în două zone), unde pe o grosime de cca 2 m s-a întîlnit o brecie alcătuită din fragmente de micașisturi cu granați (parțial zdrobiți), calcar dolomitice silicificate parțial, sisturi amfibolice cu pirită, intens retromorfozate (fig. 2 a, b).

b) Coborîrea compartimentului vestic, de-a lungul unui plan de falie — posibil regenerat — direcțional cu formațiunile cristaline (adică NNV-SSE), plan care în linii generale separă cele două unități, la est zona cristalino-mezozoică, iar la vest zona eruptivului neogen.

Accidentul tectonic a fost presupus și schițat de autor, atât pe baza observațiilor morfologice (conturindu-se o zonă de contact între roci de competență diferită), cît și prin interpretarea datelor oferite de un foraj amplasat în malul drept al pîriului Drăgoiasa, în apropierea acestui aliniament (s-au interceptat pe 105 m dacite de Drăgoiasa). Acest plan de falie poate apartine unei fracturi adînci (Cosma, 1974), regenerate în Neogenul superior, plan ce se înscrie în suita de fali ce a contribuit la scufundarea bazinului Transilvaniei.

c) Fragmentarea (în faza valahă) compartimentelor, a faliilor direcționale și a planului de încălecare menționat.

De ultimele faze tectonice asociem mineralizarea de fier, evidentiată de noi (brecie limonitică cu Fe_2O_3 pînă la 59,28 % și Zn pînă la 0,16 %,



tabelul 2) din versantul drept al pîriului Stînceni, interceptată cu un puț de cercetare pe 10 m adîncime și cu alte lucrări de suprafață. Mineralizația ocupă spațiul dintre pantele unei fâlui ce delimităează (la nivelul

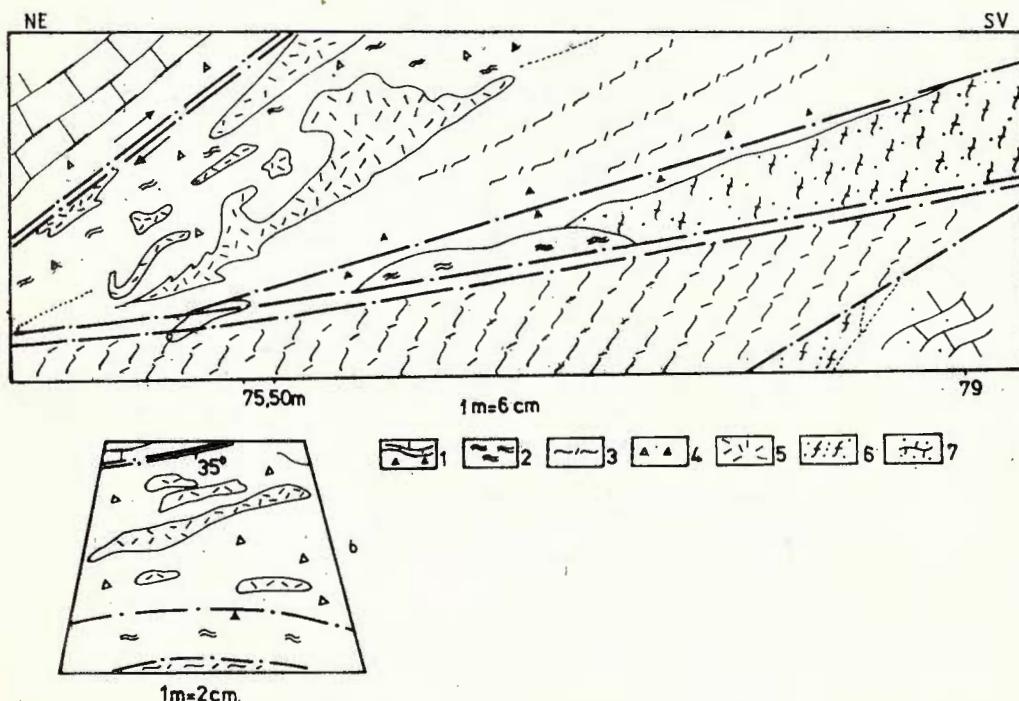


Fig. 2. — Aspectul faliei inverse de la nivelul galeriei I: a, văzută în peretele sud-estic al nișei 5 SV; b, văzută în frontul acleiași lucrări, la ml 75,50.

1, calcare dolomitice breciate cu talcizări pe stratificatie; 2, matrice alcătuită în principal din grafit de neoformătie; 3, filonite; 4, brecii polimictice (elemente de micașisturi cu granăți, calcar dolomitice, cuarțite, amfibolite); 5, cataclazite (micașisturi cu granații zdrobiți, retromorfozate); 6, sisturi amfibolice cu sulfuri (predominant pirită); 7, calcar dolomitice slab cuarțitice.

L'aspect de la faille inverses dans la galerie I:a, vue dans la paroi sud-est de la niche 5 SV; b, vue dans le front de la même niche, à ml. 75,50.

1, calcaires dolomitiques bréchifiés avec talcisations sur la stratification; 2, matrice constituée principalement de graphite de néoformation; 3, filonnets; 4, brèches polymictiques (éléments de micaschistes à grenats, calcaires dolomitiques, quartzites, amphibolites); 5, cataclasites (micaschistes à grenats broyés, rétromorphisés); 6, schistes amphiboliques à sulfures (pyrite prédominante); 7, calcaires dolomitiques faiblement quartzitiques.

de eroziune) rocile carbonatice bazale ale seriei de Tulgheș (Tg_1)?, de un nivel de sisturi cuarțitice micacee alterate, atribuite formațiunii Tg_2 . Minereul este alcătuit din elemente de cuarțuri hidrotermale limonitice,

prinse într-o matrice feruginoasă, uneori cu aspect de zgură. Elementele de cuarț par să fi rupte dintr-un filon cănonat în dolomitele calcăroase de

TABELUL 2

Analizele chimice ale mineralizației brăicioase din zona părții Stînceni

Nr. crt.	Nr. probei	Fe ₂ O ₃	Fe _{tot.}	SiO ₂	PC	CO ₂	MnO	Cu	Pb	Zn	S
1	329	28,86	20,28	61,09	5,83	0,40	0,68	urme	urme	0,018	0,55
2	330	48,20	33,87	36,42	8,61	0,40	1,28	urme	urme	0,03	0,59
3	331	46,02	32,31	37,63	8,46	0,79	2,25	urme	—	0,097	0,56
4	332	39,78	27,95	43,99	7,86	0,40	1,88	0,044	urme	0,023	0,57
5	333	59,28	41,65	22,48	13,26	—	1,71	urme	—	urme	0,47
6	334	38,22	26,85	45,92	7,71	0,59	2,31	urme	—	urme	0,43
7	335	28,47	20,00	57,34	6,54	0,40	2,48	urme	—	0,14	0,53
8	336	5,46	3,84	79,15	3,05	0,40	3,33	0,079	—	0,16	0,79

Rebra (localizat în partea imediat vestică a planului de falie amintit) și care probabil a contribuit la formarea acumulărilor de talc din această zonă.

III. Acumulările de tale

A. Localizare și ocurență

Talcul, sub formă de concentrații, a fost semnalat în regiune în următoarele puncte (incepând din nord spre sud):

- a) versantul stâng al părții Sihăstria, în zona de confluență cu părții Negrișoara ;
- b) zona dintre părții Dîrmoxa și părții Negrișoara ;
- c) zona Păltiniș-Stînceni ;
- d) versanții părții Dusoi, în zona de confluență cu părții Tomnatec (galeriile I și II) ;
- e) versanții dintre părții Tomnatec și părții Neagra, în zona lor de confluență ;
- f) versantul drept al părții Neagra, în zona de confluență cu părții Tomnatec.

Geografic, punctele a) și b) aparțin zonei Dîrmoxa, iar celelalte, zonei Drăgoiasă.

Talcul de Drăgoiasă apare sub următoarele forme :

— corpuri lenticulare, concordante în calcarale dolomitice, cu limite nete, cu aspect pămîntos, cu grosimi metrice (1–3 m), cu intercalări de calcare dolomitice dezagregate. Se întâlnesc în zona galeriei I (fig. 3 a și 4) ;

— cuiburi cu grosimi pînă la 0,80 m, cu o frecvență de 5–20 % în cadrul nivelului de calcare dolomitice, care ating grosimi de 5–10 m. Au fost urmărite pe direcție, pe 150 m, la nivelul galeriei I (fig. 3b și 3c) ;



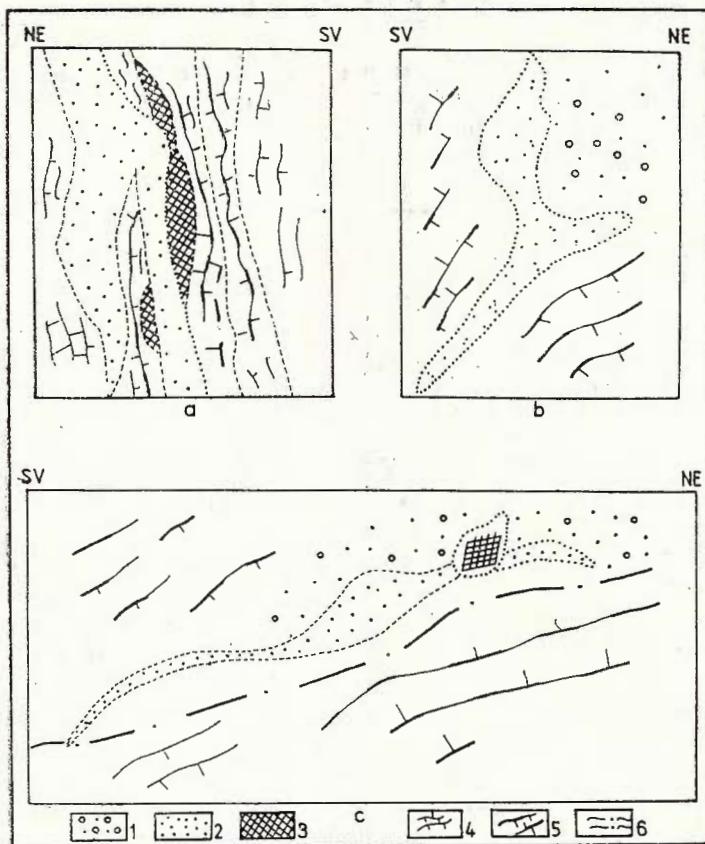


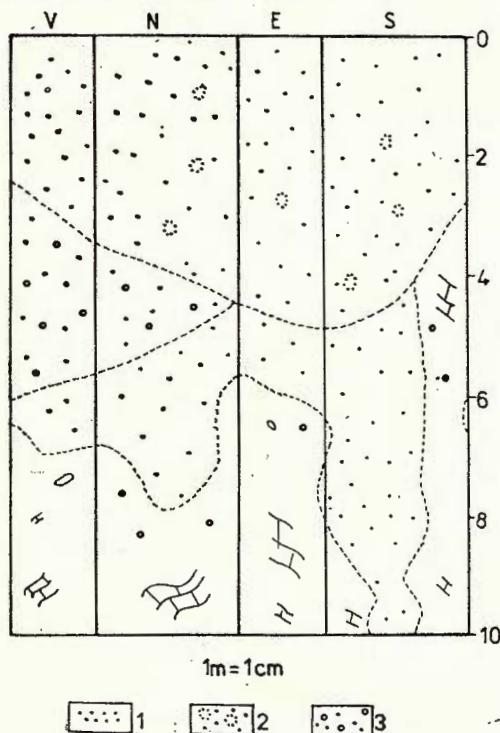
Fig. 3. — Modul de apariție a talcului, observat în pereții galeriei I: a, variații faciale (zonalitate) în cadrul unui nivel de roci talcoase, văzut în peretele sud-estic al nișei 1 NE; b, fragment din peretele nord-vestic al nișei 4 SV; c, fragment din peretele sud-estic al nișei 4 SV.

1, masă carbonatică; 2, masă talcoasă ($\text{talc} > 95\%$), calcit $< 5-10\%$; 3, roci carbonatice dure, cenușii; 4, roci carbonatice albe sau gri pal, fisurate; 5, roci carbonatice cu talcizări pe stratificație; 6, roci carbonatice cu talc, șistoase.

Mode d'apparition du talc, observé dans les parois de la galerie I : a, variations faciales (zonalité) au sein d'un niveau de roches talciques, vu dans la paroi sud-est de la niche 1 NE; b) fragment de la paroi nord-ouest de la niche 4 SO; c, fragment de la paroi sud-est de la niche 4 SO.

1, masse carbonatique; 2, masse talcique ($\text{talc} > 95\%$, calcite $< 5-10\%$); 3, roches carbonatiques dures grises; 4, roches carbonatiques blanches ou gris pâle, fissurées; 5, roches carbonatiques avec talcisations sur la stratification; 6, roches carbonatiques avec talc, schisteuses.

— nivale de dolomite calcaroase talcoase, în care talcul este reprezentat în proporție de 20-40% din rocă (10-50% rocă cu talc în cadrul rocilor carbonatice). Aceste nivale ating grosimi pînă la 6 m și se întâlnesc în zona galeriei II;



- nivale de calcare dolomitice talcizate în masa lor, în proporție de 10—25%, cu grosimi pînă la 2 m, interceptate cu galeria II;
- mase de roci talcoase, cu grosimi pînă la 0,40 m, asociate zonelor tectonizate (ce au afectat nivalele carbonatice cu talc);
- ca mineral secundar în tot complexul carbonatic.

De remarcat este faptul că s-a observat o tendință de concentrare a talcului în axele cutelor.

Încercind să încadram acumulările de talc de la Drăgoiasa în clasificările utilizate pe plan mondial (B e r g h e s, 1975) punctăm următoarele :

1. acumulările de talc sunt asociate rocilor carbonatice (magneziene) slab cuarțitice (deci încadrate tipului autohtomagnezian, termen de fapt atribuit zăcămintelor metasomatice). Mai considerăm posibil a fi asociate :

2. unor lentele de cuart (hidrotermal?) localizate tot în rocile carbonatice (zona Păltiniș-Stînceni);

3. unor șisturi bazice (la nord de pîrîul Dusoi);
4. unor mase de aragonit (zona Păltiniș);
5. unor nivele de dolomite calcaroase cu tremolit (pîrîul Barnarului) sau cu muscovit (zona pîrîului Dusoi).

Referitor la formarea talcului *in situ* pe seama apelor meteorice, care pătrund în rocile magneziene și silicioase, menționăm că am observat atât în galerii (mai pregnant în galeria I, care parțial se află sub nivelul hidrostatic), cât și în hâlزile de util că rocile cu talc se înmobilează sub influența agentilor externi, în special a apei.

După clasificarea utilizată în URSS, care are la bază cantitatea de talc ce o conține roca cu talc, rocile din regiune s-ar încadra în : talcite, cu peste 90 % talc (zona pîrîului Stinceni și galeria I) și roci talcoase, cu mai puțin de 90 % tale (la sud de pîrîul Dusoi).

B. Date mineralogice

Talcul de Drăgoiasa este de culoare albă sau gri pal, are greutatea specifică (după M. Barbău, IPEG „Suceava ”) cuprinsă între 2,01 și 2,62 g/cm³ și se întâlnește sub următoarele forme de agregare : foios, solzos, mase pămîntoase (dezagregat), compact, cu sau fără stratificație.

Pe baza analizelor efectuate, apreciem următoarea componență mineralogică a rocilor cu talc : calcit + dolomit + talc + cuarț + tremolit + minerale de titan + muscovit ± pirită ± sulf ± scapolit ± pirofilit ± albit.

Specificăm faptul că la actualul nivel de cunoaștere nu putem face o separare a paragenezelor secundare și primare.

În continuare, comentăm rezultatele analizelor :

1. Analizele roentgenostructurale, efectuate pe probe de roci talcoase, au indicat :

a. pentru o probă de talc dezagregat din zona galeriei I (G. h. Neacsu, IGPSMS) : talc 95–98 % (> 95 %); cuarț 3–4 % (< 5 %) și o hidromică (sau palegorskite – silicat de fier) 1–2 %;

b. pentru altă probă (analizată la ICPTSCF din Cluj-Napoca), reprezentând același sortiment de talc : talc, dolomit și cuarț β (tab. 3). Deoarece picurile atribuite de analist cuarțului β sunt uneori dublate, ele ar putea apartine în realitate pirofilitului de tip metamorfic (I. A. Novac, N. Neacsu, 1969). Autorii menționați consideră că deosebirea roentgenografică între pirofilitul hidrotermal și cel metamorfic constă în dispariția unor dubluri sau în insuficiența lor exprimare. Reflexul cu valoarea 3,12, deși foarte bine reprezentat în cazul nostru, este specific pirofilitului.

c. pentru o probă recoltată din carieră, reprezentând o rocă talcoasă, tratată în prealabil cu HCl (după T. Urca, IGPSMS) : talc în proporție de 80–90 % (pe baza reflexelor : 9,186 ; 3,086 ; 2,567 ; 2,448 ; 2,188 ; 2,088 și 1,856 kx) și pirofilit în proporție de 10–20 % (pe baza picurilor : 4,51 ; 2,432 și 1,805 kx), figura 5. Se remarcă faptul că picurile



TABELUL 3
Valorile difractogramei talcului dezagregat din zona galeriei I

Nr. crt.	α	d/n	I	Mineralul
1	4°70	9,3813	100	talc
2	5°30	8,3218	10	
3	9°50	4,6574	15	talc
4	10°45	4,2381	10	cuarț β
5	12°06	3,6791	3	
6	13°30	3,3414	35	cuarț β
7	14°25	3,1219	90	talc (pirofilit?)
8	15°50	2,8765	80	dolomit
9	18°30	2,4481	2	cuarț β
10	20°65	2,1797	5	talc
11	22°50	2,0087	2	dolomit (talc?)
12	24°45	1,8572	3	dolomit (talc?)
13	25°30	1,7987	10	dolomit
14	25°65	1,7758	10	dolomit

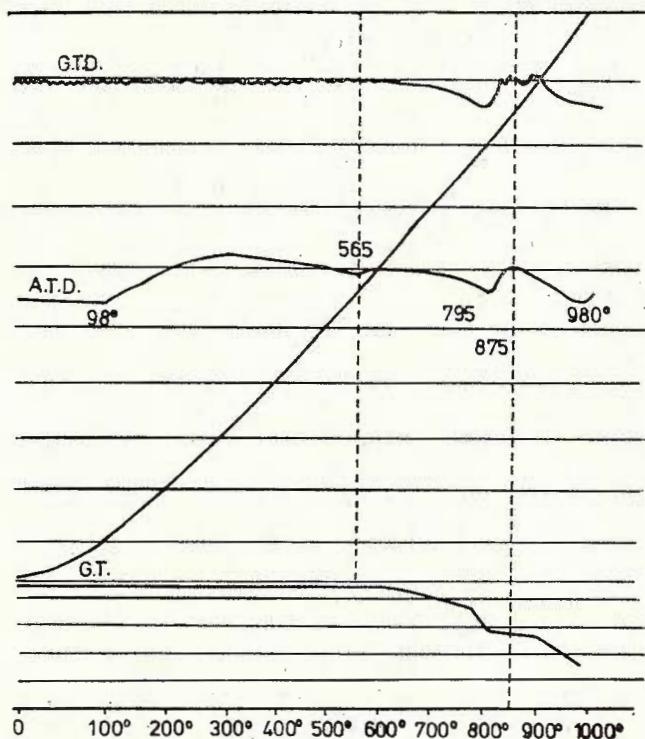


Fig. 5. – Curbele termice diferențiale și termogravimetrice ale talcului de Drăgoiasa (M. Enache).

Courbes thermiques différentielles et thermogravimétriques du talc de Drăgoiasa (M. Enache).

pirofilitului sănt simple, ceea ce ar presupune existența unui pirofilit de tip hidrotermal.

2. Analiza termodiferențială a talcului a fost efectuată (M. E n a c h e, IGPSMS) pe proba menționată la punctul a. (röentgenografic), figura 6.

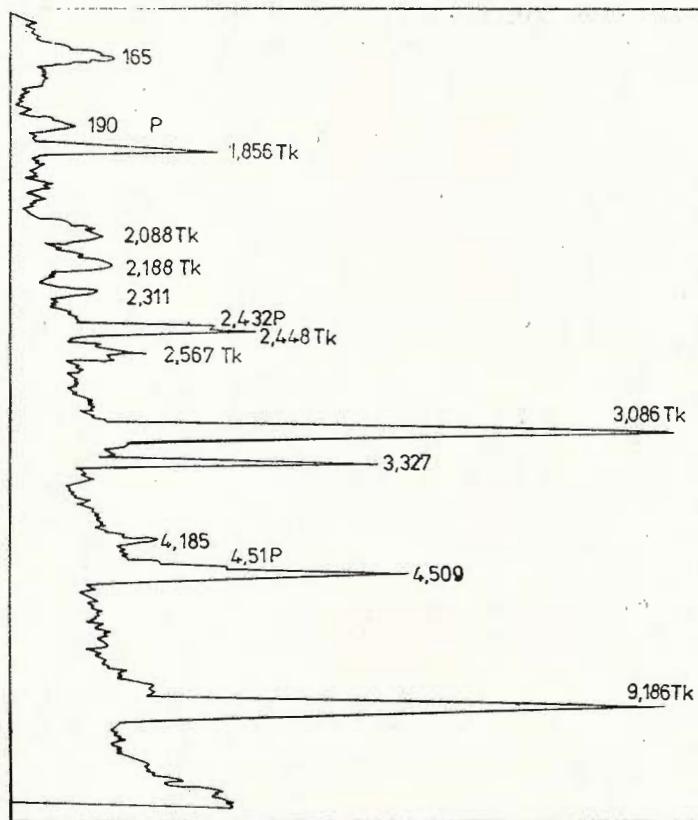


Fig. 6. — Analiza röentgenografică a unei probe de talc (tratată cu HCl) din zona galeriei II (după T. Urcan); 80—90% talc; 10—20% pirofilit.
Analyse röentgenographique d'un échantillon de talc (traité avec HCl) dans la zone de la galerie II (d'après T. Urcan); 80—90% talc; 10—20% pyrophyllite.

În interpretarea analistului, proba ar conține: cca 94 % talc și cca 5 % calcit, dolomit, cuarț și minerale argiloase. După interpretarea noastră ar fi posibilă asociația: talc, pirofilit, carbonați, cuarț și minerale argiloase. Astfel :

a. efectul endotermic de 565° este posibil să fie datorat transformărilor polimorfe ale cuarțului în amestec cu pirofilitul. Pe curbele talcului monomineral (de la Cerișor) nu apare acest efect (T o d o r, 1972);

b. efectele endotermice de la 795° și 815° (absente la talcul de Cerișor), justificate de analist ca aparținând dolomitului și calcitului, se pot datora pirofilitului, care prezintă aceste efecte frecvent între 650° – 850° și care la proba noastră sînt cuprinse între 650 – 840° .

3. Determinările microscopice au fost efectuate pe eșantioane de roci carbonatice cu talc recoltate astfel: dintr-un nivel de culcuș din carieră (marginea drumului, aval de pîriul Dusoi), dintr-o zonă tectonizată, situată într-un nivel superior (galeria II) și din partea superioară a complexului carbonatic (Pîriul lui Mihai). S-au stabilit următoarele asociații mineralogice (E. R o ş u, IGPSMS):

a. În calcarele dolomitice cu talc și scapolit, cu structură granoblastică spre zaharoidă și textură masivă: calcit, dolomit, talc, cuarț, muscovit, scapolit și minerale de titan.

Carbonatul (96 %) apare sub formă de granule, cu clivaj distinct, frecvent maclat polisintetic.

Talcul (3 %) formează cîteva cuiburi de dimensiuni mici, uneori monominerale, sau aggregate foioase, cu clivaj perfect și culori de birefringență scăzute.

Cuarțul (1 %) apare sub formă de granule dispersate în rocă.

Muscovitul (sporadic) este prezent sub formă de paete izolate.

Scapolitul (sporadic), recunoscut în 3–4 secțiuni, a fost repartizat varietății calcice – meionitul – $\text{Ca}_4\text{CO}_3\text{Si}_6\text{Al}_6\text{O}_{21}$. În lumină paralelă apare incolor, cu incluziuni frecvente de cuarț sau carbonat.

Mineralele de titan (rutil-leucoxen, sporadic), determinate la măriri puternice, sunt situate între planele de clivaj ale talcului.

b. În calcarele dolomitice cu talc, cu structură granoblastică, ușor cataclastică și textură masivă pînă la șistoasă: calcit, dolomit, talc, albit și minerale de titan.

Carbonatul (85 %) apare sub formă de granoblaste de dimensiuni variabile, cu zone cataclazate, însotite de fisuri microscopice pe care se dezvoltă talc în mase foioase. Se pare că dolomitul nu depășește 3–5 % din fracțiunea carbonatică.

Talcul (14–15 %) este prezent și în cuiburi ce au înlocuit probabil materialul carbonatic inițial. Se observă uneori granoblaste de carbonat, parțial conservate.

Albitul (sporadic) apare maclat polisintetic, xenomorf.

Mineralele de titan (sporadic) sunt asociate secvențelor de talc.

Pe eșantionul din culcușul faliei s-a stabilit asociația: calcit 72%; talc < 25%; cuarț 1–2%; tremolit 1% și minerale de titan, sporadic. Cuarțul, cu extincție ușor rulantă, este asociat secvențelor talcoase, iar tremolitul prezintă forme alungite, cu clivaj bun, incolor, cu unghiul de



extincție cuprins între 12–20°. Accidental, cristalele sunt întrerupte de fisuri microscopice, umplute cu calcit.

c. În calcarele cu tremolit, cu structură nematoblastică și textură șistosă: tremolit, calcit, cuarț.

Tremolitul (60 %) apare incolor, cu forme alungite, cu dispoziție aproape subparalelă, cu clivaj bun, uneori cu culori de birefringență scăzute (ord. I). Unghiul de extincție este foarte mic, $n\gamma = n\alpha = 0,022$, valoare ce corespunde pe diagrama tremolit-ferotremolitului la un conținut cuprins între 50–60 % tremolit.

Calcitul (40 %), xenomorf, ocupă spațiile dintre granulele de tremolit.

Pirofilitul, prezent în asociația mineralologică a rocilor talcoase, nu a putut fi separat microscopic, datorită asemănării lui cu talcul, muscovitul și sericitul.

4. Pe baza analizelor chimice, plecînd de la compoziția ideală a talcului ($\text{SiO}_2 = 63,5\%$; $\text{MgO} = 31,7\%$; $\text{H}_2\text{O} = 4,8\%$) și ținînd cont de caracteristicile calitative ale zăcămîntului Ceișor-Lelese, încadrăm talcul de Drăgoiasa pe sorturi, astfel (tab. 4):

a) talcul dezagregat din zona galeriei I, în tipul 1;
b) roca talcoasă carbonatică (cu variații faciale), de la sud de pîrîul Dusoi, în tipurile 2–3;

c) șisturile talcoase carbonatice, situate într-un nivel plasat în culcușul celor descrise mai sus, în tipurile 4–5;

d) ocurența de talc de pe pîrîul Stînceni, cunoscută numai din lucrările de suprafață, reprezentată printr-un talc masiv, compact, de culoare albă sau alb gălbui, în tipul 1.

Componenții chimici majori provin din următoarele minerale: MgO , din tale și dolomit; SiO_2 , din tale, silice liberă și pirofilit; CaO , din calcit și tremolit; Al_2O_3 , din pirofilit și muscovit; Fe_2O_3 , din muscovit și uneori și din pirită (semnalată sub formă de cristale, într-un nivel subțire din cadrul șisturilor talcoase); S , din sulf nativ și pirită.

5. Determinările pentru elemente minore au fost efectuate (Marilenă Barbău, Cristina Corutiu, IPEG „Suceava”) pe un număr de 41 de probe de roci talcoase, recoltate din toate lucrările, semnalindu-se prezența elementelor: Mn, Cu, Ni, Zn, B, cu frecvențe mari; Pb, Ag, Ti, Co, Ba, cu frecvențe mijlocii și Cr, Mo, Ga, As, Cd, Sn și Sb, cu frecvențe mici (tab. 5). Dintre acestea, manganul se materializează sub formă de oxizi (dendrite), situație întîlnită și la talcul de Ceișor-Lelese, iar titanul provine din rutil și leucoxen.

6. Gradul de alb, în domeniul spectral, a fost stabilit pe cinci probe recoltate din carieră, obținîndu-se conform diagramei de cromaticitate un alb standard (I. Dumitrescu, IGPSMS). Datele respective sunt prezentate în tabelul 6.

TABELUL 4
Analizele chimice ale talcului dezagregat de la Drăgoiasa

Nr. crt.	Nr. probei	MgO	SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	S _{tot.}	PC	H ₂ O
a. Talc dezagregat din zona galeriei I :									
1. probe din puțul de cercetare nr. 3 (fig. 4)									
1	249	25,43	49,23	2,03	0,17	0,12	0,34	0,76	
2	250	28,18	51,41	8,89	0,11	0,27	0,34	8,26	
3	251	28,97	54,06	5,29	0,12	0,28	0,15	2,15	
4	252	28,12	56,47	6,01	0,14	0,54	0,30	5,08	
5	272	23,62	33,29	21,71	0,25	0,44		6,15	
6	274	23,50	64,52	3,46	0,10	0,50			
2. probe de la nivelul galeriei I (pe direcție)									
7	352	25,85	28,40	15,52	0,60	1,70			
8	353	27,80	58,30	4,62	0,48				
9	355	30,32	56,32	5,03		0,72	0,34	10,10	1,90
10	291	26,10	38,18	12,37	0,31	0,78		4,95	0,21
11	292	23,15	37,00	15,40	0,36	0,31		4,03	
12	372	25,14	59,12	3,11	0,36			5,12	2,18
13	414	30,71	61,08	1,06	0,44			5,13	
14	418	26,14	46,64	10,15			1,94		
b. Roci talcoase din zona galeriei II :									
1. talc dezagregat (dintr-un puț de cercetare și nișă 1NE—fig. 7)									
15	297	27,28	53,28	6,78	0,36	1,19		7,72	4,89
16	409	28,00	55,56	6,29	0,52	2,87		4,26	1,38
17	413	21,72	58,43	4,44	0,50	1,65	0,22	8,82	
18	420	26,05	50,74	9,04	0,50		0,20	11,12	
19	422	23,82	55,29	7,26	0,80			9,65	1,38
2. roci talcoase carbonatice, la nivelul galeriei II									
20	357	19,44	29,11	27,13	0,50	0,14		22,60	11,20
21	358	24,66	27,57	18,54	0,46	2,00		25,93	
22	360	20,07	25,42	26,53	0,52	0,77		25,12	8,71
23	362	21,04	30,79	22,52	0,80	2,79		23,00	10,90
24	369	22,00	43,29	16,01	0,38			15,37	11,67
25	376	20,83	37,59	18,12	0,35			19,17	11,18
26	377	24,98	42,24	3,31	0,55	0,45		15,13	9,60
27	378	23,28	41,29	12,10	0,70	3,80		16,82	11,75
28	379	21,47	40,57	16,86	0,50	1,55		15,77	10,69
29	382	26,67	43,78	10,31	0,65	1,15		16,55	6,53
30	385	26,33	60,85	3,31	0,80	0,10		8,00	3,29
31	388	27,17	40,55	11,20	0,41			17,46	12,18
32	392	28,04	46,79	8,18	0,46	0,20			4,25
33	395	21,36	34,12	20,17	0,24	1,50			4,08
34	402	23,90	44,52	12,08	0,97	2,12		14,45	6,10
c. Roci talcoase carbonatice șistoase (carieră)									
35	2263	16,50	37,20	24,50	0,18	0,50			0,27
36	2264	12,10	36,40	24,20	0,23	3,17			0,08
37	2262	15,00	20,10	31,20	0,11	1,39			0,24
d. Talc slab carbonatic, din zona Stinceni									
38	279	28,52	57,43	11,83	0,28	0,41		1,48	



TABELUL 5

Analizele spectrografice ale talcului de la Drăgoiasa (ppm)

137845

Nr. crt.	Nr. probei	Cu	Cr	B	Ba	Mo	Mn	Ni	Pb	Ti	V	Zn	Co
a. Cuarțurile hidrotermale? de pe pîriul Stinceni, care au contribuit la alcătuirea breciei limonitice (tab. 2) din zonă													
1	281	3	L	10	sld	sld	1000	40	20	sld	10	40	15
2	282	3	L	1000	sld	sld	1000	10	5	200	50	3	5
3	283	5	L	30	sld	sld	2000	50	sld	100	10	3	10
4	284	3	L	300	sld	3	200	20	3	600	100	sld	15
b. Roci talcoase din zona galeriei I (dezaggregate)													
5	271	3	sld	3	sld	sld	2000	20	sld	sld	sld	sld	15
6	272	5	sld	10	sld	sld	1000	sld	3	sld	sld	30	sld
7	273	10	sld	50	sld	sld	200	3	sld	sld	sld	10	sld
8	274	3	sld	200	sld	sld	1500	3	5	sld	sld	30	sld
c. Roci talcoase carbonatice din zona galericii II													
9	200	10	u	sld	u	sld	100	5	3	>3000	100	sld	sd
10	203	20	100	sld	200	3	500	70	50	>3000	300	60	50
11	206	15	sld	sld	sld	sld	500	3	sld	sld	sld	60	u
12	258	30	30	300	200	15	>3000	30	30	sld	15	80	sld
13	269	u	sld	100	200	sld	2000	70	sld	sld	sld	200	20
14	270	3	sld	30	100	sld	600	3	sld	sld	sld	20	sld
15	276	sld	sld	200	400	10	3000	sld	sld	sld	sld	50	sld
16	368	u	L	L	L	L	30	5	L	L	L	L	L
17	371	10	u	L	L	10	>1000	10	10	300	u	u	10
d. Roci carbonatice talcoase, de la sud de pîriul Dusoi													
18	278	10	30	10	100	sld	1000	20	3	sld	100	50	20
19	279	10	50	50	100	sld	300	30	200	sld	80	70	20
20	280	20	30	40	sld	sld	200	20	10	sld	50	40	5

Abrevieri : sld = sub limita de detecție ; u = urme ; L = lipsă.

Notă : 1. Dintre elementele cu frecvență mijlocie, Ag este prezent la probele 281, 282, 283, 284, unde a fost determinat chimic (%), respectiv valorile : 2,1 ; 3,0 ; 3,2 ; 5,6 și la probele 258, 368 și 371 (ppm), respectiv valorile : 1 ; 1 ; 2. La restul probelor, valorile sunt sub limita de detecție. Celelalte elemente sunt cuprinse în tabel.

2. Pentru elementele cu frecvențe mici (ppm) mentionăm probele : 203, Ga = 5 ; 258 As = 10 ; Cd = 300 ; Sn = 10 ; Sb = 25 ; 284, Sn = 3 ; 371, Sn = 3 ; Sb = 30.



TABELUL 6

Caracteristicile tehnice ale talcului de la Drăgoiasa

Nr. probei	Grad de alb la domeniul spectral				ρ %	Factori tricromatici	Umflare liberă, UL %	Grad de umflare, GU %	Culoarea conform diagr. de cromaticitate
	Alb	Albastru	Verde	Roșu					
2263	86,2	85,4	86,8	85,5	0332	0337	65,0	127,0	Alb stand.
2264	86,4	85,0	86,9	86,0	0333	0336	85,0	143,0	Alb stand.
2626	83,8	81,7	84,2	84,8	0338	0336	51,0	117,0	Alb stand.
2627	88,1	88,1	88,4	86,4	0328	0336	95,0	150,0	Alb stand.
2662	82,3	83,0	82,5	79,9	0325	0337	116,0	167,0	Alb stand.

C. Considerații privind geneza talcului

Considerăm că prezența talcului în cadrul rocilor carbonatice, pe seama cărora s-a format, se datorează unei geneze mixte: metamorfice (în principal) și metasomatice (subordonat).

Ca mineral metamorfic, apreciem că s-a format în timpul unei faze de metamorfism regional pe seama dolomitelor calcaroase cuarțitice, depuse în Precambrian, prin difuzia componenților existenți în rocă: MgO, SiO₂, CO₂ și apă.

Faptul că silicea a putut să participe la formarea talcului în timpul metamorfismului regional ar putea fi ilustrat de corpul lenticular de talc, interceptat cu galeria II, în care apar frecvente budine de cuarț sinmetamorfic și uneori de dolomit calcaros (fig. 7).

Ca argumente în sprijinul genezei metamorfice, menționăm: controlul stratigrafic al nivelor de calcare dolomitice cu talc; zonalitatea din cadrul rocilor talcoase; prezența microcutelor în cadrul rocilor talcoase; concentrarea talcului în axele cutelor, precum și asemănarea, în ceea ce privește modul de apariție, cu zăcământul Cerișor-Lelese, care este considerat a fi de natură metamorfică.

Coincidența ca acumulările de talc din zonele amintite (Sihăstria-Dîrmoxa, Stînceni, Drăgoiasa și Bilhor-Borsec) să fie situate în apropierea eruptivului neogen, urmărind limita lui estică, ne-a determinat să analizăm și posibilitatea influenței unor corperi intrusive sau a unor soluții hidrotermale (migrate pe planul ruptural dintre cele două unități) asupra rocilor carbonatice din seria de Rebra.

Analizele efectuate aduc cîteva argumente ce ar putea veni în sprijinul unei geneze mixte (sau pur metasomatice?).

1. În toate secțiunile s-a remarcat prezența rutilului și leucoxenu-lui între planele de clivaj ale talcului. Este cunoscut faptul că mineralele de titan se pot forma și în procesele de metasomatism de contact, prin acțiunea magmelor mai puțin acide asupra calcarelor (Rankama, Schauma, 1970).



2. Concentrațiile de sulf nativ, sub forma unor mici cuiburi în roca talcoasă, s-ar fi putut realiza în condițiile unei metasomatoze de temperatură scăzută sau ale unei activități solfatariene.

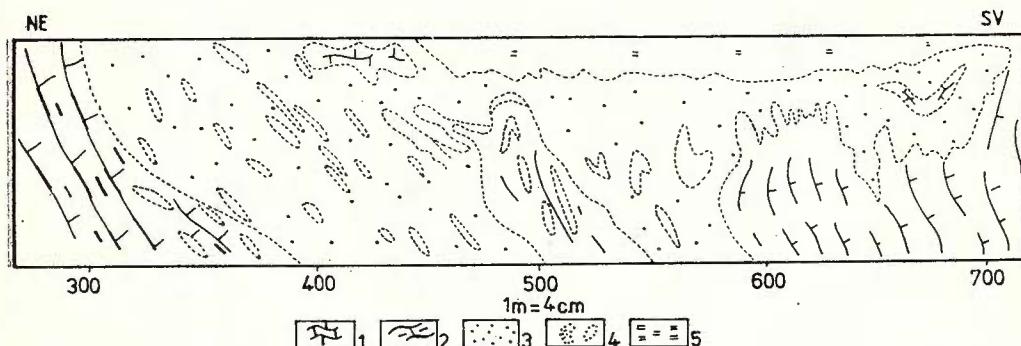


Fig. 7. — Fragment din peretele nord-estic al nișei 1 SV/galeria II.

1, roci carbonatice masive, alb-cenușii; 2, roci carbonatice cu benzi mm de talc; 3, masă talcoasă slab carbonatică (carbonat < 10%); 4, budine de cuarț sinmetamorfic; 5, roci carbonatice cu limonitzări.

Fragment de la parois nord-ouest de la niche 1 SO/galerie II.

1, roches carbonatiques massives, blanc grisâtre; 2, roches carbonatiques avec lames millimétriques de talc; 3, masse talcique faiblement carbonatique (carbonate < 10%); 4, boudins de quartz synmétamorphiques; 5, roches carbonatiques avec limonitisations.

3. Tremolitul ar putea fi interpretat și ca mineral de skarn.

4. Scapolitii (M a s t a c a n , M a s t a c a n , 1976) sunt asociați adesea fenomenelor pneumatolitice de contact (soluții bogate în clor) extericitate metasomatică asupra rocilor acide și bazice, la limita cu calcarale, fiind minerale tipice pentru zăcăminte de contact. Prin alterare, sub influențe termice, conduc la formarea caolinitului, epidotului, sericitului sau albitului (albitul a fost semnalat într-o secțiune).

După D o b r e ț o v et al. (1977), scapolitul în echilibru „local” cu albitul (în procesul de scapolitizare a albitului) poate exista în roci carbonatice din complexele precambriene de adâncime, formate la temperaturi ridicate, condiții genetice care favorizează formarea scapolitilor mai bogăți în componentul meionitic.

J a r i c o v (1962) a ajuns la concluzia că plagioclazii bazici și scapolitii acizi predomină în rocile care au luat naștere la adâncimi reduse, iar plagioclazii acizi și scapolitii bazici (cazul nostru) se găsesc în roci formate la mari adâncimi.

După unele încercări de laborator, prin care s-au obținut cele două varietăți extreme de scapoliti pe cale sintetică (E u g s t e r , P r o s t k a , 1960), s-a ajuns la concluzia că meionitul de compozitie pură, $\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})\text{CO}_3$, nu poate fi stabil în condițiile metamorfismului regional sau de contact, cind este stabilă asociația echivalentă, anortit-calcit. Se pare

că numai fixarea halogenilor, a sulfului și a unor elemente componente ale scapolitilor condiționează stabilitatea mineralelor din această serie.

5. Determinarea unui pirofilit cu picurile simple, caracteristice pentru pirofilitele hidrotermale.

6. S-a observat uneori o participare mai importantă a unor microelemente (Ti pînă la 0,3% și Mn pînă la 0,2%), în special în rocile talcoase de la sud de pîrul Dusoi.

Pe baza celor relatate, considerăm că talcul din zona Stînceni ar putea avea o origine metasomatică, iar talcul din celelalte ocorențe ar putea fi de proveniență mixtă metamorfică și metasomatică)

³ Denumirile seriilor metamorfice corespund cu cele utilizate pentru zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali (Bercia et al., 1976).

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I., Lobontiu E. (1926) Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Borsc și Bilbor. *D.S. Inst. geol.*, IX, 1, p. 2–20, București.
- Avramescu A., Avramescu D., Voicu M. (1976) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
- Avramescu A., Avramescu D. (1979) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
- Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-Mesozoic Metamorphites of the East Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, p. 37–70, București.
- Bergheș S.t. (1975) Zăcăminte de talc din lume. Teză de doctorat, manuscris. Întreprinderea geologică de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
- Cosma S. (1967) Asupra unor mineralizații de sulfuri polimetalice din regiunea Coverca-Drăgoiasa. *D.S. Inst. geol.*, LIV, București.
- Peclz S. (1960) Cercetări geologice în regiunea Păltiniș-Drăgoiasa. *D.S. Inst. geol.*, XLVI, București.
- Cosma V. (1974) Harta fracturilor adânci din România, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Dobretov N. L., Reverdatto V. V., Sobolev V. S., Sobolev N. V., Hlestov V. V. (1977) Faciesurile metamorfismului. Edit. tehn., București.
- Eugster H. P., Prostka H. Y. (1960) Synthetic scapolites. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71, 12, 2.
- Ianovici V., Neacșu G. h. (1969) Studiul proceselor de argilizare hidrotermală de la Tagliu (bazinele Zarandului). *St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geol.*, 14, 2, București.
- Ilieșcu V., Mureșan M. (1972) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpați Orientali – seria epimetamorfică de Tulgheș. *D.S. Inst. geol.*, LVIII/4, București.
- Jaricov V. A. (1966) Zavisimosti sosiștvimîh sostovov skapolita i plagioklaza ot glibunnosti. *Dokl. AN SSSR, Gheol.*, 170, 4, Moskva.
- Kräutner H., Kräutner F., Tănasescu A., Neacșu V. (1976) Interprétation des âges radiométrique K/Ar pour les roches métamorphiques régénérées. Un exemple – les Carpates Orientales. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, p. 167–229, București.



- Mastacan Gh., Mastacan I. (1976) Mineralogia. Edit. tehn., București.
- Mureșan M. (1976) O nouă ipoteză privind pînzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, București.
- Mutihac V. (1959) Observații geologice și paleontologice la Glodu (Moldova). *Rev. Acad. R.P.R.*, IV, 2, București.
- Pârvu G., Mocanu Gh., Hibomschi C., Gruescu A. (1977) Rocî utile din România. Edit. tehn., București.
- Puiu V., Puiu M. (1965) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Sagatovici A. (1967) Cărbeanii din Tara Oașului. *Bul. geol.*, 4, p. 51–60, București.
- Sahama Th., Rankama K. (1970) Geochimia. Edit. tehn., București.
- Savul M. (1932) Marginea de est a Munților Călimani. *An. Inst. geol.*, XVII, București.
- Tănăsescu L. (1967) Date noi asupra formațiunilor geologice de adâncime din bazinul Mădăraș și asupra mineralizației de siderită. *St. geol. econ. Cărbeani și minereuri*, seria A, 7, p. 189, București.
- Teodoru T., Teodoru C. (1968) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Todor D. (1972) Analiza termică a mineralelor. Edit. tehn., București.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA GÉOLOGIE ET DES ACCUMULATIONS DU TALC DE LA RÉGION DE DRĂGOIASA (CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

Dans cette région apparaissent des métamorphites prémesozoïques (séries de Rebra, Tulgheș, Tibău), des dépôts sédimentaires crétacés et des formations éruptives néogènes.

1. Série de Rebra (Précambrien). Cette série appartient au cycle tectonique Dalslandien et représente les formations les plus anciennes de la région. Une séquence de roches carbonatiques sépare la série en trois complexes lithostratigraphiques. Le complexe inférieur, à caractère terrigène, n'affleure guère dans la région.

Le complexe median, carbonatique, est largement répandu dans la zone étudiée. Il a une constitution pétrographique assez homogène et renferme vers sa partie supérieure des niveaux à talc.

Le complexe supérieur, toujours terrigène, y est faiblement développé; on y a distingué une intercalation de micaschistes à magnétite (Fe extrait = 29,20%).

2. Série de Tulgheș (Vendien-Cambrien inférieur). La série est constituée de calcaires dolomitiques, quartzites micacées, schistes quartzitiques séricito-chloriteux, quartzites noires, métatufsites. Elle débute par une séquence carbonatique.

3. Série de Tibău (Carbonifère). Les formations métamorphiques de cette série reposent — par une discordance de transgression — sur la série de Tulgheș. Elles sont formées de schistes séricito-graphiteux, calcaires dolomitiques, quartzites micacées. A la partie supérieure de la



série apparaît un niveau de calcaires dolomitiques où l'on rencontre des concrétions secondaires d'aragonite.

4. Les formations d'âge Crétacé supérieur affleurent dans la partie orientale du périmètre, dans la zone de Păltiniș-Glodu. Elles sont représentées par des conglomérats, grès, marnes rouges, calcaires fossilières.

5. Dans les formations néogènes, présentes dans la partie ouest de la zone examinée, nous avons distingué trois types de formations :

a. terrigéno-sédimentaires : grès, marnes \pm charbons (niveau basal, connu auparavant) et roches tuffitogènes, qui vers la partie supérieure contiennent une minéralisation de fer de type lacustre $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 58,5\%$;

b. volcano-extrusives : dacites de Drăgoiasa et andésites de type basaltoïde;

c. volcano-sédimentaire : tufs dacitiques, microagglomérés à grenats, agglomérés andésitiques à magnétite ;

Les éléments disjonctifs plus importants de la région sont :

a) le chevauchement de la série de Rebra sur la série de Tulgheș ;

b) les failles par lesquelles a eu lieu l'affaissement des compartiments tectoniques occidentaux ; le plan disjonctif principal — avec un saut de plus de 100m — sépare l'éruptif néogène de la zone cristallino-mésozoïque ;

c) les fractures tardives (posthumes) déplacent les failles directionnelles, y compris le plan de chevauchement mentionné. En liaison avec cette dernière phase tectonique, on suppose la genèse d'une minéralisation de fer ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{jusqu'à } 52,98\%$).

Le complexe carbonatique de la série de Rebra, dans lequel on rencontre des niveaux de talc, comporte les suivants types pétrographiques, depuis la base : calcaires faiblement dolomitiques dépourvus de talc, calcaires dolomitiques à muscovite, calcaires dolomitiques quartzitiques (avec niveaux à talc), calcaires dolomitiques bariolés et calcaires dolomitiques à trémolite.

Le talc apparaît dans les niveaux carbonatiques de la série de Rebra, constituant des nids et corps lenticulaires (talcites à contenu de talc 90%) ; des niveaux de calcaires dolomitiques talciques (talc plus de 90%). Il est connu aussi comme minéral secondaire dans la masse des calcaires dolomitiques ou sur les plans de certaines failles. Pour la plupart, le talc est localisé dans les calcaires dolomitiques de Rebra, mais il peut être associé aussi, sporadiquement, à des roches basiques, à des masses d'aragonite ou à des lentilles de quartz hydrothermal.

La composition minéralogique des roches à talc est la suivante : calcite + dolomite + talc + trémolite + quartz + pyrophyllite + muscovite \pm minéraux de titane + scapolite \pm albite \pm soufre.

Au point de vue génétique, nous considérons les occurrences de Drăgoiasa de la manière suivante :

→ une genèse métasomatique pour le talc du ruisseau Stînceni ;

– genèse métamorphique suivie d'une deuxième phase métasomatique, pour le talc des autres zones mentionnées. Pour cette genèse mixte, on dispose des arguments suivants :

Pour la phase métamorphique (talc formé dans les calcaires dolomitiques à SiO_2 , CO_2 et H_2O) : contrôle stratigraphique (des niveaux à talc) ; ressemblance avec le gisement Cerișor-Leleșe, considéré d'origine métamorphique ; variations faciales dans le cadre du même niveau de roches talciques ; présence des microplis dans les roches talciques.

Pour la phase métasomatique : constitution minéralogique ; présence des scapolites, du soufre natif, de l'albite, des minéraux de titane d'une pyrophyllite hydrothermale ; caracté-



tères géochimiques; abondance et fréquence des éléments en trace: Mn, Cu, Ni, Zn, B, Pb, Ti, Ag, Co, Ba etc.

ÎNTREBĂRI

Maria Borcea: Care sunt dimensiunile aproximative ale acumulărilor de talc urmărite cu lucrările miniere?

Răspuns: Corpurile lenticulare de talc se dezvoltă pe suprafețe de ordinul a 50×30 m, cu grosimi de 1–3 m, inclusiv intercalăriile de calcare dolomitice. Calcarele dolomitice talcizate în diferite proporții (10–40% talc) ating local grosimi maxime de 6 m.

Gh. N. Popa: În zona Borsec, pe pârâul Hanțchel, se observă o legătură spațială evidentă între acumulările de talc și izvoarele carbogazoase. În perimetru la care se referă lucrarea sunt cunoscute, de asemenea, izvoare carbogazoase. Există o legătură genetică între acumulările de talc și izvoarele carbogazoase?

Răspuns: Singurul izvor mineral din perimetru este situat în malul drept al pârâului Neagra, la limita eruptivului cu seria de Tulgheș. Nu s-a observat o legătură între acumulările de talc și acest izvor mineral.

DISCUȚII

M. Trifulescu: Credem că noile iviri de talc descrise pot fi explicate prin metasomatозă produsă de soluții juvenile.





Institutul Geologic al României

2. ZĂCĂMINTE

THE LARAMIAN BASE METAL OCCURRENCES FROM BUCEA-CORNITEL AREA (PLOPIŞ MOUNTAINS)¹

BY

ION BERBELEAC², CONSTANTIN LAZĂR², RUXANDRA FLORESCU²,
NADIA CÎMPEANU³, ȘTEFAN CÎMPEANU⁴, EMIL CONSTANTINESCU⁵,
LAZĂR COVRIG⁵, VASILE ITU⁵

*Mineralizations. Base metal mineralizations. Crystalline schist formations. Precambrian.
Alpine tectonics. Sulphides. Laramian tectogenesis. Subvolcanic bodies. Rhyolites. Sub-
duction zone. Metallogenetic control. Ore geochemistry. Petrochemistry. Trace elements.
Apuseni Mountains. The Bihor Unit. Rez Mountains.*

Sommaire

Les occurrences de minérais polymétalliques laramiens de la région de Bucea-Cornitel (Monts Plopiş). Les formations cristallines précambriennes, tout comme les dépôts sédimentaires mésozoïques du sud des Monts Plopiş représentent une structure en blocs réalisée par une puissante fracturation alpine. Des fractures existentes, celles à orientation E—W ont été très importantes en contrôlant la localisation des corps sous-volcaniques de rhyolites, des auréoles de hydrométamorphisme et des minéralisations polymétalliques. Un rôle très important pour le contrôle des minéralisations a été aussi celui de la lithologie des formations détritiques du Trias inférieur. Les minéralisations apparaissent comme des corps de brèches à caractère discontinue et dimensions variées alignées au long de la fracture Chicera-Măgura-Secătura et aussi comme des filons généralement de dimensions modestes, minéralisés avec des minéraux polymétalliques. Dans les minéralisations mentionnées on a reconnu trois associations de minéraux : 1) pyrite-quartz-minéraux argileux + blende-galène-chalcopyrite-carbonates ; 2) blende-galène-carbonates ±

¹ Paper received on 28 April 1980, accepted for publication on 21 May 1980, communication in the session on 27 May 1980.

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

³ Întreprinderea geologică de prospecții pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București.

⁴ Ministerul Minelor, Petrolului și Geologiei, str. Mendeleev nr. 36, București.

⁵ Întreprinderea de prospecții și explorări geologice „Cluj”, str. Traian Vuia nr. 140, 3400 Cluj-Napoca.



± pyrite-chalcopyrite-quartz-minéraux argileux et 3) chalcopyrite-tetrahedrite-calcite-pyrite-blende-galène-minéraux argileux-quartz. Ces associations sont formées peut-être pendant deux stades de la même phase de minéralisation. Les occurrences des sulfures déjà connues n'offrent pas une zonalité nette et de point de vue minéral elles présentent une grande variation de structures et textures. On a remarqué aussi des variations sensibles locales dans la composition du minéral. L'étude géochimique réalisée a permis la mise en évidence du caractère prédominant plombo-zincifère des minéralisations étudiées; de la corrélation positive des valeurs du couple Co-Ni pour les générations II et III de pyrites; de la corrélation positive des valeurs Pb et Zn dans le minéral; de la présence en quantités relativement grandes du Co, Cu et As dans les pyrites, du Mn, Cu, Cr, Sn, In et Ga dans les blandes et du Bi, Ag, et Sb dans les galènes. Les minéralisations de la région sont expliquées comme représentant l'activité métallogénétique laramique manifestée dans les circonstances géotectoniques complexes caractéristiques pour une zone de subduction où la source des métaux est la source des magmas même.

I. Introduction

The Bucea-Cornițel sulphide occurrences, bounded by Măgura Mare Hills to north and Măgura and Făgădău valleys to west, south and east, occur on the south-eastern side of Plopiș Mountains. These occurrences as well as others from Apuseni Mountains belong to the Laramian Metallogenetic Province from Romania and the Tethyan Eurasian Metallogenetic Belt.

The early reconnaissance has been described by Kräutner (1938), Dimitrescu (1959), Givulescu (1959), Istoicescu et al. (1966) and Patrulius, Popa (1971). Subsequent discovery of the occurrences from Borod, Bucea-Cornițel and Negreni has caused a resurgence of intensive exploration; the results of this remapping and reappraisal have been reported by Bălașa (1960), Cîmpeanu and Cîmpeanu (1963, 1968), Buracu (1964), Diaconu (1965), Cristescu and Ștefănescu (1967), Cîmpeanu (1971), Cîmpeanu and Ignat (1974, 1976).

Synthesis of the new information with mineralogical, geochemical and tectonic data (Berbeleac et al., 1979) suggests that the whole region from the neighbourhood of the Borod-Vad intramountain basin and Plopiș Mountains forms a broad alpine metallogenetic district. Within this region the occurrence of sulphides from Bucea-Cornițel is the most important. This was recently investigated by mining and drilling works (Covrig, Itu, 1973; Itu, Covrig, 1975). These works provided here the presence of two morphological types of mineralizations: breccia bodies and veins of base metal (polymetallic) ores.

In the present study it has been described the regional and local features regarding especially the geotectonic setting of the mineralization, as well as the morphology and mineral composition of the ore bodies.



Some geochemical features have been discussed in relation to genesis of the lead-zinc ore in the Bucea-Cornițel area.

II. Geology

The local stratigraphic succession consists of folded Precambrian mesometamorphic schists, which form the basement of the Plopiș Mountains, overlain by unfolded Triassic and Cretaceous deposits. All these formations are penetrated by minor rhyolite intrusions. The sediments of the Borod-Vad Neogene Basin overlie the south-western border of the mountain region.

According to recent data (Cîmpeanu and Cîmpeanu, 1968; Ianovici et al., 1976; Papaiopol et al., 1977; Berbeleac et al., 1979) the Precambrian schists represent the Someș series which in the investigated region is built up by three complexes: 1) the lower micaschists complex (garnetiferous muscovite-biotite micaschists, muscovite-biotite micaschists, amphibolites etc.); 2) the quartz-feldspathic rocks complex (paragneisses, quartz micaschists, muscovite bearing quartzites, amphibolites etc.) and 3) the upper micaschists complex (muscovite-biotite micaschists, quartzitic micaschists, mica-quartz schists etc.). According to Dimitrescu (1951) and Cîmpeanu and Cîmpăeanu (1968), these rocks sometimes show — as in other regions of Apuseni Mountains — retrograde associations.

The Mesozoic massive transgression in the Bucea-Cornițel area begins with Triassic sediments.

The Triassic deposits, overlying with a high angle unconformity the Precambrian rocks, are well developed. In the investigated area the Triassic sediments can be subdivided in the following three lithostratigraphic units: 1) lower — with conglomerates and microconglomerates, quartzites, quartzitic sandstone and arkosic sandstone interbeddings; 2) middle — in which the clays and argillites are predominantly present and 3) upper — with black limestones and white dolomites.

At present, the age of these units is difficult to point out. According to Ianovici et al. (1976), the lower and middle units may represent the Werfenian; the upper unit may have an Anissian-Ladinian age.

The main mass of the Triassic from the Bucea-Cornițel area is formed of the lower and the upper units.

The pinkish or white and white-yellow conglomerates and microconglomerates in occurrence zones make up the lowest outcrops of the foothills of the Plopiș Mountains. These rocks gradually change upwards into the coarse grained sandstones, fine quartzitic sandstones and fine-muscovitic-clay sandstones. The sandstones become more and more clayey upwards in the stratigraphic column. Quartzitic conglomerates and microconglomerates dominantly consist of quartz pebbles and metamorphic schists pebbles. Quartz veinlets occur abundantly. Quartzitic sandstone interbedded with quartzites or arkosic sandstone and clay sandstone, shows angular to semirounded pebbles. Mica flakes can be well observed.



on the laminae surface. Iron oxides impregnation occurs in numerous beds. A very important lithologic characteristic of Lower Triassic sediments consists of a non-uniform distribution of the feldspar-rich material, which in places leads to the appearance of orthoclase and/or plagioclase bearing arkose.

In the middle lithostratigraphic unit the ratio of quartz and clay minerals decreases towards the top of the sequence. Here the main rocks are clays, sandy sandstones and carbonatic sandstones. In the uppermost part of the same unit the rocks are formed by more carbonatic components (schistose limestones) and resemble those of the lowermost part of the following unit from the Triassic sequence; it is therefore difficult to draw the exact separating line between the two lithologic units. That is why we note the fact that the middle lithologic unit gave way essentially conformable to the upper unit through a transition zone.

The lowermost part of the upper unit consists of more than 200 m of thin bedded to platy, grey to black limestones with occasional clayey limestones interbeddings. At the top of the thin bedded limestones there lies a thick dolomite mass. This changes upwards into a real massive light grey or white dolomite. Near the mine area, the bedded black limestone is interbedded with clay- and calcareous sandstones. Bedded limestones, grey to black coloured, show schistose along the bedding with mica flakes. A fine alternation of more limy and more clayey beds is characteristic of this member, underlining also the fact that the schistosity is well developed in more clayey beds. We also note the abundance in the mine area of brecciated limestones with calcite veinlets.

The sediments of Triassic were deposited to a "ridge and valley" situation controlled by active fault movements. The sandy sandstones, sandy clays and sandy calcareous sediments which normally make up the transition area between the two lithologic facies (detritic and calcareous) indicate an unstable sedimentary regime basins.

In the vicinity and toward the western part of the mine area, in Cornițel and Borod regions, over the Triassic units are lying transgressive and discordant Upper Cretaceous and Pannonian sediments. Upper Cretaceous deposits are usually represented by polymictic breccias and conglomerates, sandstones, clays, tuffs and tuffites. These rocks, as well as Triassic sediments, are covered discordantly by gravels, sands and marls, Pannonian in age.

The Mesozoic sediments form a graben-like structure which is a stage in the process of the autonomous activation of Plopiș Mountains. Within this graben, volcanic edifices of considerable size, i.e. the Borod area, were formed. In this region, the rhyolites of a sheet type, lava and dykes, are accompanied by pyroclastics.

In the area of the polymetallic occurrences from Bucea-Cornițel the rhyolitic lava and pyroclastics are absent. Here, only veins and dykes of rhyolites and more rarely of granite porphyry are present. From these ones, the rhyolite dyke which is situated in the north-western part of Măgura Mare Hills is the most important (Pl. I, II). The directions of rhyolite veins and dykes are usually NE-SW or E-W and have a steep



dip of about 80° to the south-west or north. Their thickness is generally of 5–10 m, more rarely 200–300 m. In the mine area, these rocks occur within the crystalline schists from the basement. We shall underline the fact that the above mentioned rocks belong to the Laramian subvolcanic and volcanic structures from the Plopiş Mountains. The age of the magmatic activity, with the associated mineralizations, is probably between Upper Cretaceous and Paleogene.

III. Structural Remarks

The regional structure of the Bucea-Cornitel area is represented by a large monoclinal zone and deep faults developed during the alpine cycle. These faults especially have given the massif its present tectonic setting, emphasizing the block-structure and the graben-like structure.

Due to the successive compressions and decompressions in the mine area, a series of longitudinal (E–W), diagonal (NE–SW) and transversal (N–S and NNW–SSE) fractured zones were formed. Extending over more than 5–10 km, some of these faults probably seem to explain : 1) the block-structure of south Plopiş Mountains (Berbeleac et al., 1979); 2) the graben-like structure of Borod-Vad basin; 3) the development of mylonites and breccia zones; 4) the presence of fields consisting of sub-volcanic and volcanic acid rocks and 5) the widespread hydrothermal alteration of the rocks.

From the above mentioned faults, the first two types are the most important. A few east-west and north-east trending faults common to the upper levels of the mine, continue downward; they have been undoubtedly channels for rhyolite dykes and associated ore forming solutions.

It is worth mentioning the fact that the longitudinal faults are the principal tectonic factor which has controlled the ore-forming processes in the investigated region. Within the Bucea-Cornitel area, one of these faults, the so-called Chicera-Măgura-Secătura master fault with a deep thrust character conserves the principal polymetallic occurrences. This fault in Măgura Valley is marked by a series of shatter, hydrometasomatism and mineralizations zones as well as by numerous sulphide veins and veinlets. On the surface of the mines the dip of this fault is variable but is generally of about $45\text{--}80^\circ$.

The north-east-south-west trending faults are the result of a second disjunctive phase which took place probably during the Upper Cretaceous-Paleocene time. This type of fault is very characteristic for the Laramian tectogenetic phase from Apuseni Mountains and Banat region (Giuşcă et al., 1966; Iancovici et al., 1976; Lazăr et al., 1979). Fracturing processes were synchronous with the formation of igneous bodies (volcanic and sub-volcanic): but after their consolidation, fracturing has continued. By the intersection of these dislocations with the east-west fault, as well as due to different stresses there resulted shear zones, especially developed in Triassic and rhyolitic rocks.



The north-west — south-east faults are the most recent and seem to be of minor importance.

IV. Processes and Products of Hydrothermal Alteration

Within the Bucea-Cornițel area an important wall rock alteration closely integrated with ore formation has been observed.

The common types are the argillic and chloritic alteration, carbonation, whereas sericitic and potassium silicate alteration occurs less frequently.

The wall rock alteration, related to the processes of ore deposition from hydrothermal solutions, has a very intensive development, but it is limited to small areas that are obviously associated with shear and contact zones, ore veins and veinlets, fractures and other structural favourable zones.

The argillic alteration is especially developed in those parts of ore occurrences where sulphide bodies, including veins, are present. Kaolinite is the most abundant mineral, whereas illite and montmorillonite appear sporadically. Argillic associations are very characteristic for the contact zones between magmatic rocks and crystalline schists and also for dislocation areas from the Măgura and Făgădău valleys.

The potassium silicate alteration occurs in connection with crushing zones within sub-volcanic rocks from No 4 Măgura mine and No 6 Făgădău mine (Plate I, II). The most intensive development of this alteration has been recognized in the zones guided by sulphide veins which penetrated the rhyolite dyke intercepted by No 4 Măgura mine. This type of alteration has been possibly developed if considering the presence of potassium feldspars. They appear in insignificant amounts with other minerals such as : illite (sericite), kaolinite and quartz, the latter being dominant. This mineral assemblage involves the assumption that the potassium silicate alteration probably passes into the sericitic and argillic alteration.

The carbonatic metasomatism is a subsequent stage of geologic history of wall rock alteration and it develops closely associated with crushing zones and lead-zinc veins. The most widespread alteration minerals are the carbonates (dolomite, calcite, ankerite and siderite). They constitute also the main gangue minerals of ore veins which occur in crystalline schists and ore impregnated breccia bodies from the mine area. We must also underline that in the richest lead-zinc ore zones the carbonates are the prominent gangue minerals.

In the Bucea-Cornițel area the hypogene alteration products resulting especially from the metasomatic changes of eruptive and sedimentary rocks represent more or less the envelope of the sulphide occurrences. The well developed mineral associations are as follows : illite-quartz-dolomite ; illite-kaolinite-quartz ± dolomite, siderite ; kaolinite-illite-quartz-dolomite ; kaolinite-illite-chlorite-quartz ± carbonates ; kaolinite-quartz-dolomite and kaolinite-siderite.



Other alteration minerals such as carbonates, chlorite, clay minerals and epidote found in more extended zones from sulphide veins and fractures, suggest the presence of a propylitic alteration less developed.

V. Control Factors and Morphology of Ore Occurrences

The most important factors which have controlled the localization of polymetallic mineralizations are the following: structural-tectonic and lithostratigraphic.

The sulphide occurrences are commonly associated with margin of rhyolite dykes and the two systems of longitudinal (E-W) and diagonal (NE-SW) fractures. Numerous data, especially those from mining works, point out that the longitudinal faults have been active a long time. The several tectonic movements were favourable to the brecciation and circulation of ore-forming solutions. Consequently, many mineralized breccia bodies were formed, which appear disconnected along the Chicera-Măgura-Secătura master fault.

Another important control factor is represented by the lithostratigraphic peculiarities of the host rocks of ore bodies. Under the influence of this control factor, two main morphological types of ore bodies are generated: 1) irregular ore-impregnated breccia bodies; sometimes lens-like bodies occur in the contact zones of subvolcanic rocks or within crushing zones developed along the Chicera-Măgura-Secătura Valley master fault and 2) ore veins lying near the contact or inside the rhyolite dykes as in vicinity of the above mentioned main fault.

The breccia bodies have very irregular form or lens-like shape and variable dimension, which depend on lithological and/or mechanic features of the neighbourhood rocks. That is why they appear frequently in compact and hard sedimentary rocks of Lower Triassic (conglomerates, microconglomerates, quartzite sandstone etc.) or in marginal zones of rhyolite bodies (Pl. II, Fig. 1) and rarely in the middle unit of the Triassic sequence and within crystalline schists. We remark the screen role of the argillaceous rocks of the middle unit in the way of ore solutions; this fact explains the absence of sulphides or the very low degree of mineralization within the limestone and dolomites of the upper unit.

The dimensions of breccia bodies range from a few meters to ten and exceptionally hundreds of meters long and 3-30 m wide; they extend vertically on 150-200 m and this was checked by mining and drilling works. According to mining works, the outline of breccia bodies is very freakish. They show numerous cases of disappearance which begins with the loss of limits between elements and cement.

The brecciaore bodies, developed along the Chicera-Măgura-Secătura fault, consist of rock fragments especially originated from the Lower Triassic units. The fragments reaching usually several centimetres (10-20 cm), rarely 1-3 cm and exceptionally 5-7 m in size. They are cemented by a ground material which exhibits fine clastic particles of the same composition, and ore minerals. Sometimes void vugs are easy to



recognize within the breccia body (e.g. No 3 and 4 Măgura mine). Within these vugs may be observed thin crusts of quartz, clay and ore minerals and also supergene minerals (goethite, chalcedony, hydrozincite etc.).

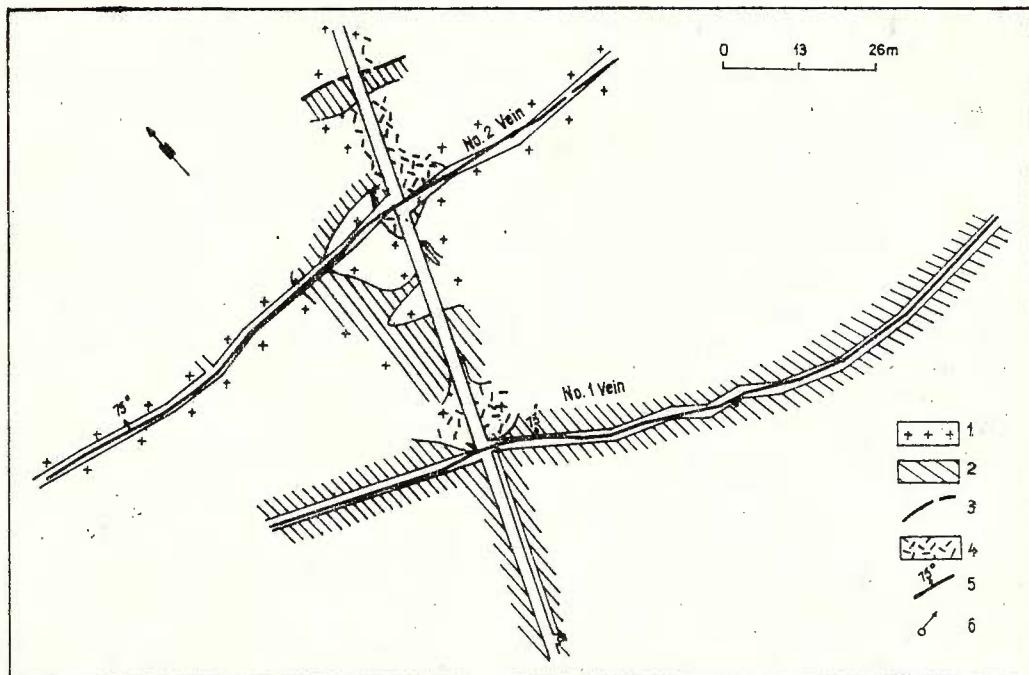


Fig. 1. — Position of ore veins and breccia bodies as compared to rhyolite dykes in No 4 Măgura mine.

1, rhyolites; 2, Precambrian schists; 3, fault; 4, breccia ore bodies; 5, ore veins; 6, borehole.

The general aspect of the breccia bodies developed along the contact of the rhyolite dyke with crystalline schists is similar to those from Triassic deposits (Pl. II, Fig. 1).

Within breccia bodies the ore minerals appear as widespread disseminated sulphide grains, commonly visible in hand specimens and/or irregular veinlets, sometimes with a network development in sheared contacts between strata of different mechanic competence. The ore veinlets usually exhibit filling and replacement textures; the ore minerals occurring together with fine and/or coarse crystallized quartz and/or carbonates.

In the Bucea-Cornițel area the ore veins appear sporadically. The most important of these ones are the Măgura vein (Pl. I, II) and No 1 and No 2 vein (Pl. II, Fig. 1). Other smaller veins notably poorer occur within breccia bodies and crystalline schists. The strike of ore veins is NW—SE, E—W and NE—SW, parallel to the major direction of fractu-

res. All veins are steep ($70-85^\circ$) but in different directions, the most of them being to the north. There are also vertical veins or veins which display a change of their steepness from place to place. The veins range from several dozen meters to 100–200 m, exceptionally 500–600 m. Their thickness varies from 10–20 cm to 1–2 m. The vertical extension of hydrothermal mineralization differs in individual veins and for the whole Bucea-Cornitel veinfield it seems to be 200–300 m. Vein ores commonly show filling and replacement textures and are associated with coarse crystalline carbonates and quartz gangue. The same features characterize the less investigated small sulphide veins from the Făgădău Valley. Veins of similar type have been reported during prospecting through the Pre-cambrian crystalline schists, from Bucea, Negreni and Borod zones (Cîmpeanu, Cîmpeanu, 1968).

The Triassic stratigraphic sequence from the Plopiș Mountains contains several lithologic units of wide regional extent that were favourable for deposition of base metals ore from hydrothermal solutions. In the mining field ore minerals occur mainly in conglomerates and microconglomerates of Lower Triassic age. In these beds there are interstratified quartzites, quartzitic sandstones and arkoses. Locally the sulphide replacement preserves the primary structures of sedimentary rocks (i.e. stratification, cross-bedding). We have observed in the No 4 Măgura mine and No 6 Făgădău mine a 10–20 cm. arkose bed which was nearly completely replaced by ore volcanogene minerals. In the No 4 Măgura mine we recognized an advanced replacement of quartz-albite-chlorite schist. It seems that the structural, textural and mineralogical features of the Triassic sediments have influenced the emplacement and abundance of ore minerals. They usually occur as small pockets, pod-like, shoots and broad disseminations. We also remark the irregular distribution of the ore veinlets.

VI. Ore Types, Structure and Texture

The main primary ore types of Bucea-Cornitel occurrences are few and their mineralogy is relatively simple. They are strictly breccia bodies and veins. For both types is characteristic the presence of the most common sulphides: pyrite, sphalerite, galena and chalcopyrite as well as other minerals as tetrahedrite, bournonite etc. The ore minerals occur in different associations and variable proportions.

We have recognized two stages of mineralization (Fig. 2). Fracturing and brecciation of the host rocks are two important tectonic movements which have preceded the first stage of mineralization. During this stage the wall rock has been affected by abundant hidrothermal alteration (i. e. chloritization, sericitization, argillization, silicification). The first stage started mainly with quartz, sericite, clay minerals, dolomite, calcite and sulphides, mainly pyrite, sphalerite and galena. The second stage was also preceded by jointing that permitted further influx of ore fluids which again scaled the open fractures including the veins. The main



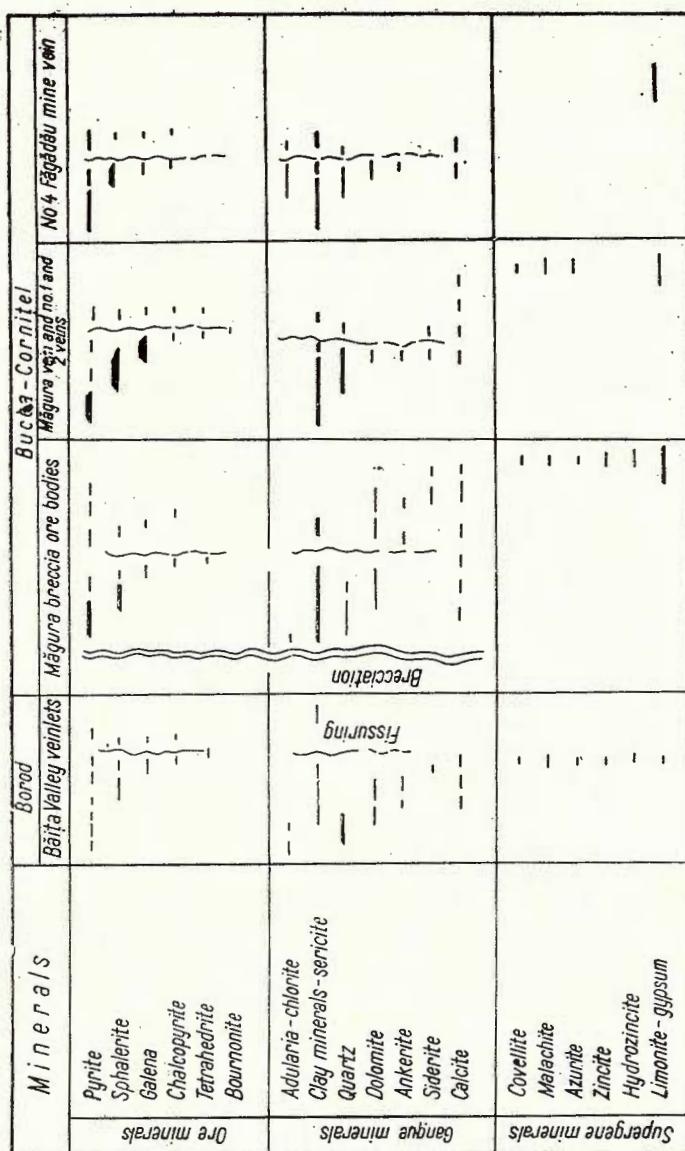


Fig. 2. — Scheme of the sequence of mineral deposition in the Borod-Bucea-Cornișel region.

minerals deposited in this stage are : clay minerals, pyrite, calcite, galena and sphalerite. The last two are present in small quantities.



Three different mineral assemblages may be distinguished each of them being associated with its own vein or breccia body. However, sometimes they do occur together in the same space.

The first mineral assemblage usually occurs especially in veins which are situated in crystalline schists and is characterized by the predominance of pyrite. Sphalerite, galena and chalcopyrite may be present but in small amounts. It is important to underline that the polymetallic breccia bodies and veins, with an evident halo of hydro-metasomatic products, comprise this assemblage. The gangue minerals are quartz, clay minerals \pm carbonates.

The second assemblage occurs in ore impregnated breccia bodies and in ore veins (Pl. III). Here sphalerite and galena are the dominant ore minerals while the pyrite and chalcopyrite are subordinate. This assemblage, as well as the first assemblage, is very characteristic for ore mineral occurrences from the Bucea-Cornitel area and for the Plopiș Mountains in general. A discriminating feature of the second mineral assemblage is the predominance of the carbonates gangue minerals, which consist of dolomite, calcite, ankerite and siderite; quartz and clay minerals appear subordinately.

Both described assemblages were formed during the first stage of mineralization.

The third assemblage developed later and appears sporadically. It consists of chalcopyrite and tetrahedrite, closely associated with sphalerite, galena and pyrite. Sometimes bournonite is also present. The principal minerals are sphalerite, galena and pyrite. The gangue minerals are the same as in the second assemblage, but calcite seems to be prevalent.

Generally all the above mentioned mineral assemblages coexist in the polymetallic occurrences from the Bucea-Cornitel area, but the mining works data show some peculiarities of their vertical and horizontal distribution as follows: the first two assemblages are common in the upper and central parts of the breccia bodies and veins; the first assemblage is characterized in the depth and periphery of the breccia bodies and veins, whereas the third assemblage appears usually in No 1, 2 and Măgura vein at the level No 4 Măgura mine and do show a special position.

Commonly the mineralization exhibits a well developed disseminated texture. Some notable exceptions are to be mentioned, namely the following types of structures: massive, bounded, lens-like, crustification, reticulated, cockade, drusy, breccia, brecciated and cavernous. Volumetrically the massive, breccia and reticulated structures are significant and are important for the understanding of ore processes.

On the basis of the mineral composition and the character of the host rocks, the disseminated ore may be subdivided in two types: 1) disseminated fine-grained pyritic ore in crystalline shists, sedimentary and eruptive rocks and 2) disseminated, sometimes brecciated, polymetallic ore in Lower Triassic deposits and rhyolite rocks.



As regards the massive ore, we recognized also two main types : 1) massive, sometimes slightly banded fine-grained to coarse-grained pyritic ore in veins from crystalline schists and 2) massive to disseminated and/or brecciated pyrite-polymetallic ore in breccia bodies and veins (Pl. IV, 2, 4).

Parallel bands, each with grains of similar or different size and/or mineral composition are, as a rule, arranged nearly concordant to the schistosity of quartz-chlorite-sericite-albite schists from No 4 Măgura Mine. The same banded texture with symmetrical or asymmetrical disposition of ore and gangue minerals was also observed in Măgura vein (Pl. IV, 1, 3).

Hydrothermal mineralizations from the Bucea-Cornițel area show very different textures, resulting from the evolution of the ore forming processes.

Commonly the ore minerals from fine-grained to coarse-grained aggregates which are intergrown with gangue minerals. The ore from the central part of the Măgura vein up to the surface, shows frequently a coarse-grained texture.

Microscopic examination reveals for the hypogenic ore a typical xenomorphic texture, obviously developed as a consequence especially of a fissuration or a brecciation as well as a corrosion or a replacement of the previously formed crystals. Both in hand specimen and under microscope, there often may be observed a porphyric development of pyrite, sphalerite and galena. The common sulphides occur sometimes as isolated euhedral crystals, especially when they are developed in vugs.

VII. Some Specific Features of Ore and Gangue Minerals

Pyrite, sphalerite and galena are the principal ore minerals, accompanied by some chalcopyrite, tetrahedrite and bournonite minerals. Quartz, carbonates and clay minerals are the main gangue minerals which are associated with the above mentioned minerals.

Pyrite occurs in all mineral assemblages and displays different degrees of idiomorphism depending on the variation of external conditions. Two types of pyrite are distinguished : 1) early, euhedral to subhedral crystals or anhedral grains (Pyrite I) and 2) late, minute and fine grains (Pyrite II). Both types were found in ore veins and breccia bodies (Pl.II ; Fig. 2 ; Pl. V, 1, 2, 7). The second pyrite type occurs in the above mentioned assemblages II and III. These two pyrite types appear mostly as fine- and/or coarse-grained aggregates, but often also as single crystals.

The form of pyrite aggregates is mostly as pockets or massive bands. The cubic outline is consequently a rare phenomenon in the dense pyrite aggregates but occurs commonly in the single crystals. The largest individuals are found among the crystals from the pyrite veinlets or within the central part of the pyrite veins where sizes of up to 0,5–1 cm are frequent. The same grains occur also in vugs or within ore fissures from breccia bodies. Therefore the cube is the dominating habit of the pyrite. Usually the exterior zone of the crystals has not reached full develop-



ment and subhedral forms dominate. The variation of size, shape and perfection of pyrite individuals may suggest the presence of more than one generation of the mineral. Pyrite included in one single phase which corresponds to the first assemblage is perfect as compared to those situated in a polymetallic aggregate. Among the larger individuals we note the best development of plane crystal zones, but sometimes they are brecciated (Pl. VII, Fig. 2). In this case many angular rests of subhedral grains are cemented by quartz, carbonates and subsequent sulphides (Pl. V, 1, 2, 5, 7). Microfractures seem not to follow any determinable crystallographic directions. (Pl. VII, Fig. 2). The cracks are frequently filled with quartz and sphalerite. Fine-grained quartz and rock fragments are common inclusions in pyrite.

Sphalerite appears as fine to medium subhedral grains. Volumetrically, it is the most abundant base metal sulphide from the Bucea-Cornitel occurrences. In massive ores sphalerite acts as a perfect interstitial mineral; pyrite is also in the same situation. Ragged zig-zag outlines of sphalerite aggregates illustrate the difficulties of developing crystal faces. Crystal faces are seen as exceptions in intergrowth with galena, chalcopyrite and tetrahedrite (Pl. V, 8). The aggregates consist of multiple anhedral individuals, with variable size (1–2 mm to 1–2 cm).

In hand specimen the colour of sphalerite is generally medium brown. Dark brown and light brown sphalerites are also present within quartz and carbonate dominated assemblages.

In reflected light it may be seen that the sphalerite includes within its aggregates: quartz, pyrite and chalcopyrite (Pl. V, 1, 4, 7). Frequent inclusions form chalcopyrite which generally appears as: 1) unequidimensional grains arranged in the central part of the sphalerite grains; 2) equidimensional rounded blebs resembling the exsolution texture (Pl. V, 2, 5), and 3) elliptical and rounded droplets abundant towards the periphery of individual grains (Pl. V, 7, 8). The rhythmic disposition of chalcopyrite inclusions in sphalerite grains may suggest that the temperature and composition of the solutions have undergone notable fluctuation during sphalerite deposition. It was found an abundant intergrowth of convex and concave sphalerite grains with galena, chalcopyrite and tetrahedrite (Pl. V, 8). A deep replacement texture of the sphalerite grains by quartz, further sulphides and especially dolomite are common (Pl. V, 7, 8; Pl. VI, 3).

Galena is volumetrically the third sulphide of the Bucea-Cornitel ore occurrences. It forms rod-like aggregates in carbonates and/or quartz. Conspicuous concentrations of galena occur in the coarse-grained ore, particularly in the type where sphalerite, chalcopyrite and tetrahedrite are enriched (Pl. V, 3, 5, 8). Less frequently coarse galena crystals up to 1 cm in size are found. In breccia ore bodies and veins the fissures, cracks and fillings are often composite, galena and sphalerite or galena and chalcopyrite forming couples which frequently occur there.



The typical intergrowth between galena and its most frequent host-sphalerite is generally that sphalerite adopts convex outlines when included in galena which develops complicated forms (Pl. VII, fig. 4). Later ore solutions which deposited the subsequent mineral association have deeply corroded the galena crystals of the first generation from breccia ore bodies (Pl. V, 3, 5, 8).

Under the microscope it has been observed galena occurring in fine- or coarse-grained aggregates or as single cubic-octahedral crystals. Sometimes there appear twinned crystals developed as tabular or stock-like aggregates. The development of curved cleavage planes in galena grains from Măgura vein is probably caused also by mechanical deformation of pressure. This internal structure feature of the coarse-grained galena aggregates is marked by the characteristic triangular pits of galena crystals (Pl. V, 6; Pl. VII, Fig. 3).

In the more commonly occurring galena type only sphalerite and sometimes pyrite appear as frequent inclusions.

Chalcopyrite was found as disseminations, patches and fine veinlets. Usually we found chalcopyrite lying on cracks or along boundaries between previous ore and/or gangue minerals (Pl. V, 3, 5). Patches of irregular shapes, size and distribution are found in massive and disseminated ores as well as in different altered wall rocks. In breccia ore bodies and veins penetrating veinlets chalcopyrite is closely associated with other minerals belonging to the second assemblage. Commonly euhedral crystals of chalcopyrite have not been found. Sometimes within voids from breccia bodies in No 4 Măgura mine euhedral chalcopyrite crystals do occur.

Rounded or elongated exsolution blebs of chalcopyrite appear in the marginal or central part of sphalerite grains (Pl. V, 5, 8; Pl. VII, Fig. 1). The calcopyrite inclusions from sphalerite cannot usually be related to any crystallographic direction. Sometimes chalcopyrite may be developed as highly irregular aggregates with allotriomorphic outlines, often with tentacles stretching out in between grain boundaries or into cracks (Pl. V, 3, 5). The boundaries with sphalerite and galena are lobate.

The inclusions in chalcopyrite are first of all the previous sulphides (pyrite, sphalerite and galena); gangue minerals may be also present.

*Tetrahedrite*⁶ is a widespread but minor constituent of the ore from the Bucea-Cornițel area. The most common occurring type is represented by minute tetrahedrite grains lying between sphalerite and galena grains (Pl. V, 8). Tetrahedrite occurs sometimes in association with bournonite. Small anhedral grains of pyrite, sphalerite and gangue minerals are included in tetrahedrite.

Bournonite is a minor trace mineral. Microscopic examination shows that bournonite occurs as minute grains associated with galena and tetrahedrite (Pl. V, 8).



Gangue minerals represent carbonates, chlorites, clay minerals and quartz.

The carbonates (dolomite, calcite, ankerite and siderite) form dense coarse-grained mono- or polymineral aggregates with crystals which have subhedral to anhedral outlines. In voids euhedral crystals do occur. The dominant carbonates are dolomite and calcite. They appear often as rhombohedral crystals up to 2–3 mm in size closely associated with lead-zinc sulphides. Dolomite and calcite represent the main gangue minerals of the second assemblage.

Quartz is common in the ore breccia bodies and veins and was deposited during all stages of mineralization. Quartz of the filling stage occurs usually as fine-grained aggregates dark-grey, light-grey to white in colour. Less commonly quartz develops as well formed small crystals, usually 2–3 mm in size. The main amount of quartz was deposited after an intense tectonic dislocation and brecciation but in a troubled tectonic environment confirmed by its fissured aspect. Replacement of quartz by carbonates has been favoured by intense crushing of quartz grains. Numerous fine particles of broken pyrite are incorporated in quartz.

Other gangue minerals as chlorite, kaolinite and sericite have been identified (Pl. VI, 1, 2, 5, 6). Chlorite and sericite seem to be deposited after the first generation of quartz and pyrite because they are included in sphalerite (Pl. VI, 1) or penetrated by pyrite and quartz grains.

We note that generally a relatively small quantity of gangue minerals is present in ore occurrences from the Bucea-Cornitel area.

Supergene minerals occur in the oxidation zone which is relatively less developed. Most of the primary ore is oxidized to a crumbly porous mass consisting of cerussite, hydrozincite, zincite and limonite. Hydrozincite-zincite frequently appears on the walls of No 3 Măgura mine or within the ore where it replaces sphalerite (Pl. VI, 6).

VIII. Aspects of the Geochemistry of the Base Metal Occurrences

No systematic geochemical investigation has been undertaken and these comments are based exclusively upon the chemical and spectrographic analyses on samples which were taken within mining and drilling works from the Bucea-Cornitel area.

The samples have been drawn both from ore breccia bodies and from veins. Some specimens have been directly sampled by the authors only from the No 3 and 4 Măgura mine, because the other mines were worked out and inaccessible at the time when this study was conducted. All the samples were crushed and ground, while parts of others were buffered and optically selected for quantitative spectrographic analysis⁷.

The geochemical data discussed here regard both the major and minor elements.



A. Major Elements

The chemical analyses of numerous ore samples exhibit that the significant amounts of iron and base metal (Cu, Pb, Zn) were concentrated in the Bucea-Cornițel area. The bulk of these metals has been deposited in the sulphide stage. This fact proves the interpretation of the results regarding ore mineralogy.

The dominant copper mineral is chalcopyrite, whereas tetrahedrite and bournonite are minor minerals. Copper as a trace element has been concentrated in sphalerite, pyrite and galena. The main lead mineral is galena, bournonite being a trace mineral. Lead has been determined as a trace element in sphalerite and pyrite. Sphalerite is the main zinc mineral. Minor zinc contents are found in galena, chalcopyrite and pyrite.

The chemical analyses have pointed out that the metal contents of individual samples have a less regular distribution. Their real values are very different both within the ore body and from one ore body to another. The base metal contents suggest a low degree of metal concentration during the Bucea-Cornițel developed hydrothermal activity.

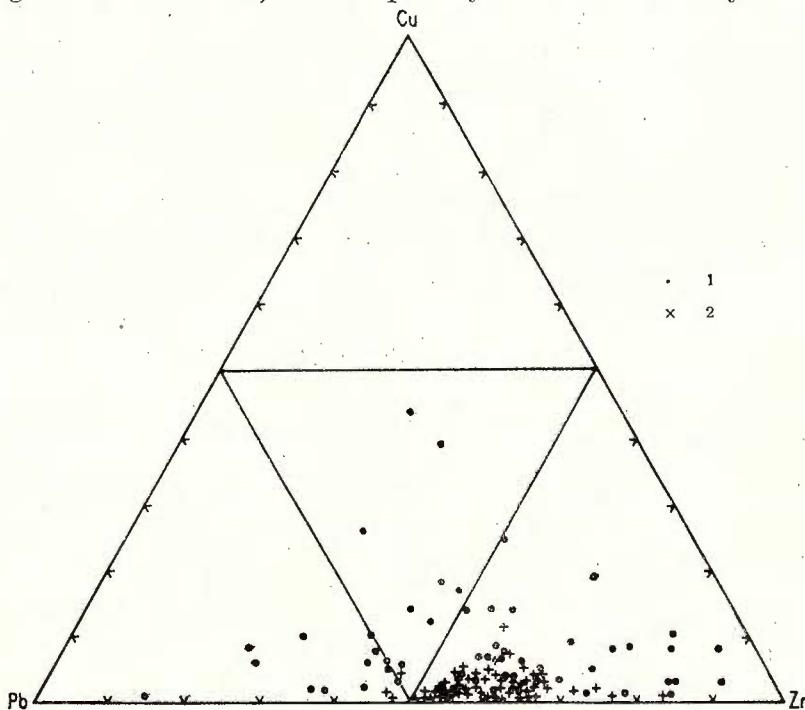


Fig. 3. — Cu—Pb—Zn diagram.

1, breccia bodies; 2, Măgura vein.

The proportional relationships of copper, lead and zinc are fairly illustrated by the triangular diagram. On the triangular diagram of Figure 3 there have been plotted the average values of Cu, Pb, Zn⁸.



On the basis of this diagram some conclusions can be drawn. For all ore bodies the spread of the base metal proportions is very similar and suggests a slight variation of the mineralization intensity.

In contrast with those from the breccia ore bodies, the points of the Măgura vein are grouped within a small area. This suggests a more homogeneous character of mineralization from the ore vein.

The higher relative contents of lead and zinc, showing a weak relative zinc enrichment, underline the lead-zinc feature of the base metal mineralization from the Bucea-Cornitel area.

The relative mean values are mainly concentrated in the zinc field. This also indicates the zinciferous character of the mineralization.

Two-dimensional diagrams were constructed (Figs. 4, 5) to study the mutual relation of base metals.

Lead and zinc show a clear positive correlation (Fig. 4). In spite of the fluctuation in the abundances which may be considerable as indicated by the scattered points in the diagram, the lead to zinc ratio approaches 1 : 1. The numerical value of the lead to zinc ratio decreases slightly with the increase in the zinc tenor. Regarding the distribution of the plotted points on the diagram two principal fields may be outlined. Within the Măgura vein, higher lead and zinc contents have been determined in ore impregnated breccia bodies. This is probably a result of the dilution of the sulphide material in the disseminated ore type from the breccia bodies. The same Pb/Zn ratio in both ore types suggests however a homogeneous source of mineralization during the whole period of primary deposition.

Regarding the couple Cu—Zn, the mutual relation seems to be apparently very complex (Fig. 5). The plotted mean values are widespread. Especially the points corresponding to breccia ore bodies show a considerable dispersion, whereas the most part of the Măgura vein occurs within a large but elongated field. Copper and zinc have a positive correlation in the Măgura vein and partially in the ore from breccia bodies. This relationship is probably connected with abundant sphalerite and chalcopyrite inclusions and with the fact that deposition of independent copper minerals was accompanied by high sphalerite amounts. The copper-zinc correlation in both ore types shows a high degree of similarity. However, in contrast to the Măgura vein, the copper to zinc ratio decreases in breccia ore bodies due to the fact that the abundance of zinc increases at a higher rate than that of copper. When the copper content is low, less than 200 ppm, the distribution of the points on the diagram is horizontal because high zinc assays are not accompanied by proportional copper contents. This corresponds to the sphalerite from breccia ore bodies which are usually poor in chalcopyrite exsolution inclusions.



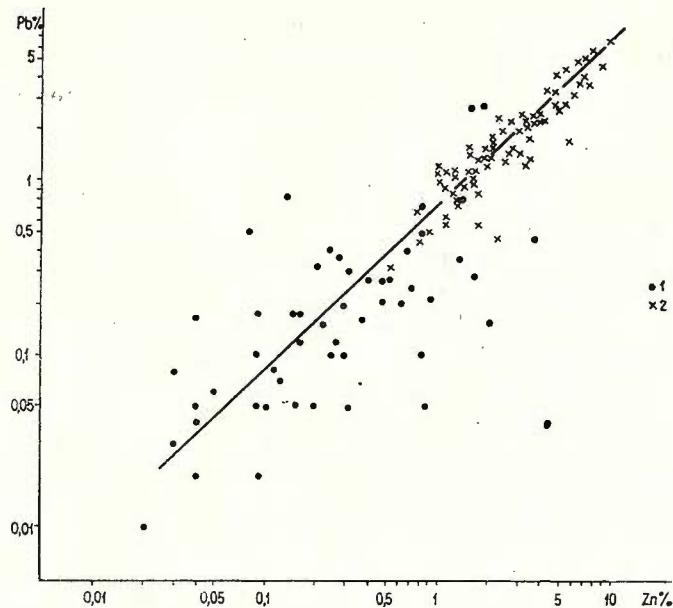


Fig. 4. — Pb — Zn diagram.
1, breccia bodies; 2, Măgura vein.

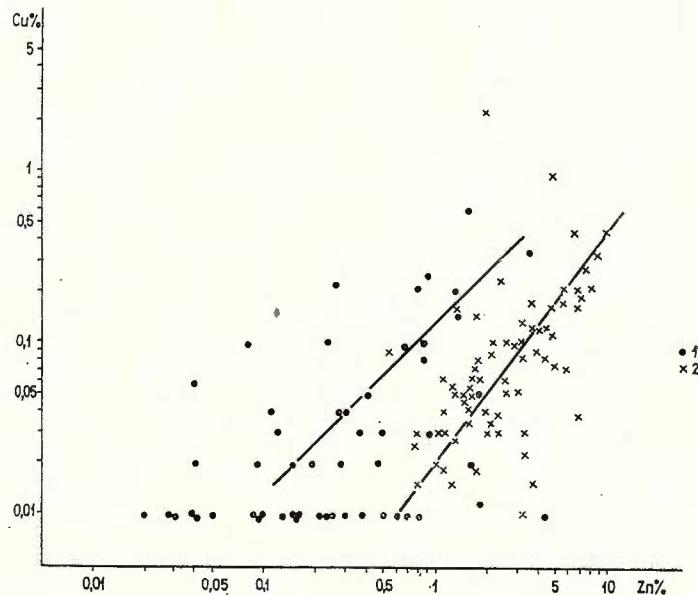


Fig. 5. — Cu — Zn diagram.
1, breccia bodies; 2, Măgura vein.

B. Minor Elements

The minor elements abundances were determined for pyrite, sphalerite, galena and chalcopyrite by complete quantitative spectrographic analyses.

Pyrite. The analysis data of 23 pyrite samples from various mineral assemblages of both ore types previously described were used to establish some geochemical and genetical features of the sulphide mineralization from the Bucea-Cornitel area.

From the data set regarding the minor element content of the analysed pyrite (Tab. 1), the abundance of cobalt and nickel seems to have an important genetic significance. The cobalt-nickel diagram has been constructed on the basis of the analytical data (Fig. 6). Four more or less distinct fields can be drawn, corresponding to four pyrite generations :

— pyrite I has a high abundance in cobalt (more than 100 ppm); this pyrite is common in the first mineral assemblages;

— pyrite II is characterized by small cobalt contents and relatively low nickel content. As concerns their mutual relations, it seems that cobalt and nickel show a positive co-variation. This pyrite type is associated with base metal sulphides of the second mineral assemblage;

— pyrite III contains more nickel than cobalt, but both in low amounts, between 5 and 20 ppm. Cobalt and nickel show also a positive co-variation, but the cobalt to nickel ratio decreases comparatively with pyrite II. This is due to the fact that the abundance of nickel increases at a higher rate than that of cobalt. Pyrite III has been observed always occurring together with base metal sulphides;

— pyrite IV, showing the lowest cobalt content (less than 5 ppm), seems to be the latest pyrite deposition, belonging to the third mineral assemblage.

The cobalt to nickel ratio decreases from pyrite I towards pyrite IV. The Co/Ni ratio was calculated as a ratio of average values of cobalt and nickel contents from each pyrite type (generation). The obtained Co/Ni values are plotted on the cobalt-nickel diagram (Fig. 7) which has marked the main Co/Ni ratio fields according to Brălia et al. (1979). On the same diagram there are represented the mean values of the cobalt and nickel contents for the Laramian pyrite from the Bihor Mountains and the Banat region, based on recent data (Lazăr et al., 1979). The pyrite I and pyrite II from the Bucea-Cornitel area are situated in the field of medium Co/Ni values (1–10) corresponding to pyrites from meso-hypothermal associations, whereas pyrite III and pyrite IV occur in the field with low Co/Ni ratio (less than 1) where epithermal pyrites are present. The diagram indicates also that during the pyrite deposition the cobalt content decreases gradually, whereas the abundance of nickel remains nearly constant. In this way small amounts of cobalt are incorporated in the latest pyrite generation.

Regarding the cobalt and nickel contents as well as their ratio, our data mainly agree with Hawley (1952, fide Fleischer, 1955),

TABLE 1
Minor elements (ppm) in pyrite

Sample number	Mine	Co	Ni	Mn	Ti	Cu	Pb	Zn	Bi	Sn	Ag	As	CO/Ni
61Bc	No 4 Măgura	9	13	14	<10	850	1100	2200	<10	<10	4.8	3100	0.73
75Bc	No 4 Măgura	9	11	<10	400	2350	2700	30	<10	12	1600	0.86	
54Bc	No 4 Măgura	8	5	18	10	600	3500	4200	60	<10	19	ndt.	1.6
81	No 4 Măgura	<3	5	<10	<10	370	2000	2400	<10	<10	3	1500	
74Bc	No 4 Măgura	5	190	16	44	1400	650	<10	<10	4	ndt.	1	
53Bc	No 4 Măgura	16	5	16	28	2600	3250	1500	57	<10	19	ndt.	3.2
59Bc	No 4 Măgura	3	9	140	<10	<30	180	110	<10	<10	1.5	ndt.	0.4
58Bc	No 4 Măgura	39	11	30	160	440	1600	300	<10	<10	5	2200	3.54
77Be-NV	No 4 Măgura	<3	5	290	20	24	1%	75	53	<10	25	ndt.	
88Bc	No 4 Măgura	5	20	18	50	<10	145	90	<10	<10	1	ndt.	0.25
78Bc	No 4 Măgura	68	11	28	29	1300	3600	3500	67	<10	18	ndt.	6.18
38/2	No 4 Măgura	<3	11	55	35	800	1500	1400	<10	<10	15	1800	
57pBc	No 4 Măgura	57	11	80	58	5500	3800	200	<10	<10	5.5	ndt.	4.95
57×Bc	No 4 Măgura	56	10	26	85	1.5%	4700	1400	<10	<10	6	ndt.	5.6
57cBc	No 4 Măgura	130	12	16	110	800	750	400	<10	<10	2	ndt.	10.8
82Bc	No 4 Măgura	29	11	52	480	80	2400	800	34	<10	11	4000	2.63
80Bc	No 4 Măgura	125	14	<10	27	145	105	380	100	<10	5	1400	8.92
79Bc	No 4 Măgura	8	6	18	34	900	6500	2000	<10	<10	5	ndt.	1.33
85Bc	No 3 Măgura	48	9	14	<10	6500	2000	2500	<10	19	6	ndt.	5.3
87Bc	No 3 Măgura	10	5	<10	<10	2000	1700	210	<10	30	ndt.	2	
86Bc	No 3 Măgura	10	18	<10	260	<10	750	1200	52	<10	10	ndt.	0.55
73—3	No 6 Măgura	50	20	36	80	4200	3000	2600	52	<10	20	ndt.	2.5
90Bc	Borhole G.P. 114 37—44	36	<5	18	95	210	500	1900	<10	<10	2	1250	

Fleischer (1955), Cambel and Jarkovsky (1967) and Price (1972, fide Bralia et al., 1979) opinions.

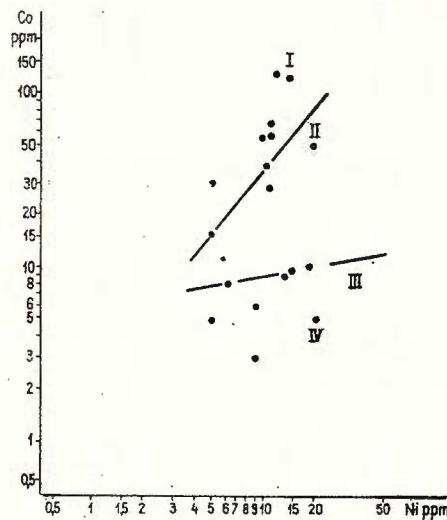
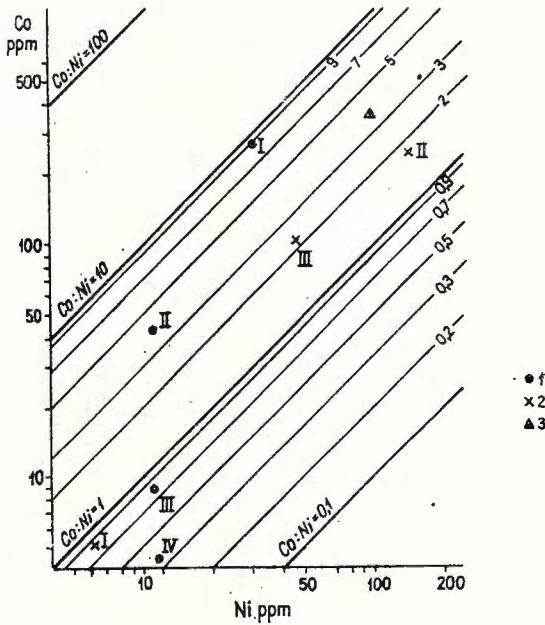


Fig. 6. — Co versus Ni plot of pyrites analyses from the Bucea-Cornitel area.
I, II, III, IV, pyrite generations.

Fig. 7. — Co versus Ni plot of average values of pyrites from various ores.

1, Bucea-Cornitel; 2, Bihor Mountains (Lazăr et al., 1980); 3, Banat (Lazăr et al., 1980);
I, II, III, IV, pyrite generations.
Diagram according to Bralia et al. (1979).



Sphalerite. A number of 8 sphalerite samples are tested for Co, Mn, Ti, Cu, Pb, Cd, Bi, Sn, Ga, Ag and In (Tab. 2).

TABLE 2
Minor elements in base metal sulphides

No samples	Mine	Minerals	Co	Ni	Mn	Ti	Cu	Pb	Zn	Cd	Bi	Sn	Ga	Ag	Sb	In	Cr	V	
61Bc	No 4 Măgura	sphalerite	ndt.	—	1750	ndt.	7500	900	—	6500	ndt.	12	6	8	—	390	—	—	
75Bc	No 4 Măgura	sphalerite	ndt.	—	1400	ndt.	1%	2400	—	5500	18	15	5	14	—	250	—	—	
54Bc	No 4 Măgura	sphalerite	ndt.	—	1100	6	8	2.8 %	2000	—	4400	24	ndt.	4	38	—	130	—	—
53Bc	No 4 Măgura	sphalerite	35	—	650	34	2400	730	—	7000	ndt.	110	38	6	—	115	—	—	
57Bc	No 4 Măgura	sphalerite	ndt.	—	2000	ndt.	3100	3000	—	7000	ndt.	45	7	4	—	ndt.	—	—	
57Bc	No 4 Măgura	sphalerite	ndt.	—	3300	ndt.	950	300	—	8000	ndt.	47	11	<3	—	ndt.	—	—	
38 ₂ BcNV	No 4 Măgura	sphalerite	ndt.	—	2150	ndt.	4200	2250	—	4600	ndt.	26	4	50	—	22	—	—	
6Bc	No 4 Măgura	galena	—	—	65	—	10	—	1000	65	26	ndt.	—	570	800	—	—	—	
74Bc	No 4 Măgura	galena	—	—	90	—	380	—	4500	120	8000	ndt.	—	800	42	—	—	—	
57Bc	No 4 Măgura	galena	—	—	105	—	360	—	1.35 %	210	50	ndt.	—	240	—	—	—	—	
38 ₂ BcNV	No 4 Măgura	galena	—	—	16	—	75	—	3000	75	ndt.	41	—	550	550	—	—	—	
75Bc	No 4 Măgura	galena	—	—	32	—	500	—	1.15 %	220	3000	ndt.	—	750	100	—	—	—	
52Bc	No 4 Măgura	chalcopyrite	4	2.4	11	ndt.	—	3000	4800	75	—	155	—	12	530	30	ndt.	<10	
57Bc	No 4 Măgura	chalcopyrite	4	3.8	50	ndt.	—	2000	5300	ndt.	—	57	—	25	ndt.	10	ndt.	<10	

In all the analysed sphalerite samples Mn, Cu, Pb, Cd, Ga and Ag are present. Less frequent are tin and indium, whereas Bi, Ti and Co occur sporadically.

The most abundant minor elements are Cu, Cd, Mn and Pb. The other appear in small amounts.

The copper contents of sphalerite range from 175 ppm to 2,8 per cent. The main high copper values are due to chalcopyrite inclusions abundant in sphalerite.

The cadmium content of sphalerite is much more uniform than other abundant minor elements contents and range from 4400 ppm to 1 per cent.

Regarding the low number of the analysed base metal sulphides, no more discussion is possible.

The different minor element contents and associations are probably due to the presence of many sphalerite generations.

Galena. Analyses of galena are given in Table 2. The elements which are present in significant quantities are: zinc, bismuth, silver and antimony. Small amounts of Mn, Cu, Cd and Sn were also detected. The main zinc, copper and cadmium contents are probably due to sphalerite occurring as intimate intergrowths with galena.

The bismuth and antimony contents indicate as possible the existence of two galena generations.

Chalcopyrite. The informative data of chalcopyrite minor elements content is illustrated by Table 2. Co, Ni, Mn, Pb, Zn, Cd, Sn, Ag, Sb, In and V were detected in various amounts. Titanium and chromium are not present.

IX. Discussions

The regional structure of the Bucea-Cornitel area is represented by a monoclinal zone of Precambrian schists which form a block structure. A graben-like structure is also formed by the Mesozoic-Neogene Borod-Vad sedimentary intramontane basin. In the Bucea-Cornitel area a series of longitudinal (E-W), diagonal (NE-SW) and transversal (N-S and NNW-SSE) fractured zones were formed. Some of these faults seem to explain: the block-structure and graben-like structure; the presence of Laramian subvolcanic and volcanic acid rocks; the halo of hydrothermal altered rocks and mineralization zones.

The localization of the sulphide occurrences has been generally controlled by the structural-tectonic and lithostratigraphic factors. According to these factors we underline the fact that the sulphide occurrences are commonly associated with longitudinal and less with diagonal faults and also with rhyolite dykes and lower unit (conglomerates, sandstones, quartzite) of Triassic sediments.

The principal tectonic control factor of mineralization in the mining area is the Chicera-Măgura-Secătura master fault. In connection with this one, the breccia bodies and vein sulphides were developed. The ore bodies were sometimes affected by younger faults which were not mine-



ralized. The structural control of mineralization has also been already demonstrated and is emphasized by the common spatial coincidence ("telescoping") of successive sequences of mineralization (Fig. 2) dependent therefore on the number of times when the vein has become open to the ore fluids. Variation in paragenesis (pyrite-quartz-clay minerals \pm carbonates-sphalerite-galena; pyrite-sphalerite-galena-carbonates-clay minerals \pm quartz; chalcopyrite-tetrahedrite-quartz-clay minerals \pm bournonite-sphalerite-galena etc.) may be caused by differences in the timings of these openings. Due to this fact, the simple early paragenesis such as pyrite-quartz-clay minerals \pm sphalerite galena, is most frequently present in veins from Precambrian schists. During the deposition of ore the fluid gradually depleted in base metals and the fluid chemistry might have changed. Thus any slight changes in depositional conditions may therefore cause changes in the paragenesis. It is also assumed that temperatures of deposition for the two stages of mineralization from breccia bodies were broadly similar to those of the vein mineralization. They seem to be varied in the limits of mesothermal stage for the bulk of ore minerals. In the Bucea-Cornițel area the ore fluid probably contained at least the following principal elements: Si, Al, Mg, Ca, K, S, Fe, Cu, Pb and Zn; other minor elements such as Co, Ni, Sb, Cd, Mn, Bi, Ag, Sn and Ga were also present. These elements were concentrated in breccia bodies and veins.

The results and subjects discussed in this paper, combined with the previous work on sulphides from the Banat region and Bihor Mountains (Giuşcă et al., 1968; Iancovici et al., 1977; Cioclica et al. 1979; Lazăr et al., 1979) suggest that the base metal sulphide occurrences from Plopiș Mountains belong to the Laramian metallogenic province. This major alpine belt developed from the Carpathians up to Eastern Asia (Iancovici et al., 1977, Jancovic, 1977) occurs along subduction zones in regions of thin continental crust characteristic of the complicated geotectonic Tethyan environment during Laramian and Neogene metallogenic events. It is clear from the foreign descriptions that a complex ore-fluid was available in the southern part of Plopiș Mountains in past Upper Cretaceous times.

In Romania, as well as in other parts of the world there must be a connection between acid and intermediary subvolcanic and volcanic bodies from the subduction zone and ore-fluid. Metals in subduction-related magmatic rocks are generally considered (Mitchell and Garson, 1979) to have a similar source of the magmas, which are variously interpreted as partial metals from subducted oceanic crust and sediments, from the overlying upper mantle and from the lower continental crust, with or without significant fractionation or contamination by the continental crust. Taking into account this assumption, it is possible to explain the similarity of the geotectonic environments, the mineralogical and chemical composition of the deposits from these zones.



Some older syngenetic mineralizations occurring in Bucea-Cornitel area are not described here, because they are not genetically associated with the Laramian igneous rocks.

⁶ According to Ramdohr and Strunz (1967), this mineral may be considered as a member of the fahlore group. Based on its optical properties, it is probably of the tetrahedrite type.

⁷ PG Spectrograph, Type 2; network 600 lines/mm; 9 Å; internal standards prepared in IGG laboratory.

⁸ A number of 125 mean values have been calculated from about 2000 analyses of ore samples obtained from the No 4 Măgura mine through the exploring activity carried out by IPEG „Cluj”.

REFERENCES

- Bălașa E. (1960) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Brălia A., Sabatini G., Troja F. (1979) A Revaluation of the Co/Ni Ratio in Pyrite as Geochemical Tool in Ore Genesis Problems. Evidences from Southern Tuscany Pyritic Deposits. *Mineral. Deposita*, 14, p. 353–374, Berlin.
- Berbeleac I., Lazar C., Florescu R., David M., Vanghelie I. (1979) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Buracu O. (1964) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Cambel B., Jarkovsky J. (1967) Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. 493 p., Bratislava.
- Cioflica G., Vlad ř., Panică A. (1979) Mineralizațiile polimetalice de la Poiana Crișului (Munții Bihorului). *St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geol.*, 24, p. 45–64, București.
- Cîmpeanu Șt. (1971) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Cîmpeanu N. (1963, 1968) Reports, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
 - Cîmpeanu N. (1968) Geologia și petrografia zonei cristaline dintre Valea Drăganului și Valea Iadului. *D.S. Com. Geol.*, LIII/3 (1965–1966), p. 39–55, București.
 - Ignat V. (1974, 1976) Reports, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Covrig L., Itu V. (1973) Report, the archives of the Enterprise of Geological Prospection and Exploration „Cluj”, Cluj-Napoca.
- Cristescu Tr., Ștefănescu M. (1967) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Diaconu M. (1965) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Dimitrescu R. (1959) Notă asupra geologiei regiunii Ciucea. *D.S. Com. Geol.*, XLII (1954–1955), p. 43–47, București.
- Fleischer M. (1955) Minor elements in some sulphide minerals. 50th Anniv. *Econ. Geol.*, 2, p. 970–1024, Lancaster.



- Giușcă D., Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.*, XXXV, p. 13–40, București.
- Volanschi E. (1968) Contribuții la studiul geochemical al zăcămîntului de sulfuri polimetallice de la Ruschița (Poiana Ruscă). *St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geol.*, 13, 1, București.
- Givulescu R. (1959) Nouvelles contributions à la stratigraphie de la partie orientale du bassin néogène de Borod (District de Bihor). *D.S. Com. Geol.*, XXXVII (1949–1950), p. 73–74, București.
- Jancovic S. (1977) The Copper Deposits and Geotectonic Setting of the Tethyan Eurasian Metallogenic Belt. *Mineral. Deposita*, 12, 1, p. 37–47, Berlin.
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Edit. Acad. R.S.R., 631 p., București.
- Ianovici V., Vlad S., Borcoș M., Boștinescu S. (1977) Alpine Porphyry Copper Mineralization of West Romania. *Mineral. Deposita*, 12, 3, p. 307–317, Berlin.
- Istocescu D., Diaconu M., Istocescu F. (1966) Contribuții la cunoașterea depozitelor mezozoice de pe marginea sudică a Munților Rez. *D.S. Inst. geol.*, LIII/3 (1965–1966), p. 153–158, București.
- Itu V., Covrig L. (1975) Report, the archives of the Enterprise of Geological Prospection and Exploration „Cluj”, Cluj-Napoca.
- Kräutner Th. (1938) Recherches géologiques et pétrographiques dans les massifs cristallins au NW de la Transylvanie (Ticău, Mezcs, Rez, Măgura de Simleu Silvaniei). *C.R. Inst. Géol.*, 1933–1934, p. 93–106, București.
- Lazăr C., Berbeleac I., Volanschi E. (1981) Caracterele geochemice ale piritelor și zonalitatea mineralizațiilor asociate magmatismului laramic din partea central-sudică a Munților Bihor. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII/1, București.
- Meyer Ch., Hemley J. (1967) Wall rock alteration. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Ed. H. L. Barnes, p. 166–235, New York.
- Mitchell A.H.G., Garson M.S. (1976) Mineralization at Plate Boundaries. *Minerals Sci. Engng.*, 8, 2, p. 129–169.
- Patrulius D., Popa E. (1971) Lower and Middle Jurassic Ammonite Zones in the Romanian Carpathians. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, LIV, 2, p. 131–148, Budapest.
- Ramdohr P., Strunz H. (1967) Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. 15 e Auflage, 820 p., Ferdinand Enke, Stuttgart.

QUESTIONS

G. Udubașa: 1. Are the mineralizations occurring on E–W and NNE fractures similar?

2. Do the Triassic carbonatic rocks show any mineralization?

3. Could you obtain other geothermometric data concerning this mineralization?

Answer: 1. The mineralizations are similar. According to present knowledge, the NE–SW fractures contain only gangue pyrite and clay minerals. The data mentioned by us show that the two fracture systems are not synchronous, the NE–SW trending ones being more recent.

2. In some rare cases, especially in the western part of the region, we came across a few pyrite, clay minerals and carbonate fissures at the level of gallery 4 Măgura.



3. $T^{\circ}\text{C}$ -Cd diagram points to temperatures between $380 - 420^{\circ}\text{C}$ for the sphalerite of this region.

EXPLANATION OF PLATES

Plate IV

Ore structural details

1, sandstones and quartzites; 2, ore pockets (a) and massive ore (b); 3, clay minerals; 4 carbonates.

Plate V

Some structural and textural features of ore minerals.

1, pyrite; 2, sphalerite without chalcopyrite (a), with fine marginal inclusions of chalcopyrite (b) and with coarse chalcopyrite inclusions (c); 3, chalcopyrite; 4, galena with triangular pits (a) and without triangular pits (b); 5, tetrahedrite; 6, bournonite; 7, quartz; 8, carbonates; 9, other gangue minerals.

Plate VI

Relationship between some gangue and ore minerals

1, sandstone; 2, potassic feldspars; 3, quartz; 4, chlorite; 5, sericite; 6, pyrite; 7, opaque sphalerite (a) and transparent sphalerite (b); 8, clay minerals; 9, carbonates; 10, dolomite; 11, hydro:incite.

Plate VII

Fig. 1. — Sphalerite I with chalcopyrite inclusions sectioned by a chalcopyrite fissure. No. 2 Măgura mine. Nic. //, $\times 45$.

Fig. 2. — Crushed pyrite I and fissuring sphalerite II concentrated by gangue minerals. No. 4 Măgura mine. Nic. //, $\times 45$.

Fig. 3. — Curved arrangement of the triangular pits in galena grains. No. 4 Măgura mine. Nic. //, $\times 45$.

Fig. 4. — Sphalerite II aggregates intruded by galena fissure. No. 4 Măgura mine. Nic. // $\times 45$.





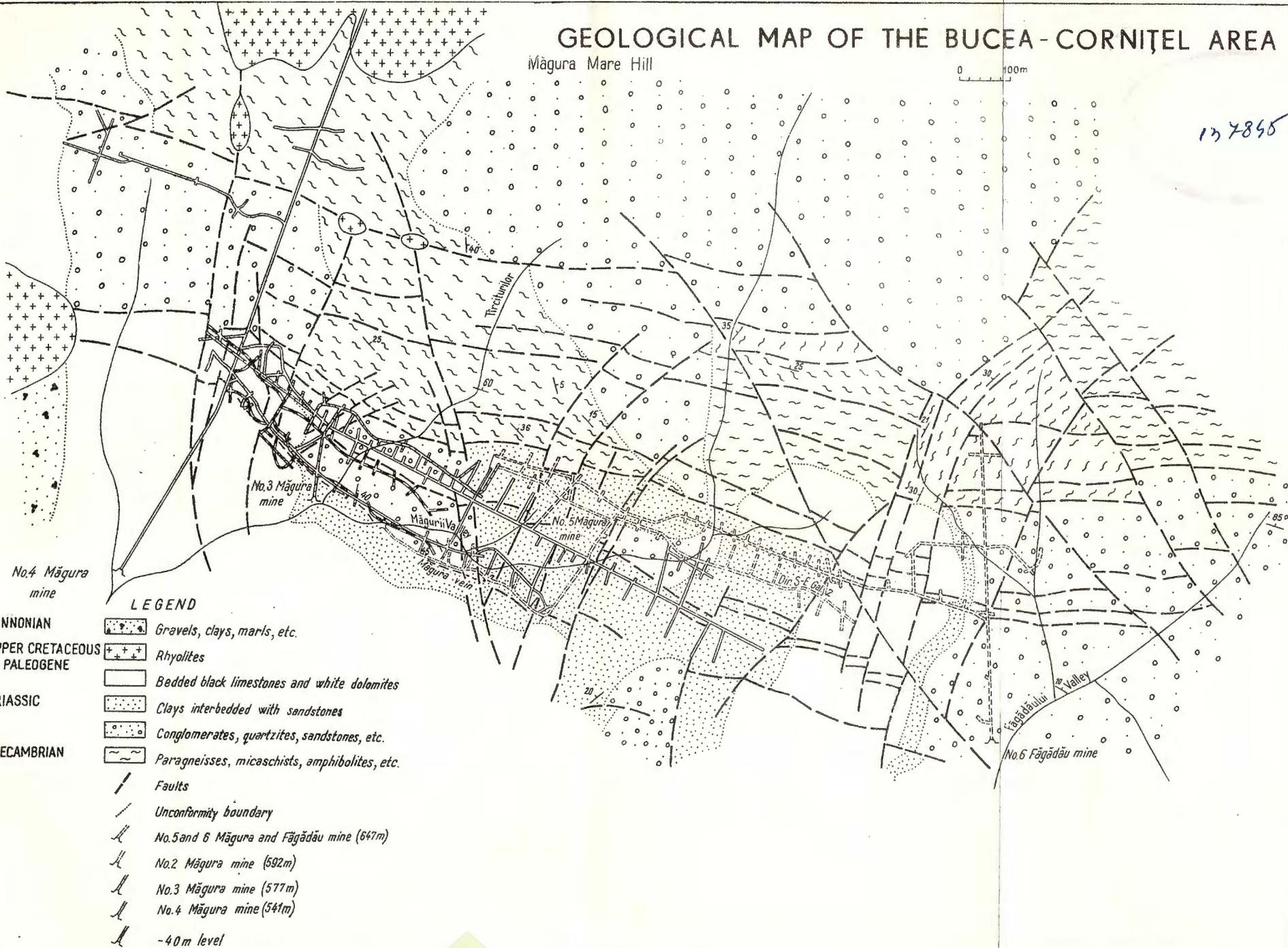
Institutul Geologic al României

GEOLOGICAL MAP OF THE BUCEA-CORNIȚEL AREA

Măgura Mare Hill

0 100m

137895



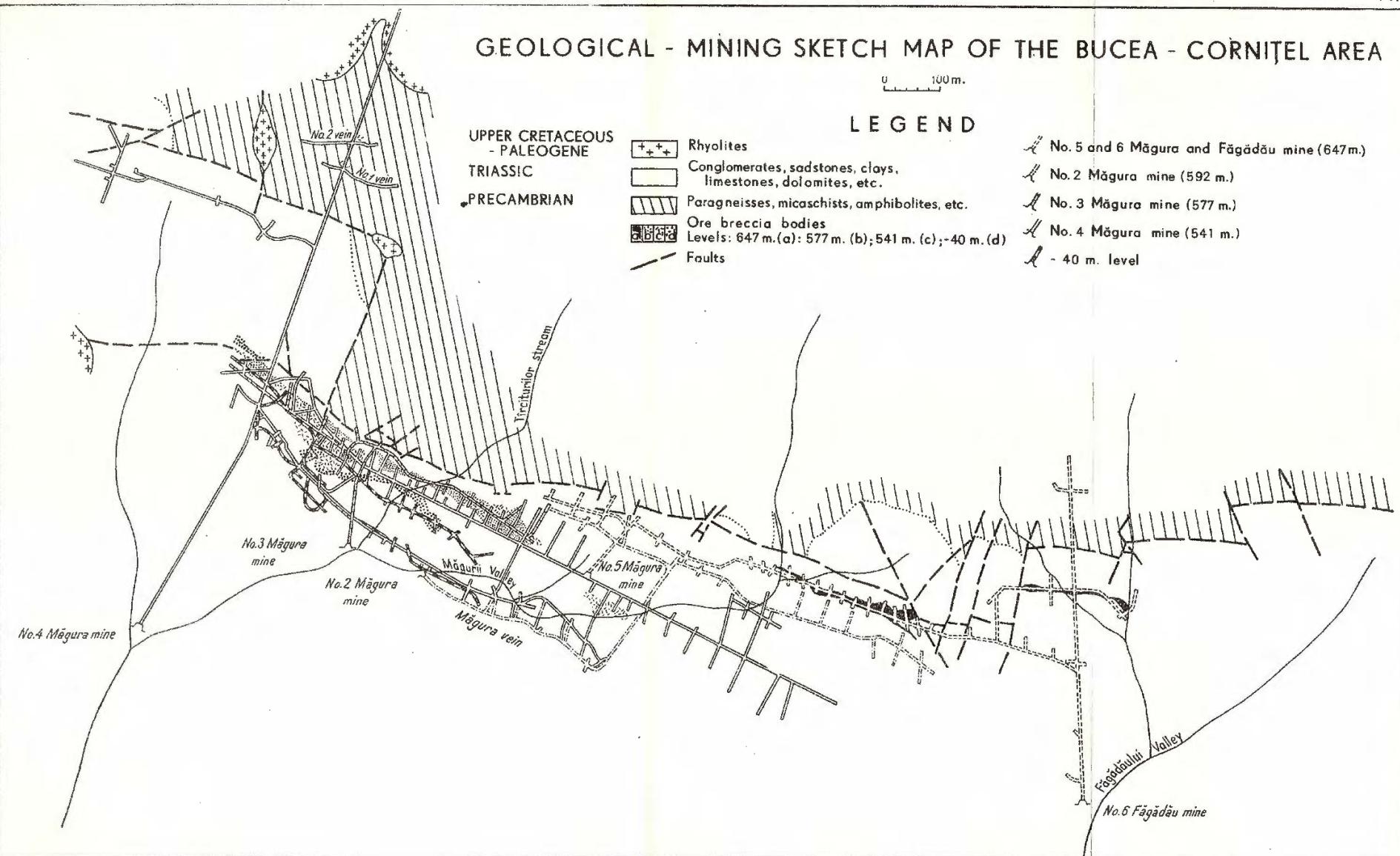
GEOLOGICAL - MINING SKETCH MAP OF THE BUCEA - CORNIȚEL AREA

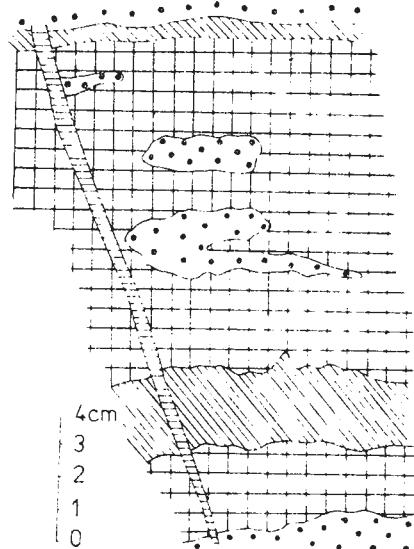
0 100 m.

LEGEND

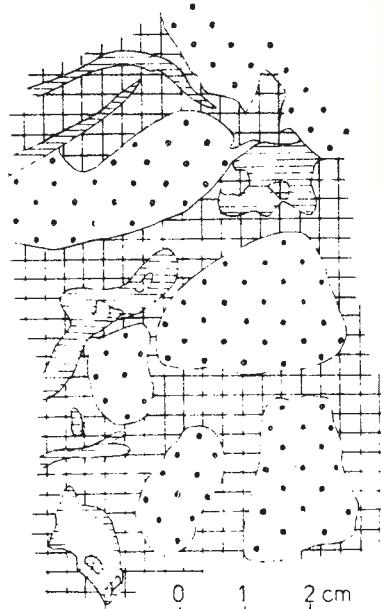
[+ +]	Rhyolites
[—]	Conglomerates, sandstones, clays, limestones, dolomites, etc.
[//]	Paragneisses, micaschists, amphibolites, etc.
[ABCDF]	Ore breccia bodies Levels: 647 m. (a); 577 m. (b); 541 m. (c); -40 m. (d)
- - -	Faults

- No. 5 and 6 Măgura and Făgădău mine (647 m.)
- No. 2 Măgura mine (592 m.)
- No. 3 Măgura mine (577 m.)
- No. 4 Măgura mine (541 m.)
- 40 m. level

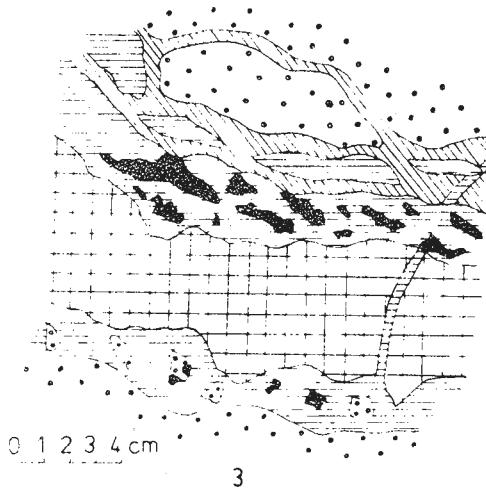




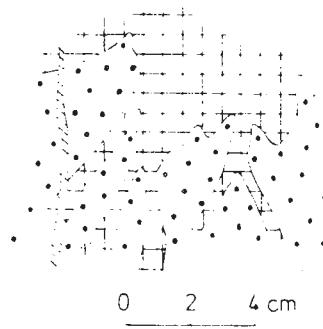
1



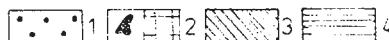
2

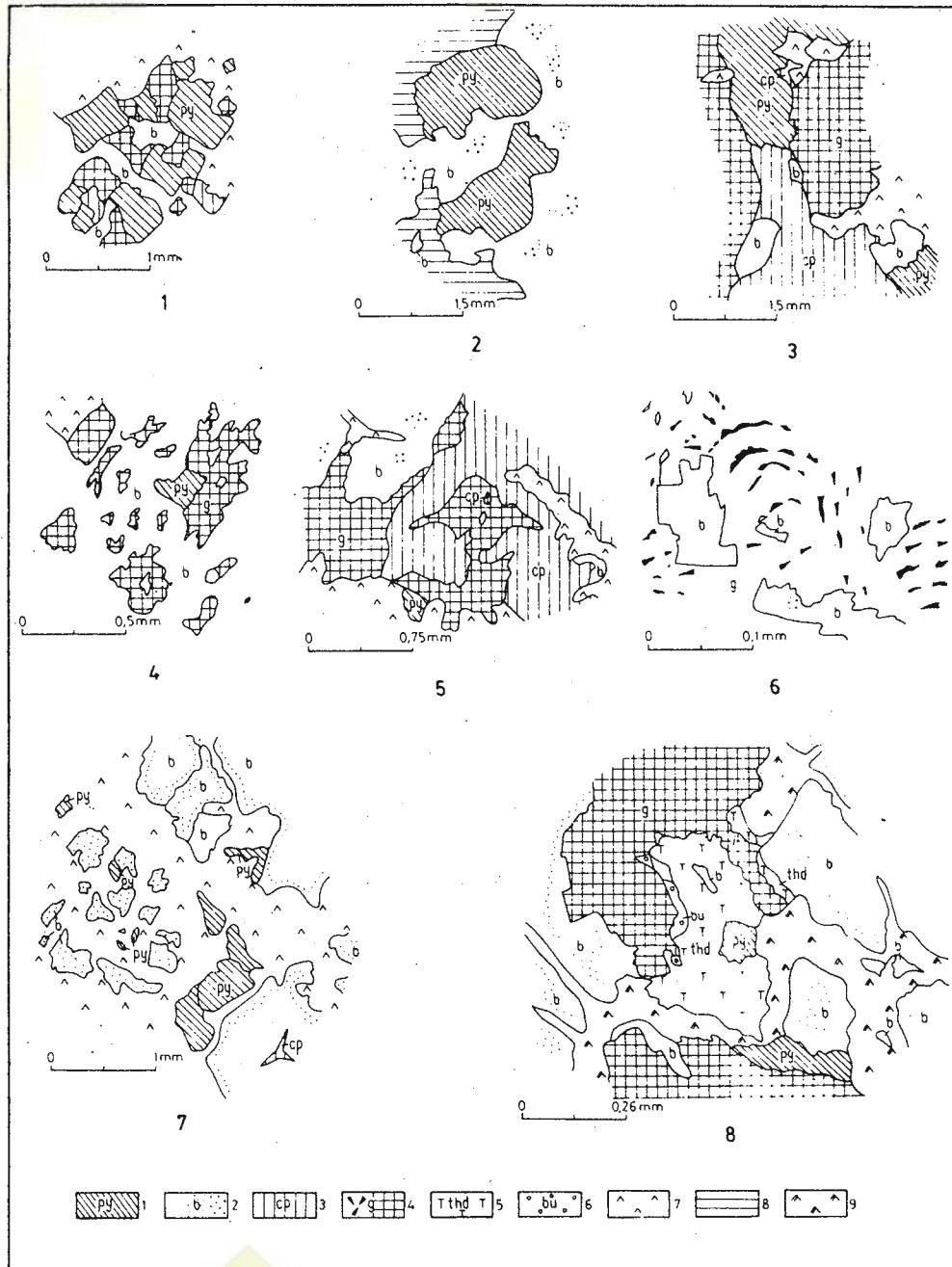


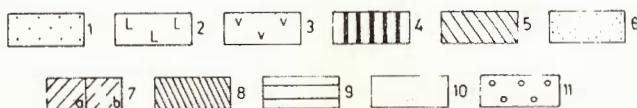
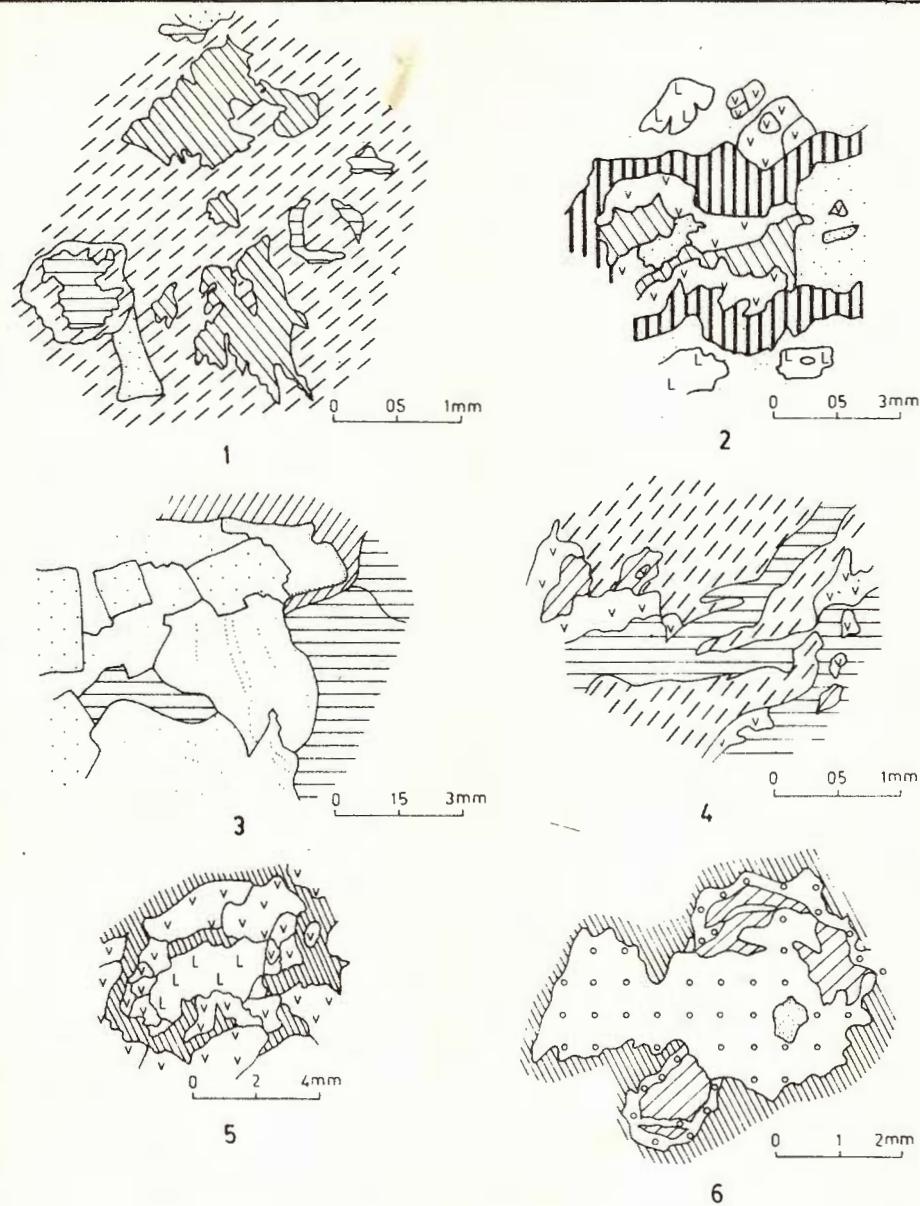
3



4







2. ZĂCĂMINTE

GEOCHIMIA MINERALIZAȚIILOR POLIMETALICE DIN CÎMPUL MINIER TOROIAGA (BAIA BORȘA, MUNTII MARAMUREȘULUI)¹

DE

MIRCEA BORCOȘ², PETRE ANDĂR², ANCA ANDĂR², TUDOR BERZA²

Base metal mineralizations. Pb. Zn. Cu. Au. Ag. Hydrothermalized andesites. Ore paragenesis. Ore geochemistry. Trace elements. Geothermometry. Metallogenetic zonality. Diorites. East Carpathians. Young eruptive. Toroiaga. Tiganu.

Abstract

Geochimistry of Base Metal Mineralization of the Toroiaga Mining Field (Baia Borșa, Maramureș Mountains). The hydrothermal veins of the Toroiaga deposit show a prevailingly copper, partly lead-zinc and gold character. The ore minerals were formed following the paragenetic sequence: pyrite, pyrrhotite, arsenopyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, Cu—Pb—Ag sulphosalts; gold occurred during a large metallization period that started in association with early sulphides. The spatial distribution of the most significant major elements strongly suggests the metallogenetic zonality and points to anomalous Cu, Pb, Zn, Au, Ag enriched zones too. The following geochemical affinities are characteristic of specific veins and parts of the deposit: Cu—Au; Cu—Ag; Au—Ag; Au—Pb—Zn; Pb—Zn; Pb—Zn—Ag. Thus, taking into account geothermometric data too, it was concluded that at least two mineralogenetic events were responsible for the ore formation. They are connected with two metalliferous sources that acted divergently in depth, following fracture openings during mesothermal-hypothermal stages. Accordingly, it is to be suggested that the paragenetic sequence contains recurrent pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena formation.

Principalele caractere gitologice ale zăcământului Toroiaga au fost definite de M. Socolescu cu ocazia cercetărilor întreprinse în perioada 1948—1952. Chiar dacă n-au fost înțelese și corelate în totalitate relațiile genetice existente între evenimentele magmatice, metalogenetice, procesele de alterație hidrotermală și distribuția parțială a minera-

¹ Predată la 17 mai 1980, acceptată pentru publicare la 19 mai 1980, comunicată în ședință din 30 mai 1980.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransbeș, nr. 1, 78 344 București 32.



lizației. M. Socolescu prezintă condițiile generale de formare a acumulărilor filoniene în cadrul unei scheme care, în mare măsură, arămas valabilă pînă în prezent. Tot lui M. Socolescu i se datorează și prima imagine de ansamblu a masivului eruptiv Toroiaga-Țiganu, care — pe baza relațiilor stabilite între tipurile de roci eruptive recunoscute — s-a edificat pe parcursul a trei faze magmatice în relație cu care au fost puse și procesele metalogenetice. Se consideră astfel că primele momente ale metalogenezei au început la nivelul primei faze magmatice prin procese de propilitizare și epidotizare a andezitelor, însotite de apariția unui minereu sulfuros. Acest proces a continuat să se intensifice pe parcursul ultimelor două faze, lăsind să se întrevadă legătura genetică ce poate fi făcută între procesele de silicifiere și caolinizare și momentele optime de acumulare a mineralizației. Pe baza observațiilor mineralogice înregistrate la nivelul principalelor parageneze de minerale metalice și de gangă se realizează o succesiune mineralogenetică, semnalându-se totodată tendințele generale de variație primară a mineralizației pe verticală și orizontală. Au fost sesizate astfel: tendința de acumulare a mineralizațiilor cuprifere în zona centrală a zăcămîntului, creșterea conținuturilor de Pb, Zn, Au, Ag în părțile superioare și marginale ale fracturilor filoniene, comportarea diferită din punct de vedere paragenetic și geochemical a diferitelor filoane, variații uneori sensibile între grosimea și conținutul filoanelor în funcție de roca-gazdă (roci eruptive sau metamorfite). Pe baza elementelor gitologice determinate, după o lungă perioadă de inactivitate s-a redeschis zăcămîntul, urmărindu-se aproape toate filoanele cunoscute deasupra orizontului 23 August (filoanele Virfuri, Octavian, Johann, Caterina, Sofia, Orania, filonul X, Domnișoara, Bartolomeu și Emeric), localizate în sisteme de fracturi regionale orientate NE, fracturi care străbat atât formațiunile eruptive, metamorfice, cît și cele sedimentare.

În mod firesc, a urmat o perioadă susținută de cercetare geologică realizată prin studii și lucrări de prospecțiiuni, urmărindu-se în special o cunoaștere mineralologică și geochemicală detaliată a zăcămîntului, precum și identificarea de noi zone mineralizate în limitele districtului Toroiaga-Țiganul (Borcoș, 1954, 1967; Benea, 1955, 1956; Buracu, 1958; Szöke, 1967; Steclaci, 1962; Bodin, 1962; Sfeteu et al., 1965; Sfeteu et al., 1968).

O parte din rezultatele astfel obținute într-un cadru mai larg demonstrează faptul că activitatea hidrotermală a fost precedată în părțile inferioare ale corpului intrusiv de formarea corneenelor identificate uneori și la suprafață; de asemenea, se specifică faptul că propilitizarea, epidotizarea, silicifierea și caolinizarea sunt însotite și de procese de turmalinizare și biotitizare (Szöke, 1962). Totodată, se face și observația că procesele de alterare hidrotermală, fără evidențierea unei zonalități, sunt strict învecinate pe spații restrînse cu fracturile filoniene care au uneori tendință să se ramifice în adîncime și pe direcție.

Ansamblul datelor mineralogice și geochemice sintetizate de Steclaci (1962) stabilește caracterul mezothermal al zăcămîntului și condiții corespunzătoare la două faze succesive de mineralizație. Prima fază

este responsabilă de formarea masivă a mineralizației dominate de prezența piritei și calcopiritei surprinsă mai ales în filoanele Caterina, Domnișoara și Emeric; cea de-a doua, de temperatură mai scăzută, de mai mică amploare, insumează parageneze de sulfuri polimetalice \pm sulfosăruri dominate de prezența blendei și galenei, mai bine reprezentate în filoanele Johann și Vîrfuri. Cu ocazia studiilor întreprinse au fost puse în evidență și alte minerale metalice, în special sulfosăruri de Pb, Cu și Ag, și s-a caracterizat, într-o formă corelată, comportarea elementelor majore și minore.

Compoziția chimică a soluțiilor mineralizatoare, cunoscută mai bine prin filoanele Caterina, Johann, Domnișoara și Emeric, a fost imprimată de prezența asociației de elemente majore corespunzătoare mineralelor metalice: S, Fe, Cu, Zn, Pb, As, Sb, Au, Ag, ca și a celor care provin din mineralele de gangă: Ca, Mg, Mn, Al, K, Cu, la care se adaugă asociația de elemente majore Bi, Cd, Co, Ge, In, Mo, Ni, Se, Sn, Te, Ti, V — grupe de elemente citate în ordinea participării cantitative.

Domeniul temperaturilor de formare a mineralizației, inițial apreciat de M. Socolescu în limitele stadiului epitermal sau mezotermal determinat de Steclaci pe baza prezenței asociației caracteristice de elemente minore, apare diferit, potrivit rezultatelor investigațiilor geotermometrice (Borceș, 1967). Datele geotermometrice verifică existența unei singure faze metalogenetice, care a decurs predominant în limitele unui stadiu mezohipotermal. Pe baza acelaiași studiu, se apreciază că sensul de circulație a soluțiilor în planul fracturilor pe verticală este dinspre SV spre NE, sens dominant, care controlează variația conținuturilor în elemente metalice pe orizontală și verticală. Se face astfel demonstrația că în adincime și în același timp pe direcție spre SV, în cadrul principalelor fracturi filoniene crește conținuturile de Cu, iar în sens opus crește conținuturile de Pb, Zn, Au, Ag și de elemente comune sulfosărurilor de Cu, Pb, Ag. Pe baza acelorași observații geotermometrice s-a apreciat și ordinea de formare a principalelor minerale metalice și de gangă: cuarț, pirită, pirotină, mispichel, blendă (1), calcopirită, galenă (1), sulfosăruri, blendă (2), galenă (2), carbonați.

Fără suficiente argumente (Guraru et al., 1975), se încearcă și o explicație asupra posibilității existenței tipului de mineralizație „porphyry copper” asociat corpului subvulcanic andezitic. Nu s-a evidențiat însă pînă în prezent nici o corespondență favorabilă unui asemenea model care să atragă atenția asupra unor aspecte caracteristice din punct de vedere structural, petrologic sau metalogenetic.

Un singur aspect semnalat de Socolescu (1952), „formarea minereului sulfuros încă din stadiul incipient de transformare hidrotermală”, continua să atragă atenția, sugerîndu-se în acest mod o circulație a soluțiilor mineralizate în timpul procesului de propilitizare și epidotizare în spații și volume mari de roci. În realitate, s-a dovedit însă că asemenea roci impregnate reprezintă false tipuri de diseminare „porphyry copper”; acestea se localizează în spații restrinse, mai ales în zonele bre-

cificate interfiloniene și din vecinătatea principalelor fracturi frecvent întâlnite la partea superioară a zăcămîntului.

Contribuții interesante cu implicații metalogenetice au fost aduse de Gurău et al. (1975) și Grida et al. (1979) la cunoașterea părții nordice a masivului Toroia-Găgăuz, lăsind să se întrevadă o evoluție magmatică polifazică pe parcursul căreia sînt mai puțin bine precizate momentele de formare a mineralizațiilor.

S-au făcut și încercări de corelare a activității magmatische neogene din regiunea Toroia-Găgăuz, ceea ce presupune și încercări de corelare metalogenetică, în același timp, considerîndu-se, pe de-o parte de către Dimitrescu (1952), că intruziunile andezitice de la Baia-Borșa corespund momentelor de formare a corpuriilor subvulcanice din masivele Tibleș și Călimani, iar pe de altă parte, de către Radulescu și Borcoș (1967), că acestea se încadrează în limitele ciclului II de erupție din regiunea vulcanică Gutii (Sarmățian-Ponțian). În această ultimă alternativă s-a reținut în special caracterul metalogen al masivului subvulcanic Toroia-Găgăuz.

Începînd din 1978 pînă în prezent, regiunea a constituit obiectul unor studii geologice complexe, insistîndu-se asupra descifrării evoluției de ansamblu a proceselor magmatische și asupra recunoașterii principalelor consecințe de natură petrologică, geochemicală, metalogenetică și prognostică sub aspect economic. Scopul principal al acestor studii a fost de a sintetiza ansamblul datelor existente (publicate sau nepublicate), ca și al celor obținute prin lucrările proprii, efectuate în vederea fundamentării unei imagini revizuite asupra perspectivei regiunii și a unui program concordant și eficient de cercetare.

Cadrul geologic

Rezultatele studiilor recent efectuate de Berza et al. (1980) demonstrează faptul că masivul subvulcanic Toroia-Găgăuz s-a format pe seama unei activități magmatische polifazice, rocile eruptive evidențînd predominant o filiație cuart-dioritică. În ordine cronologică, pe parcursul unei evoluții rapide și complexe s-au succedat 5 faze magmatische corespunzătoare andezitelor cuarțifere de Noviciu (1), andezitelor de Toroia (2), dioritelor cuarțifere de Secu-Novăț (3), andezitelor cuarțifere de Vîrtic (4) și andezitelor de Picioară Caprei (5). Deși fenomenul general de transformare hidrotermală s-a declanșat odată cu primele faze magmatische, în contextul procesului de propilitizare ± epidotizare, local cu apariții difuze de pirită, pirotină și magnetit, formarea acumulațiilor metalifere filoniene a avut loc după procesul general de consolidare a masivului subvulcanic; trebuie însă remarcat faptul că fragmente de andezite mineralizate, sub forma unor enclave, apar remaniate în produsele eruptive localizate la periferia corpului subvulcanic în formațiunile paleogene din bazinul văii Cisla.

Aspectele structurale preliminare prezentate în figurile 1 și 2 sugerează faptul că zona axială a corpului subvulcanic (pe direcție NV—SE),



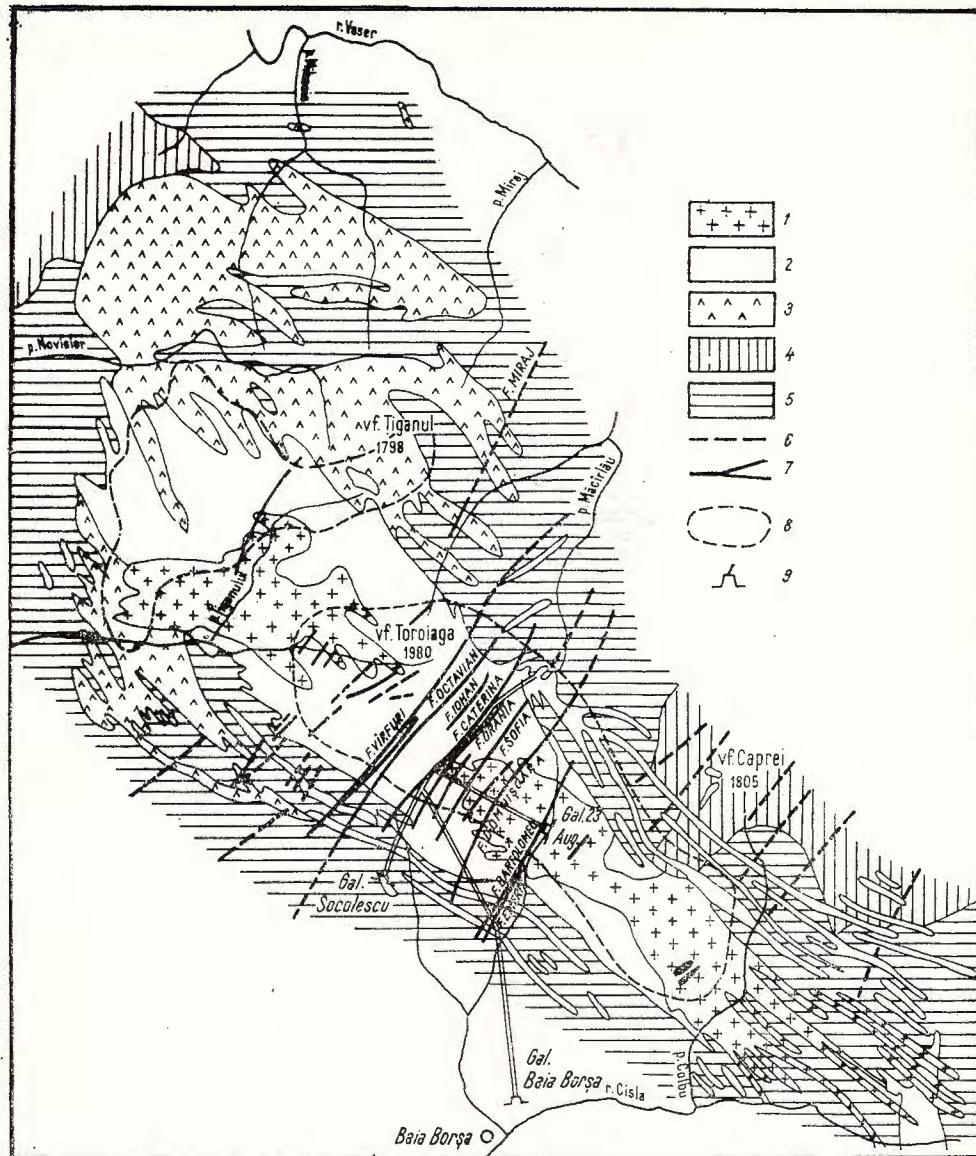


Fig. 1. — Schiță geologică cu principalele elemente de evoluție magmatică, tectonică și metalogenetică (după T. Berza, M. Borceș, D. Zinchenko).

1, diorite cuarțifere de Secu-Novăț (faza III); 2, andezite de Toroiaga (faza II); 3, andezite cuarțifere de Novicior (faza I); 4, formațiuni sedimentare peleogen-cretacie superioare; 5, formațiuni metamorfice; 6, fracturi regionale; 7, fracturi filonienes; 8, conturul aureolelor de impregnații pirotoase; 9, galerie.

Esquisse géologique avec les principaux éléments d'évolution magmatique, tectonique et métallogénique (d'après T. Berza, M. Borceș, D. Zinchenko)

1, diorites quartzifères de Secu-Novăț (phase III); 2, andésites de Toroiaga (phase II); 3, andésites quartzifères de Novicior (phase I); 4, formations sédimentaires du Paléogène-Crétaçé supérieur; 5, formations métamorphiques; 6, fractures régionales; 7, fractures filonniennes; 8, contour des au réoles d'imprégnations pyriteuses; 9, galerie.

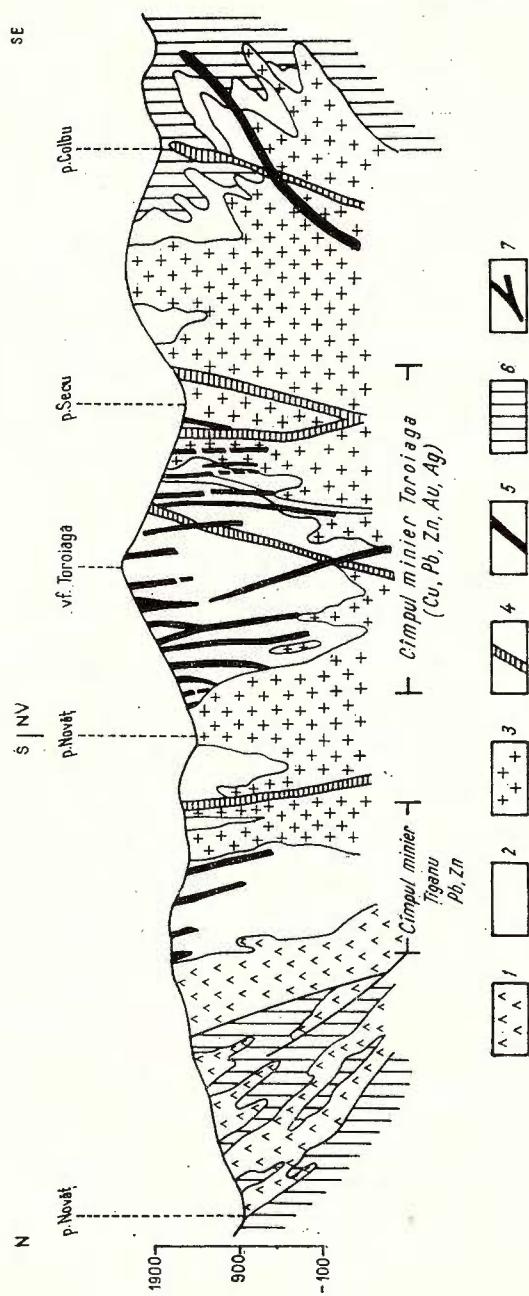


Fig. 2. — Secțiune geologică schematică longitudinală
1—5, fazele intrusive; 6, formațiuni metamorfice; 7, fracturi filoniene.
Section géologique schématique longitudinale.
1—5, phases intrusives; 6, formations métamorphiques; 7, fractures filonniennes.

predominant constituită din diorite cuarțifere (care ar putea fi raportate la două canale principale de alimentare) în relație și cu elementele tectonice ale celor două sisteme regionale orientate NV—SE și NE—SV, reprezentă zona de maximă mobilitate metalogenetică. Între cele două zone de înrădăcinare a dioritelor cuarțifere din bazinul văii Secul și văii Novăț intr-o arie de largă brecifiere a andezitelor de Toroiaga cu hornblendă și biotit se delimitează sistemul de fracturi filoniene din cîmpul minier Toroiaga, în majoritatea cazurilor acestea corelindu-se cu fracturile regionale orientale NE din formațiunile metamorfice învecinate. Pînă în prezent s-a demonstrat că fracturile filoniene învecinate cu corpul dioritic din valea Secul pînă în creasta Toroiaga (perimetru zăcămîntului Toroiaga propriu-zis cuprins între filoanele Emeric și Octavian-Vîrfuri) sunt deosebit de importante din punctul de vedere al conținutului în elemente metalifere, înălțimea etajului mineralizat în partea centrală a zăcămîntului depășind 1000 m. Celealte indicații cu mineralizații din bazinul văii Novăț-Coasta Mare conduc la presupunerea că și contactul sud-estic al corpului de diorite din bazinul văii Novăț a fost la fel de favorabil din punct de vedere metalogenetic.

Pentru cîmpul minier Toroiaga se realizează astfel prima imagine de distribuție spațială a produselor metalifere, în acord cu elementele structurale și cu evoluția proceselor magmatice. Spre deosebire de cîmpul minier Toroiaga, mineralizațiile din cîmpul minier Țiganul se localizează într-o altă ambianță structurală — în zona marginal-externă a corpului dioritic din bazinul văii Novăț, zonă considerată cu o mobilitate metalogenetică scăzută. Aceeași observație este valabilă și pentru zona marginal-externă a corpului dioritic din bazinul văii Secul.

Factorul natural a îndepărtat o bună parte din acumulările filoanelor zăcămîntului Toroiaga ; la aceasta s-a adăugat și activitatea intensă de extracție, ceea ce limitează în prezent observațiile directe doar la partea median-inferioară a zăcămîntului. Pe de altă parte, și accesul în galeriile din partea superioară a zăcămîntului este deosebit de anevoie sau impracticabil.

Din observațiile pe care le detinem se poate generaliza ideea că, pe lîngă sistemul principal de fracturi filoniene cu direcție NE ce ating dimensiuni considerabile, pînă la 2,5 km, și grosimi uneori metrice (filoanele Octavian-Vîrfuri, Johann, Caterina, Sofia, Orania, filonul X, Domnișoara, Emeric), cu inclinări de 65—80° NV, se individualizează un sistem de fisuri cu orientare variabilă N 20—50° V, cu căderi în ambele direcții, care adesea, în zonele de intersecție cu fracturile NE, generează local corpuși de brecii. În apropierea fracturilor filoniene menționate, acestea sunt cantitativ mai bine mineralizate. Cel de-al treilea sistem de fisuri este orientat E—V, cu căderi variabile în ambele sensuri ; prezența mineralizațiilor în aceste fisuri este cu totul subordonată.

Noua imagine cartografică a masivului subvulcanic Toroiaga-Țiganul (Berza et al., 1980) arată că mineralizațiile vin în contact cu produsele eruptive din fazele 2, 3 și 4, care se suprapun în zona centrală și sudică a masivului, și în același timp și cu produsele fazei 5, care se regăsesc sub



formă de dyke-uri în ansamblul structurii. Produsele fazei 1 — andezitele cuarțifere de Novicior, cu dezvoltare areală în partea de nord a masivului — prezintă în foarte rare situații slabe efecte de transformare hidrotermală metalogenă. Este deosebit de importantă constatarea făcută cu privire la faptul că fracturile filoniene orientate NE intersecțează produsele fazelor 2, 3, 4 și 5, de unde se deduce fără dubii localizarea temporală a produselor de transformare hidrotermală, precursoare formării concentrațiilor metaliferi filoniene și mineralizațiilor polimetale, ulterior consolidării structurii vulcanice și adaptării acesteia în contextul regimului tectonic regional controlat de elemente dirigate NE.

Reconsiderând datele existente, la care se adaugă observațiile studiilor întreprinse (Berza et al., 1978, 1979, 1980), rezultă că procese de transformare hidrotermală cu semnificație metalogenă pot fi considerate epidotizarea, adularizarea, argilizarea și silicifierea; cloritizarea și carbonatarea sint cu totul subordonate. Prezența piritei este frecventă în toate tipurile de roci eruptive, cantitativ însă mai bine reprezentată în vecinătatea fracturilor filoniene. S-au întîlnit situații cînd pirita este însotită de pirotină, magnetit și uneori de calcopirittă, blendă sau galenă.

Pentru testarea caracterului geochemical global cantitativ al unor asemenea roci hidrotermalizate și impregnate, care — aşa cum s-a menționat — suscitană interes în ideea că ar reprezenta aspecte comune cu minereul de diseminare de tip „porphyry copper”, s-au colectat două probe din zonele cele mai reprezentative, care au fost analizate la uzina Gura Barza, conform metodologiei propuse și utilizate de Borcoș et al. (1980) în studiu zăcămîntului Valea Morii. Rezultatele puse la dispoziție de ing. chimist Diana Kheil sunt consemnate în tabelul 1. Se constată astfel un conținut metalic foarte scăzut, chiar și în concen-

TABELUL 1

Distribuția principalelor elemente metalice în andezite hidrotermalizate și pirilitizate din cîmpul minier Toroiașa

Produs	Raport cantitativ	Cu %	Pb %	Zn %	S %	Fe %	Au,g/t	Ag, g/t
original	100 %	<0,02	<0,0038	<0,02	<0,5	<1	1	1
concentrat metalic	21,78 %	0,02— 0,03	0,0016— 0,0040	0,02— 0,03	2,4— 2,7	6—7	0,08— 0,05	1,2—2,0
extras magnetic	0,22 %	0,04— 0,06	—	0,03— 0,04	0,97— 7,49	32,59— 49,27	1	1
steril	78 %	<0,01	0,0027— 0,0040	<0,02	<0,36	<5,50	<0,01	<1,0

tratul metalic global, care reprezintă o îmbogățire de cinci ori față de proba originară. Cu excepția fierului magnetic, conținuturile de Cu, Zn,



Pb, Au, Ag sunt total neinteresante. Rezultatele analizelor spectrale efectuate de Ruxandra Florescu au arătat mai ales în concentratul metalic global conținuturi de asemenea reduse de Co 25, Cr 32, V 100, Mn 460, Ti 2650, Sn 190, As 100, Ga 18 și Bi 4 ppm.

Principalele aspecte mineralogice

Observațiile mineralogice, calcografice, geotermometrice și geochemice înregistrate evidențiază caracterul polimetalic al mineralizațiilor, cu o tendință logică de distribuție pe verticală și orizontală a produselor cuprifere, plumbo-zincifere \pm Au și Ag. Această variație la nivelul paragenezelor determinate se poate urmări la toate filoanele, dar mai ales la filoanele Caterina, Domnișoara, Emeric și Vîrfuri-Octavian. Deși părerile sunt împărțite, majoritatea datelor nu susține ideea că ar exista o relație între variația conținuturilor în principalii compoziții metalici, grosimea filoanelor și natura rocii-gazdă.

Asociația principală de elemente metalice caracteristice filoanelor din zăcămînt și distribuția lor spațială concordă cu sensul general și local la partea inferioară, mediană și superioară a zăcămîntului.

Spre nivelele inferioare ale zăcămîntului se evidențiază următoarele parageneze :

Py, Pyt, Cpy \pm Mi, Bl, Gl, Ss, Q, C, D, Si³ pentru filonul Emeric ;

Py, Cpy, Bl, Ss, Q, C, D, Si pentru filonul Domnișoara ;

Py, Cpy \pm Gl, Q, C, Si pentru filonul X ;

Py, Cpy \pm Mi, Bl, Gl, Ss, Q, C, D, Si pentru filonul Caterina.

În zona mediană a zăcămîntului este caracteristică parageneza : Py, Bl, Gl, Ss \pm Cpy, Mi, Q, C, D, Si, semnalindu-se o tendință de îmbogățire în calcopirită în zona central-mediană a filoanelor. Ca și în cazul precedent, local se înregistrează creșterea conținuturilor de aur și argint, în special legate de prezența calcopiritei.

La partea superioară a zăcămîntului apar preponderent Py, Bl, Gl \pm Cpy, Q, C, B, D, Si, cu care se asociază sulfosăruri de Cu, Pb, Ag și conținuturi de asemenea ridicate de aur și argint. Aspectele mineralogice determinate în filonul Caterina arată aceleași tendințe variabile de acumulare a calcopiritei în planul filonului.

Se poate de asemenea generaliza și constatarea făcută pentru partea mediană și inferioară a zăcămîntului, cu privire la variația asimetrică pe orizontală a mineralizației. Partea centrală și superioară a filoanelor este predominant cupriferă \pm Pb, Zn, în timp ce spre periferie mineralizațiile au un caracter variabil plumbozincifer, cu aport diferit de Au, Ag și As.

Luind în considerare observațiile cu privire la distribuția globală a principalelor minerale metalice, se constată că pirita, calcopirita, blenda, galena, mispichelul, pirotina, aurul, mai puțin sulfosărurile sunt omniprezente în filoane ; selectiv, pirita și calcopirita predomină în filonul Caterina, Domnișoara și Emeric, blenda și galena controlează paragenezele filoanelor Johann și Octavian-Vîrfuri, mispichelul apare frecvent

în filoanele Johann și Emeric, pirotina în filonul Emeric, iar aurul—identificat în mispichel, pirită, calcopirită, blendă și galenă—predomină în filoanele Domnișoara, Caterina și Johann; sulfosărurile, acumulate de preferință la nivelul generațiilor de galenă, apar frecvent în filoanele Domnișoara, Johann și Octavian-Vîrfuri.

Mineralele de gangă sunt reprezentate prin cuart frecvent întâlnit în toate filoanele, deosebindu-se cel puțin trei generații. Cuarțul din generația a doua, format la nivelul calcopiritei cu care se asociază pirlita, mispichelul și blenda, conține numeroase incluziuni lichide bifazice; acestea se întâlnesc în ansamblul zăcământului și au fost utilizate în studiul geotermometric (B o r c o ş, 1967). Carbonații (calcitul, dolomitul și sideritul) sunt omniprezentă, mai bine reprezentați în filoanele Caterina, Johann, Domnișoara și Emeric. S t e c l a c i (1962) citează și prezența cantitativă a sericitului, care se asociază cu cuarțul și carbonații.

O contribuție esențială la cunoașterea sulfosărurilor, majoritatea identificate pentru prima dată în zăcământ, a adus-o S t e c l a c i (1962), semnalând suita: bournonit, semseyt, jamesonit, plomozit, tetraedrit, freybergit, boulangerit, geocront, matildit, la care se asociază și germanitul. Printre mineralele secundare se citează calcozina, covelina, malachitul, anglezitul, argentitul și stromeyeritul.

Nu este lipsit de interes să se reamintească faptul că în fracturile filoniene de deasupra orizontului 1300 au existat numeroase geode care atingeau uneori dimensiuni metrice, sediul unor condiții deosebite din punct de vedere mineralogenetic. Aici au fost identificate eșantioane — flori de mină — cu valoare muzeistică de excepție: cristale neobișnuite de mari de pirlita cu fețe striate sau perfect plane, de pînă la $30-35\text{ cm}^2$; concreșteri de cristale de cuart \pm calcit cu pirlita, blendă, galenă, calcopirită; agregate de baritină lamelară translucidă, ca și apariții spectaculoase de tetraedrit și plomozit.

Pe baza observațiilor mineralogice, calcografice și geotermometrice au fost avansate o serie de scheme privind succesiunea de formare a mineralizației, care — cu unele deosebiri neesențiale — prezintă următoarea tendință de evoluție mineralogenetică: Py, Pyt, Mi, Cpy, Bl, Gl, Ss cu recurențe (2–3 generații) de Mi, Cpy, Bl, Gl, Ss, aurul identificindu-se încă de la apariția primelor elemente metalice. Ganga este predominant cuartoasă la începutul succesiunii și carbonatică spre finele ei.

Caracterizare geochimică

Unele aspecte geochimice deduse din comportarea principalelor elemente majore (Cu, Pb, Zn, Au, Ag, S, Fe) au fost determinate într-o primă fază de prelucrare a datelor de S t e c l a c i (1962). Acestea se referă doar la partea superioară a zăcământului, deasupra orizontului 1300, luîndu-se în considerare filoanele Caterina, Domnișoara și Emeric, ceea ce restrînge posibilitatea de generalizare a concluziilor obținute asupra mineralizației din ansamblul zăcământului. Pe de altă parte, trebuie avut în vedere că aceste concluzii au fost formulate pe un volum



restrîns de date primare, în interpretarea lor folosindu-se doar metode statistice de interpretare grafică a variației conținuturilor de elemente chimice. În acest fel au fost mai bine caracterizate filoanele Caterina și Domnișoara. S-a scos astfel în evidență variația conținutului de Cu, Pb, Zn, Au, Ag pe orizontală și verticală, stabilindu-se relații de corelare pentru următoarele cupluri de elemente : Cu : Pb + Zn ; Au : Cu ; Au : Pb + Zn ; Au : Ag ; Au : S. S-a ajuns la concluzia că cuprul crește în adâncime, spre partea superioară a zăcămîntului predominînd Pb + Zn + Au + Ag, ultimul element determinînd și îmbogățiri neomogene (asimetrice) la periferia filoanelor. Totodată se menționează o comportare independentă a aurului, cu toate că în filonul Domnișoara se constată și o legătură strînsă între aceste două elemente ; de asemenea, se citează local relații strînsă între Au—Pb ; Au—Ag.

Cu ocazia cercetărilor geologice și metalogenetice recente (Berez et al., 1978, 1979, 1980), s-a aprofundat studiul geochemical mineralizației din cîmpul minier Toroiaga, beneficiindu-se de un volum mare de date (circa 18 000 analize), care provin din toate filoanele și de la toate orizonturile zăcămîntului. Numărul de analize și probarea sunt reprezentative, asigurînd o interpretare judicioasă a datelor prelucrate cu ajutorul calculatorului electronic în contextul unor metodologii geomatematice moderne. Zăcămîntul Toroiaga a oferit o situație deosebit de favorabilă pentru efectuarea unui studiu geochemical de detaliu, reținînd atenția în special filonul Caterina, deschis și cunoscut pe o înălțime considerabilă, de 1000 m, și pe o lungime de pînă la 1500 m, ceea ce presupune o suprafață de investigare de aproximativ 150 000 m².

Compoziția chimică a mineralizației

Din studiul distribuției statistică a conținuturilor de elemente chimice efectuate prin metode grafice (histograme de repartitie) și prin metode cantitative (metoda momentelor), a rezultat pentru fiecare filon în parte și în ansamblu pe zăcămînt atît compoziția chimică, cît și variația statistică a conținuturilor în principalele elemente chimice. Verificarea cantitativă a naturii distribuției empirice a conținuturilor de elemente chimice efectuată prin metoda momentelor (Ianova, Dimitriu, 1965) a evidențiat tendință generală spre tipul de distribuție statistică lognormală. Această tendință sugerează desfășurarea proceselor metalogenetice ca fiind determinată de un singur factor cauzal, suficient de bine individualizat. Examinînd tabelul 2 și diagramele din figura 3 se constată că filoanele din zăcămîntul Toroiaga se deosebesc din punctul de vedere al compoziției chimice, înregistrîndu-se tendințe marcante de variație, cu termeni de tranziție între caracterul predominant cuprifer și cel predominant zincifer-plumbifer al mineralizației, de exemplu :

Filoanele Caterina și Orania — caracter cuprifer ;

Filonul Bartolomeu — caracter cuprifer-plumbifer-zincifer ;

Filoanele Johann și Emeric — caracter zincifer-plumbifer-cuprifer ;

Filoanele Virfuri și Octavian — caracter zincifer-plumbifer.

Aspectele particulare, geochimice, cantitative ale filoanelor menționate imprimă caracterul geochimic global al zăcământului, scos în evidență de prezența mineralizațiilor polimetale (Cu, Pb, Zn ± Au, Ag),

TABELUL 2

Valorile normalizate ale conținuturilor medii pentru elementele chimice principale din filoanele zăcământului Toroia

Filonul	S	Cu	Pb	Zn	Fe	Au	Ag
Virfuri	0,82	0,18	1,00	1,00	0,69	0,53	0,60
Octavian	0,63	0,17	0,46	0,81	0,56	0,53	0,56
Johan	1,00	0,17	0,08	0,07	1,00	0,53	0,44
Caterina	0,79	0,73	0,12	0,16	0,78	0,75	1,00
Orania	0,64	1,00	0,03	0,04	0,64	0,09	0,88
Sofia	0,48	0,47	—	—	0,49	0,31	0,11
Domnișoara	0,80	0,27	0,02	0,03	0,81	1,00	0,32
X	0,59	0,81	—	—	0,59	0,32	0,25
Bartolomeu	0,78	0,23	0,05	0,05	0,78	0,12	0,24
Emeric	0,74	0,21	0,13	0,10	0,73	0,21	0,55

subsidiar diferențiat marcate prin compoziția lor predominant cupriferă sau zinciferă.

Pe baza coeficienților de corelație calculați în concordanță cu legea de distribuție adoptată rezultă că în ansamblul zăcământului există o corelație slabă între elementele chimice menționate ($r < 0,4$); totuși, pe anumite tronsoane ale filoanelor s-au calculat pentru diverse cupluri de elemente corelații satisfăcătoare, chiar bune (r variind între 0,45 — 0,80);

Filonul Caterina — Pb — Zn ($r = 0,57$) ; Cu — Ag ($r = 0,54$) ; Au — Ag ($r = 0,46$) ;

Filonul Virfuri — Pb — Zn ($r = 0,86$) ; Pb — Ag ($r = 0,78$) ; Zn — Ag ($r = 0,72$) ;

Filonul Domnișoara — Pb — Zn ($r = 0,54$) ;

Filonul Octavian — Pb — Zn ($r = 0,71$) ; Pb — Ag ($r = 0,56$) ; Zn — Ag ($r = 0,51$) ;

Filonul Orania — Cu — Ag ($r = 0,47$) .

Legătura dintre cupru și aur este în general mascată în ansamblul zăcământului ($r < 0,4$); privită însă local, pe filoane, dar mai ales la



nivelul anumitor orizonturi, corelația este satisfăcătoare (r variază între $0,4 - 0,6$).

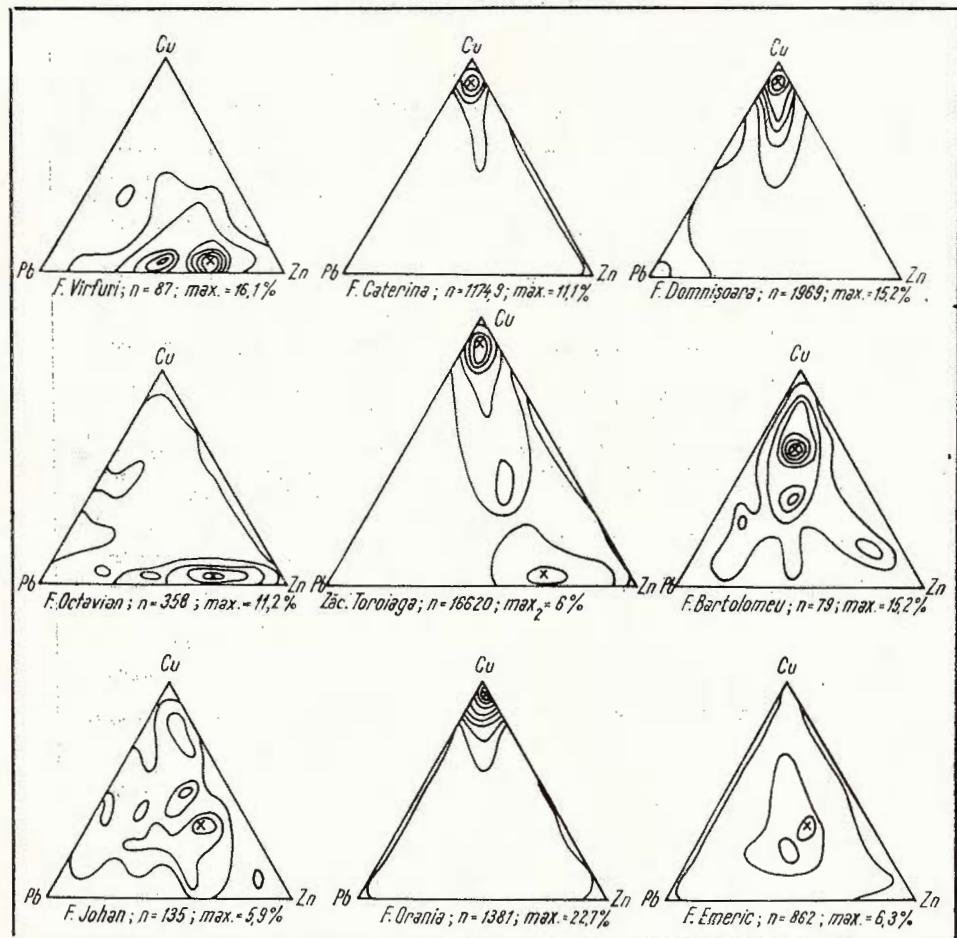


Fig. 3. – Compoziția chimică a mineralizației din zăcămîntul Toroiaga.

Izolinii cu echidistanță de 2,5% ; n, număr de probe analizate ; x, maxim de frecvență.

Composition chimique de la minéralisation du gisement Toroiaga.

Isolignes à équidistance de 2,5% ; n, nombre d'échantillons analysés ; x, maximum de fréquence.

Filonul Caterina, orizont 1045 $r = 0,40$;
 orizont 1300 $r = 0,45$;

Filonul Domnișoara, orizont 1045 $r = 0,51$.

Relația Au–Cu + Pb + Zn a fost urmărită în detaliu, folosindu-se pentru aceasta o diagrame de variație binară $\frac{\text{Cu}}{\text{Cu} + \text{Au}} : \frac{\text{Pb}}{\text{Pb} + \text{Zn}}$ (fig. 4),

din care rezultă aceeași concluzie cu privire la existența — doar în anumite părți ale zăcământului — a unei corelații bune între Au—Cu înregistrată pe filonul Caterina și la nivelul orizonturilor 1486 și 1540.

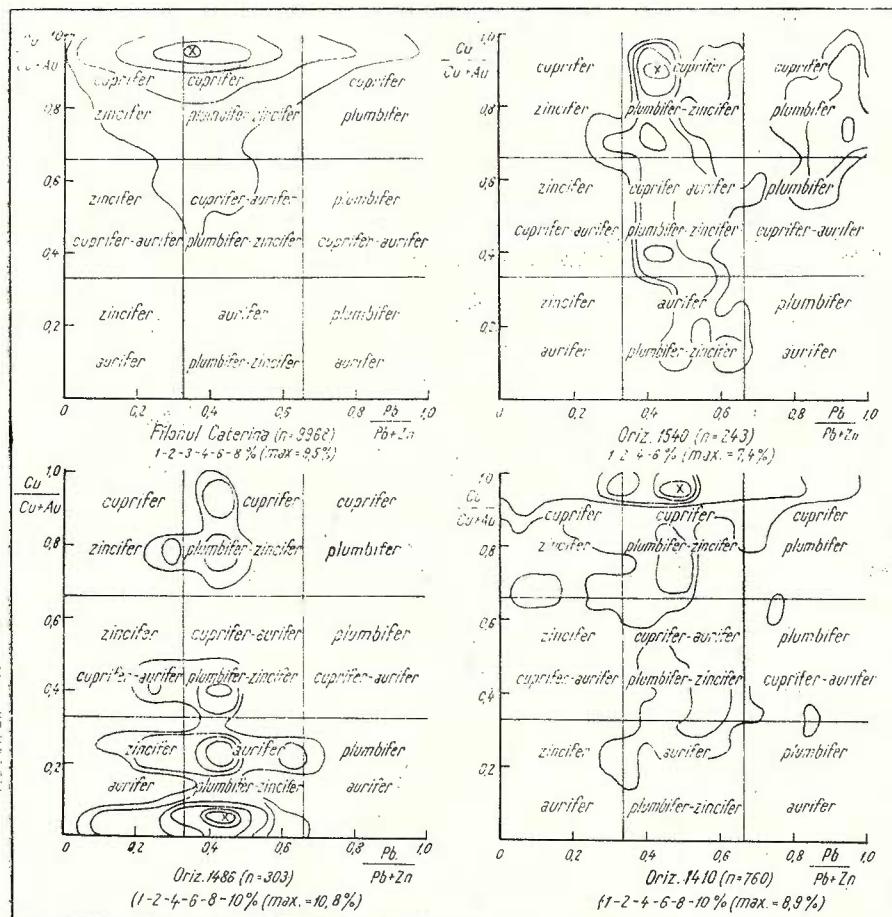


Fig. 4. — Caracterizarea chimică a mineralizației.

1—10% izolinii de frecvență; n, număr probe analizate; x, maxim de frecvență.

Caractérisation chimique de la minéralisation.

1—10% isolignes de fréquence; n, nombre d'échantillons analysés; x, maximum de fréquence.

În general, se constată o afinitate între prezența și uneori sensul concordant de variație al conținuturilor de cupru și aur, ceea ce în mod suplimentar imprimă mineralizației și un caracter subordonat aurifer.

Cu privire la sensul corelației, se remarcă că acesta este pozitiv pentru toate colectivitățile (zăcămînt, filon, orizont) și pentru toate

cuplurile de elemente examineate, ceea ce demonstrează o variație identică (același mod de comportare) a conținuturilor tuturor elementelor chimice, observație dedusă și din parametrii statistici ai variației conținuturilor, ca și din repartitia spațială a conținuturilor în planurile fracturilor filoniene.

Distribuția spațială a conținutului în elemente chimice

Determinarea distribuției spațiale a mineralizației s-a făcut utilizându-se analiza suprafețelor polinomiale de tendință (Zineenco et al., 1981) și un nou procedeu de interpretare a parametrilor ce stabilesc gradul de metalizare a acumulațiilor de minereu. S-au apreciat astfel tendințele generale de variație a conținuturilor care caracterizează desfășurarea globală (amplitudinea) a proceselor de mineralizare, înregistrindu-se totodată și principalele observații cu privire la variația primară pe

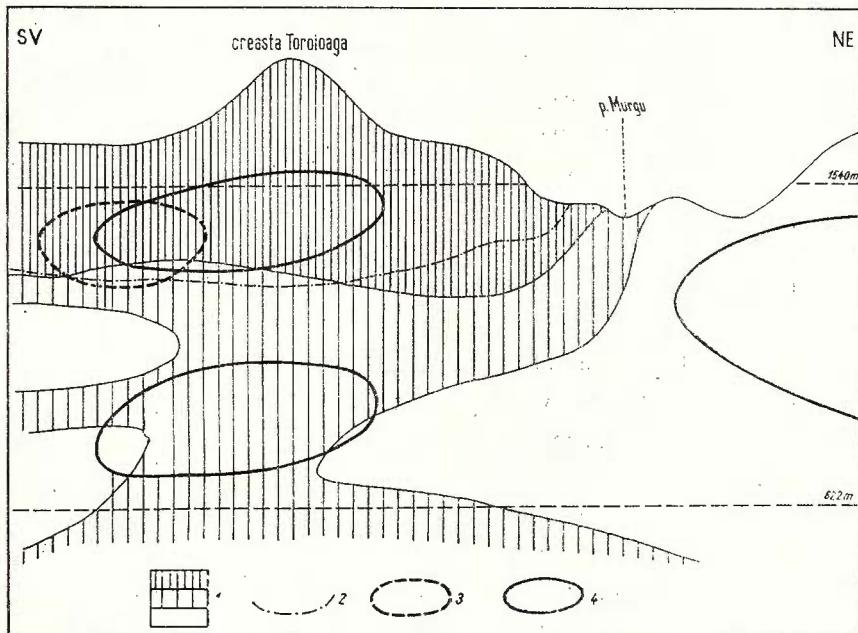


Fig. 5. — Zonele preferențiale de îmbogățire a conținuturilor de Cu, Pb, Zn, Au, Ag în filonul Caterina.

1, Cu > 1,9% ; Cu 1,1 - 1,9% ; Cu < 1,1% ; 2, Pb + Ag ; 3, Zn ; 4, Au.

Zones préférentielles d'enrichissement des teneurs en Cu, Pb, Zn, Au, Ag dans le filon Caterina.

1, Cu > 1,9% ; Cu 1,1 - 1,9% ; Cu < 1,1% ; 2, Pb + Ag ; 3, Zn ; 4, Au.

verticală și orizontală a mineralizației și la conturarea zonelor preferențiale de îmbogățire în anumite elemente (tab. 3, fig. 5, 6, 7).

TABELUL 3

Variată pe verticală a asociației elementelor chimice principale în zăcământul Toroiaga

Orizontul	Gradul de mineralizare	Relația dintre principalele elemente chimice	Ordinea de participare a elementelor chimice	Zonalitatea mineralizației
Filonul Caterina				
1540	1,55	$\frac{\text{Cu}}{\text{Ag}+\text{Au}+\text{Pb}+\text{Zn}} = \frac{0,74}{0,81}$	Cu, Ag, Au, Pb, Zn	Cu (Ag, Au, Pb, Zn)
1486	1,41	$\frac{\text{Ag}+\text{Zn}+\text{Pb}}{\text{Au}+\text{Cu}} = \frac{1,12}{0,36}$	Ag, Zn, Pb, Au, Cu	Ag, Zn, Pb(Au, Cu)
1410	2,11	Au, Pb, Ag, Zn, Cu	Au, Pb, Ag, Zn, Cu	Au, Pb, Ag, Zn, Cu
1382	2,74	Ag, Cu, Pb, Au, Zn	Ag, Cu, Pb, Au, Zn	Ag, Cu, Pb, Au, Zn
1342	2,84	$\frac{\text{Ag}+\text{Cu}+\text{Au}}{\text{Zn}+\text{Pb}} = \frac{2,25}{0,59}$	Ag, Cu, Au, Zn, Pb	Ag, Cu, Au(Zn, Pb)
1300	2,16	$\frac{\text{Ag}+\text{Au}+\text{Cu}}{\text{Zn}+\text{Pb}} = \frac{1,66}{0,50}$	Ag, Au, Cu, Zn, Pb	
1263	1,70	$\frac{\text{Au}+\text{Cu}}{\text{Zn}+\text{Ag}+\text{Pb}} = \frac{0,96}{0,74}$	Au, Cu, Zn, Ag, Pb	
1218	1,26	$\frac{\text{Au}+\text{Ag}+\text{Cu}}{\text{Zn}+\text{Pb}} = \frac{0,98}{0,28}$	Au, Ag, Cu, Zn, Pb	
1165	1,08	$\frac{\text{Cu}+\text{Au}}{\text{Ag}+\text{Zn}+\text{Pb}} = \frac{0,62}{0,36}$	Au, Cu, Ag, Zn, Pb	
1118	1,48	$\frac{\text{Au}+\text{Ag}+\text{Cu}}{\text{Zn}+\text{Pb}} = \frac{1,28}{0,20}$	Au, Ag, Cu, Zn, Pb	
1045	0,89	$\frac{\text{Au}+\text{Cu}}{\text{Ag}+\text{Zn}+\text{Pb}} = \frac{0,61}{0,28}$	Au, Cu, Ag, Zn, Pb	Au, Cu(Ag, Zn, Pb)
975	1,06	$\frac{\text{Au}+\text{Cu}}{\text{Ag}+\text{Zn}+\text{Pb}} = \frac{0,81}{0,25}$	Au, Cu, Ag, Zn, Pb	
930	1,16	$\frac{\text{Au}+\text{Cu}}{\text{Ag}+\text{Zn}+\text{Pb}} = \frac{0,85}{0,31}$	Au, Cu, Ag, Zn, Pb	
890	0,95	$\frac{\text{Au}+\text{Cu}}{\text{Ag}+\text{Zn}+\text{Pb}} = \frac{0,63}{0,32}$	Au, Cu, Ag, Zn, Pb	
822	0,82	$\frac{\text{Au}+\text{Cu}}{\text{Ag}+\text{Zn}+\text{Pb}} = \frac{0,58}{0,24}$	Au, Cu, Ag, Zn, Pb	



(continuare tabelul 3)

Orizontul	Gradul de mineralizare	Relația dintre principalele elemente chimice	Ordinea de participare a elementelor chimice	Zonalitatea mineralizației
Filonul Orania				
1300	1,45	$\frac{\text{Cu} + \text{Au}}{\text{Ag} + \text{Pb} + \text{Zn}} = \frac{1,20}{0,25}$	Cu, Au, Ag, Pb, Zn	
1263	0,65	$\frac{\text{Cu}}{\text{Au} + \text{Ag} + \text{Pb} + \text{Zn}} = \frac{0,50}{0,15}$	Cu, Au, Ag, Pb, Zn	Cu, Au(Ag, Pb, Zn)
1218	0,63	$\frac{\text{Cu}}{\text{Ag} + \text{Au} + \text{Pb} + \text{Zn}} = \frac{0,40}{0,21}$	Cu, Ag, Au, Pb, Zn	Cu(Ag, Au, Pb, Zn)
1165	1,14	$\frac{\text{Cu}}{\text{Ag} + \text{Au} + \text{Zn} + \text{Pb}} = \frac{0,85}{0,29}$	Cu, Ag, Au, Zn, Pb	
1181	0,74	$\frac{\text{Cu}}{\text{Ag} + \text{Au} + \text{Zn} + \text{Pb}} = \frac{0,45}{0,29}$	Cu, Ag, Au, Zn, Pb	Cu(Ag, Au, Zn, Pb)
1045	0,45	$\frac{\text{Cu}}{\text{Ag} + \text{Au} + \text{Zn} + \text{Pb}} = \frac{0,21}{0,24}$	Cu, Ag, Au, Zn, Pb	
975	0,61	$\frac{\text{Ag}}{\text{Cu} + \text{Au} + \text{Zn} + \text{Pb}} = \frac{0,40}{0,21}$	Ag, Cu, Au, Zn, Pb	Ag(Cu, Au, Zn, Pb)
Filonul Domnișoara				
1165	0,78	$\frac{\text{Au}}{\text{Cu} + \text{Ag} + \text{Zn} + \text{Pb}} = \frac{0,53}{0,25}$	Au, Cu, Ag, Zn, Pb	
1118	1,29	$\frac{\text{Au}}{\text{Cu} + \text{Ag} + \text{Zn} + \text{Pb}} = \frac{1,00}{0,29}$	Au, Cu, Ag, Zn, Pb	
1045	1,26	$\frac{\text{Au}}{\text{Cu} + \text{Ag} + \text{Zn} + \text{Pb}} = \frac{0,97}{0,29}$	Au, Cu, Ag, Zn, Pb	Au(Cu, Ag, Zn, Pb)
975	0,56	$\frac{\text{Au}}{\text{Cu} + \text{Ag} + \text{Zn} + \text{Pb}} = \frac{0,37}{0,19}$	Au, Cu, Ag, Zn, Pb	
930	0,49	$\frac{\text{Au}}{\text{Cu} + \text{Ag} + \text{Zn} + \text{Pb}} = \frac{0,25}{0,24}$	Au, Cu, Ag, Zn, Pb	
Filonul Virfuri				
1540	2,47	$\frac{\text{Zn} + \text{Pb}}{\text{Au} + \text{Ag} + \text{Cu}} = \frac{1,91}{0,56}$	Zn, Pb, Au, Ag, Cu	Zn, Pb(Au, Ag, Cu)
Filonul Octavian				
1410	1,78	$\frac{\text{Zn} + \text{Pb}}{\text{Au} + \text{Ag} + \text{Cu}} = \frac{1,23}{0,55}$	Zn, Pb, Au, Ag, Cu	Zn, Pb, Au(Ag, Cu)
Filonul Johan				
1300	0,67	$\frac{\text{Au}}{\text{Ag} + \text{Cu} + \text{Zn} + \text{Pb}} = \frac{0,32}{0,35}$	Au, Ag, Cu, Zn, Pb	Au(Ag, Cu, Zn, Pb)
Filonul Emeric				
975	0,59	Ag, Pb, Zn, Cu, Au	Ag, Pb, Zn, Cu, Au	Ag, Pb, Zn, Cu, Au
930	0,62	Au, Ag, Pb, Cu, Zn	Au, Ag, Pb, Cu, Zn	Au, Ag, Pb, Cu, Zn
Filonul Bartolomeu				
822	0,33	Cu, Au, Ag, Zn, Pb	Cu, Au, Ag, Zn, Pb	Cu, Au, Ag, Zn, Pb



În condițiile deschiderii zăcământului Toroiaga, studiul variației areale a mineralizației s-a efectuat doar pentru filoanele Caterina, Domnișoara și Orania, mai bine cunoscute pe verticală.

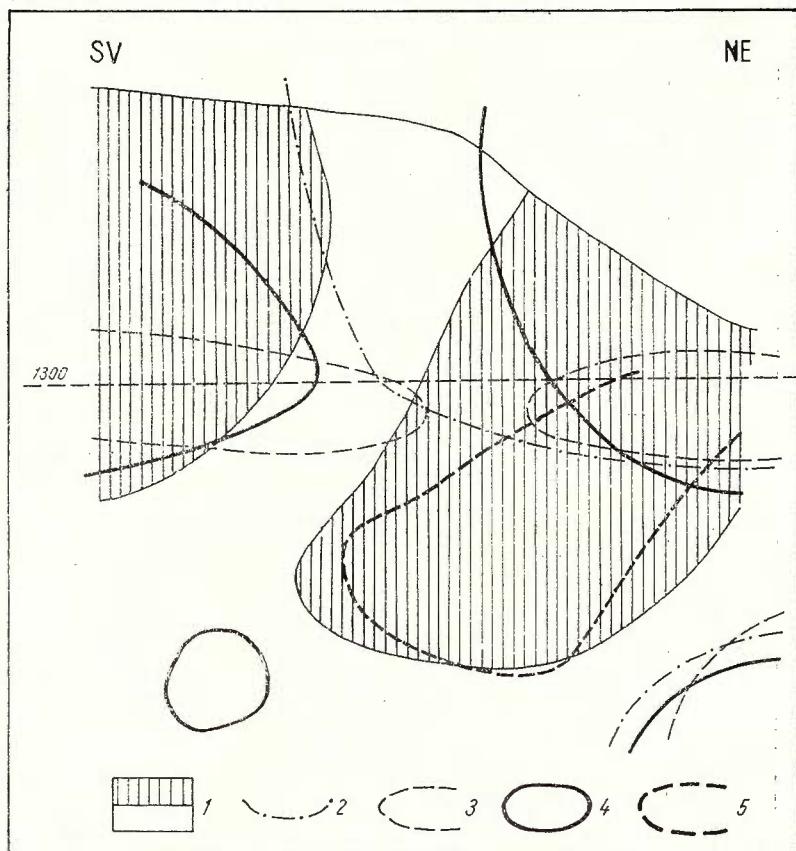


Fig. 6. – Zonele preferențiale de îmbogățire a conținuturilor de Cu, Pb, Zn, Au, Ag în filonul Orania.

1, Cu> 1,5% ; Cu < 1,5% ; 2, Pb ; 3, Zn ; 4, Au ; 5, Ag.

Zones préférentielles d'enrichissement des teneurs en Cu, Pb, Zn, Au, Ag dans le filon Orania.

1, Cu> 1,5% ; Cu < 1,5% ; 2, Pb ; 3, Zn ; 4, Au ; 5, Ag.

Suprafețele de tendințe calculate evidențiază caracterul global cuprifer al filoanelor, conținuturile de cupru repartizîndu-se în zone cu grade diferite de concentrație. Pe acest fond, în care conținuturile de cupru sunt omniprezente, se delimitizează în cadrul unor domenii cu valori, forme și sensuri de dezvoltare spațială variabile, zone de maximă îmbogățire a celorlalte elemente analizate (Pb, Zn, Au, Ag). Din figurile 5, 6 și 7 reiese că la partea superioară a zăcământului, pe lîngă cupru, se acumulează concentrațiile cu valori maxime de Pb + Zn + Ag ± Au ; aurul apare însă la fel de caracteristic în părțile mediane și inferioare ale filo-

nelor. Se semnalează astfel afinități geochemice între Pb–Zn–Ag–Au; Cu–Au și Cu–Ag, care nu se reflectă atât de bine prin metoda corelației.

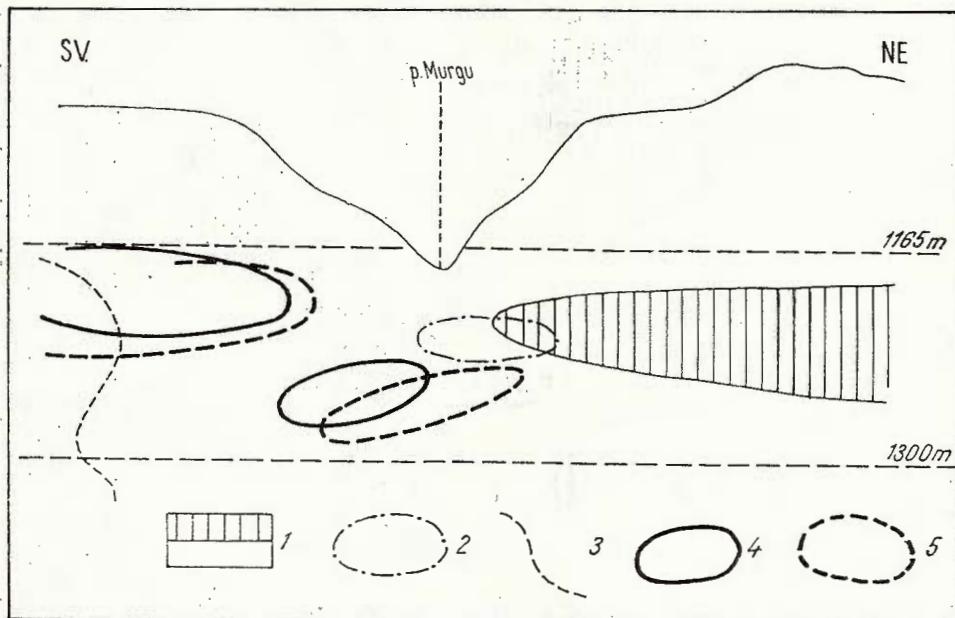


Fig. 7. – Zonele preferențiale de îmbogățire a conținuturilor de Cu, Pb, Zn, Au, Ag în filonul Domnișoara.

1, Cu> 1,8% ; Cu < 0,8% ; 2, Pb ; 3, Zn ; 4, Au ; 5, Ag.

Zones préférentielles d'enrichissement des teneurs en Cu, Pb, Zn, Au, Ag dans le filon Domnișoara.

1, Cu> 0,8% ; Cu < 0,8% ; 2, Pb ; 3, Zn ; 4, Au ; 5, Ag.

Pe de altă parte, zonele de îmbogățire preferențială cu poziție centrală sau periferică localizate la partea superioară, mediană sau inferioară a zăcământului, lasă să se presupună în anumite momente ale succesiunii de mineralizare intervenția unor secvențe mineralogenetice de mai mare intensitate (cu modificarea concentrației inițiale a soluțiilor în ioni metalici), caracteristice unei activități metalogenetice polistadiale.

Repartiția spațială cantitativă a mineralizației în zăcământul Toroaga demonstrează evident caracterul zonal al procesului mineralogenetic, deosebit de bine surprins în filonul Caterina, aspect care se reflectă concordant și în gradul de metalizare dedus din ponderea de participare a elementelor chimice în compoziția minereului (tab. 4).

Imaginiile de distribuție a mineralizației, dar mai ales sensurile de dezvoltare spațială a zonelor preferențiale de îmbogățire în anumite elemente majore, caracteristice zăcământului, consemnate în figurile 5, 6, 7, 8 demonstrează faptul că mineralizațiile se extind pe verticală și

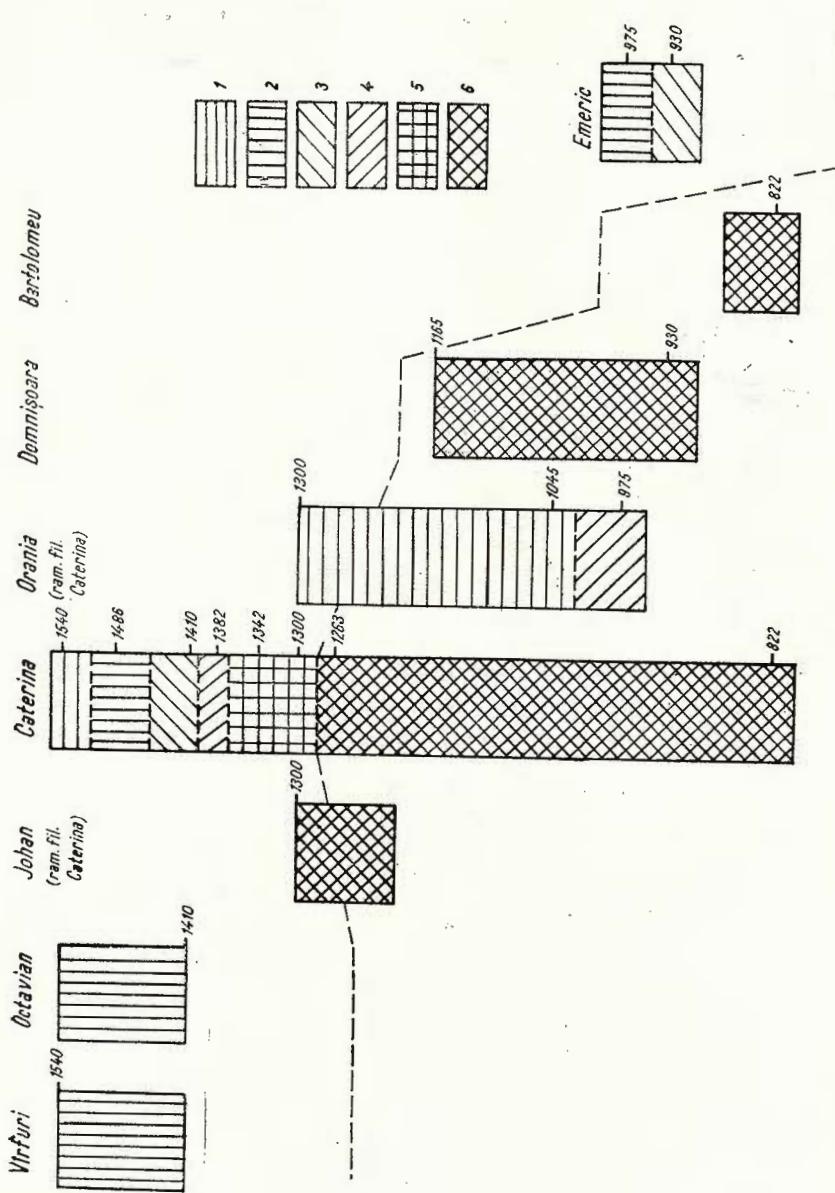


Fig. 8. - Zonalitatea verticală a mineralizației din filoanele zăcămintului Toroiaș.
1, Cu (Ag, Au, Pb, Zn); 2, Ag, Zn, Pb (Au, Cu); 3, Au, Pb, Ag, Zn, Cu; 4, Ag, Cu, Pb, Au, Zn; 5, Ag, Cu, Au (Zn, Pb); 6, Au, Cu (Ag, Zn, Pb).

Zonalité verticale de la minéralisation des filons du gisement Toroiaș.
1, Cu (Ag, Au, Pb, Zn); 2, Ag, Zn, Pb (Au, Cu); 3, Au, Pb, Ag, Zn, Cu; 4, Ag, Cu, Pb, Au, Zn; 5, Ag, Cu, Au (Zn, Pb); 6, Au, Cu (Ag, Zn, Pb).

orizontală uneori cu mult în afara actualei rețele de galerii de explorare și exploatare. În acest fel se dovedește pe de o parte înălțimea considerabilă a etajului mineralizat, parțial mai bine cunoscut doar în zona centrală

a zăcământului (în planul filoanelor Caterina-Domnișoara), aducindu-se pe de altă parte contribuții interesante prin realizarea unui nou instrument de calcul geochemical cantitativ, de mare eficiență în aprecierea zonelor de prognoză din extinderea mineralizațiilor explorate și în curs de valorificare.

Asociația de elemente minore

Sursa principală de date pentru caracterizarea comportării asociatiei de elemente minore o reprezintă studiile efectuate de Stelac (1962). Determinările executate pe principalele minerale metalice componente ale minereului (Py, Pyt, Cpy, Bl, Gl) au pus în evidență, pentru partea superioară a zăcământului, o asociație bogată de elemente minore, care trebuie considerată parțial reprezentativă, deoarece nu se bazează pe o probare omogenă și sistematică, ce ar fi permis luarea în considerare a tuturor generațiilor de minerale metalice recunoscute în contextul succesiunii de mineralizare stabilite; cu atit mai mult asociația de elemente minore determinate nu poate fi generalizată pe ansamblul zăcământului.

Luând în considerare observațiile obținute pentru mineralele metalice examineate care provin din filoanele și nivelele situate deasupra orizontului 1300 m, s-a stabilit următoarea ordine de participare cantitativă a elementelor minore :

Py = As, Sb, Bi, Ag, Se, Mn, Ni, Co, Au±Mo, Te ;

Pyt = Ni, Co, Mn±Au, Ag, Se, Te ;

Cpy = As, Sb, Bi, Ag, Mn, Ni, Co±Mo, Sn, In, Au, Se, Te ;

Bl = Cd, Mn, As, Ag, In, Sb, Bi, Sn, Se, Te, Ti, Au±Ni, Co, V ;

Gl = Ag, As, Sb, Bi, Cd, Mn, Sn, Se, Te±Ti, Au.

Așa cum rezultă din studiile calcografice, care atrag atenția asupra concreșterilor frecvente identificate între majoritatea mineralelor metalice și asupra numeroaselor incluziuni recunoscute, este de la sine înțeles că nu se putea asigura un grad mare de puritate a materialului de analiză. Doar în acest fel se explică conținuturile mai ridicate de Sb, Bi, Ag în pirită și calcopirittă, impurificate cu sulfosăruri; de As, Sb, Bi, Ag, Ni, Co, Sn în blendă concrescută sau care conține incluziuni de Cpy, Gl, Mi, Py, Ss și de As, Sb, Cd, Mn în galenă, adesea intim asociată cu blendă, sulfosăruri, uneori și cu pirită și calcopirittă.

Fără să fie dovedită lipsa lor, nu au fost identificate în minereul zăcământului Toroiaga Ga, Cr, Tl, W sau telurul în galenă. Elementele menționate apar frecvent în mineralizațiile (cu aceeași poziție metalogenetică) filoanelor din masivul Gutii.

Valorile și tendința de variație a conținuturilor de Se, Te, Co, Ni în pirite, de Se, Te, Co, Ni, Sn în calcopirite, de Se, Mn, In în blendă și de bismut în galenă s-au folosit ca indicatori de temperatură, caracterizându-se pe baza lor condiții corespunzătoare unui stadiu mezotermal (Stelac, 1962).



În studiile metalogenetice întreprinse (Berza et al., 1978, 1979, 1980) nu s-a putut aprofunda geochemia elementelor minore, mai ales în zona mediană și parțial în zona inferioară a zăcământului, mare parte din acumulările cunoscute fiind exploataate. Este indicat ca pe viitor să se obțină informații suplimentare pentru partea inferioară a zăcământului, care, în corelație cu datele existente, să conducă la stabilirea unei imagini de distribuție a elementelor minore în ansamblul zăcământului și la determinarea legăturilor existente între variația conținuturilor de elemente minore și majore.

În acest stadiu de cunoaștere, considerăm că se dețin date suficiente privind repartiția cantitativă a conținuturilor în elemente minore pentru cele mai importante minerale metalice localizate în partea superioară a zăcământului; se poate imagina astfel o tendință generală de distribuție a acestora în concordanță cu sensul de variație determinat pentru principalele elemente și minerale metalice.

Concluzii

Reconstituirea succesiunii evenimentelor magmatice deduse din studiul relațiilor existente între produsele eruptive proaspete, transformate, și produsele hidrotermale a permis localizarea spațială și temporală a proceselor metalogenetice și aprecierea condițiilor fizico-chimice de formare a mineralizațiilor.

Declanșarea activității hidrotermale s-a produs, mai ales printr-un proces generalizat de propilitizare, chiar la nivelul primelor faze magmatische responsabile de formarea corpului subvulcanic Toroiaga-Țiganul. Procesul metalogenetic propriu-zis se amplifică și decurge cu formarea mineralizațiilor polimetallice filoniene după consolidarea corpului intrusiv și adaptarea acestuia în regimul tectonic regional.

Desfășurarea proceselor metalogenetice a fost condiționată și întreținută de permeabilizarea avansată a structurii intrusive. Fracturarea densă, pe direcția aliniamentelor tectonice majore orientate NE, din vecinătatea corpurilor dioritice și în zona cuprinsă între ele (aria cîmpului minier Toroiaga) a determinat localizarea proceselor și modul lor general de evoluție, atât în stadiul precursor de transformare hidrotermală metalogenă, cât și în cel de acumulare a minereului. Prezența fracturilor regionale cu mobilitate tectonică și în etapa de mineralizare (după consolidarea structurii intrusive) explică în mare măsură:

- ampioarea și intensitatea deosebită a proceselor metalogenetice manifestate în planul fracturilor pe suprafețe considerabile;
- intervalul relativ scurt de derulare a activității metalogenetice;
- localizarea produselor de transformare hidrotermală metalogenă în vecinătatea fracturilor filoniene sau în spațiul de breciere interfiloniană cu lipsa unei zonalități evidente;
- textura predominant brecioasă a minereului;
- zonalitatea mineralizațiilor pe verticală și orizontală, ca și anomalii înregistrate de zonele preferențiale de îmbogățire în anumite elemente metalice în planul fracturilor filoniene (fig. 8).



Rezultatele studiilor mineralogice care se referă doar la anumite părți din zăcămînt atestă caracterul cuprifer, plumbo-zincifer, în parte aurifer, al mineralizației, constatindu-se o tendință logică de acumulare a mineralizațiilor plumbo-zincifer-aurifere la partea superioară a zăcămîntului bogată și în sulfosăruri de Cu, Pb, Ag; de asemenea, se constată frecvent dispoziții asimetrice pe orizontală, reprezentate prin îmbogățiri variabile în pirită, calcopirită, blendă, galenă, mispichel și sulfosăruri, în parte confirmate de analiza geochemicală.

Rezultatele studiului geochemical, care se referă la ansamblul zăcămîntului, în limitele spațiului deschis prin rețeaua de galerii, oferă elemente suplimentare de cunoaștere. Acestea se referă în special la condițiile fizico-chimice de formare a mineralizației, de evoluție a proceselor metalogenetice, la compoziția chimică a minereului, la distribuția spațială a principalelor asociații de elemente majore și minore, ca și la aspectele prognostice ce decurg din ipotezele și imaginile noi avansate.

Concordanța stabilită între datele mineralogice și geochemice în studiu mineralizațiilor polimetale din zăcămîntul Toroiaga scoate în evidență caracterul predominant cuprifer al acumulărilor, sesizindu-se însă și aspecte particulare mineralizațiilor plumbo-zincifer-aurifere. Dezvoltarea spațială a domeniilor de îmbogățire preferențială în principalele elemente metalice (Cu, Pb, Au, Ag) sugerează, pe de-o parte, două momente mineralogenetice principale, responsabile de formarea acumulărilor filoniene, și pe de altă parte, conturarea a două surse de aport, care se înrădăcinează divergent în planul fracturilor spre SV, respectiv spre NE. Pot fi deosebite astfel, temporal și spațial, cel puțin două stadii mineralogenetice, care presupun afinități geochemice particulare între Cu, Pb, Zn, Au, Ag, determinate fie în contextul procesului primar de acumulare cu distribuție zonală a elementelor, fie pe seama îmbogățirilor ulterioare în Cu ; Cu +Au ; Cu +Ag ; Au ; Au +Ag ; Au +Pb +Zn ; Zn ; Pb ; Pb +Zn, care au avut loc simultan sau în secvențe diferite, ceea ce demonstrează că succesiunea de mineralizare, apreciată ca desfășurîndu-se în cadrul acestei faze, este formată pe seama mai multor generații de Py, Cpy, Bl, Gl, Mi și alte minerale metalice, în condiții termodinamice corespunzătoare unor stadii mezotermale și mezohipotermale. Prin realizarea imaginilor de distribuție a conținuturilor în principalele minerale metalice se obține o vizionare îmbunătățită asupra modului general de derulare a proceselor metalogenetice și asupra caracterului geochemical cantitativ global al mineralizației.

Rezultatele cercetărilor geochemice efectuate sunt deosebit de semnificative, demonstrîndu-se faptul că ele pot fi utilizate și în orientarea programelor de cercetare, ca și în elaborarea documentațiilor de prognoză.

³ Py = pirită ; Pyt = pirotină ; Cpy = calcopirită ; Mi = mispichel ; Bl = blendă ; Gl = galenă ; Ss = sulfosăruri ; Q = cuarț ; C = calcit ; B = baritină ; D = dolomit.

BIBLIOGRAFIE

- Benea Gh. (1955, 1956) Rapoarte, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Berza T., Borcoș M., Andăr P., Andăr A. (1978, 1979, 1980) Rapoarte, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Borcoș M., Ianc R., Bratosin I. (1981) La succession des intrusions néogènes de la région Toroiağa-Țiganul (Monts Maramureş). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII/1 București.
- Bodin T. (1962) Raport, arhiva Intreprinderii geologice de prospecțuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Borcoș M. (1954) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică. București.
- (1967) Studiu geotermometric al mineralizației din masivul subvulcanic neogen Toroiağa-Țiganul (Munții Maramureșului). *D.S. Com. Geol.*, LIII (1965–1966), București.
 - Berbeleac I., Gheorghită I., Bratosin I., Colios E., Zămircă A., Anastase S., Verdes Gr., Stănescu I. (1980) Geochemical Remarks on the Valea Morii Porphyry Copper Ore Deposit (Metaliferi Mountains). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/2, p. 17–37, București.
- Buracu O. (1958) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Dimitrescu R. (1954) Cercetări geologice în regiunea Baia Borșa, Toroiağa. *D.S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950–1951), București.
- (1955) Cercetări petrografice în regiunea Baia Borșa-Toroioaga. *D.S. Com. Geol.*, XXXIX (1951–1952), București.
- Gridan T., Gurău A., Macaleț V. (1979) Considerații structural-genetice privind mineralizațiile de sulfuri polimetale din masivul subvulcanic Toroiağa, perimetrul Picioară-Țiganul (Munții Maramureș). *St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geol.*, 24, p. 65–74. București.
- Gurău A., Gridan Tr., Macaleț V., Lascu Cr., Barus T. (1975) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Ianovici V., Dimitriu Al. (1965) Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatice. *St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geol.*, X, 1, București.
- Rădulescu D., Borcoș M. (1968) Spätsubsequenter alpiner Magmatismus in Rumänien. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 11, p. 1–3, Budapest.
- Sfeteu E., Drăghilă M., Irimescu L. (1968) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Sfeteu I., Sfeteu E., Vodnar Gh. (1965) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Socolescu M. (1952) Asupra geologiei regiunii Baia Borșa. *D.S. Com. Geol.*, XXXVI (1948–1949), București.
- (1958) Aperçu sur la géologie de la région de Băile Borșei. *C.R. Com. Géol.*, XXXI–XXXVI (1942–1949), București.
- Steclaci L. (1962) Studiu mineralologic și geochemical al regiunii Toroiağa-Baia Borșa. Ed. Acad. R.S.R., București.

- Szöke A. (1962) Studiu geologic și petrografic al regiunii Toroiaga-Baia Borsă. Ed. Acad. R.S.R., București.
- (1965) Petrographie du massif subvolcanique de Toroiaga (Carpates Orientales, R. S. Roumanie). *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, IX, Budapest.
 - (1967) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Zincenco D., Andăr P., Andăr A. (1981) Sinteză rezultatelor analizei statistice a mineralizațiilor stratiforme metamorfozate din nivalele cu sulfuri Burloaia, Gura Băii și Dealul Bucătii (Munții Maramureșului). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXV/2, București..
-

LA GÉOCHIMIE DES MINÉRALISATIONS POLYMÉTALLIQUES DU CHAMP MINIER DE TOROIAGA (BAIA BORSA, MONTS DE MARAMUREŞ)

(Résumé)

Le gisement Toroiaga a suscité l'intérêt des spécialistes par suite des études de Socolescu (1948–1952), lorsqu'on a contourné les principaux aspects pétrologiques et métallogéniques caractérisant l'intrusion subvolcanique Toroiaga-Tiganul. Les recherches ultérieures ont apporté d'informations supplémentaires, de détail, sur la structure du gisement, la minéralogie et la géochimie des accumulations, le type de transformations hydrothermales, les conditions physiques de formation des minéralisations etc. (Borcos, 1967; Szöke, 1962; Steclaci, 1962; Gridan et al. 1979). Depuis 1977 et jusqu'en 1980, dans le cadre d'un programme complexe de recherches, on a repris l'étude géochimique des minéralisations du champ minier Toroiaga (Berza et al.), dans l'intention de déchiffrer spécialement l'évolution des processus minéralogéniques, les conditions d'accumulation, la distribution des produits et la signification prognostique de ces aspects. A partir des études pétrologiques et de l'image réalisée sur l'évolution des processus magmatiques (Berza et al., 1980), on a démontré que la phase de minéralisation s'était déroulée après la consolidation de l'intrusion subvolcanique et l'adaptation de celle-ci au régime tectonique régional imprimé par des alignements de fractures orientées NE. Les fractures filonniennes les plus importantes sont localisées au voisinage des corps dioritiques (la troisième phase magmatique) et dans leur interstice (la deuxième phase magmatique – andésites de Toroiaga) (fig. 1, 2). Les minéralisations viennent ainsi en contact avec les produits éruptifs attribués aux phases 2, 3 et 4, qui se superposent dans la zone centrale et méridionale du massif intrusif; mais celles-ci agissent partiellement sur les produits des phases 1 et 5 aussi (fig. 2).

Les processus de transformation hydrothermale se sont manifestés en même temps que les premières phases magmatiques – effets de la propylitisation sont retrouvés dans l'ensemble de la structure. L'évolution du magmatisme découle de l'amplification du processus de transformation hydrothermale, avec passage à des aspects caractéristiques de transformation métallogénique : epidotisation, adularisation, argilisation, silicification, chloritisation et carbonatation subordonnées; les effets de cette activité de transformation hydrothermale pré-



curseurs de la formation des minéralisations sont identifiés seulement au voisinage des fractures filonniennes et dans les zones de bréchification interfilonienne. La propylitisation et la présence de la pyrite impriment parfois aux roches éruptives des aspects communs aux andésites imprégnées; les teneurs en éléments métalliques dans ces roches sont très réduites.: avec Cu < 200 ppm; Pb < 5 ppm; Zn < 200 ppm, l'or et l'argent absents.

La composition minéralogique de la minéralisation est imprimée par la présence quantitative de la pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite, blende, galène, mispickel, sulfosels de Cu, Pb, Ag et Au, omniprésents. Sur filons et au sein de ceux-ci, les minéraux métalliques s'associent de manière variable et selective, en montrant de claires tendances de disposition zonale sur la verticale et sur l'horizontale. Le cours général du processus minéralogique est visible dans une succession comprehensive marquée par pyrite, pyrrhotine, mispickel, chalcopyrite, blende, galène, sulfosels avec recurrences (2-3 générations) de mispickel, chalcopyrite, blende, galène, sulfosels, l'or étant identifié dès l'apparition des premiers éléments métalliques; la gangue est surtout quartzeuse au commencement de la succession et carbonatique vers sa fin.

La caractérisation géochimique du gisement pendant une première phase d'investigation des filons Caterina, Domnișoara et Emeric a été faite par Steclaci (1962), étant soulignée la variation spatiale des teneurs en Cu, Pb, Zn, Au, Ag et établies des relations de corrélation pour les suivants couples d'éléments : Cu : Pb + Zn; Au : Cu; Au : Pb + Zn; Au : Ag; Au : S; on a signalé aussi des enrichissements non-homogènes, à dispositions asymétriques, de Cu, Pb, Zn, Ag, et le comportement parfois indépendant de l'or.

L'étude géochimique est fondée sur un grand volume de données (18 000 analyses), qui reflètent la situation de tous les filons ouverts à tous les horizons du gisement; on retient particulièrement la situation tout à fait favorable du filon Caterina, connu sur une hauteur considérable, de 1000 m, et sur une longueur de 1500 m, ce qui représente une surface d'investigation de 150 000 m², d'où l'on a prélevé plus de 13 000 analyses chimiques.

La composition chimique de la minéralisation a été déterminée par l'analyse de la distribution statistique, des teneurs en éléments chimiques, le type de distribution suggérant que le déroulement des processus métallogéniques a été provoqué par une seule cause. Le tableau 2, figures 3, 4 démontre le fait que les filons du gisement ne diffèrent que du point de vue de la composition chimique, étant enregistrées des variations avec des termes de transition entre le caractère prédominant cuprifère ± or et celui à dominance plumbo-zincifère ± or. Sur le plan local, pour divers couples d'éléments : Pb : Zn, Cu : Ag, Au : Ag, Pb : Ag, Zn : Ag, Cu : Ag on a calculé des corrélations satisfaisantes, parfois bonnes ($r = 0,46 - 0,86$); dans l'ensemble du gisement on a déterminé quand même une faible corrélation entre les principaux éléments métalliques ($r < 0,4$). On a analysé spécialement la relation Au : Cu + Pb + Zn (fig. 4), étant évidencier l'affinité géochimique entre cuivre et or, marquée souvent par le sens concordant de variation des teneurs et parfois par la corrélation bonne Au : Cu enregistrée pour le filon Caterina à la partie supérieure du gisement.

La détermination de la distribution spatiale des teneurs a été faite à l'aide de l'analyse des surfaces polynomiales des tendances et des paramètres qui établissent le degré de métallisation des accumulations de mineraux. Les surfaces de tendance plaident pour le caractère global cuprifère du gisement, les teneurs en Cu étant réparties dans des zones avec différents degrés d'enrichissement. Sur ce fond on délimite, dans le cadre de certains domaines avec valeurs, formes et sens de développement spatial variables, des zones d'enrichissement maximum en Pb, Zn, Au, Ag. Les figures 5, 6, 7 et le tableau 3 montrent le caractère zonal du processus métallogénique, mieux saisi dans le filon Caterina (fig. 8). Les mêmes données suggèrent deux moments minéralogiques principaux responsables de la formation

quantitative des minéralisations, ainsi que le contour de deux sources d'apport orientées de façon divergente dans le plan des fractures vers le SO et le NE. Dans l'ensemble du gisement, ainsi que pour chaque filon à part, on a pu préciser des affinités géochimiques distinctes et variables entre Cu, Pb, Zn, Au, Ag, mieux mises en évidence dans les zones d'enrichissement en Cu; Cu+Au; Cu+Ag; Au; Au+Pb+Ag; Zn; Pb; Pb+Zn. L'ensemble des observations soutient aussi l'idée émise sur le rangement des processus métallogéniques. dans une seule phase de mineralisation, les accumulations de minerai étant formées aux dépens de plusieurs générations de pyrite, pyrrhotine, mispickel, chalcopyrite, blende, galène avec lesquelles s'associent aussi les autres minéraux métallique et de gangue dans des conditions thermodynamiques correspondant à un stade mésothermal-mésohypothermal. Pour cela plaident les résultats des déterminations géothermométriques (B o r c o s, 1967) et la signification des éléments mineurs déterminés Se, Te, Bi, Mn, In, Co, Ni, Sn (S t e c l a c i, 1962).

Les résultats de l'étude géochimique offrent la possibilité de dresser une image améliorée sur le mode général de déroulement des processus métallogéniques en démontrant qu'on peut les employer dans les estimations prognostiques et l'orientation des programmes de recherche.





Institutul Geologic al României

2. ZĂCĂMINTE

OBSERVAȚII LITOGEOCHEMICE ȘI IMPLICATII METALOGENETICE ÎN ARIA VULCANICĂ GĂINEASA (CRATERUL SEACA-TĂTARCA, MUNTII GURGHIU)¹

DE

SERGIU PELTZ², MARGARETA PELTZ², NICOLAE BOTAR³

Volcanism. Andesites. Hydrothermal alterations. Lithogeochemistry. Metallogenesis. Trace elements. Prognosis — premises. East Carpathians. Young eruptive. Gurghiu.

Abstract

Lithogeochemical Remarks and Metallogenic Implications in the Găineasa Volcanic Area (Seaca-Tătarca Crater, Gurghiu Mountains). The Seaca-Tătarca crater (Fig. 1) represents the largest eruptive unit from the southern part of the Gurghiu Mountains (East Carpathians). A mixed, prevailingly effusive volcanic activity manifesting intensely during the Pliocene led to the building up of the Seaca-Tătarca volcano; the succession of eruptions took place from hornblende andesites to pyroxenes andesites. The hydrothermal activity is associated with the eruptions of green hornblende andesites and hornblende + pyroxenes andesites. Argillization and silicification show a greater extension in the hydrothermal transformations area. These transformations as well as the presence of gold-silver and base metal mineralizations are located in the Găineasa Valley hydrographic basin in the south-eastern part of the crater (Pl. I). The detailed image on the distribution of B, Cu, Pb, Zn, Mo, As, Ag in the Găineasa area was provided by 750 spectral analyses and 110 chemical analyses. Background and threshold limit lithogeochemical values have been established for each fresh and hydrothermalized andesite as well as for pyroclastics and thus the metallogenetic peculiarities of the various eruption moments were noticed. Boron is a good metallogenic indicator; for instance this element is absent in the hornblende + pyroxenes andesite, but it shows values up to 3,000 ppm and 5,200 ppm respectively in the same argillized and silicified andesite. The boron anomalous values are positively correlated with those of Cu, Pb, Zn (Fig. 3). The Cu, Zn, Mo contents show important

¹ Predată la 9 mai 1980, acceptată pentru publicare la 9 mai 1980, comunicată în ședința din 30 mai 1980.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București 32.

³ Întreprinderea de prospecțuni și explorări geologice „Harghita”, str. Gheorghe Doja nr. 6, 4100 Miercurea Ciuc.



increases as compared to the lithogeochemical threshold limit, especially in the silicified andesites (Table 5, Figs. 3–5). The Cu–Mo–Zn–Pb–Ag lithogeochemical anomaly covers most of the hydrothermal area at Găineasa (Pl. I); within it the copper-molybdenum anomaly including anomalous boron values is delimited in the central-western part. This anomaly overlies the copper pedogeochemical and the geoelectric anomalies. The moderate extent of the Cu, Mo, Zn, Pb, Ag anomalies in comparison with the lithogeochemical threshold limit might be due to a disseminated mineralization which is associated with some eruptive bodies lying at a depth of over 500 m in the crater infrastructure (Fig. 2). The principal metallogenetic control factor is constituted by the fractures crossing the Găineasa area in the NW–SE direction. These fractures belong to the major tectono-volcanic and metallogenetic system of the Gurghiu Mountains (Fig. 1). The Găineasa fractures group controlled the building up of the eruptive structure, which became permeable, and favoured the activity of the hydrothermal-metallic flux. The good results obtained in the Seaca-Tătarca crater by the use of the lithogeochemical data in the metallogenetic studies, recommend the application of this methodology in the prospection activity that will be going on in the future in craterial or extra-craterial areas from the Călimani-Gurghiu-Harghita Mountains.

I. Introducere

Edificiul vulcanic cu crater Seaca-Tătarca reprezintă cea mai mare unitate vulcanică din compartimentul superior al sudului Munților Gurghiu.

În aria craterială Seaca-Tătarca s-au executat în perioada 1956–1978, în diferite etape, cercetări complexe geologice, geofizice, geochemice, cu lucrări miniere și foraje. Această activitate s-a inscris în programul de ansamblu care în ultimele decenii a vizat cercetarea ariei vulcanice Călimani-Gurghiu-Harghita cu scopul de a se evidenția ariile de perspectivă metalogenetică și de a se verifica această perspectivă.

Că urmare a realizării programului complex a fost descifrată structura geologică a edificiului Seaca-Tătarca pînă la o adâncime de circa 500 m sub actualul nivel de eroziune craterială, remarcindu-se complexitatea acestui edificiu. Totodată au fost obținute indicații privind dezvoltarea areală și în adâncime a proceselor hidrotermale de alterare-mineralizare.

În perioada 1975–1977, autorii prezentei lucrări au efectuat studii metalogenetice și prospecțiuni geologice de mare detaliu cu lucrări miniere de suprafață în sudul craterului Seaca-Tătarca. Cu acest prilej s-a realizat un important volum de date litogeochemice din deschideri naturale și artificiale (șanțuri, puțuri...) Integrarea datelor litogeochemice privind unele elemente minore indicatoare în metalogeneză, precum Cu, Pb, Zn, Ag, As, Mo, B, Hg, cu datele petrografice și paleovulcanologice-structurale a condus, pe baza anomalilor litogeochemice, la aprecieri privind perspectiva pentru mine ralizații auro-argentifere și neferoase.

Considerindu-se numărul redus al deschiderilor naturale în craterul Seaca-Tătarca (situație de altfel prezentă în toate craterele din Munții Gurghiu-Harghita), rezultatele favorabile obținute în aria Găineasa



recomandă utilitatea folosirii în studiile metalogenetice a datelor litogeochimice pentru definirea indicatorilor prognostici și pe această cale pentru delimitarea ariilor de perspectivă și ierarhizarea acestora.

Regiunea craterului Seaca-Tătarca, împreună cu celelalte unități vulcanice din Munții Gurghiu, a constituit obiectul cercetărilor geologice în mai multe etape. Deși regiunea este cuprinsă în studiile care privesc întreaga zonă vulcanică din Carpații Orientali încă din a doua jumătate a secolului trecut, abia începând cu anul 1938 aici s-au executat cercetări detaliante. Astfel, în perioada 1938—1955 cercetările efectuate de Rigore, Budesci, Treiber (1957), Götz (1957) privesc vulcanologia, petrografia, precum și unele probleme metalogenetice.

Cercetările complexe geologice, geofizice, geochemice, cu foraje și galerii s-au executat în diferite etape, deci cu interruperi începînd cu anul 1956 și pînă în anul 1979. La aceste cercetări au participat: Rădulescu et al. (1956—1958); Suciu et al. (1963); Peltz (1969); Stanciu et al. (1970); Cristescu et al. (1972); Dunden et al. (1975); Botar (1975—1976); Peltz, Peltz (1977); Scupin et al. (1977); Peltz et al. (1979); Ionescu et al. (1979). Cercetarea cu foraje a infrastructurii craterului Seaca-Tătarca a fost întreprinsă de IFLGS între anii 1958—1960 și 1967—1968. Studiul mineralogie-petrografic al carotelor a fost efectuat de Tănăsescu (1971). În anii 1978—1979 IPEG „Harghita” execută prospectarea ariei hidrotermale de la izvoarele pîriului Gâineasa cu o galerie de coastă și un foraj de adincime medie.

Lucrările geologice realizate au contribuit la cunoașterea detaliată a structurii edificiului vulcanic Seaca-Tătarca, precum și a proceselor hidrotermale asociate. Ele au fundamentat concluziile privind perspectiva metalogenetică, precum și programele de lucrări vizînd verificarea acestei perspective.

II. Cadrul geopetrografie și paleovulcanologie

Edificiul vulcanic cu crater Seaca-Tătarca se situează în partea centrală a Munților Gurghiu, între caldera Fincel-Lăpușna la nord și edificiul vulcanic cu crater Șumuleu la sud-est (fig. 1); pe același aliniament, între Seaca-Tătarca și Șumuleu, se situează vulcanul Borzont, fără crater (fig. 1). Toate aceste结构uri vulcanice împreună cu altele mai îndepărtate, cum sunt Jirca la nord-vest, Ciumanî-Fierăstraie la est-sud-est (fig. 1), aparțin compartimentului structural superior al ariei vulcanice Gurghiu. Acest compartiment cu extindere regională pe teritoriul vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita cuprinde produsele ultimei etape din desfășurarea vulcanismului andezitic și care s-a manifestat cu amploare în Pliocen.

În acord cu punctele de vedere prezentate de Rădulescu et al. (1964) cu privire la activitatea eruptivă din munții Gurghiu, în spațiul edificiului vulcanic Seaca-Tătarca, precum și al celorlalte aparate din regiune s-a derulat o activitate vulcanică mixtă, preponderent efuzivă.



În linii generale, succesiunea eruptiilor s-a produs de la andezitele cu hornblendă la andezitele cu piroxeni. Acestea din urmă ocupă cele mai impor-

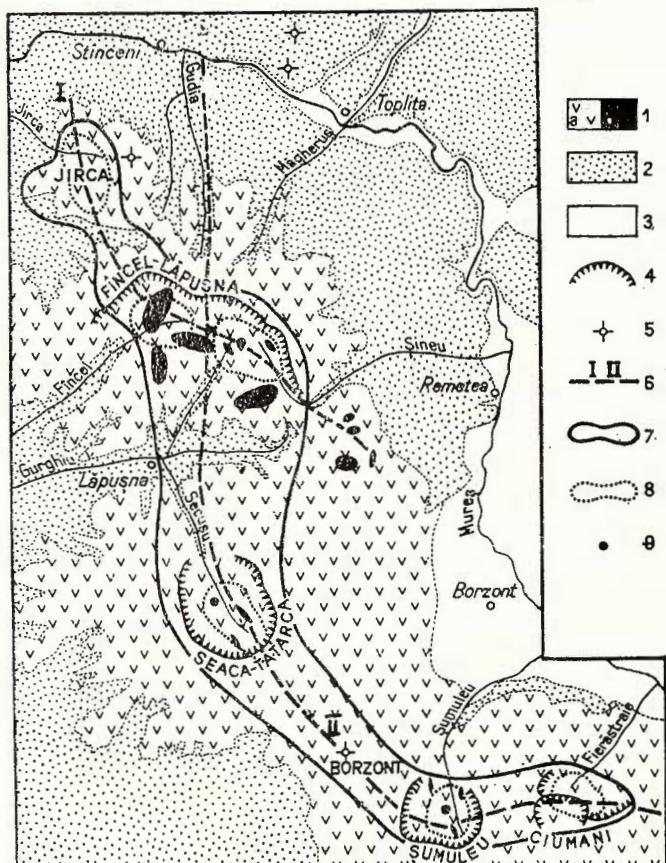


Fig. 1. — Poziția craterului Seaca-Tătarca în aria vulcanică a Munților Gurghiu.
 1, compartimentul superior (stratovulcanic): a, lave și piroclastite; b, intruziuni;
 2, compartimentul inferior (vulcano-sedimentar); 3, alte formațiuni geologice;
 4, marginea calderei și a craterelor; 5, centru de erupție; 6, aliniament tectono-vulcanic;
 7, limita districtului metalogenetic Gurghiu; 8, aureolă hidrotermală;
 9, foraj structural 35 502 (1200 m).

Position du cratère Seaca-Tătarca dans l'aire volcanique des monts Gurghiu.
 1, compartiment supérieur (stratovolcanique): a, laves et pyroclastites; b, intrusions;
 2, compartiment inférieur (volcano-sédimentaire); 3, autres formations géologiques;
 4, bordure de la caldeira et des cratères; 5, centre d'éruption; 6,
 alignement tectono-volcanique; 7, limite du district métallogénique Gurghiu;
 8, auréole hydrothermale; 9, forage structural 35 502 (1200 m).

tante suprafețe din Munții Gurghiu; urmează andezitele cu hornblendă și piroxeni și andezitele cu hornblendă.

Edificiile vulcanice cu crater, împreună cu structurile vulcanice din sistemul calderei Fincel-Lăpușna, precum și cu alte structuri extra-crateriale din Munții Gurghiu marchează aliniamente tectono-vulcanice orientate NV—SE, N—S, V—E (fig. 1). Toate acestea se încadrează în sistemul major al ariei vulcanice Călimani-Harghita cu orientare generală NV—SE.

TABELUL 1

Compoziția mineralologică modală (limite) a andezitelor din aria craterială Seaca-Tătarca

Nr. crt.	Tipul petrografic	Fenocristale				Masă fundamentală
		Plagioclaz	Piroxeni	Hornblendă	Minerale opace	
1	Andezit cu piroxeni	25—45	5—12	—	1—3	40—65
2	Andezit cu piroxeni + hornblendă	20—30	3—6	2—7	1—3	60—75
3	Andezit cu hornblendă ± piroxeni	20—25	2—8	6—12	1—2	60—70
4	Andezit cu hornblendă	15—35	—	6—15	1—2	45—70

TABELUL 2

Compoziția mineralologică modală, forajul 35 502

Nr. crt.	Tipul petrografic	Fenocristale					Masă fundamentală
		Plagioclaz	Hornblendă	Piroxeni	Cuarț	Minerale opace și secundare	
1	Andezit cu hornblendă verde (superior)	14,5—24,3	7,9—17,9	0,5—3,2	—	6,2—12	52—61
2	Andezit cu hornblendă verde (inferior)	30,4—34,2	13,8—24,6	—	—	2,5—3,9	38,8—52
3	Andezit cu hornblendă ± piroxeni	21,3—30	8,4—15,2	sporadic —3,5	—	2,6—6,5	55,3—65,8
4	Andezit cu hornblendă opacitizată și piroxeni	12,8—17,6	1,5—4,3	1,3—2,5	—	2—3,7	74,7—82,9
5	Andezit, microdiorit cu hornblendă și cuarț	19,2—69,1	5,2—6	—	sporadic	5,7—7,3	74,5—84,3

Edificiul vulcanic Seaca-Tătarca se găsește într-o bună stare de conservare, ceea ce a permis descifrarea structurii sale stratovulcanice. Cercetările efectuate de Rădulescu et al. (1964) au arătat că la alcă-



tuirea suprastructurii edificiului participă produsele a trei momente explozive și ale unui număr egal de momente efuzive. Aceste produse sunt: andezite cu hornblendă verde, andezite cu hornblendă verde resorbită + piroxeni, andezite cu augit și hipersten, pirolastite inferioare (fragmente de andezit cu hornblendă verde), pirolastite intermediare (fragmente de andezit cu hornblendă + piroxeni și de andezit piroxenic), pirolastite superioare (fragmente de andezit piroxenic). Cu excepția andezitelor cu piroxeni care acoperă clinele vulcanului, celelalte produse se dezvoltă în interiorul craterului (pl. I).

Prospecțiunile de mare detaliu efectuate de Botar în perioada 1975—1976 au condus la evidențierea prezenței în partea sudică a craterului a rocilor dioritice, a andezitelor cu hornblendă brună, precum și a andezitelor cu piroxeni + hornblendă verde. Totodată, se aduc precizări privind extinderea areală a tuturor petrotipurilor ce aflorează în crater, dar mai ales în legătură cu vulcanitele transformate hidrotermal și indicațiile de mineralizare.

Imaginea generală a structurii edificiului vulcanic are în vedere o adâncime de peste 1500 m; în stadiul actual de cunoaștere aceasta rezultă din corelarea datelor de suprafață cu cele oferite de foraje dintre care se remarcă forajul 35 502 de 1200 m și forajul 3 de 650 m. În linii generale această imagine, aşa cum a fost prezentată de Peitz în 1974, evidențiază următoarele: sub actualul nivel de eroziune din crater, respectiv sub andezitele cu hornblendă verde se situează un complex stratovulcanic de compoziția andezitului cu hornblendă verde ± piroxeni. Grosimea complexului este apreciată la 297 m. Sub acest complex se situează lavele andezitului cu hornblendă verde (inferior), având grosimea în foraje de circa 160 m. Pe grosimi de sute de metri forajul structural 35 502 a străbătut andezite cu hornblendă și cuarț sporadic, oprindu-se în acest petrotip. Se poate considera că în infrastructura ariei crateriale la adâncimi mai mari de 500 m se află produsele unui vulcanism mai vechi și mai acid.

Compoziția mineralologică modală a petrotipurilor din aria craterială și din infrastructura acesteia este prezentată în tabelele 1 și 2. În aria Găineasa, la alcătuirea infrastructurii crateriale participă, pe lîngă lave + pirolastite, corpuri dioritice sau andezitice, precum și corpuri de brecii endogene (fig. 2).

Din cele prezentate rezultă că cercetările efectuate și în primul rînd forajele au evidențiat alcătuirea complexă a infrastructurii craterului Seaca-Tătarca. Aceasta implică acceptarea unei activități eruptive diversificate, un vulcanism de tip central alimentat de unul sau mai multe canale, asociat cu intruziuni andezito-dioritice și cu corpuri de brecii endogene (vulcanism exploziv ratat). Pînă în prezent nu s-a realizat interceptarea cu forajele executate a unuia dintre canalele de alimentare; pe baza interpretărilor paleovulcanologice (Rădulescu et al., 1964) sau din datele forajelor (Peitz, 1969 și 1974) acesta s-ar situa în partea centrală a craterului.

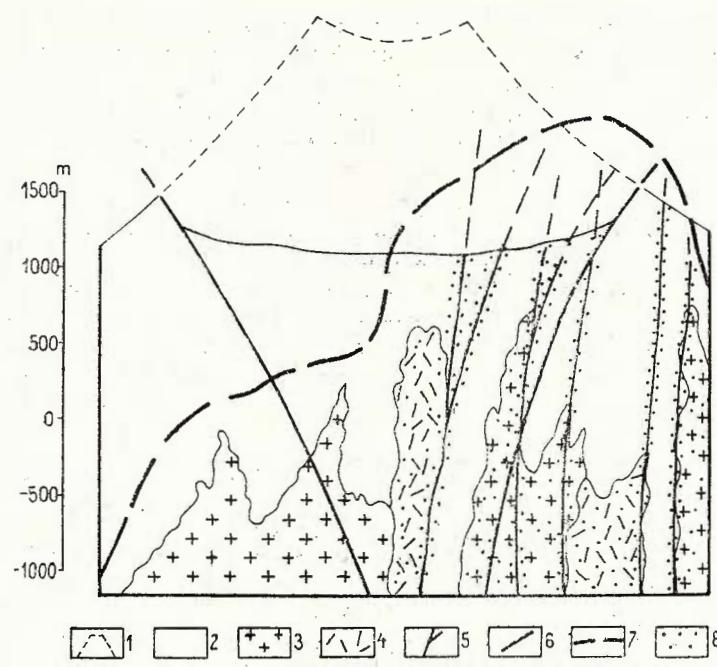


Fig. 2. — Secțiune ipotetică în partea de sud a edificiului vulcanic Seaca-Tătarca.
 1, con vulcanic prăbușit și erodat; 2, produsele edificiului vulcanic și ale fundației prevulcanice; 3, corp eruptiv andezito-dioritic; 4, brăie endogenă; 5, fracturi din grupul Găineasa; 6, fracturi care au provocat colapsul craterial; 7, aureolă hidrotermală; 8, mineralizare.

Section hypothétique dans la partie sud de l'édifice volcanique Seaca-Tătarca.
 1, cône volcanique effondré et érodé; 2, produits de l'édifice volcanique et du sous-sol prévolcanique; 3, corps éruptif andésito-dioritique; 4, brèche endogène; 5, fractures du groupe Găineasa; 6, fractures ayant provoqué le colapse crateriel; 7, auréole hydrothermale; 8, minéralisation.

III. Cadrul metalogenetic

În acord cu raionarea metalogenetică adoptată pentru harta metalogenetică a României (Mureșan, Peltz, 1968), edificiul vulcanic cu crater Seaca-Tătarca se încadrează în districtul metalogenetic Gurghiu cu acumulări hidrotermale de sulfuri polimetalice și sulfuri polimetalice aurifere (fig. 1). În acest district se cuprind ariile de prognoză din compartimentul structural superior al Munților Gurghiu ce cantonează indicații privind mineralizația auro-argentiferă, mineralizația polimetalică și cea cupro-molibdenică de tip diseminat. Activitatea metalogenetică se asociază de preferință eruptiilor pliocene de andezite amfibolice și de andezite amfibolo-piroxenice; se cunosc indicații de mineralizație și în asociere cu eruptiile de andezite cuarțifere sau de dacite. Activitatea hidrotermală

a fost controlată de aliniamentele tectono-magmatische Jirca-Şineu (pl. I, fig. 1) și Fincel-Lăpușna-Seaca-Tătarca-Şumuleu-Fierăstraie (pl. II, fig. 1). Majoritatea indicațiilor de mineralizare cunoscute pînă în prezent sunt de tip diseminat (cuprifere în special) și se localizează în corpuri eruptive și coloane de brecii situate la diferite adîncimi în infrastructura ariilor crateriale (Peltz et al., 1973, 1975, 1976).

În craterul Seaca-Tătarca aria transformările hidrotermale se localizează în bazinul piraielor Găineasa și Frățileasa; asociatia de neominerale indică extinderea areală a faciesurilor argilic și silicic. În coloanele litologice-hidrometasomatice ale forajelor se remarcă extinderea în adîncime a argilizării și mai puțin a silificierii, prezența carbonatărilor, sericitărilor (Peltz, 1969, 1974); Stančiu et al., 1970; Stančiu, 1973; Stančiu în Peltz et al. (1979). Transformările hidrotermale din aria Găineasa se extind spre est la exteriorul craterului în sectorul Poiana Găinușa.

Indicațiile de mineralizare de la Seaca-Tătarca se cunosc la izvoarele pîriului Găineasa, sub buza craterului și au fost descrise ca aurifere (pirită auriferă?) de Grigore (1957). În forajul structural de 1200 m situat aproximativ în centrul craterului, începînd cu adîncimea de 500 m apare pirita în asociatie cu marcasita; în apropierea adîncimii de 1200 m a fost observată asociatia pirită + calcopirită + blendă. Mineralizația este asociată zonei de înrădăcinare a andezitului cu hornblendă \pm piroxeni și a andezitului amfibolic cuartifer (Peltz, 1974). În forajele de adîncime mică executate în partea centrală și vestică a ariei Găineasa, precum și în forajul de adîncime medie din partea extrem sud-estică lipsesc indicațiile de mineralizare. Aceste constatări par să confirme punctul de vedere care vizează întreaga arie a districtului Gurghiu privind prezența corpurilor eruptive posibil mineralizate în infrastructura calderei Fincel-Lăpușna și a edificiilor vulcanice cu crater, la adîncimi mai mari de 500 m.

IV. Observații privind distribuția B, Cu, Pb, Zn, Mo, As, Ag în vulcanitele proaspete și hidrotermalizate din aria Găineasa

În ultimii ani, în cadrul lucrărilor geologice executate în ariile crateriale Șineu, Seaca-Tătarca, Șumuleu din Munții Gurghiu în vederea stabilirii unor indicatori metalogenetici, s-a acordat o atenție sporită, pe baza datelor litogeochimice, modului în care unele elemente minore metalogene se distribuie în vulcanitele proaspete și hidrotermalizate.

Experiența acumulată pînă în prezent în cercetarea ariilor crateriale din Munții Gurghiu-Harghita demonstrează că în condițiile particulare din această regiune vulcanică, și anume: a) gradul avansat de acoperire cu sol și grohotiș; b) stadiul puțin avansat al eroiunii suprastructurii vulcanice și c) alcătuirea geologică complexă a infrastructurii ariilor crateriale, cercetările litogeochimice de mare detaliu completează cu grad sporit de eficiență prospecțiunile geoelectrice și pedogeochimice, contribuind la elucidarea problemelor metalogenetice.

Cu prilejul prospecțiunilor de mare detaliu, însoțite de șanțuri și puțuri executate în sudul craterului Seaca-Tătarca, au fost realizate 725 analize spectrale și 110 analize chimice⁴ privind un larg diapazon de elemente minore. Aceasta a condus la acumularea unui important volum de date care contribuie la o mai bună cunoaștere a modului în care unele elemente minore indicatoare în metalogeneza se distribuie în vulcanitele din regiune.

Elementele care vor fi examineate în continuare sunt: borul, dintre elementele emanațiilor vulcanice; Cu, Zn, Ag, Pb, dintre elementele minereurilor; arsenul, dintre elementele sulfosărurilor.

Se constată că în probele litogeochimice de la Seaca-Tătarca aceste elemente prezintă limite largi de variație de la lipsa conținuturilor sau urme, pînă la conținuturi ce depășesc cu mult pragul geochimic. Datorită acestei situații, precum și a dispersiei areale a valorilor se ia în considerație pragul geochimic ca indicator-limită pentru prezența procesului de mineralizare.

În acceptarea valorii pragului litogeochimic local ca indicator-limită de mineralizare s-a pornit de la comparația cu valoarea fondului și nu a clarkului, deoarece fondul reprezintă conținutul elementului respectiv într-un anumit sistem geochimic, pe cînd clarkul reprezintă media ponderată a tuturor fondurilor. Aceasta se ilustrează în tabelele 3 și 4.

TABELUL 3

*Clarkul diferitelor elemente**

Sc	10	14	22	15
V	90	95	135	100
Cr	83	70	100	90
Co	18	12	25	27
Ni	58	44	75	80
Cu	47	30	55	70
Zn	83	60	70	40
As	1,7	1,7	1,8	—
Ag	0,07	0,06	0,007	0,08
Pb	16	15	13	15

* După Vinogradov (1962), Wedepohl (1967), Mason (1966), Shaw (1964) în Scerbina (1972).

TABELUL 4

*Valorile clarkurilor (ppm) și fondului (ppm) unor elemente minore în rocile magmatische intermediare**

Element	Clark	Fond
Plumb	16	15
Zinc	50	72
Cupru	100	35
Molibden	3	0,9
Argint	0,1	—
Arsen	5	2,4
Vanadiu	150	100
Crom	200	560
Cobalt	30	20
Nichel	80	55

* După A. P. Vinogradov

În cadrul observațiilor privind valorile „fondului”, „pragului” și „gradului de mineralizare”, trebuie avut în vedere faptul că fondul depinde considerabil de condițiile în care se formează rocile analizate și totodată de proprietățile geochimice ale elementelor în discuție. Astfel, se știe că în sistemele hidrotermale zincul este antrenat ușor, totodată cuprul și molibdenul săn elemente mobile. Mobilitatea plumbului este



mult inferioară, comparativ cu mobilitatea cuprului și zincului, dar argintul este mai mobil decât plumbul.

A. Borul

Dintre elementele chimice cuprinse în emanațiile vulcanice —B, C, N, O, F, P, S, Cl — borul este singurul despre care deținemem informații din analizele efectuate. Prezența și uneori abundența borului în aria Găineasa constituie un indiciu atât privitor la concentrarea sa în soluțiile hidrotermale, precum și la prezența unor minerale de bor în vulcanite. Emanățiile din stadiile solfatarian-mofetice asociate erupțiilor vulcanului Seaca-Tătarca nu au lăsat urme de bor în rocile preexistente, exceptând andezitele cu piroxeni care constituie ultimele erupții ($B = 0-100$ ppm, tab. 5). Diferitele conținuturi de bor care au fost dozate în rocile din aria craterială sunt depuse din soluții hidrotermale (tab. 5). Se observă un raport direct proporțional între conținutul de bor și activitatea hidro-

TABELUL 5

Limitele valorilor unor elemente minore (ppm) în andezitele din craterul Seaca-Tătarca (după Botar, 1977)

Nr. crt.	Tipul petrografic	B	Mo	Cu	Pb	Zn	Ag	As
1	Andezit cu piroxeni	0—100	0—2	10—150	0—22	0—70	—	—
2	Andezit cu piroxeni + hornblendă	—	0—5,8	5—210	0—50	0—70	0—0,4	—
3	Pirolastitele andezitului cu piroxeni + hornblendă	—	0—3,6	5—190	0—53	0—75	0—0,4	—
4	Andezit cu hornblendă verde + piroxeni	—	0—40	4—200	0—36	0—150	0—0,5	—
5	Pirolastitele andezitului cu hornblendă verde + piroxeni	0—1000	0—37	3—800	0—100	0—250	0—1,2	—
6	Andezit argilizat	0—3000	0—33	4—270	0—150	0—200	0—0,5	300
7	Andezit silicifiat	0—5200	0—300	2—1000	0—200	0—1450	0—1,1	320
8	Fondul litogeochimic (ppm)	25	1,15	35	8	35	0,05	1,1
9	Pragul litogeochimic (ppm)	100	2,30	75	20	72	0,07	2,5

termală. Astfel, borul lipsește în andezitele cu hornblendă și piroxeni proaspete, dar indică valori pînă la 3000 ppm în aceleasi roci argilizate și valori pînă la 5200 ppm în rocile silicificate (tab. 5).



Diagrama de variație a borului (fig. 3) ilustrează creșteri importante în andezitele argilizate și silicificate și în piroclastitele cu elemente de andezit amfibolic care de asemenea sunt hidrotermalizate. În aceeași figură sunt prezentate și diagramele de variație ale elementelor considerate

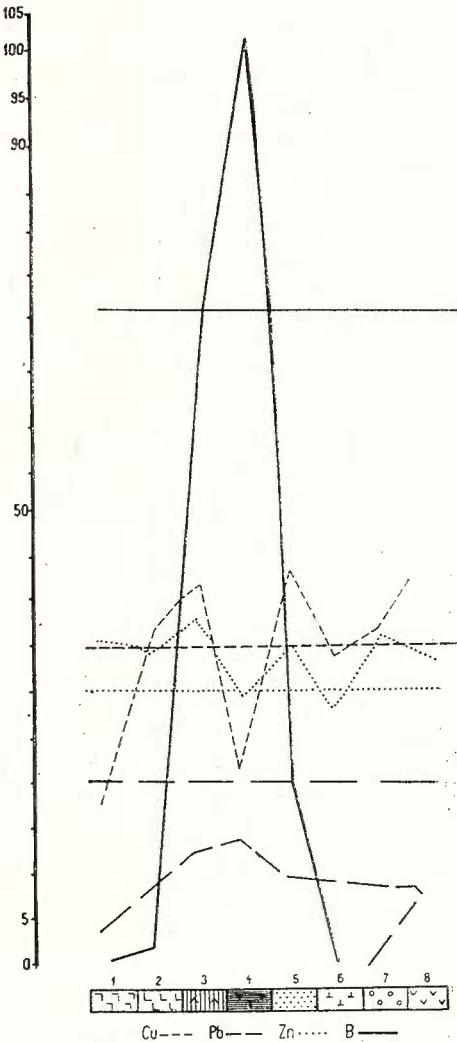


Fig. 3. — Diagramme de variation Cu, Pb, Zn, B.

1, andezit cu hornblendă brună; 2, andezit cu hornblendă verde + piroxeni; 3, andezit cu hornblendă verde + piroxeni, silicificat; 4, andezit cu hornblendă verde + piroxeni, argilizat; 5, piroclastite nivel I; 6, andezit cu piroxeni + hornblendă verde; 7, piroclastites nivel II; 8, andezit cu piroxeni.

Diagrammes de variation Cu, Pb, Zn, B.
 1, andésite à hornblende brune; 2, andésite à hornblende verte + pyroxènes;
 3, andésite à hornblende verte + pyroxènes silicifiée; 4, andésite à hornblende verte + pyroxènes argilisée; 5, pyroclastites niveau I; 6, andésite à pyroxènes + hornblende verte; 7, pyroclastites niveau II; 8, andésite à pyroxènes.

indicatori metalogenetici, precum Cu, Pb, Zn. În acest mod se poate observa prezența în rocile hidrotermalizate de la Găineasa a unei corelații bune între creșterea valorilor borului și plumbului și a unei corelații parțiale B—Cu—Zn. Rezultă că prezența borului peste pragul litogeochimic în rocile alterate de la Găineasa indică aportul ionilor metalici Cu, Pb, Zn în soluțiile hidrotermale.

Conform particularităților geochemice ale fiecărui element, este de presupus o descărcare mai accentuată a borului în etajul superior al sistemului termodinamic (fracturi, sisteme de fisuri, corpuri de brecii) și o migrare limitată a Cu, Pb, Zn, având ca rezultat depunerea lor în etajul inferior.

Situată de la Seaca-Tătarca nu trebuie însă generalizată, fiecare edificiu vulcanic prezintă particularitățile sale și din punct de vedere geochemical.

La Ostoros, de exemplu, deși borul se îmbogățește în procesul de silicifiere, acestui element nu i se asociază ionii metalici. Conform datelor litogeochimice pe care le oferă prospecțiunile făcute de Peter (1976), în andezitul cu hornblendă ± piroxeni hidrotermalizat din partea central-vestică a craterului $B = 30 - >1000$ ppm. Numai uneori valorile $B > 1000$ ppm se coreleză cu valori ale $Cu = 300 - 600$ ppm, $Mo = 10$ ppm, $Pb > 50$ ppm, $Zn > 50$ ppm. Se întâlnesc și cazuri în care la valori ale $B > 1000$ ppm, $Cu, Mo, Pb, Zn = sld$. Aceste date ilustrează circulația soluțiilor hidrotermale bogate în bor la mari distanțe și posibilitatea diferențierii mai accentuate a chimismului soluțiilor cu depunerea ionilor metalici mai în adîncime sub controlul regimului termodinamic favorabil.

Tot la Ostoros, în forajul 3, Stanciu (1976 și în Peletz et al., 1975) evidențiază o metasomatoză a borului de mare intensitate. Autoarea consideră că soluțiile pneumato litice-hidrotermale cu conținut ridicat de bor au substituit total unele minerale, rezultând rocile turmalinizate. Intensitatea turmalinizării scade progresiv cu apropierea de suprafață. Deși zona cu turmalinizări din coloana forajului 3 este sterilă, ea reprezintă un indicator metalogenetic, deoarece asociațiile turmalină-sericit și turmalină-cuarț se coreleză genetic cu mineralizația cupro-molibdenică de tip diseminat și cu mineralizația complexă.

În acord cu cele de mai sus, se poate considera că în aria vulcanică Găineasa borul constituie un bun indicator metalogenetic. Valorile anormale de bor se inseră în anomalia litogeochimică Cu—Mo și în anomalia pedogeochimică cupriferă. De aceea, sectoarele cu roci silicificate și valori anormale de bor din aria Găineasa constituie obiective prioritare pentru cercetările viitoare.

B. Cuprul

După date din literatură clarkul cuprului variază între 30—100 ppm (tab. 3, 4). La Seaca-Tătarca, pe baza analizelor litogeochimice, a fost stabilit fondul cuprului la 35 ppm. Această valoare este mai mică decât limita inferioară a cuprului în andezitele cu piroxeni și hornblendă din Munții Gurghiu în general și craterul Seaca-Tătarca în special (tab. 6), dar se încadrează în limitele de conținut ale andezitelor cu hornblendă din Munții Gurghiu și craterul Seaca-Tătarca (tab. 6).

Pragul litogeochimic stabilit la 75 ppm $\approx 2 \times$ fondul litogeochimic (tab. 5). Această valoare corespunde foarte bine cu limita intervalului de mineralizare dispersă a cuprului (Pop et al., 1962, tab. 7).



În andezitul cu hornblendă verde de la Seaca-Tătarca, D u d n i c et al. (1975) indică media $Cu = 30 \text{ ppm} \approx$ fondul litogeochimic. În sol, cuprul se concentrează pînă la de 13 ori fondul, indicînd local trei ano-

TABELUL 6

Limitele valorilor Pb, Cu, Zn în andezite cu piroxeni și hornblendă și andezite cu hornblendă

Element	Munții Gurghiu		Craterul Seaca-Tătarca		Foraj 35.502
	andezit cu piroxeni și hornblendă	andezit cu hornblendă	andezit cu piroxeni și hornblendă	andezit cu hornblendă	andezit cu hornblendă
Pb	5—13	7—30	11—13	7—10	15—48
Cu	54—60	20—58	54	20—50	90—180
Zn	58—74	40—80	58—70	40—70	340—500

Analist : Constanța Udrescu în Peltz et al., 1973; Peltz, 1974.

TABELUL 7

Limita valorilor Pb, Zn, Cu, Ag, Mo în scoarța terestră pentru diverse zone de concentrație (Popa et al., 1962)

Element	Lipsă de mineralizare (ppm)	Mineralizare dispersă (ppm)	Mineralizarea bogată (ppm)
Plumb	60	70—600	700—3000
Zinc	100	110—600	700—3000
Cupru	60	70—600	700—3000
Molibden	6	7—60	70—600
Argint	—	1—6	7

malii cuprifere cu valori medii : 50, 96, 122 ppm. Asemenea conținuturi constituie indicatori privind prezența în adâncime a unor eventuale mineralizații cuprifere. Intensitatea și extinderea anomalilor arată că asemenea mineralizații ar fi de tipul diseminat și s-ar localiza la adâncimi mai mari de 500 m, o parte din cuprul antrenat în circuitul soluțiilor ascendente și descendente depunîndu-se pe parcurs.

În andezitul cu hornblendă verde și piroxeni $Cu = 4—200 \text{ ppm}$ (tab. 5), valoarea maximă reprezentînd aproape de șase ori fondul. În același andezit argilizat conținutul maxim este de 3,6 ori pragul litogeochimic, iar în cazul silicifierii valoarea maximă ajunge egală cu 13 ori pragul și

28,5 ori fondul. Aceste date indică, pe baza marii mobilități a cuprului, circulația sa în sistemul hidrotermelor acide la conținuturi care se încadrează uneori în limitele considerate indicatoare pentru mineralizația dispersă. În acord cu cele de mai sus se poate considera că sectoarele cu roci silicificate indică, în cazul ariei Găineasa, posibilitatea ca în adîncime să fie prezentă o mineralizație cupriferă: rocile silicificate cercetate pînă în prezent constituie doar un indicator, ele în sine nu prezintă interes economic, dovedă fiind lipsa sulfurilor și sulfosărurilor de cupru. Valorile de pînă în 0,05–0,06% Cu în andezitele silicificate-argilizate pot fi puse pe seama piritei cuprifere. Singurele date analitice privind rocile din adîncime sunt din forajul 35 502. În andezitul cu hornblendă verde Cu = 90–180 ppm și este legat de pirită cupriferă, mai puțin calcopirită, minerale disperse în masa rocii (Peltz, 1974).

Pragul litogeochimic al cuprului este apropiat de al zincului (tab. 5, fig. 3). Comparativ cu aceste valori, se observă conținuturi mai mari ale cuprului în andezitele silicificate, piroclastite nivel I și andezite cu hornblendă verde + piroxeni. Diagramele de variație ilustrează o mai accentuată scădere a valorii cuprului față de zinc în andezitele argilizate (fig. 3).

TABELUL 8

Limitele valorilor Pb, Cu, Zn în andezitele cu piroxeni și hornblendă și andezitele cu hornblendă proaspete (A) și hidrotermalizate (B) din aparatele vulcanice Șumuleu, Fierăstraie, Ostoroș

Element	Șumuleu		Fierăstraie		Ostoroș	
	A	B	A	B	A	B
Pb	2,5–23	3–53	2,5–10	4–26	2,5–30 50–190..	31–90
Cu	13–90 330–750..	3,5–122 33–1000..	14–27	9–27	8–56	6–83
Zn	45–175	28–380	46–115	50–115	30–88 150–400..	30–400

.. andezite slab mineralizate din F. 503;

.. andezite slab mineralizate din F.3.

Analist: Constanța Udrescu în Peltz et al., 1975, 1976).

Dacă se compară valorile cuprului în andezitele proaspete și hidrotermalizate de la Seaca-Tătarca, Șumuleu, Fierăstraie, Ostoroș (tab. 5, 6, 8) se observă că magma andezitului cu hornblendă ± piroxeni de la Seaca a fost mai bogată în cupru decât la Fierăstraie și Ostoroș și mai săracă în cupru decât la Șumuleu. În continuare, această situație se conținează mai bine în rocile hidrotermalizate, implicit în ampioarea anomaliei pedogeochimice. Observațiile de mai sus se impun să se verifice cu lucrări de foraj.

C. Plumbul

În vulcanitele ariei crateriale Seaca plumbul a fost determinat la valori foarte variate, dar toate în limite mici (tab. 5). Ca urmare a acestei situații, fondul litogeochimic este de 8 ppm, iar pragul litogeochimic, de 20 ppm. Se constată că acest prag este de peste trei ori mai mic decât limita valorii ce indică procese de mineralizare (Popaea et al., 1962). Rezultă că la Seaca-Tătarca pragul litogeochimic nu poate fi considerat, în cazul plumbului, un indice de mineralizare. Dealtfel și datele din literatură (tab. 6) arată că andezitele cu hornblendă ± piroxeni din Munții Gurghiu în general și craterul Seaca-Tătarca în special conțin valori mici de plumb. Situația este similară la Șumuleu și Fierăstraie atât la andezitele proaspete, cât și la cele alterate. La Ostoros (Munții Harghita) valoarea plumbului crește în andezitul cu hornblendă interceptat de forajul 3 la 50—190 ppm (față de 2,5—30 ppm în roca proaspătă). Dealtfel acest andezit este slab mineralizat cu galenă. Comparativ cu această situație, atrage atenția prezența unor valori de 150—200 ppm în andezitul hidrotermalizat de la Seaca, deci valori reprezentând de 7,5—10 ori pragul litogeochimic. Asemenea conținuturi pot fi acceptate ca indicatori de mineralizare dispersă (tab. 7), considerindu-se și mobilitatea redusă a plumbului în procesul hidrotermal.

Diagramele Cu—Pb—Zn (fig. 4a, b) evidențiază conținuturi mai importante de cupru și zinc, comparativ cu cele de plumb în rocile proaspete, dar mai ales în cele argilizate și silicificate. Se remarcă ușoara tendință a creșterii plumbului în andezitele argilizate (fig. 4a).

D. Zincul

După datele din literatură, clarkul zincului este cuprins între 10—83 ppm (tab. 3, 4). În vulcanitele din craterul Seaca-Tătarca fondul litogeochimic al Zn = 35 (tab. 5) se cuprinde în limitele valorilor clarkului. Pragul litogeochimic este ≈ două ori fondul și este egal cu fondul zincului în roci magmatice, după Vinogradov (tab. 4).

Ca și la plumb, valoarea pragului pentru zinc este redusă sub conținutul minim considerat de unii autori ca indicator de mineralizare. Dealtfel, în rocile nealterate valorile zincului sunt reduse, ele pot figura cel puțin în parte pe seama conținutului cuprins în amfiboli și piroxeni. Situația este comparabilă cu datele din literatură privind Munții Gurghiu și craterul Seaca-Tătarca (tab. 6).

Reține atenția faptul că în andezitele cu hornblendă ± piroxeni din craterele Șumuleu-Fierăstraie-Ostoros limitele valorilor zincului sunt mai mari ca la Găineasa (tab. 5, 8).

În unele roci silicificate au fost dozate conținuturi de zinc pînă la 1450 ppm, ceea ce reprezintă de 20 ori pragul litogeochimic. Aceste valori indică prezența în soluțiile hidrotermale, local și dispers, a unor concentrații de zinc. Asemenea valori nu au mai fost observate în celelalte arii



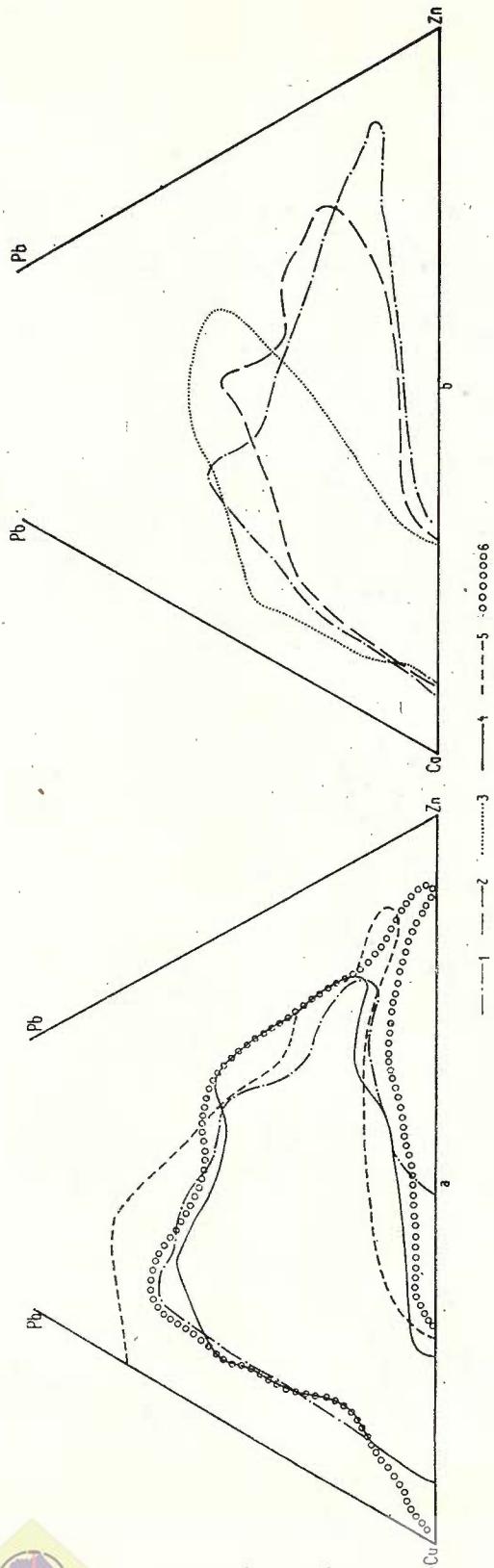


Fig. 4. — Diagramme ternaire $\text{Pb}-\text{Cu}-\text{Zn}$.
a, vulcanite proaspete și hidrotermalizate; b, vulcanite hidrotermalizate; 1, piroclastite cu piroxeni și hornblendă; 3, piroclastite cu piroxeni și hornblendă; 4, andezit cu hornblendă verde și piroxeni; 5, andezit argilică; 6, andezite silicificate.

Diagrammes ternaires $\text{Pb}-\text{Cu}-\text{Zn}.$
a, volcanites fraîches et hydrothermalisées; b, volcanites hidrothermalisées; 1, piroclastites de l'andésite à pyroxènes et hornblendé; 4, andésite à hornblendé verte et pyroxènes; 5, andésites argilisées; 6, andésites silicifiées.



crateriale cu care comparăm datele, inclusiv în andezitele slab mineralizate interceptate de forajul 3 Ostoroș (tab. 8).

TABELUL 9

Distribuția unor elemente minore (ppm) în andezite cu hornblendă verde și în sol, craterul Seaca-Tătarca, parlea sudică*

1. Andezite cu hornblendă verde

Elementul	Proaspăt			Hidrotermalizat		
	Minim	Maxim	Media	Minim	Maxim	Media
Cu	10	60	30	10	50	20
Pb	10	40	30	5	30	20
Zn	50	120	70	50	100	60
Ag	—	0,3	<0,3	—	0,5	<0,5
Mo	—	2	<2	—	2	<2

2. Sol

Elementul	Valoarea		Domeniul de varătie (ppm)	
	Fond, ppm	Prag, ppm	Conținut minim	Conținut maxim
Cu	15	50	5	400
Pb	17	40	5	80
Zn	55	110	50	110
Ag	0,1	0,3	<0,1	0,3
Mo	1,3	3,3	<1	3

* După Dudnic et al., 1985.

Mobilitatea accentuată a zincului în soluțiile care au circulat în aria hidrotermală de la Găineasa este indicată foarte clar și de prospecțiunea hidrogeochimică prin care s-au determinat în bazinul văii Găineasa



50—250 γ/l (Dudnic et al., 1975). Coroborarea tuturor datelor de observație comentate anterior conduce la aprecierea că soluțiile hidrotermale acide au constituit o sursă favorizantă antrenării, circulației și eventual concentrării zincului. În consecință, prezintă interes ariile cu roci silicificate și valori de zinc ce depășesc 400—500 ppm. Considerăm aceste valori ca indicatori pentru mineralizația zinciferă, deoarece se cunoaște pînă în prezent că andezitele slab mineralizate cu blendă de la Seaca-Tătarca, foraj 35 502, conțin 340—500 ppm Zn.

E. Molibdenul

Cercetările litogeochimice indică prezența molibdenului în toate vulcanitele ariei crateriale Seaca-Tătarca. Interesantă este creșterea valorii molibdenului de la ultimele erupții reprezentate prin andezite piroxenice la erupțiile mai vechi de andezite cu hornblendă verde + piroxeni intens afectate de procesele hidrotermale (tab. 5).

În acord cu datele din literatură, clarkul molibdenului apare cuprins între 1—3 ppm (tab. 3, 4). Fondul litogeochimic la Seaca-Tătarca = 1,15; pragul litogeochimic a fost stabilit la $2 \times$ fondul = 2,30 ppm. Conform datelor din tabelul 7, această valoare este de trei ori mai mică decît limita inferioară a indicelui de mineralizare.

Prospecțiunile pedogeochimice au arătat că molibdenul în sol prezintă o valoare de fond = 1,3 ppm și un conținut maxim = 3 ppm.

Sigurele valori interesante au fost dozate în andezitul silicificat, observîndu-se că ele pot ajunge la maximum 300 ppm.

Valorile mari ale molibdenului se coreleză bine cu celelalte conținuturi ridicate de B, Cu și Zn (fig. 3, 5) ce apar în mod deosebit în andezitul silicificat, evidențînd rolul important al soluțiilor acide în migrarea ionilor metalici. Buna corelare a molibdenului cu cuprul se evidențiază prin prezența în probele analizate a unor conținuturi de peste 500 ppm Cu și de peste 50 ppm Mo (pragul litogeochimic fiind 70 ppm la Cu și 2,30 ppm la Mo).

F. Arsenul

Andezitele cu hornblendă ± piroxeni din craterul Seaca-Tătarca, în cazul în care au fost argilizate sau silicificate, indică importante conținuturi de arsen cuprinse între 300—320 ppm (tab. 5, fig. 6).

Considerîndu-se valorile arsenului în toate petrotipurile, rezultă un fond litogeochimic de 1,1 ppm și un prag litogeochimic de 2,5 ppm, 90% dintre probe indicînd valori ce se situează sub prag. Valoarea 2,5 ppm este mai mare comparativ cu a clarkului As = 1,7—1,8 după Viningradov (1962), Wedepohl (1967) și Mason (1966).

În probele în care a fost determinat arsenul la valori peste pragul litogeochimic se remarcă prezența bismutului (valori peste prag), precum și a mercurului (valori sub prag) (fig. 6). Corelarea As—Bi în andezitele hidrotermalizate constituie un aspect local, deoarece conținuturi de

bismut peste valoarea pragului au fost dozate chiar la valori mai mari și în unele andezite proaspete (fig. 6).

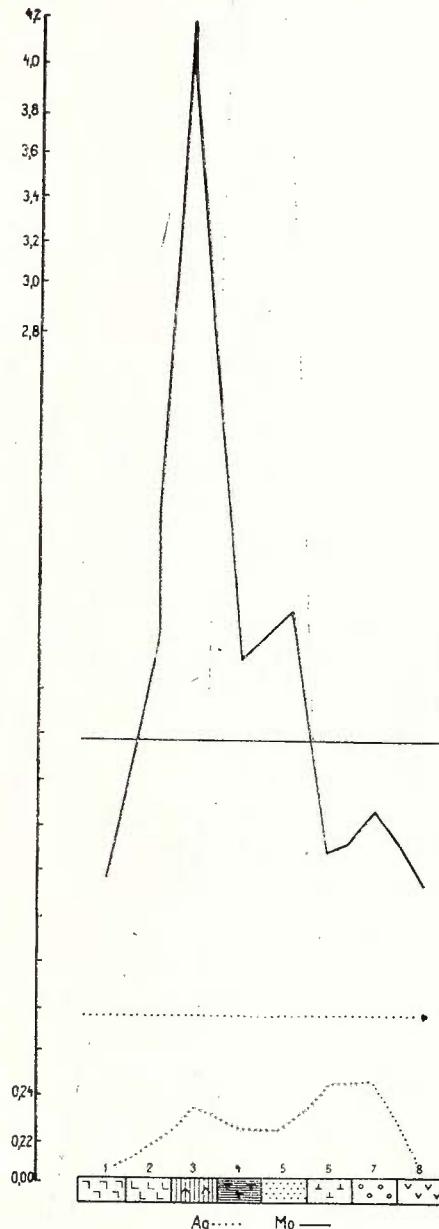


Fig. 5. — Diagramme de variație Ag și Mo.
Explicația legendei ca la figura 3.
Diagrammes de variation Ag et Mo.
Explication de la légende — idem figure 3.

În plus față de bor, migrarea arsenului apare legată strict de circulația hidrotermelor de temperatură mai ridicată. Alura diagramei de

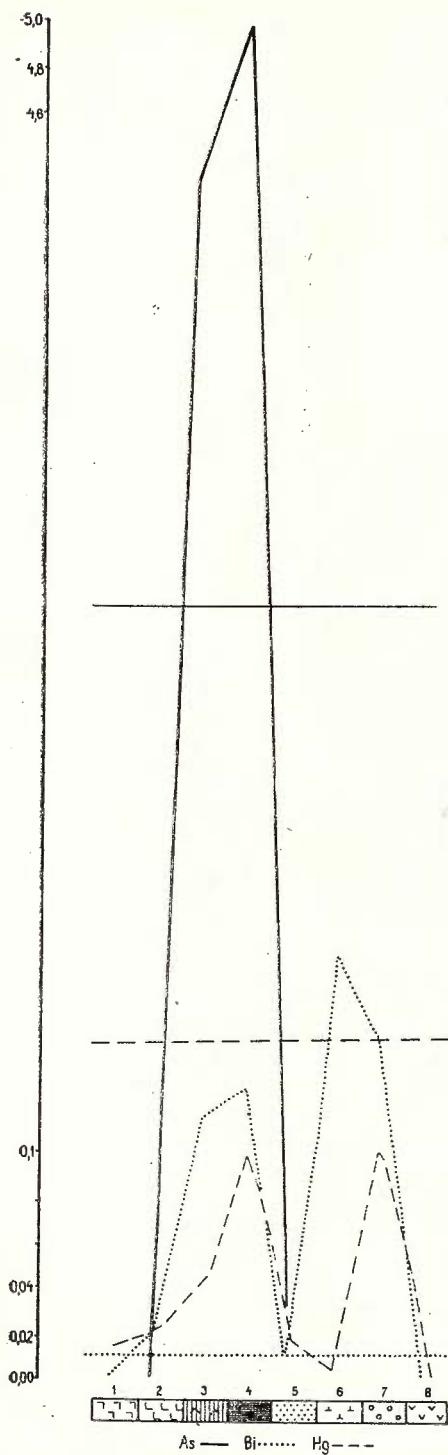


Fig. 6. — Diagramme de variație As, Bi, Hg.

Explicația legendei ca la figura 3.
 Diagrammes de variation As, Bi, Hg.
 Explication de la légende — idem
 figure 3.

variație a arsenului este similară cu a borului și molibdenului (fig. 3, 5), fiind strict limitată la andezitele intens hidrotermalizate. În stadiul actual de cunoaștere asupra geochemiei arsenului în ariile hidrotermale din Munții Gurghiu nu se pot face precizări privind tipul de mineralizație pe care-l indică acest element. Pot fi reținute constatărilor conform cărora la Stînceni prezența arsenului se datorează mineralizației cu mispichel aurifer (Peltz et al., 1981).

G. Argintul

Prezența acestui element a fost observată în probele reprezentând diferitele petrotipuri din regiune, cu excepția andezitului piroxenic (tab. 5). Valoarea pragului litogeochimic este egală cu aceea a clarkului (0,06–1 g/t în Rankama, Sahamaa, 1970). Valori mai mari de 1 g/t Ag se observă în andezitele cu hornblendă verde resorbită + piroxeni în piroclastitele acestuia afectate de silicifiere. Analizele chimice indică conținuturi de 2–6,4 g/t Ag în andezitul argilizat și de 2,4–8 g/t Ag în andezitul silicificat. Cele mai ridicate valori apar local în sectorul de la izvorul pârâului Găineasa în corelare cu indicațiile de mineralizare auriferă. Dealtfel, în analizele chimice și spectrale pe roci hidrotermalizate din aria Găineasa se evidențiază corelația Au–Ag, precum și corelația Ag–Pb. Diagrama de variație a argintului construită pe baza întregului fond de date spectrale prezintă două maxime distințe (fib. 5), asemănătoare cu cele din diagramele Bi și Hg (fig. 6); primul în dreptul andezitelor silicificate, al doilea în dreptul andezitului cu piroxeni + hornblendă și al piroclastitelor acestuia. Deși în ambele cazuri picurile diagramei se situează sub linia pragului litogeochimic, ele indică: a) ușoara îmbogățire în argint a fluxului hidrotermal; b) ușoara îmbogățire în argint a magmei andezitului cu piroxeni + hornblendă verde.

V. Anomalii litogeochimice și semnificația lor

Pe baza datelor analitice care depășesc valoarea pragului litogeochimic au fost conturate anomalii de Cu, Pb, Zn, Mo, și Ag. Aceste anomalii se localizează fără excepție în aria hidrotermală din partea sud-estică a craterului Seaca-Tătarca, străbătută de valea Găineasa și în parte de pârâul Frățileasa (pl. I).

În deplin acord cu particularitățile geochemice ale cuprului și care privesc mobilitatea sa în procesul hidrotermal, anomalia cupriferă prezintă cea mai largă extindere, limitele acestei anomalii corespunzînd anomaliei litogeochimice cumulate (pl. I). Anomalia molibdenului urmărește pe cea a cuprului; se ilustrează astfel grafic buna corelație Cu–Mo, evidentă în majoritatea probelor analizate; și anomalia zincului prezintă extindere asemănătoare cu cea cupriferă. În interiorul acestor anomalii se situează cele de plumb (în partea vestică a cîmpului anomal) și de argint (în partea estică a cîmpului anomal), precum și valorile anomale de bor.



Anomalia litogeochimică cumulată se înscrie în sistemul de fracturi orientat NV—SE ce urmărește în parte direcția văii Găineasa (pl. I). Totodată, anomalia cumulată se suprapune pe anomalia geoelectrică (Scupin et al., 1977) și include anomaliiile pedogeochimice cuprifere (Dudnic et al., 1975). Comparativ cu valorile pragului litogeochimic, intensitatea anomalilor de Cu, Pb, Zn, Mo, Ag poate fi apreciată ca moderată. Această situație se explică prin aceea că eventualele corpuși mineralizate se situează la adâncimi de peste 500—1000 m în infrastructura edificiului vulcanic. Observația de mai sus este confirmată de datele obținute cu forajul structural 35 502 (Peltz, 1974). În coloana litologică a acestui foraj apar indicații de mineralizare mai interesante la adâncimi mai mari de 1000 m.

Intensitatea moderată a anomalilor litogeochimice, ca de altfel și a celor pedogeochimice și geoelectricice, se explică și prin faptul că între corpușile posibil mineralizate și suprafața actuală de eroziune din crater se interpune o stivă groasă de circa 500 m constituită din lave și pirolastrite.

Acest ecran influențează nefavorabil rezultatele investigațiilor cu metode indirecte. Pornindu-se de la această situație care este proprietatea tuturor arborilor crateriale din Munții Gurghiu, numai cercetarea cu foraje deschide structura vulcanică la diferite adâncimi, furnizând date de cunoaștere privind perspectiva metalogenetică.

În acest context, rolul cercetărilor litogeochimice este acela de a evidenția ariile cu anomalii litogeochimice ca arii de perspectivă metalogenetică, de a contribui la ierarhizarea acestora în vederea stabilirii obiectivelor prioritare pentru cercetările cu foraje.

VI. Rolul controlului tectonic în metalogeneza

Cele prezentate anterior arată că din toată aria craterială Seaca-Tătarca numai partea sud-estică situată în bazinul văii Găineasa prezintă interes metalogenetic. În prezent, prin lucrări geologice se evidențiază în sectorul Găineasa prezența unei arii hidrotermale cu argilizări și silicificări; aureolei paleogeotermale î se suprapune aria anomalilor geochimice și geoelectricice. Forajele care au cercetat structura vulcanică au pus în evidență extinderea în adâncime a transformărilor hidrotermale, precum și asocierea acestora, local și la adâncimi de peste 500 m cu indicații de mineralizare.

Transformările hidrotermale se extind spre sud-est pînă la limita depresiunii craterului cu abruptul buzei sale, depășind chiar acest abrupt spre exterior în Poiana Găinușa. În zona contactului depresiunii cu abruptul se cunosc indicații de mineralizare auriferă care au atrăs atenția cercetătorilor cu multe decenii în urmă (Grigore, 1938—1944; Ghika-Budești, 1939).

Admitem că activitatea de transformare hidrotermală și de mineralizare care se localizează cu o evidență delimitare în lungul văii Găineasa se datorează unor fracturi orientate NV—SE. Aceste fracturi pe care le denumim „grupul de fracturi Găineasa” se încadrează perfect în alinia-



mentul vulcano-tectonic și metalogenetic major al districtului metalogenetic Gurghiu (Fîncel-Lăpușna-Seaca Tătarca-Șumuleu-Fierăstraie (fig. 1, pl. I).

Pe lîngă alterații hidrotermale asociate local cu indicații de mineralizare, unele dintre fracturi sunt răspunzătoare de punerea în loc a dyke-ului de andezite cu hornblendă verde resorbită + piroxeni (Rădulescu et al., 1964), precum și a unor apofize microdioritice (Bota, 1976), pe interfluviul Găineasa-Tătarca (pl. I).

O dovedă în plus că hidrotermalismul se asociază acestor fracturi o constituie prezența alterațiilor la exteriorul buzei craterului numai în sectorul Poiana Găinușa care se plasează în prelungirea sud-estică a ariei valea Găineasa.

Pe baza celor de mai sus, precum și a datelor de cunoaștere din forajele 35 502 de 1200 m (Peltz, 1969, 1974) și 3 de 650 m (Peltz et al., 1979) care se localizează pe aliniamentul Găineasa, se poate admite că grupul de fracturi a favorizat punerea în loc a corpurilor andezito-dioritice și a celor de brecii endogene, precum și dezvoltarea proceselor hidrotermale asociate.

În etapa subsecventă edificării vulcanului, fracturile din grupul Găineasa împreună cu altele având direcții diferite și care au fost active în diferite sectoare ale apparatului au determinat prăbușirea conului vulcanului și formarea craterului; forma actuală a craterului nu se datorează numai acestor prăbușiri, ci și unei intense eroziuni centripete.

VII. Concluzii

Rezultatele cercetărilor geologice, geofizice și geochemice executate pînă în prezent în craterul Seaca-Tătarca evidențiază sectorul văii Găineasa, situat în partea sud-estică a regiunii, ca cea mai interesantă arie din punctul de vedere al perspectivei metalogenetice. Aria Găineasa constituie singurul sector din crater în care sunt bine reprezentate produsele activității hidrotermale. Acestea se asociază erupțiilor de andezite cu hornblendă verde, andezite cu hornblendă verde resorbită și piroxeni, iar în adîncimea edificiului vulcanic, și erupțiilor de andezite cu hornblendă verde și quart.

În aria craterială Găineasa prezintă extindere argilizarea și silicifierea; indicații de mineralizare auriferă se cunosc în extremitatea sudică a sectorului la izvoarele văii Găineasa. Forajele au indicat extinderea în adîncime a transformărilor hidrotermale, asocierea argilizării și a silicifierei cu carbonatarea, sericitizarea, prezența pe un larg interval a propilitizării. Asociațiile de minerale metalice pirită + calcopirită sunt prezente la adîncimi mai mari de 500 m.

Pe baza unui număr de 750 analize spectrale și 110 analize chimice reprezentînd toate tipurile de andezite proaspete și hidrotermalizate din craterul Seaca-Tătarca, probate în aflorimente și deschideri artificiale, a fost realizată imaginea detaliată asupra distribuției B, Cu, Pb, Zn, Mo, As, Ag. Pentru fiecare tip de andezit, precum și pentru piroclastite au



fost stabilite valorile de fond și de prag litogeochimic, iar pe această cale au fost sesizate particularitățile metalogenetice ale diferitelor momente eruptive.

În aria vulcanică Găineasa borul constituie un bun indicator metalogenetic. Astfel borul lipsește în andezitul cu hornblendă + piroxeni proaspăt, dar prezintă valori pînă la 3000 ppm și respectiv 5200 ppm în aceleasi roci argilizate, respectiv silicificate. Valorile anomale ale borului se coreleză pozitiv cu cele ale Cu, Pb, Zn. Conținuturile de Cu, Mo, Zn arată creșteri față de pragul litogeochimic, de preferință în andezitele silicificate. Astfel, la cupru creșterile reprezintă de 13 ori pragul (75 ppm), la molibden de peste 100 ori pragul (2,30 ppm), iar la zinc reprezintă de 20 ori pragul litogeochimic (72 ppm). Anomalia litogeochimică cumulată Cu—Mo—Zn—Pb—Ag acoperă în cea mai mare parte aria hidrotermalizată din bazinul văii Găineasa. În cadrul ei se delimitiază, în partea central-vestică, anomalia cupro-molibdenică care include și valori anomale de bor. Anomalia cupro-molibdenică se înscrie în suprafața ocupată de anomalia pedogeochimică cupriferă și anomalia geoelectrică. Amploarea moderată a anomalilor, comparativ cu valorile pragului litogeochimic, poate fi pusă pe seama unei mineralizații diseminate care se asociază corporilor eruptive și coloanelor de brecii situate la adîncimi de peste 500 m în infrastructura ariei crateriale.

Totodată, amploarea moderată a anomalilor litogeochimice se explică prin aceea că între corporile mineralizate și aria craterială se află un complex de lave și pirolastrite cu grosimea de circa 500 m, așa cum indică forajele executate pînă în prezent. Această formățiune ecranează în parte efectul mineralizației asupra cercetărilor indirecte geochimice și geoelectrice de la suprafață.

Factorul principal de control în metalogeneză l-au constituit fracturile care traversează cu direcția NV—SE aria Găineasa. Aceste fracturi se încadrează în aliniamentul tectono-vulcanic și metalogenetic major al Munților Gurghiu. Grupul de fracturi Găineasa a controlat edificarea structurii eruptive constituită din lave și pirolastrite andezitice cu canalele lor de emisie, coruri andezitice și dioritice, coruri de brecii endogene. Aceleasi fracturi au favorizat permeabilitatea structurii și activizarea fluxului hidrotermal, metalizant.

Rezultatele favorabile obținute în craterul Seaca-Tătarca prin utilizarea datelor litogeochimice în studiile metalogenetice recomandă aplicarea acestei metodologii de lucru în activitatea de prospecție ce se va desfășura în viitor în ariile crateriale și extractrateriale din Munții Gălimani-Gurghiu-Harghita.

⁴ Analizele spectrale au fost executate în laboratorul I. M. Bălan, iar analizele chimice în laboratoarele de la I. M. Bălan și I. M. Barza.

BIBLIOGRAFIE

- Botar N. (1976) Raport, arhiva Întreprinderii de prospecțiuni și explorări geologice „Harghita”, Miercurea Ciuc.
- Cristescu Tr., Ștefănciu c A., Enăchescu M., Velicu R. (1971) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Dudnic Gh., Aronescu M., Aronescu L., Schiopu I. (1975) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Ghik a-Budești Șt. (1939) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Götz A. (1957) Resorbția magmatică a hornblendei în andezitele de la Seaca. *Bul. Univ. „Babeș-Bolyai”*, Șt. nat., 1, 1–2, Cluj.
- Grigore I. (1957) Studiul geologic și petrografic asupra munților Gurghiu. Edit. științ., 92 p., București.
- Ionescu Fl., Popescu-Brădet L., Peltz S., Stanciu C., Andrei J., Niculin M., Moldovanu M. (1979) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Mureșan G., Peltz S. (1968) Harta metalogenetică a R. S. România, scara 1 : 200 000, foaia Toplița, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Peltz S. (1969) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- (1974) Unele rezultate ale forajelor structurale din Munții Gurghiu. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LX (1972–1973), București.
 - Stanciu C., Tănăsescu A., Vasiliu C., Vâjdea E. (1973) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
 - Stanciu C., Anastase Ș., Mîndroiu V., Tănăsescu A., Udrescu C., Vasiliu C., Vâjdea E. (1975, 1976, 1979) Rapoarte, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
 - Peltz M., (1977), Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
 - Stanciu C., Udrescu C., Colios E., Tănăsescu A., Vâjdea E., Vanghelie I. (1979) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
 - Stanciu C., Balla Z., Gheorghiu A., Nițulescu I., Pomărleanu V., Udrescu C., Anastase Ș. (1982) Date noi privind mineralizația hidrotermală de la Stinceni (Munții Călimani de sud) *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII/2, București.
- Peter Z. (1976) Raport, arhiva Întreprinderii de prospecțiuni și explorări geologice „Harghita”, Miercurea Ciuc.
- Popea Fl., Filipescu M. N., Steclaci L., Steclaci A. (1962) Prospecțiunea geochemicală. Edit. tehn., București.
- Rankama K., Sahama Th. G. (1970) Geochimia. Edit. tehn., 791 p., București.
- Rădulescu D. P., Vasilescu Al., Peltz S., Gherasi N. (1957) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Vasilescu Al., Peltz S., Dofescu M. (1958) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
 - Vasilescu Al., Peltz S., Peltz M. (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Munților Gurghiu. *An. Com. Stat. Geol.*, XXXIII, București.
- Scerbina V. V. (1972) Osnovi gheochimii. Izd. Nedra, 295 p., Moskva.
- Scupin N., Rusu E., Precup C. (1977) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.



- S tanciu C., (1973) Contribuții la cunoașterea transformărilor hidrotermale ale vulcanitelor neogene din Munții Gurghiu. *Anal. Univ. București*, XXII, București.
- (1976) Transformări hidrotermale în craterul Ostoroș (foraj 3) din Munții Harghita. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII (1974–1975), București.
 - Colios E., Udrescu C. (1970) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- S uceavă M., Proescu A., Popescu A. (1963) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Tănăsescu L. (1971) Date asupra prezenței anhidritului în depunerile hidrotermale din Munții Gurghiu. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 16, 1, București.
- Treiber I. (1957) Despre structura geologică a Munților Gurghiu. *Bul. Univ. „Babeș-Bolyai”*, *St. nat.*, 1, 1–2, Cluj.

OBSERVATIONS LITHOGÉOCHIMIQUES ET IMPLICATIONS MÉTALLOGÉNIQUES DANS L'AIRE VOLCANIQUE DE GÂINEASA (CRATÈRE SEACA-TĂTARCA, MONTS GURGHIU)

(Résumé)

L'édifice volcanique à cratère de Seaca-Tătarca représente la plus grande unité volcanique de la partie centrale des monts Gurghiu (Carpates Orientales). Cette airc volcanique est située sur le même alignement tectono-magmatique que la caldeira Fincel-Lăpușna au nord et les appareils volcaniques Borzont, Șumuleu, Cișmani et Fierăstraie à l'est-sud-est (fig. 1). Tous ces appareils volcaniques appartiennent au compartiment structural supérieur des monts Gurghiu, édifié pendant le Pliocène.

Dans l'appareil Seaca-Tătarca s'est déroulée une activité volcanique mixte, à dominance effusive; la succession des éruptions part des andésites à hornblende jusqu'aux andésites à pyroxènes. La corrélation des données du lever géologique avec celles offertes par les forages (dont un forage de 1200 m) met en évidence la structure complexe du volcan Seaca-Tătarca. Elle a été édifiée en plusieurs moments éruptifs, à savoir : a) un volcanisme andésitique effusif et explosif, alimenté probablement par plusieurs canaux; b) l'association du volcanisme central avec des intrusions andésitiques et dioritiques; c) l'activité explosive ratée et la formation des corps de brèches endogènes. Le volcan Seaca-Tătarca se place dans le district métallogénique Gurghiu (fig. 1) avec des accumulations hydrothermales auro-argentifères et polymétalliques. L'activité hydrothermale s'associe aux éruptions d'andésites à hornblende verte et d'andésites à hornblende+pyroxènes.

L'aire des transformations hydrothermales — dont l'argilisation et la silicification ont plus d'ampleur — se place dans le bassin hydrographique Gâineasa au sud-est du cratère (pl. I). Indices de minéralisation aurifère sont connus dans l'aire hydrothermale, aux sources de la vallée de Gâineasa. Dans le forage de 1200 m situé presqu'au centre du cratère on remarque des indices de minéralisation complexe à des profondeurs de plus de 1000 m.

La corroboration des données de connaissance fournies par les recherches géologiques et géophysiques montre que la minéralisation de Gâineasa s'associe aux zones des cheminées d'alimentation, aux corps éruptifs andésito-dioritiques satellites, ainsi qu'aux colonnes de brèches endogènes.



Les dernières années, dans le cadre des prospections géologiques de grand détail exécutées dans le cratère Seaca-Tătarca, on a accordé une attention particulière à la distribution de certains éléments mineurs, indicateurs des processus métallogéniques dans les volcanites fraîches et hydrothermalisées. On a réalisé 725 analyses spectrales et 110 analyses chimiques pour B, Cu, Pb, Zn, Mo, As, Ag. Les échantillons examinés représentent tous les types d'andésites et ont été prélevés d'affleurements et ouvertures artificielles.

Les éléments dosés se placent entre de larges limites de variation (tabl. 5); du fait de cette situation, ainsi que de la dispersion aréale des valeurs, on a pris en considération le seuil géochimique comme indicateur-limite de la présence du processus de minéralisation (tabl. 5). Dans l'aire volcanique de Găineasa, le bore constitue un bon indicateur métallogénique. Par exemple, cet élément est absent dans l'andésite à hornblende+pyroxènes fraîche, mais il présente des valeurs de jusqu'à 3000 ppm et 5200 ppm dans la même andésite argilisée et notamment silicifiée. Ces valeurs anomalies du bore dans l'andésite silicifiée viennent se corrélérer positivement avec celles de Cu, Pb, Zn (fig. 3). On peut admettre que les valeurs anomalies du bore dans l'aire de Găineasa indiquent l'apport des solutions hydrothermales en Cu, Pb, Zn. Selon les particularités géochimiques de chaque élément, on estime une décharge accrue du bor, à l'étage supérieur du système thermodynamique et la migration limitée du Cu, Pb, Zn, ayant comme résultat leur déposition dans l'étage inférieur.

Les teneurs en Cu, Mo, Zn montrent des augmentations par rapport au seuil lithogéochimique, de préférence dans les andésites silicifiées (tabl. 5). Le seuil lithogéochimique du Cu est proche de celui du Zn (tabl. 5, fig. 3). En comparaison avec ces valeurs on observe des teneurs plus grandes en Cu dans les andésites silicifiées, ainsi qu'une baisse plus marquée du Cu par rapport au Zn dans les andésites argilisées (fig. 3).

Les valeurs anomalies du Mo présentent une bonne corrélation avec les autres teneurs élevées en B, Cu, Zn (fig. 3, 5), enregistrées dans l'andésite silicifié. Une bonne corrélation Cu-Mo est mise en évidence par la présence — dans les échantillons analysés — des teneurs de plus de 500 ppm Cu et de plus de 50 ppm Mo (le seuil lithogéochimique est de 70 ppm pour le Cu et 2,30 ppm pour le Mo).

On a déterminé des teneurs de plus de 1 g/t Ag (limite maximum du seuil lithogéochimique) dans les andésites argilisées et silicifiées de l'extrême sud-est de l'aire Găineasa; elles viennent se corrélérer avec des indices de minéralisation aurifère mis en évidence dans ce secteur.

A partir des données analytiques dépassant la valeur du seuil lithogéochimique, on a contourné des anomalies de Cu, Pb, Zn, Mo, Ag. Sans exception, les anomalies sont localisées dans l'aire hydrothermale de Găineasa. L'anomalie Cu présente la plus large extension; ses limites correspondent à l'anomalie lithogéochimique cumulée (pl. I). L'anomalie zincifère a une extension similaire à celle cuprifère. Dans la partie central-occidentale de l'anomalie cumulée est individualisée l'anomalie cupro-molybdénique avec des valeurs anomalies de bore. Cette anomalie lithogéochimique s'inscrit dans la surface occupée par l'anomalie cuprifère pédogéochimique et par l'anomalie géo-électrique.

On peut mettre l'ampleur modérée des anomalies par rapport aux valeurs du seuil lithogéochimique sur le compte d'une minéralisation disséminée, qui s'associe aux corps éruptifs ou aux colonnes de brèches situées à des profondeurs de plus de 500 m dans l'infrastructure de l'aire cratériale. L'ampleur réduite des anomalies s'explique aussi par le fait qu'entre les structures minéralisées et l'aire cratériale existe un complexe de laves et pyroclastites épais d'environ 500 m, qui joue partiellement rôle d'écran pour l'effet de la minéralisation. Les fractures traversant — sur la direction NO—SE — l'aire Găineasa représen-

tent le principal facteur de contrôle dans la métallogenèse. Ces fractures se rangent dans l'allinement tectono-volcanique et métallogénique majeur des monts Gurghiu. Le groupe des fractures de Găineasa a contrôlé l'édification de la structure éruptive; les mêmes fractures ont favorisé la perméabilisation de la structure et l'activation du flux hydrothermal-métallisant.

Les résultats favorables obtenus dans le cratère Seaca-Tătarca par l'emploi des données lithogéochimiques dans les recherches métallogéniques recommandent l'application de cette méthodologie de travail dans l'activité de prospection qui se déroulera à l'avenir dans les aires crateriales et extracrateriales des monts Călimani-Gurghiu-Harghita.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

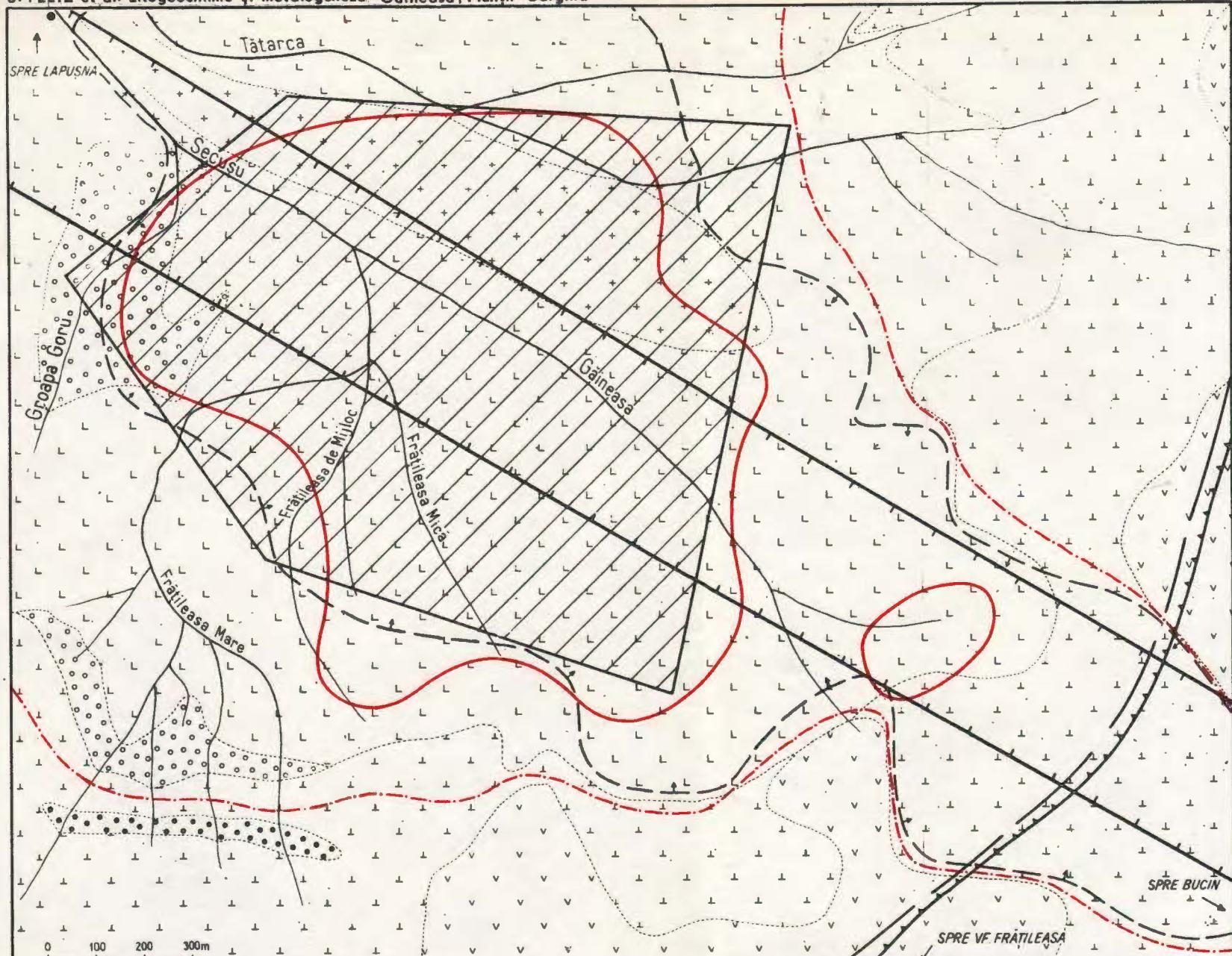
Carte métallogénique du district Găineasa
(Cratère Seaca-Tătarca, monts Gurghiu)

1, andésites à pyroxènes ; 2, andésites à pyroxènes + hornblende : a, laves, b, pyroclastites ; 3, andésites à hornblende verte + pyroxènes : a, laves ; b, pyroclastites ; c, dykes : 4, bordure du cratère ; 5, groupe de fractures Găineasa ; 6, autres fractures ; 7, aire probable de localisation des corps minéralisés à des profondeurs de plus de 500 m ; 8, auréole hydrothermale ; 9, forage ; 10, auréole lithogéochimique ; 11, limite du district métallogénique Gurghiu.



S. PELTZ MARGARETA PELTZ, N. BOTAR
HARTA METALOGENETICĂ A SECTORULUI GÂINEASA
(CRATERUL SEACA-TÂTARCA-MUNTII GURGHIU)

S. PELTZ et al. Litogeochimie și metalogeneză - Gâineasa, Munții Gurghiu



LEGENDA

- 1 Andezite cu piroxeni
- 2 Andezite cu piroxeni și hornblendă
a) lave; b) piroclastite
- 3 Andezite cu hornblendă verde rezorbbită
și piroxen al lavei; b) piroclastite; c) dykkes

- 4 Marginea craterului
- 5 Sistemul de fracturi Gâineasa
- 6 Alte fracturi
- 7 Arie probabilă de localizare a structurii

- 8 Aureolă hidrotermală
- 9 Foră de 1200 m
- 10 Aureolă litogeochimică
- 11 Limita districtului metalogenetic Gurghiu

2. ZĂCĂMINTE

DATE NOI PRIVIND MINERALIZAȚIA HIDROTERMALĂ DE LA STÎNCENI (MUNȚII CĂLIMANI DE SUD)¹

DE

SERGIU PELTZ², CONSTANTINA STANCIU², ZOLTAN BALLA³,
AUREL GHEORGHIU³, ION NIȚULESCU², VASILE POMÂRLEANU²,
CONSTANȚA UDRESCU², ȘERBAN ANASTASE²

Hydrothermal mineralization. Complex eruptive structure. Andesites. Diorites. Hydrothermal alteration. Metallogenesis. Geothermometry. East Carpathians. Young eruptive. Călimani.

Abstract

New Data on the Stînceni Hydrothermal Mineralization (South Călimani Mountains). The hydrothermal mineralization from Stînceni is associated with the Zebrac-Mermecu complex eruptive structure, the most important eruptive body (outcrop area of about 10 sq.km) in the southern part of the Călimani Mountains (East Carpathians). The following magmatic events which led to the building up of the eruptive body are: a) constitution of the andesite laccolith (hornblende + pyroxenes); b) microdiorite intrusion within the laccolith space; c) extrusion of sporadic quartz andesites forming cupolas; d) failed explosive phase and formation of endogenous breccias. The volcanic activity in the region manifested during the Pannonian D/E—Pontian. The hydrothermal transformation processes took place in two different phases. The former is connected with the microdiorite intrusion and generated both sericitic and argillic rocks. The latter is connected with the last andesite eruption that manifested intensely in the zones of tectonic fracture and the endogenous breccias. The modified rocks occur in a sequence of chloritic, sericitic, argillic, carbonatic and silicic type, the argillic rocks being frequently associated with the gold-silver and polymetallic association. The mineralization is present as veins and disseminations. Within the Dealul Ursului vein group the mineralization is mainly gold-silver; the polymetallic mineralization (sphalerite and stibnite are the more important) is subordinate. The disseminations are present in the breccias (gold-bearing arsenopyrite and sphalerite are the more important) as well as in the andesites + microdiorites (chalcocite and sphalerite are the more important). The following mineral associations are characteristic for the Stînceni hydrothermal association: gold-bearing arsenopyrite + marcasite + pyrite + quartz; pyrite + sphalerite + galena + tetrahedrite + bournonite + jamesonite + calcite + quartz; sph-

¹ Predată la 29 aprilie 1980, acceptată pentru publicare la 29 aprilie 1980, comunicată în ședința din 9 mai 1980.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București 32.

³ Întreprinderea de prospecțiuni și explorări geologice „Harghita”, str. Băli nr. 7, 4200 Gheorgheni, jud. Harghita.

lerite \pm pyrrhotite + chalcopyrite + pyrite + calcite; pyrite + pyrrhotite + gold-bearing arsenopyrite + gold and silver tellurides; stibnite + calcite. The mineralized stage is 600 m in height, the gold interval being situated at the upper part (150 m). The mineralization genesis was controlled by the following factors: a) tectonic – which implied the elevation of the Oligocene-Miocene sedimentary basement that became permeable, thus favouring the ascension of the metallizing hydrothermal flux; b) structural – determined by the complex eruptive body; c) lithologic – the mineralization being associated with the quartz andesites and microdiorites. Geochemical data confirm the mineralogical observations, proving the gold and polymetallic character of the mineralization. The mineralothermometric study of the calcite (three generations) and quartz (two generations) point out forming temperatures ranging between 300–170°C; this thermic interval indicates a mesoepithermal mineralization at Stînceni.

I. Introducere

În partea de sud-est a Munților Călimani, în raza localității Stînceni, au fost puse în evidență cu prilejul prospecțiunilor geologice (Văsilescu et al., 1959) și geochemice (Buraclu, 1961), precum și al lucrărilor miniere din perioada 1959–1960 indicații de mineralizare hidrotermală cu caracter aurifer și polimetalic. Ulterior, Peltz (1969) a aprofundat cunoașterea acestor mineralizații în cadrul studiului asupra eruptivului neogen din sud-estul Munților Călimani.

Mineralizația de la Stînceni se asociază structurii complexe andezito-dioritice Zebrac-Mermezeu, cel mai important corp eruptiv din sudul Călimanilor. În cadrul zonei metalogenetice cu mineralizații polimetalice și aurifere asociate ariei vulcanice Călimani-Gurghiu-Harghita, mineralizația de la Stînceni ocupă o poziție particulară, aflindu-se într-un stadiu mai avansat al cunoașterii perspectivei. La aceasta au contribuit studiile metalogenetice corelate cu programul de lucrări miniere și foraje realizat de IPEG „Harghita” în ultimii ani în aria corpului Zebrac-Mermezeu.

Având ca obiectiv principal rezolvarea problemelor care vizează perspectiva economică, cercetarea proceselor de alterare-mineralizare asociate corpului eruptiv Zebrac-Mermezeu a fost abordată de un larg colectiv de specialiști realizându-se: studiul mineralologic și geochemical al produselor alterației hidrotermale și corelarea evoluției acestora cu procesele magmatice; studiul mineralologic și geochemical al mineralizației aurifere și polimetalice; cunoașterea factorilor ce controlează formarea și acumularea mineralizației; poziția spațială și temporală a proceselor metalogenetice în ansamblul manifestărilor vulcanice din regiune, tentativa de corelare a mineralizației de la Stînceni cu mineralizații hidrotermale similare din provincia metalogenetică asociată eruptivului neogen din România.

Unele dintre rezultatele obținute pe linia obiectivelor de mai sus sunt prezentate în continuare și se referă la mineralizația din sectorul valea Zebrac-Dealul Ursului situat în partea vestică a structurii eruptive complexe Zebrac-Mermezeu.



II. Cadrul geologic

Regiunea bazinului superior al văilor Zebrac-Mermezeu este situată în partea centrală a sud-estului Munților Călimani, la circa 7 km nord de Valea Mureșului și de centrul comunei Stînceni și la circa 17 km nord-vest de orașul Toplița (fig. 1). Această regiune prezintă o structură geologică complicată, determinată de participarea depozitelor sedimentare și a vulcanitelor.

Depozitele sedimentare care aflorează în bazinul superior al văii Zebrac, precum și cele interceptate de unele foraje aparțin ca vîrstă Oligocenului, Miocenului inferior (Acvitanian-Burdigalian — strate de Zebrac) și Miocenului superior + Pannonianului (?) (Peltz et al., 1980). Oligocenul a fost observat numai în foraje. Depozitele miocene și pannoniene aflorează la vest, nord și sud de corpul eruptiv Zebrac.

Depozitele sedimentare, ca dealtfel și corpul eruptiv, sunt afectate de falii care se aliniază după direcțiile principale N 30°E—N 45° și N 60°E N 70° (Peltz et al., 1980).

Formațiunile eruptive ocupă cea mai mare suprafață din teritoriu și provin din centre vulcanice situate în regiunea Zebrac-Mermezeu sau în sectoare învecinate.

Elementul geologic principal este structura eruptivă complexă Zebrac-Mermezeu care în bazinul superior al văilor Zebrac și Mermezeu aflorează pe o suprafață de circa 10 km². La alcătuirea acestui corp participă andezite, microdiorite porfirice și brecii endogene.

Petrofondul corpului este constituit din andezite cu hornblendă verde, andezite cu hornblendă verde și piroxeni, andezite cu piroxeni și hornblendă verde, toate acestea cuprinse în denumirea colectivă „andezite de Zebrac-Mermezeu” (Peltz, 1969; Peltz et al., 1981). Aceleași andezite constituie ramificațiile pe care corpul eruptiv le trimit spre vest și nord în depozitele sedimentare; forma de zăcămînt este de sill, dyke, apofiză cilindrică. Microdioritele porfirice cu piroxeni și hornblendă constituie cîteva corperi eruptive ce aflorează în vestul structurii complexe. Corpurile din valea Zebrac și Pîrîul Popii au fost cercetate cu foraje pe adîncimi cuprinse între 400—650 m. În coloanele litologice ale forajelor s-a observat că microdioritele străbat andezitele de Zebrac-Mermezeu și sint străbătute de breciile endogene (pl. I). Andezitele cu hornblendă ± piroxeni și cuart sporadic constituie cîteva corperi de tip cupolă în perimetrele pîrîul Auriș și Dealul Ursului. Ele străbat andezitul de Zebrac-Mermezeu, fără a fi dezvelite de eroziune; sint însă bine deschise de lucrările miniere și forajele din perimetru Dealul Ursului (pl. I). Sub aspect petrologic aceste roci reprezintă diferențiate mai acide ale magmei parentale, care în cazul structurii eruptive Zebrac-Mermezeu este magma andezitului cu hornblendă verde (Peltz, 1969).

Breciile endogene cu liant tufisitic constituie corperi cilindrice cu numeroase apofize. Unele dintre aceste corperi aflorează în pîrîul Auriș și Dealul Ursului. Lucrările miniere și forajele care au fost executate în ultimii ani au evidențiat larga extindere în adîncime a corpurilor de brecii..



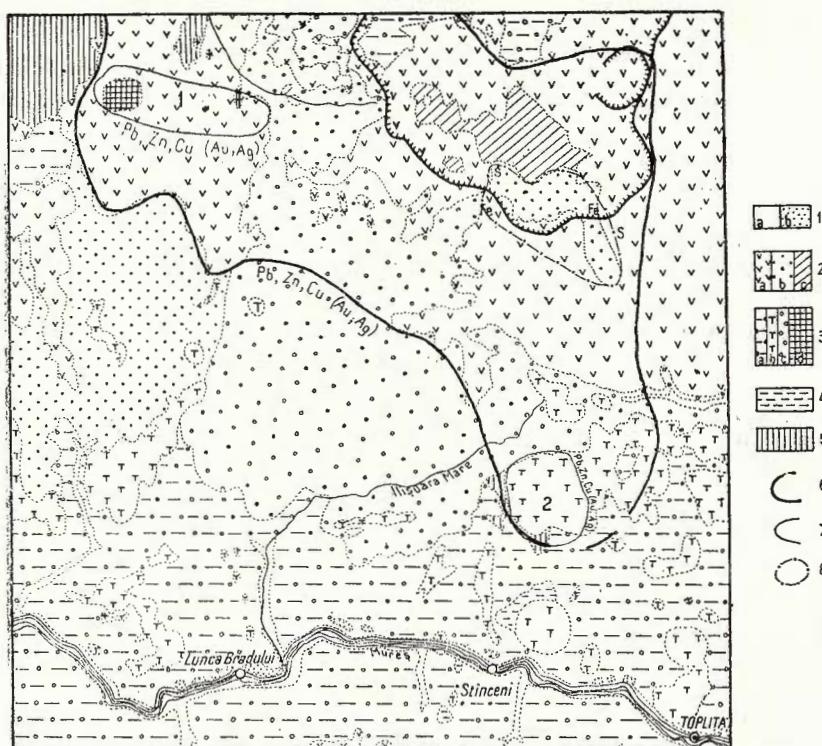


Fig. 1. — Poziția cîmpului metalogenetic Zebrac-Mermezeu în cadrul districtului Călimani ; după Harta geologică a R.S. România, sc. 1 : 200 000, și Harta metalogenetică a R.S. România, sc. 1 : 200 000, foaia Toplița.

1, Cuaternar : a, aluviuni; b, terase; 2, compartimentul superior : a, andezite; b, piroclastite andezitice; c, diorite și microdiorite; 3, compartimentul inferior : a, formațiunea vulcanosedimentară; b, andezite (α) și andezite bazaltice ($\alpha\beta$); c, piroclastite andezitice; d, diorite și microdiorite; 4, fundament prevulcanic volhinian-bessarabian; 5, Chattian-Burdigalian; 6, limita districtului metalogenetic; 7, limita cimpului metalogenetic : 1, Colibița-Dornișoara; 2, Zebrac-Mermezeu; 8, cimpul cu acumulații de sulf și hidroxizi de fier Gura Haitii.

Position du champ métallogénique Zebrac-Mermczeu dans le district Călimani ; d'après la Carte géologique de R.S. Roumanie, échelle 1 : 200 000, et la Carte métallogénique de la R.S. Roumanie, échelle 1 : 200 000, feuille Toplița.

1, Quaternaire, alluvions ; 2, compartiment supérieur : a, andésites ; b, pyroclastites andésitiques ; c, diorites et microdiorites ; 3, compartiment inférieur : a, formation volcano-sédimentaire ; b, andésites (α) et andésites basaltiques ($\alpha\beta$) ; c, pyroclastites andésitiques ; d, diorites et microdiorites ; 4, soubassement prévolcanique volhynien-bessarabien ; 5, Chattien-Burdigalien ; 6, limite du district métallogénique ; 7, limite du champ métallogénique ; 1, Colibița-Dornișoara ; 2, Zebrac-Mermezeu ; 8, champ à accumulations de soufre et hydroxydes de fer de Gura Haitii.

Totodată, un foraj de 650 m executat în valea Zebrac a străbătut apofizele unui corp de brecii care se localizează în apropierea contactului vestic, al corpului Zebrac-Mermezeu (poate chiar la contactul cu depozitele sedimentare).

Studii efectuate de Peltz (Peltz et al., 1977) au condus la încadrarea acestor brecii la „grupa breciilor vulcanice alloclastice”, varietatea brecie endogenă, conform clasificării propuse de Wright și Bowes (1963), precum și la considerarea liantului un tufisit = tuf intrusiv și nu un cinerit.

Elementele constitutive ale breciilor endogene sunt: andezite de Zebrac-Mermezeu, microdiorite porfirice, andezite cu quart, roci sedimentare din fundament.

Prin natura lor genetică, breciile endogene cu liant tufisitic au controlat termodinamica soluțiilor metalizante, iar prin textură au favorizat acumularea mineralizației. De aceea, pentru structura eruptivă complexă Zebrac-Mermezeu corporile de brecii endogene și contactul acestora cu alte vulcanite constituie elemente conduceătoare în activitatea de cercetare cu lucrări miniere și foraje pentru verificarea perspectivei economice.

Roci similare au fost identificate pentru prima dată de Stanicu în forajele din craterul Șumuleu-Munții Gurghiu (în Peltz et al., 1976), în forajele și lucrările miniere din regiunea Ivo-Mădăraș-Munții Harghita (Stanicu et al., 1977), fiind denumite brecii intrusive; cercetări recente au dus la punerea în evidență a breciilor endogene și în craterul Seaca-Tătarca (Peltz et al., 1979).

Breciile endogene de la Zebrac prezintă asemănări cu breciile de la Baia de Arieș (Hițulescu et al., 1979 b) sub aspect genetic și al poziției în structura eruptivă, precum și al mineralizației. Ne asociem punctului de vedere susținut de Hițulescu (1958), conform căruia breciile s-au format în urma unor erupții punctiforme-percusive, bogate în ejeții de gaz și cenușă, acestea precedind fază hidrotermală.

Relațiile spațiale între corporile de roci eruptive descrise mai sus arată că structura Zebrac-Mermezeu are o alcătuire complexă, ca urmare a edificării în mai multe momente de activitate magmatică. Inițial s-a produs intruziunea andezitului de Zebrac-Mermezeu în formațiunile fundamentului prevulcanic, cu formarea unui lacolit având lățimea de circa 4 km și o grosime de circa 500 m; zona de înrădăcinare a lacolitului s-ar situa în extremitatea sa vestică (regiunea văilor Zebrac-Căzătura-Popii). Într-o etapă magmatică subsecventă, în spațiul lacolitului s-au pus în loc corpori de microdiorite porfirice. A urmat erupția andezitului cu quart și formarea unor corpori de tip cupolă. Momentul final de activitate magmatică a fost marcat de fază explozivă ratată, rezultând intensa breciere, dar moderată deplasare a magmatitelor și formarea breciilor endogene.

Succesiunea tuturor acestor evenimente magmatische a fost controlată de regimul tectonic local și regional. Numeroase fracturi – vizibile azi la suprafață și în subteran – afectează depozitele sedimentare și vulcanitele. Multe dintre acestea au fost probabil reactivate în diferitele momente ale desfășurării proceselor eruptive. În ansamblu, fracturile au realizat



permeabilizarea fundamentului prevulcanic și a corpului Zebrac-Mermezeu, creând condiții favorabile penetrației și circulației fluxului hidrotermal metalizant. Intensa tectonizare a corpului Zebrac-Mermezeu a fost remarcată de Peltz (1969), Peltz, Peltz (1969), fiind pusă în legătură cu poziția nodală a acestuia în cadrul aliniamentelor tectono-magmatice caldera Căliman-caldera Fincel-Lăpușna (N-S) și Strunior-Bîrca (NV-SE).

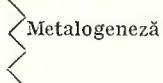
Vulcanitele corpului Zebrac-Mermezeu sunt acoperite de: lavele andezitului de Tăuleț, cu hornblendă verde; lavele și pirolastitele andezitelor de Bîrca (cu hornblendă verde, cu piroxeni); pirolastite de Ilișoara cu fragmente de andezit piroxenic și andezit bazaltic. Aceste vulcanite au fost emise, după constituirea structurii eruptive complexe Zebrac-Mermezeu, de centre eruptive situate în diferite sectoare din sudul Munților Călimani.

Totalitatea formațiunilor eruptive din regiunea bazinei superioare al văilor Zebrac și Mermezeu aparține compartimentului structural inferior al edificiului Munților Călimani. Activitatea vulcanică cu forme de manifestare explozive, efuzive și intrusive s-a derulat într-un interval de timp corespunzător Pannonianului D/E-Pontianului (Peltz, 1969; Radulescu et al., 1973 a, b).

Deoarece pînă în prezent sunt indicate certe că procesele de alterare-mineralizare din regiune se asociază structurii eruptive complexe

TABELUL 1

Succesiunea produselor vulcanismului neogen în regiunea Zebrac-Mermezeu și poziția metalogenezei

Vulcanitele compartimentului inferior Etapa I-Pannonian-Pontian	Andezite de Bîrca-Cicuța, cu piroxeni Complexul pirolastitelor de Ilișoara Andezite și pirolastite de Bîrca, cu hornblendă Andezite de Tăuleț, cu hornblendă verde Brecii endogene Andezite cu cuarț sporadic Microdiorite porfirice Andezite de Zebrac-Mermezeu	
Fundament prevulcanic Miocen-Pannonian (?)		

Zebrac-Mermezeu, conform celor de mai sus privind succesiunea eruptiilor rezultă posibilitatea de a plasa în Pontian activitatea metalogenetică de la Zebrac-Stinceni (tab. 1).

III. Incadrarea metalogenetică

În acord cu punctele de vedere privind raionarea metalogenetică a ariei vulcanice Călimani-Gurghiu-Harghita, cuprinse în Harta metalogenetică scara 1 : 200 000, foaia Toplița, și textul explicativ (Mureșan, Peliz, 1968), aria vulcanică din cursul superior al văilor Zebrac și Mermezeu se cuprinde în cimpul metalogenetic cu mineralizații de sulfuri polimetallice ± aur. Cimpul metalogenetic Colibița-Dornișoara (fig. 1) din nord-vestul Munților Călimani și cimpul Zebrac-Mermezeu reprezintă singurele unități metalogenetice de acest ordin de mărime de pe cuprinsul ariei vulcanice Călimani-Harghita.

IV. Alterația hidrotermală

În cadrul sectorului Zebrac-Dealul Ursului s-a dezvoltat o alterație hidrotermală amplă, legată atât de intensa tectonizare a corpului eruptiv, cât și de formarea breciilor endogene. Activitatea minieră desfășurată în ultimii ani ne-a prilejuit observarea directă a produselor hidrotermale în numeroase situații; cercetarea aureolelor hidrotermale din jurul fracturilor mineralizate din galeria Auriș ne-a furnizat date despre schimbările pe orizontală, iar analizarea zonelor hidrotermalizate interceptate de forajele din Dealul Ursului și pîriul Auriș ne-a permis observarea modificărilor hidrotermale pe trepte de 640 m, respectiv 300 m adincime. Prezentăm totodată și rezultatele obținute din studierea forajului valea Zebrac (650 m adincime), localizat în partea vestică a corpului eruptiv, la contactul cu depozitele sedimentare.

Ansamblul informațiilor de care dispunem provine din studiul efectuat de Stanciu care din anul 1977 a prezentat consecutiv capitolul „Transformări hidrotermale” în rapoartele Peliz et al. (1977–1980).

A. Evoluția proceselor de alterare hidrotermală

În conformitate cu rezultatele obținute despre compoziția rocilor alterate, relațiile spațiale și genetice dintre ele, ca și poziția lor față de rocile originale am ajuns la următoarele idei despre evoluția proceselor de alterare hidrotermală.

Alterările apar ca efecte a două faze hidrotermale distințte, corespunzînd anumitor activități tectono-magmatice. Rocile formate în cursul alterației de la Zebrac-Mermezeu constituie o serie de tipuri petrografice care sunt aceleași, fie că ne referim la faza 1, fie la a 2-a. Peste tot a fost recunoscut un fond propilitic de natură autometamorfică, care s-a modificat cu intensități variabile, sub acțiunea soluțiilor hidrotermale.

În ansamblu, evoluția hidrotermalismului poate fi apreciată urmărind tabelul 2. Cunoștințele ce vor fi dobîndite în viitor, prin investigarea în extindere a zonelor hidrotermalizate, vor îmbunătăți desigur ideile expuse în acest moment.



Prima fază hidrotermală are evidente relații spațiale și temporale cu intruziunile microdioritice; alterația hidrotermală a avut o intensitate

TABELUL 2

Succesiunea produselor hidrotermale

Faza hidrotermală	Roci originale transformate	Tip de alterare	Mineralizația
Faza 1, asociată cu intruziuni microdioritice	microdiorit porfiric, andezit cu hornblendă și piroxeni	argilic sericitic propilitic	polimetalică (diseminari)
Faza a 2-a, asociată cu erupția andezitului cu cuarț sporadic sub controlul fracturilor și breciilor endogene	andezit cu hornblendă, piroxeni, cuarț sporadic, microdiorit porfiric; andezit cu hornblendă și piroxeni, andezit cu hornblendă	silicic carbonatic argilic sericitic propilitic	auriferă și polimetalică (filoane și diseminari)

redusă, generind mici cantități de roci sericitice și argilice în cuprinsul fondului propilitic care a rămas conservat în cea mai mare parte. Indicațiile de mineralizare diseminată din microdioritul interceptat de forajul valea Zebrac (sectorul valea Zebrac) atrag atenția asupra zonelor microdioritice din cuprinsul corpului Zebrac-Mermezeu, care pot exercita un control determinant în procesele de concentrare a elementelor metalifere. Faza a 2-a hidrotermală are legături cu ultimele manifestări vulcanice, producindu-se după erupția andezitului cu hornblendă, piroxeni și cuart sporadic, în timpul și după dislocațiile masei eruptive provocate de fracturile tectonice și breciile endogene (sectorul Zebrac-Dealul Ursului). Intensitatea cu care s-a manifestat alterația a fost puternică și bănuim că volumul de roci modificate este mult mai mare decât cel observat acum. Alterările care afectează trei termeni andezitici și microdioritul s-au dezvoltat pe fonduri propilitice proprii fiecărui tip petrografic, alcătuind o serie mai complexă decât în prima fază; aceasta s-a constituit succesiv din roci cloritice, sericitice, argilice, carbonatice și silicice (ultimele două au dezvoltări locale). Mineralizația asociată, cu caracter auro-argentifer și polimetalic, este bine individualizată în filoane și corpuri de brecii.

B. Caracterizarea alterației hidrotermale

Asociațiile de roci alterate hidrotermal din cuprinsul edificiului eruptiv sunt reprezentate în planșele II și III.

Sectorul valea Zebrac

Forajul valea Zebrac este un element suplimentar pe care l-am alăturat principalelor observații ce vor fi prezentate în continuare pentru



a sublinia caracterul particular al zonelor în care apare o mineralizație diseminată de sulfuri, în cuprinsul unei intruziuni. Zona interceptată de foraj este alcătuită în principal din apofize microdioritice intruse în masa vulcanică, constituită din andezit cu hornblendă și piroxeni. Brecii endogene, subsecvențe, apar sub formă de două filoane mici.

Privind coloana alterației, se observă că aceasta este dominată de roci propilitice (cu magnetit și pirotină) care apar aproape continuu de la m 105 pînă în talpa sondei (m 650). Numai spre suprafață, între 0–105 m sunt reprezentate produsele unei alterații avansate, aici fiind principalul loc de formare a rocilor sericitice și argilice. Asemenea roci se găsesc și în cuprinsul masei propilitice în evidente relații cu brecia endogenă și cu fisurile în jurul căror se formează ca aureole albe care contrastează cu culoarea verde, tipică propilitizării. În fisuri și cavități apar: calcit, pe toată înălțimea coloanei; epidot cu tendință clară de concentrare spre adâncime, între 480–640 m; turmalină și caolinit în cantități extrem de mici și ocurrēte locale, în filonașe. Întreaga formațiune apare mineralizată (filonașe, fisuri, diseminări) cu blendă, iar în adâncime, în intervalul 480–510 m, cu calcopirită asociată cu blendă, sheelit și stibină.

Sectorul Zebrac-Dealul Ursului

Alterația hidrotermală din sectorul Zebrac-Dealul Ursului este asociată genetic de grupul de filoane din Dealul Ursului (deschise de galeria Auriș) și de breciile endogene (interceptate de galeria Auriș, forajul Dealul Ursului și forajul pîriul Auriș). Lucrările de explorare din acest sector au străpuns mase importante de roci eruptive, caracterizate de o complexitate petrografică și structurală remarcabilă; acestea au suferit, în decursul fazei a 2-a hidrotermale, alterații puternice, unele fiind implicate în procesul de metalizare.

Examenul alterației hidrotermale din galeria Auriș ne dă o idee generală asupra zonalității transformărilor — cele mai frecvente situații sunt polizonale — în strictă dependență cu zonele de fracturare. În majoritatea cazurilor observate zonalitatea spațială reprezintă în aceeași măsură și o succesiune genetică; frecvent însă apar și situații locale în care linia de dezvoltare este discontinuă sau mascată de suprapunerea unor procese ulterioare. În cazul unei succesiuni complete, trecerile de la o zonă la alta se fac gradat, în felul următor: roci propilitice → roci cloritice → → roci sericitice → roci argilice → roci carbonatice → roci silicice.

Sint și situații cînd foarte brusc alături de roci propilitice se dezvoltă roci argilice (pl. III).

Rocile propilitizate se găsesc ca zone relicte masive în părțile interfiloniene; apariția ulterioară a breciilor endogene, însotite de o intensă argilizare, determină debitarea acestora în blocuri mari de formă angulară. Zonele cloritice și sericitice sunt forma de tranziție spre zonele argilice, care sunt cele mai abundente. Acestea apar bine individualizate, cu dezvoltare strictă în pereții filoanelor, dar mai ales în zonele de puternică tectonizare, cum sunt cele în care se intersectează fracturile sau în care se dezvoltă corporile de brecie (în această formațiune circulația soluțiilor

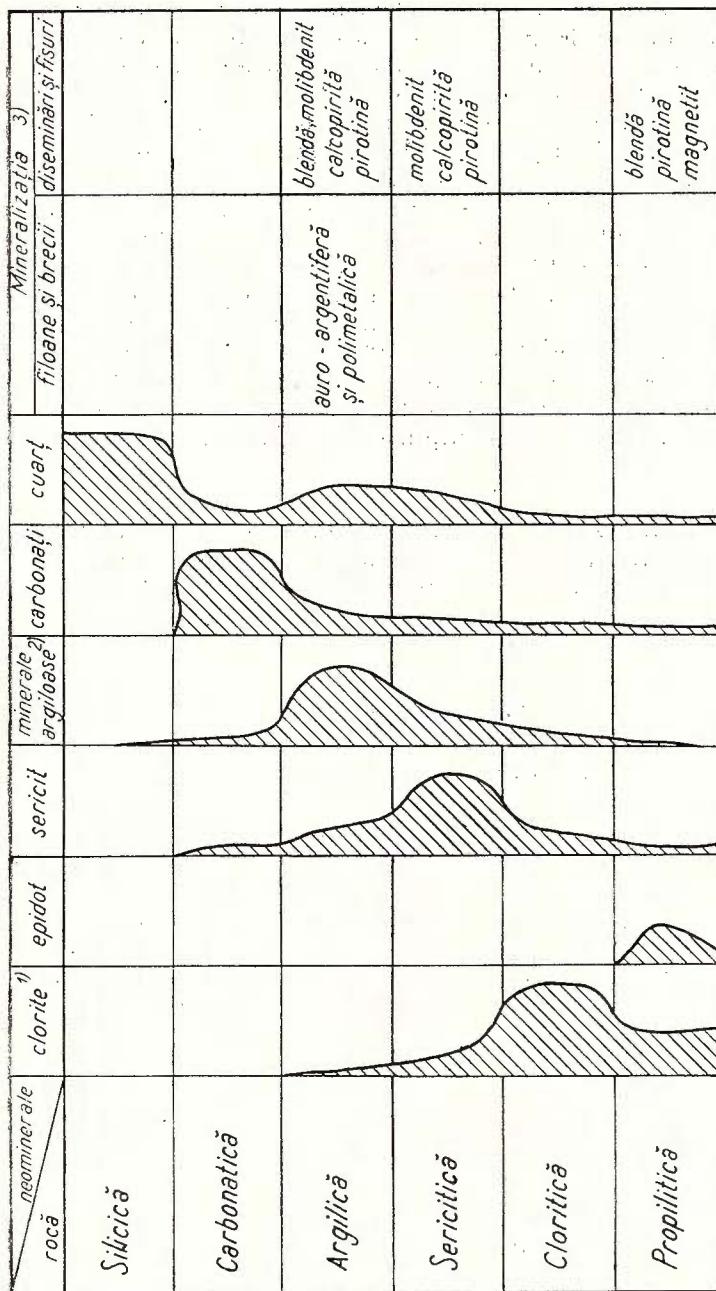
este intensă, liantul breciilor fiind poros.) În cuprinsul zonei a fost surprins caracterul progresiv al transformării argilice de la căile de circulație spre exterior, observându-se o subzonă puternic argilizată în apropierea filoanelor (mineralele argiloase au înlocuit aproape în întregime roca) și o subzonă incomplet argilizată care face trecerea spre zonele cu care se află în contact. Dimensiunile și morfologia zonelor argilice sunt dependente atât de sistemul de fracturi, cât și de forma corpurilor de brecie. În strictă vecinătate a fracturilor izolate se dezvoltă microaureole argilice, în timp ce în spațiul breciilor și cel apropiat filonului 15 (pl. I, III) apar zone extinse, concordante cu direcțiile pe care acestea le au. Din cercetarea galeriei Auriș, apreciem că rocile argilizate se dovedesc indicatori de mineralizație, fiind medii favorabile pentru diseminările sporadice de molibdenit și pirotină, dar mai ales pentru principala mineralizație auro-argentiferă și polimetalică cu care se asociază spațial și genetic.

Forajul Dealul Ursului este caracterizat de o eterogenitate remarcabilă. Complexul andezito-microdioritic (andezite cu hornblendă și piroxeni străpunse de apofize microdioritice, succedate de andezite cu hornblendă, piroxeni și cuart sporadic), care se află în contact cu fundamentalul prevulcanic sedimentar (stratele de Zebrac; Acvitonian-Burdigalian), este puternic dislocat, în partea superioară, pe o grosime de 300 m, de breciile endogene. Cu excepția zonei ocupate de rocile sedimentare, impenetrabile la circulația soluțiilor hidrotermale, intervalul forat este intens alterat și alcătuit aproape în întregime din roci sericitice și argilice. Formarea lor se află sub controlul breciilor din partea superioară, între 0–300 m adâncime, și al unei fisurări fine în zona situată sub m 400. Rocile propilitice apar ca două relicte solitare care corespund în coloana litologică cu spațiile ocupate strict de andezite cu hornblendă și piroxeni. În fisuri și cavitățile de dizolvare din apropierea suprafeței se găsește frecvent calcarul care uneori formează cuiburi (cu dimensiuni maxime de 7 cm) și depuneri minore de turmalină și cuart; în adâncime s-a semnalat prezența sporadică a anhidritului. Mineralele metalice apar sub formă de fisuri și diseminări fine și sunt reprezentate prin pirotină sau și molibdenit, care apar discontinuu pe toată înălțimea coloanei, ca și calcopirita cu ocurență strictă, între 50–70 m, 540–560 m adâncime (pl. II).

Forajul pîriul Auriș a interceptat o masă vulanică constituită din andezit cu hornblendă și andezit cu hornblendă și piroxeni, străpunsă de brecia endogenă. Alterația hidrotermală a fost extrem de intensă și s-a produs în condițiile unei hidrometasomatoze argilice suprapusă pe un fond propilitic, din care a mai rămas o singură zonă de dimensiuni reduse (pl. II).

C. Observații mineralogice și geochimice

Prin cercetarea microscopică a rocilor alterate a fost determinată participarea mineralelor la alcătuirea lor. Într-o formă generalizată, în figura 2 este prezentată contribuția neomineralelor pentru fiecare specie petrografică nou formată, într-o ilustrare care sugerează și succesiunea



1. clinoclor sau și pennin 2. illit > caolinit > montmorillonit 3. pirită este omniprezentă

Fig. 2. — Distribuția generalizată a neomineralelor în alterația hidrotermală.
Distribution généralisée des néominéraux dans l'altération hydrothermale.

lor genetică ; sint figurate, de asemenea, și mineralizațiile asociate cu anumite neoroci.

Dintre rezultatele geochemice — elemente majore și minore — asupra întregului ansamblu de produse alterate hidrotermal prezentăm aici modificările suferite de Pb, Cu, Zn, Sn, Mo și B care sunt cele mai corelabile cu datele privind mineralizația ce va fi prezentată în continuare. Tabelul 3 cuprinde elementele (ppm) în rocile hidrotermalizate în galeria Auriș, iar diagrama dublu logaritmică⁴ din figura 3 ilustrează procesele de generală imbogățire. Prin valorile sale, borul se plasează într-un interval de apot cuprins între 1—10 ×, corespunzător unui slab, dar general, proces de borificare, concomitent cu o imbogățire a staniului (pînă la 4 ×). Elementele Pb, Cu, Zn cu afinitate pentru sulf sunt imbogățite pe toată durata transformării (inclusiv propilitizarea), atingînd valori ale coeficientilor de 6—10 ×. Se remarcă și conținuturi extrem de ridicate de plumb (1900 ppm) și zinc (3000 ppm) într-o probă argilică. Spre deosebire de elementele menționate anterior, molibdenul nu a fost detectat (< 2 ppm) în majoritatea probelor analizate; el apare numai în unele probe colectate din zonele argilice (10—24 ppm) și într-o probă propilitică (17 ppm).

Produsele de alterare din cadrul corpului eruptiv Zebrac-Mermezeu sunt tipic hidrotermale (Stančiu et al., 1977), prezentînd multe similitudini cu cele care apar în jurul filoanelor metalifere din Munții Oaș-Gutii (Stančiu, 1972) și Munții Metaliferi (Ianovici et al., 1969).

V. Mineralizația

A. Caracterizare generală

Studiul mineralizației hidrotermale de la Stînceni vizează sectoarele Dealul Ursului și valea Zebrac din partea central-vestică a corpului eruptiv Zebrac-Mermezeu.

Mineralizația apare în următoarele situații: a) filoane localizate la contactul corpurilor de brecii endogene cu andezitele și mai rar în corpurile de brecii, andezite, microdiorite; b) diseminări în corpurile de brecii endogene, andezite, microdiorite; c) diseminări la contactul vestic și sudic al corpului Zebrac cu depozitele sedimentare.

Într-un stadiu mai avansat de cunoaștere se află mineralizația din sectorul Dealul Ursului (pl. I), cantonată în principal de grupul filonian Dealul Ursului. Principalul caracter al acestei mineralizații este aurifer, fiind legat de mispichel; subordonat apare caracterul polimetalic.

Filoanele marchează un sistem de fracturi orientate NNV—SE și V—E (pl. I). Acestea au tendința de a se fascicula și li se asociază numeroase fisuri mineralizate cu diferite orientări.

Copurile de brecii endogene conturează diseminări de mispichel aurifer și/sau pirită auriferă, precum și de blendă. În sectorul valea Zebrac, la contactul vestic al corpului, mineralizația apare ca filonașe și

TABELUL 3

Elemente minore (ppm) în produsele hidrotermale din galeria Auriș

Nr. crt.	Nr. probă	Tipul petrografic	Pb	Cu	Zn	Sn	Mo	B
Andezite alterate hidrotermal								
1	81*	rocă proaspătă	4,5	27	65	2	ndt	ndt
2	m 29	„ propilitizată	115	32	670	6	ndt	60
3	m 18,5	„ „	33	50	110	3,5	17	60
4	m 156	„ „	9,5	32	75	3	ndt	ndt
5	m 365	„ „	13	20	82	3	ndt	ndt
6	m 253	„ „	12	38	63	2	ndt	46
7	m 5 A	„ sericitizată	38	20	42	3	ndt	34
8	m 98	„ „	30	24	50	3	ndt	58
9	m 9	„ „	40	240	100	5	ndt	55
10	m 540,5	„ argilizată	36	16	110	4	ndt	40
11	m 175	„ „	57	230	310	7	10	13
12	m 36 A	„ „	1900	88	3000	19	2,5	56
13	m 27	„ „	70	62	220	5	24	85
14	m 138 c	„ „	27	46	380	3	ndt	130
15	m 138 a	„ „	5	19	ndt	2,5	ndt	160
16	m 27	„ carbonatată	10	44	230	2	ndt	45
17	m 8	„ „	65	40	125	4,5	3	100
18	m 542	„ silicifiată	26	18	65	3,5	ndt	50
19	m 30	„ „	24	12	55	5	2,5	65
Brecii endogene și filoane								
20	m 541,7	brecie argilizată	20	3	50	ndt	ndt	88
21	m 58	„ carbonatată	24	22	200	ndt	ndt	80
21	m 36 A	„ silicifiată	1900	88	3000	19	ndt	56
23	m 36 C	argilă filoniană	220	28	3000	9	ndt	50
24	m 168 B	„ „	65	70	650	4,5	4,5	58
25	m 42 B	„ „	82	4	105	4,5	ndt	110

* proba 81 — rocă etalon, colectată pîrul Păltiniș.

Limită de detecție : Sn — 3 ppm ; Mo — 2 ppm ; Zn — 30 ppm ; B — 30 ppm.



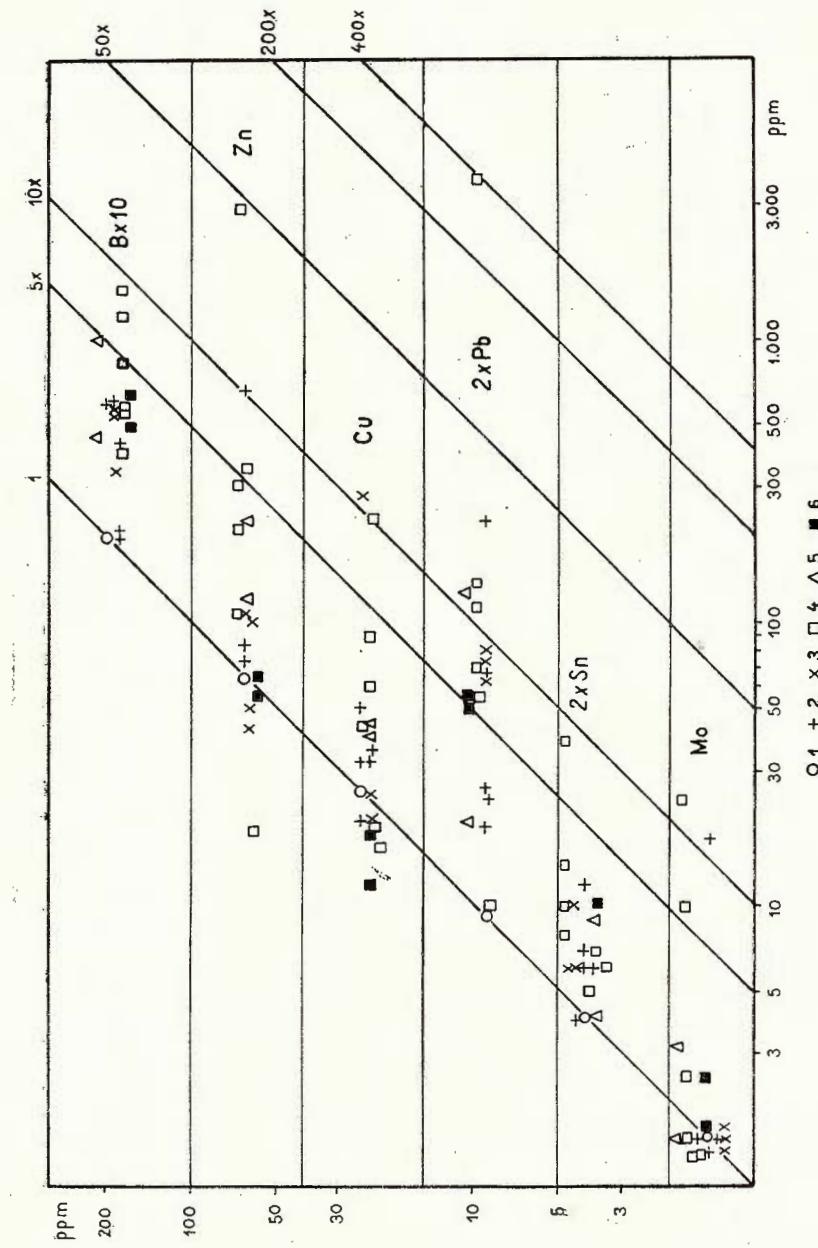


Fig. 3. — Compararea conținuturilor de Mo, Sn, Pb, Cu, Zn, B în rocile alterate cu cele din roca proaspătă, galeria Auris.

1, rocă proaspătă; 2, rocă propilitică; 3, rocă sericitică; 4, rocă argilică; 5, rocă carbonatică; 6, rocă silicică.

Comparaison des teneurs en Mo, Sn, Pb, Cu, Zn, B des roches allérées avec celles de la roche fraîche, galerie Auris.

1, roche fraîche; 2, roche propilitique; 3, roche sericitique; 4, roche argileuse; 5, roche carbonatique; 6, roche siliceuse.

impregnații cu sulfuri ± mispichel aurifer ± telururi. În zona contactului sudic se observă prezența mineralizației disseminate de blendă.

Coroborarea tuturor indicațiilor pe care le furnizează stadiul actual de cunoaștere conduce la aprecierea preliminară a înălțimii etajului mineralizat de circa 600 m; la partea superioară a etajului mineralizat se situează intervalul aurifer. Datele de mai sus sunt în acord cu numeroase aprecieri gitologice și cu exemple din literatura românească (I a n o - v i c i et al., 1969; B o r c o ș et al., 1975) privind înălțimea etajului mineralizat în cazul mineralizațiilor asociate structurilor eruptive neogene.

B. Factorii de control

Analiza complexă a regiunii Zebrac-Mermezeu privind: a) litologia și tectonica fundamentului prevulcanic, b) structura ariei eruptive în cadrul evoluției vulcanismului, c) poziția regiunii în cadrul aliniamentelor tectono-magmatice de importanță regională și locală conduce la unele considerații privind factorii care au controlat formarea mineralizației.

F a c t o r u l t e c t o n i c . Regiunea bazinului superior al văilor Zebrac-Mermezeu constituie un compartiment ridicat al fundamentului prevulcanic. Pe lingă fracturile care au implicat elevația, se observă și altele orientate NE—SV și N—E. Acestea au fragmentat aria eruptivă, iar unele dintre ele sunt mineralizate. Aceste fracturi se înscriu în aliniamentul tectono-vulcanic major caldera Călimani—caldera Fincel-Lăpușna, cu funcție metalogenetică dovedită în cele două caldere și în aria Zebrac.

F a c t o r u l s t r u c t u r a l . Aceasta este determinat de corpul eruptiv Zebrac-Mermezeu cu alcătuire complexă. Mineralizația se asociază structurilor înrădăcinate ce constituie acest corp. În mod deosebit mineralizația auriferă se asociază fazei explozive ratate, care a condus la formarea corporilor de brecii, la finele edificării structurii eruptive. Faza explozivă a contribuit la extragerea și concentrarea metalelor, la generarea fluxului metalizant.

F a c t o r u l l i t o l o g i c . Mineralizația se asociază erupțiilor de andezite cu hornblendă verde + piroxeni și erupțiilor mai acide de andezite cu quart. Din punct de vedere petrochimic aceste andezite aparțin unei magme mai acide decât magma andezitică normală.

C. Observații mineralogice

În scopul obținerii unor indicații preliminare privind posibilitățile de valorificare a mineralizațiilor din sectorul Dealul Ursului (P a n d e l e s c u et al., 1979) s-au efectuat cercetări mineralogice pe probe tehnologice prelevate din grupul filonian Dealul Ursului și din corpul principal de brecii, la nivelul galeriei Auriș. Probe mineralogice prelevate de către IPEG „Harghita” din lucrările de explorare geologică în extinderea filoanelor, precum și din unele foraje de pe valea Zebrac și Dealul Ursului



au condus la obținerea de date suplimentare privind caracteristicile mineralogice ale mineralizațiilor din această zonă.

Deși după relațiile structurale și paragenezele mineralogice caracteristice mineralizațiile din regiunea Zebrac-Dealul Ursului trădează o afiliație hidrotermală comună, totuși, după poziția în spațiu și unele particularități mineralogice, se pot considera (pe baza datelor deținute pînă în prezent) două sectoare mai importante : Dealul Ursului și valea Zebrac.

Mineralizațiile din sectorul Dealul Ursului sunt localizate în andezite puternic argilizate, uneori în microdiorite sau la contactul cu acestea, și anume atât pe un sistem neregulat de fracturi, cît și în corpuri de brecii. În ansamblu, aceste mineralizații au un caracter auro-argentifer, slab polimetalic (conținuturi reduse în zinc, stibiu, arsen, plumb, cupru), și sunt reprezentate prin filonașe, benzi, vinișoare și impregnații de sulfuri și sulfosăruri (pirită, marcasită, mispichel aurifer, blendă, pirotină, călocopirită, uneori tibină, și cu totul subordonat tetraedrit argentifer, jamesonit, galenă, bournonit etc.) asociate cu o gangă de carbonați și cuart. Mineralele metalice sunt răspândite foarte neregulat pe direcția filoanelor, constăindu-se îmbogățiri locale în pirită, blendă, mispichel aurifer, stibină, călocopirită, sau în tetraedrit argentifer. În corpurile de brecii (corpul principal) roca andezitică este puternic transformată hidrotermal — argilizată, carbonatizată, piritizată — însă gradul de mineralizare cu sulfuri și sulfosăruri este foarte redus, cu mult sub limita economică de valorificare.

Aurul și argintul, deși sunt principalele elemente de interes economic din aceste mineralizații, nu apar ca minerale proprii, ci sunt „legate” în mod diferit de alte minerale : aurul ca incluziuni submicronice în mispichel, iar argintul ca substituent izomorf în sulfosăruri, în special în tetraedrit.

Prin valoarea sa economică și prin modul său de prezentare, mispichelul aurifer constituie caracteristica principală a mineralizațiilor aurifere din sectorul Dealul Ursului. Mineralizația auro-argentiferă cu telururi, interceptată în adincime prin forajul de pe valea Zebrac, este reprezentată prin filonașe și benzi centimetrice de pirită compactă, traversate și corodate de vinișoare fine de cuart și calcit, impregnate în proporție redusă cu călocopirită, blendă, mispichel aurifer, telururi auro-argentifere, tetraedrit, galenă etc. Prezența telururilor de aur și argint, într-o parageneză ulterioară mispichelului aurifer, conferă mineralizațiilor din seectorul valea Zebrac atât interes economic, cît și mineralologic și geochimic.

Trebuie menționat că în unele lucrări miniere sau foraje au fost întâlnite, pe intervale restrânse, unele mineralizații cu parageneze mai simple, reprezentate prin :

- impregnații cu călocopirită și pirită în microdiorite ;
- filonașe și cuiburi compacțe de blendă neagră, subordonat pirotină, pirită, călocopirită în associație cu calcit ;
- benzi de pirită compactă impregnată fin cu călocopirită, amintind mineralizațiile de pirită cupriferă ;
- filonașe compacțe de stibină, subordonat berthierit (din filonul estic).

Textura mineralizațiilor este predominant rubanată, cu caracter fluidal, fiind accentuată de alternanța benzilor diferit colorate de sulfuri și sulfosăruri, cu benzile cenușii de cuarț și calcit cu impregnații fine de sulfosăruri sau cu filonașele albe de calcit steril. Subordonat apar și fragmentele de minereu cu textură compactă de tip piritos sau piritos-zincos, uneori cu trecere spre textură brecioasă, alteori în cocardă, în care unele fragmente de mineralizație mai timpurie apar străbătute și cimentate de depuneri mai noi de calcit, mai mult sau mai puțin impregnate cu sulfosăruri de plumb și cupru sau chiar de telururi cu aur, argint și bismut. Cu totul subordonat apar și agregate cu structură radiară sau în evantai, constituite din cristale aciculare de stibină sau din impregnații puternice de marcasită filiformă sau lanceolată.

Pentru a putea ajunge la unele concluzii metalogenetice în raport cu succesiunile paragenetice și unele caracteristici structurale și geochemice ale mineralizațiilor din regiune este necesară o scurtă descriere a modului de prezentare a mineralelor metalice și de gangă și a relațiilor lor structurale.

Pirita are o răspândire extensivă și este mineralul metalic predominant în toate filoanele evidențiate în regiune; se prezintă în general în cristale fine, cu dimensiuni cuprinse între cîțiva microni și 1 mm. Modul de răspândire a cristalelor de pirită și în special relațiile structurale cu celelalte minerale metalice și de gangă sint foarte variate, datorită îndeosebi condițiilor diferite în care s-au depus din soluțiile hidrotermale, în diversele etape de mineralizare, putindu-se diferenția mai multe generații de pirită.

Pirita cea mai veche — pirita I — precede toate celelalte minerale metalice și de gangă, fiind depusă din primele soluții hidrotermale, sub formă de impregnații în rocile andezitice, în timpul fazei de argilizare a acestora.

Fenomenele de argilizare și piritizare a rocilor andezitice delimităză cadrul de interes metalogenetic în care au fost depuse ulterior mineralele cu conținuturi de metale prețioase. Pe lîngă diseminările în roca andezitică din vecinătatea fracturilor și fisurilor mineralizate, pirita apare și ca benzi, filonașe sau cuburi compacte, de ordinul centimetrilor, cu structură microcristalină (pirită II).

Pirita compactă are o răspândire locală, neregulată, uneori în asociatie cu agregate de blendă neagră (blendă I) sau pirotină și corespunde unei etape slabe de mineralizare; manifestări tectonice ulterioare au redeschis fracturile vechi sau au creat altele noi, pe care s-au depus succesiv principalele minerale utile de interes practic, în asociații complexe, în funcție de suprapunerea pulsăriilor hidrotermale mineralizante:

- pirită III + blendă II ± calcopirită ± tetraedrit ± galenă ± jamesonit + calcit;
- pirită III ± mispichel aurifer ± marcasită ± calcit + cuarț.

În sectorul valea Zebrac asociația este mai complexă, apărind și parageneza cu telururi:

— pirită II + pirotină + marcasită I + pirită III + marcasită II + blendă II + calcopirită II + galenă + telururi de aur și argint, minerale de bismut etc.;

— pirită II + calcopirită I + blendă II + telururi de aur și argint + minerale de bismut + cuarț + calcit.

Pirita compactă (pirita II) este frecvent cataclazată, cimentată și corodată de mineralizația cu sulfuri comune și sulfosăruri; uneori calco-pirita se infiltrează printre cristalele fine de pirită, constituind agregate de tipul piritelor cuprifere.

De un interes mai deosebit este pirita asociată paragenetic cu marcasita și mispichelul aurifer (pirita III) sau cu sulfurile comune și sulfosărurile argentifere.

Pirotina, cu totul subordonată cantitativ piritei, a fost întâlnită în două asociații corespunzătoare unei faze de mineralizare timpurii, anterioară paragenezelor auro-argentifere:

— pirită II + pirotină + marcasită I + sulfuri și sulfosăruri;

— blendă I + pirotină ± pirită III ± calcopirită ± galenă + calcit.

Frecvent, pirotina este substituită pseudomorf de marcasită.

Mispichelul, deși apare subordonat cantitativ piritei, datorită conținutului său ridicat în aur este principalul mineral util al mineralizațiilor din regiunea Zebrac-Mermezeu, iar prin structura agregatelor pe care le formează conferă acestor mineralizații un caracter particular.

Mispichelul are o răspindire neregulată în filoanele din sectorul Dealul Ursului și se prezintă în general în cristale idiomorfe, fine, cu dimensiuni cuprinse între 0,005 și 0,10 mm; în majoritatea cazurilor mispichelul formează asociații intime cu pirita și marcasita, dar apare și liber diseminat în ganga de cuarț sau de calcit.

Asociația mispichel-pirită se caracterizează prin faptul că întotdeauna mispichelul este depus în jurul cristalelor sau cuiburilor de pirită, constituind agregate cu contururi fin dințate (pl. I, fig. 1); uneori depunerea mispichelului pe pirită este precedată de o marcasitizare a acestuia, constituind agregate cu structură complexă.

Asociația mispichel-marcasită este de asemenea frecventă și se prezintă sub forma unor agregate cu structură spectaculoare caracteristică, îmbrăcând fie forme de frunze fin dințate, fie forme de lame de fierăstrău, cu grosimi în general sub 0,5 mm (pl. I, fig. 2, 3); în aceste cazuri marcasita apare ca nervuri sau filamente uneori cu grosimi micronice, pe care sunt depuse cristalele de mispichel.

Subordonat, mispichelul apare și sub formă de cristale libere, diseminat în ganga de cuarț sau calcit, rareori formând chiar vinișoare cu grosimi de 2–3 mm.

Studiul cristalelor de mispichel la microscopul calcografic, cu măririi pînă la 1000 ori, inclusiv al unor probe calcinate în diverse condiții de temperatură (700–1000°C) nu a permis punerea în evidență a incluziunilor de aur, dimensiunile acestora fiind deci submicronice, constituind pseudosoluții solide cu mispichelul, de tipul cristalosolilor. Caracterul aurifer al mispichelului a fost stabilit prin studiul chimico-mineralologic

comparativ, efectuat pe diverse probe tehnologice, mineralogice, geologice, concentrate de flotație, sterile, fracții minerale alese sub microscop etc., pe baza corelației strinse dintre proporția de mispichel și conținutul în aur. În studiul de valorificare (Nitulescu, în Pandescu et al., 1979) este prezentată corelația dintre conținuturile în aur și arsen ale probelor, raportul dintre aceste elemente constituind și un indice de control al analizelor chimice și al caracterului probelor geologice și tehnologice.

Modul de prezentare al mispichelului în mineralizațiile din sectorul Dealul Ursului este foarte asemănător din punctul de vedere al structurii, paragenezelor și caracteristicilor geochemice, inclusiv al conținutului în aur, cu mispichelul aurifer din stocurile de la Baia de Arieș (Nitulescu et al., 1960).

Blenda este un mineral cu o răspândire largă, neomogenă, în masa mineralizațiilor din această regiune, însă proporția în care apare la nivelul galeriei Auris este cu mult sub limita economică de valorificare. Blenda are un mod de prezentare variat, întlnindu-se atât în cuiburi și benzi compacte cu grosimi de 10–20 mm, cît mai ales ca impregnații submiliimetrice în ganga de calcit, în asociere cu celealte sulfuri și sulfosăruri. Agregatele compacte de blendă au culoarea neagră, caracteristică varietăților ferifere, iar la microscop prezintă incluziuni micronice de pirotină și calcopirită, ca rezultat al fenomenului de dezamestec din soluții solide. Blenda sub formă de impregnații fine este mai deschisă la culoare, semi-transparentă și nu conține practic incluziuni micronice de dezamestec de calcopirită sau de pirotină. Cele două varietăți de blendă se întlnesc în asociatii diferite, corespunzătoare unor faze diferite de mineralizare, și anume :

— blendă neagră, în cristale și agregate dezvoltate, se asociază cu pirotina și pirită, constituind o parageneză timpurie de temperatură mai înaltă (blendă I);

— blendă galben-brună, în cristale fine (pl. II, fig. 1, 2), formează asociatii frecvente cu pirla, calcopirita, mispichelul aurifer, galena, tetradriditul, jamesonitul, sau cu telururile, întlnindu-se deci în paragenezele auro-argentifere depuse mai tîrziu din soluțiile hidrotermale (blendă II, III).

Merită a fi menționat faptul că benzile și cuiburile de blendă neagră compactă au fost interceptate pe intervale restrinse atât în grupul de filoane Dealul Ursului, la nivelul galeriei Auris, cît și în microdiorite, la un nivel inferior, în forajul din Dealul Ursului.

Calcopirita este prezentă în toate filoanele și ivirile de mineralizații, însă în proporție foarte scăzută (sub 0,1 %); ca și celealte sulfuri, are o răspândire neregulată și un mod de prezentare foarte diferit, în funcție de condițiile de depunere :

— fin dispersă, asemănător mineralizațiilor de tip „porphyry copper”, în microdiorite și în unele brecii andezitice;

— ca incluziuni și rețele de vînișoare cu dimensiuni micronice insinuate în agregatele compacte microcristaline de pirită, imprimîndu-le aspectul de „pirită cupriferă”;



- ca impregnații fine, neregulate, în gangă de calcit, în asociatie cu sulfosărurile de cupru și plumb;
- ca incluziuni micronice în blenda neagră sau în concreșteri foarte întinse cu tetraedritul, constituind structuri de dezamestec de soluții solide.

Calcopirita apare depusă în mai multe etape de mineralizare, întîlnindu-se atât în paragenezele auro-argentifere, cît și în cele cu caracter piritos sau zincos.

Galena este prezentă cu totul sporadic, fiind depusă după diversele generații de blendă; este substituită frecvent de jamesonit.

Tetraedritul este principalul mineral argentifer, întîlnindu-se atât ca impregnații sporadice (pl. II, fig. 3) în parageneză cu mispichelul aurifer, galena, bournonitul, jamesonitul și calcitul, cît și în concentrații notabile (filoul 20) sub formă de filoane și cuiburi milimetrice în concreștere cu calcopirita, ganga fiind reprezentată prin cuart. Caracterul argentifer al tetraedritului a fost pus în evidență prin analiza spectrală la microscopul cu laser.

Bournonitul apare atât în cristale izolate în gangă de calcit, cît și în asociatie cu jamesonitul care-l corodează și-l substituie periferic; prezintă frecvent macele caracteristice cu structură în lame de parchet.

Jamesonitul se întâlnește în toate filoanele cu un mod de prezentare variat: cristale aciculare fine (pl. II, fig. 2), agregate pîsloase caracteristice (pl. III, fig. 2, 3) și uneori chiar în cristale granulare; este un mineral depus din ultimele soluții hidrotermale împreună cu calcitul și substituie frecvent celelalte sulfosăruri și sulfuri de plumb și cupru. Jamesonitul, ca și bournonitul, prezintă conținuturi relativ ridicate în argint.

Stibina se întâlnește sub formă de filoane compacte cu grosimi de ordinul centimetrelor, fiind caracteristică filoului estic; reprezintă o etapă distinctă de mineralizare, intersectîndu-se cu mineralizația auro-argentiferă. Cristalele de stibină (pl. III, fig. 1) sunt în general fine, nu depășesc 1–2 mm în grosime și sunt dispuse în agregate radiare sau în snopi; rareori apar și cristale de stibină diseminate în roca andezitică, argilizată, în imediata vecinătate a fantei filoniene. Printre aggregatelor aciculare de stibină apar uneori și cristale de berthierit cu un mod de prezentare foarte asemănător.

Telururile de aur și argint au fost întîlnite numai în mineralizațiile din valea Zebrac, în probe din foraje. Telururile apar ca o fază de mineralizare tîrzie, în raport cu mineralizația cu pirită, calcopirită, blendă, galenă și mispichel aurifer. În general se prezintă ca impregnații fine în gangă de carbonați și cuart ce străbate și cimentează agregatele de pirită compactă microcristalină. Granulele cu telururi au dimensiuni cuprinse între 0,03–0,5 mm și apar întotdeauna cu structuri complexe de dezamestec; după culoare, putere de reflexie, anizotropie și atacuri cu reactivi s-au diferențiat patru specii minerale, unele corespunzînd hessitului și petzitului, celelalte fiind mai dificil de caracterizat. Analizele spectrale la microscopul cu laser, pe granule în care mineralele sunt intim concreștute, au pus în evidență ca elemente majore în toate cazurile telurul, argintul, plumbul, bismutul și, în proporție subordonată, aurul, cuprul



și uneori fierul : limita de sensibilitate pentru identificarea aurului — în condițiile de lucru folosite la spectrograful cu laser, echipat cu microscop calcografic — este de minimum 1000 ppm aur.

Ganga mineralizațiilor este reprezentată în principal prin calcit și subordonat prin cuart. În unele porțiuni de filon apar și alți carbonați ca : rodocrozitul, dolomitul și sideritul. Deși calcitul și cuartul apar în asociere cu toate tipurile de sulfuri și sulfosăruri menționate, inclusiv cu telururile și stibina, totuși în unele cazuri s-au întîlnit minerale metalice — pirlita în filonul vestic, stibina în filonul estic — care apar ca impregnații chiar în masa argilizată a rocii-gazdă, în imediata vecinătate a fracturilor mineralizate.

Calcitul apare în general sub formă de benzi compacte, filonașe și cuiburi cu grosimi ajungind pînă la cîțiva centimetri, în majoritatea cauzelor în asociere cu sulfurile și sulfosărurile de plumb și cupru care-i imprimă nuanțe cenușii pînă la negru ; calcitul steril este alb lăptos, iar în unele porțiuni apare în cristale dezvoltate (1—2 cm), transparente, de tip „spat de Islanda”.

Se remarcă o preferință de asociere a mispichelului aurifer cu cuartul și a sulfosărurilor argentifere cu calcitul.

Trebuie menționat faptul că în imediata vecinătate a fracturilor mineralizate, roca-gazdă andezitică este puternic argilizată, illitul și caolinitul fiind compoziții principali ai probelor tehnologice.

Mineralizațiile auro-argentifere din regiunea Zebrac-Mermezeu prezintă variații mari atât în ceea ce privește gradul de mineralizare, cît și raportul dintre diversele minerale metalice și de gangă. S-a menționat faptul că pe anumite intervale de mineralizare a fracturilor apar associații simple de 2—3 minerale, și anume :

- pirlită compactă + pirotină \pm calcopirlită (pirlită cupriferă) ;
- pirlită + blendă neagră ;
- pirlită III (impregnații) + mispichel aurifer \pm marcasită ;
- stibină + berthierit ;
- tetraedrit argentifer + calcopirlită ;
- calcopirlită + pirlită (în microdiorite) ;
- jemesonit + calcit.

În alte porțiuni din aceleași filoane, mineralizația este mult mai complexă, asociindu-se cinci pînă la zece minerale metalice, cu relații structurale complicate mai ales cînd se suprapun mai multe generații din același mineral, astfel : pirlită II + pirotină + calcopirlită I + pirlită II + blendă II + galenă II + calcopirlita II + mispichel aurifer + marcasită + tetraedrit + jemesonit.

Complexitatea compozиiei mineralogice este în funcție de suprapunerea în spațiu a depunerilor din soluțiile hidrotermale ce au venit în etape succeseive.

În unele porțiuni ale filoanelor, aggregatele de minerale depuse din primele soluții hidrotermale — pirlita I, II + pirotină + calcopirlita I — apar brecificate, cimentate și corodate de minerale depuse mai tîrziu, și anume de mispichel aurifer + marcasită, tetraedrit argentifer + jamezonit, telururi auro-argentifere, care reprezintă în esență tocmai parage-



nezele auro-argentifere. Acest mod de prezentare — textura și relațiile structurale — denotă că suprapunerea depunerilor de minerale a avut

TABELUL 4

Succesiunea de depunere a mineralelor în filoanele cu mineralizație auro-argentiferă din regiunea Zebrac-Mermezeu

Pirită	—	—	—
Pirotină	—		
Marcasită	—	—	—
Blendă	—	—	—
Calcopirită	—	(x)	—
Galenă	—	—	—
Mispicelă aurifer		—	—
Tetraedrit argentifer		—	—
Bournonit		—	
Stibină			(x)
Berthierit			(x)
Teluri auro-argentifere			(xx)
Jamesonit			—
Cuart	—	—	—
Carbonați de Ca, Mg, Fe, Mn	—	—	—

(x) Mineralizare locală, filonul estic;

(xx) Mineralizare locală, zona valea Zebrac.

loc după o fază tectonică ce a redeschis vechile fracturi sfârîmînd mineraizațiile anterioare, cimentîndu-le cu depunerile de minerale din soluțiile



hidrotermale ce au venit pe noile căi de acces. La rîndul lor, noile depunerile de minerale prezintă o textură rubanată fluidală, imprimată de depunerile ritmice de minerale, în parageneze noi, corespunzător pulsăriilor soluțiilor mineralizante, neîntrerupte de alte manifestări tectonice. Calcitul alb, steril, încheie ciclul de depunerile hidrotermale.

Varietatea mare de minerale și parageneze, depuse într-o succesiune marcată atât prin faze tectonice cât și prin pulsării diferite de mineralizare, pledează pentru un interval larg de temperaturi de formare corespunzător stadiului mezo-epitermal. În tabelul 4 este prezentată schematic succesiunea de depunere a mineralelor, să cum rezultă după relațiile structurale dintre ele.

D. Observații geochemice

În vederea cunoașterii modului în care se distribuie unele elemente minore în andezite și brecii mineralizate și în filoane s-au efectuat 51 de analize spectrale. Tabelele 5 și 6 cuprind analizele grupate astfel: pentru filoanele Dealul Ursului și în alte fisuri mineralizate din galeria Auriș (tab. 5), pentru forajele valea Zebrac și Dealul Ursului (tab. 6). Descrierea probelor analizate este prezentată în tabelele 7 și 8. În stadiul actual de cunoaștere se poate aprecia că probele analizate reprezintă în mod corespunzător diferențele tipuri de roci hidrotermalizate și mineralizate, precum și principalele filoane din galeria Auriș sau intervale mineralizate din co-loanele celor două foraje.

Fondul de date reprezentând aria Zebrac, precum și sectoare de interes metalogenetic din Munții Gurghiu a fost utilizat la stabilirea unui prag litogeochimic care să servească pentru aprecierea gradului de mineralizare a probelor cercetate. Valorile pragului litogeochimic au fost stabilite considerindu-se: a) domeniul de variație al unor elemente minore indicatoare pentru procesele de mineralizare, precum: Pb, Cu, Zn, As, Sb, Ag, Bi, Cd, Sn, Mo, B, în andezitul de Zebrac proaspăt; b) domeniile de variație ale acestor elemente minore în andezitul de Zebrac hidrotermalizat; c) pragul litogeochimic stabilit pentru aceleași elemente în andezite hidrotermalizate din unele arii crateriale ale Munților Gurghiu — Seaca-Tătarca (Boța r., 1977), Șumuleu (Pete r., 1977), Lăpușna (Pete r., 1978), — pe baza unui număr de peste 1000 analize spectrale; d) date din literatură privind valorile-limită ce indică o mineralizație hidrotermală asociată structurilor eruptive (Popea et al., 1962).

În acord cu cele de mai sus, au fost stabilite următoarele valori (ppm): Pb = 100; Cu = 100; Zn = 200; As = 300; Sb = 100; Ag = 2; Bi = 5; Cd = 100; Sn = 3; Mo = 3; B = 100. Pentru aria structurii eruptive Zebrac-Mermezeu aceste valori pot contribui la evidențierea unor sectoare de perspectivă și în consecință la orientarea activității geologice în viitor. În acord cu particularitățile mineralizației din sectorul Zebrac, se remarcă frecvențe crescute peste pragul litogeochimic la Pb, Zn, Cu, comparativ cu limita inferioară a valorilor considerate după datele din literatură ca indicatoare pentru procesul de mineralizare (Pb = = 60 ppm; Cu = 60 ppm; Zn = 100 ppm).



TABELUL 5

Elemente minore (ppm) în andezite, brecii mineralizate și în filoane; galeria Auris-Stinceni

Nr. crt.	Nr. probă	Pb	Cu	Zn	As	Sb	Ag	Bi	Cd	Ti	Mn	Ni	Co	Cr	V	Sn	Mo	B	
1	150 A	65	35	58	6200	700	1,2	ndt	ndt	2400	1300	6	ndt	15	68	20	ndt	82	
2	230	90	110	180	6500	4400	11	ndt	ndt	2500	1800	6	18	12,5	46	14	ndt	46	
3	216	110	140	44	680	100	ndt	ndt	ndt	1800	1300	11	13	63	16	8,5	80		
4	200	75	60	2000	ndt	ndt	1	ndt	24	2600	1500	7	9,5	18	80	5,5	ndt	50	
5	204	110	180	7000	ndt	ndt	1,9	ndt	38	1900	750	6	9	16	60	11	4	55	
6	184	340	170	900	ndt	ndt	2,7	ndt	ndt	2800	1300	17	72	15	75	16	ndt	48	
7	-156	100	110	30	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	2800	950	9,5	9	13,5	60	5,5	7	75	
8	215	42	66	50	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	2500	1000	7,5	8	13	60	10	ndt	105	
9	217	46	400	110	ndt	ndt	ndt	ndt	8,5	ndt	2800	680	11	16	39	55	5,5	11	46
10	238	44	40	75	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	2700	960	5	11	9	80	4	ndt	44	
11	218	62	85	62	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	3200	950	7	14	16,5	94	6	21	88	
12	222	115	85	110	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	4000	800	4	16	14	82	7	5	33	
13	237	85	43	100	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	2300	700	4,5	11	7	45	4	ndt	100	
14	154	2300	300	1250	2%	3000	170	ndt	ndt	1000	7000	3,5	6	5	12	12	ndt	ndt	
15	199	125	30	320	3000	165	2,6	ndt	ndt	1600	8500	ndt	16	28	17	ndt	34		
16	152	190	72	65	2200	-1,3 %	6,5	ndt	ndt	1900	>1,5 %	4	6	9	38	7,5	ndt	50	
17	149	230	62	70	3000	ndt	ndt	10	ndt	ndt	2500	>1,5 %	ndt	6	9	55	9	ndt	60
18	231	850	24	1350	ndt	ndt	7	ndt	ndt	3800	250	7,5	13	12,4	125	7	ndt	80	
19	229	175	170	7500	1,1 %	2000	7	ndt	26	1250	1800	4	ndt	6	19	105	ndt	ndt	
20	226	1900	100	3100	1,1 %	2000	85	10	13	4000	280	4	6	10	120	ndt	60		
21	186	30	44	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	1300	4700	4	7,5	12	32	5	4	ndt	
22	187	25	40	65	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	2500	560	5	11,5	6,5	63	5	95	60	
23	211	26	50	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	1800	750	6	14	14	38	ndt	14	110	
24	213	24	60	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	1600	920	6	14	13,5	25	ndt	12	85	
25	142 A	610	120	130	1400	360	80	ndt	ndt	1400	>1,5 %	3,5	11,5	5	21	14	4,5	ndt	
26	202	440	160	170	-5,5 %	15,5 %	2,6	ndt	ndt	1550	5500	ndt	17	34	8	ndt	38		
27	182	260	340	220	500	-1,3 %	3,5	550	19	2000	550	6,5	19	7,5	40	15	4	37	
28	173	1500	200	2400	8500	550	5,5	ndt	ndt	250	1,4 %	ndt	4	ndt	7,5	ndt	ndt		
29	128	30	110	155	2400	190	1,9	ndt	ndt	2000	1150	4	ndt	16	55	18	3,5	40	
limite de detectie :		30	500	100	1	5	10					3	5	3	5	3	3	30	



Elemente minore (ppm) în andezite și microdiorite mineralizate; forajul valea Zebra și forajul Dealul Ursului-Stânceni

TABELUL 6

Nr. crt.	Nr. probă	Pb	Cu	Zn	As	Sb	Ag	Bi	Cd	Ti	Mn	Ni	Co	Cr	V	Sn	Mo	B	
1	13/12	600	38	2000-	1700	ndt	1,6	ndt	18	3000	1900	9	12	12	93	4	ndt	34	
2	191	190	78	3000-	3400	ndt	1	ndt	25	3050	1150	9	18	17	70	ndt	ndt	50	
3	192	2150	100	4200	ndt	ndt	4	5	42	1800	1500	5,5	5,5	5,5	54	6	ndt	44	
4	193	730	750	9,2 %	2300	ndt	10	20	500	2800	2700	10	27	27	85	19	ndt	36	
5	221	28	60	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	1200	1700	3	10	12	24	4,5	6	ndt	
6	189	130	90	3400	1100	ndt	2,5	15	25	2300	1400	9,5	20	17	58	10	ndt	260	
7	188	2500	2700	4,2 %	1400	ndt	50	1000	260	950	3400	17	65	5,5	14	3	ndt	36	
8	195	4400	190	9500	2100	ndt	34	18	54	850	1,1 %	3	5	7	26	7	ndt	100	
9	179	85	350	3300	ndt	ndt	1,3	30	31	1700	1100	13	13	13	55	9	ndt	75	
10	13/365	72	90	820	ndt	ndt	ndt	5,5	ndt	2900	750	12	30	27	90	6	ndt	ndt	
11	178	60	860	160	ndt	ndt	2,5	ndt	ndt	2100	43	150	150	27	110	ndt	ndt	33	
12	205 B	115	16	180	1800	ndt	1	12	ndt	1600	1150	5	ndt	11	37	4,5	ndt	125	
13	205	160	20	110	2100	ndt	4,5	6,5	ndt	2400	650	4,5	8,5	5,4	77	11	ndt	340	
14	206	60	1150	850	2800	ndt	9	16	10	1700	2200	4	30	30	36	7	ndt	820	
15	207	230	1000	450	ndt	ndt	46	38	ndt	200	2000	7	13	31	55	6	ndt	660	
16	13/531	87	4600	620	ndt	ndt	10	28	ndt	2100	1400	42	46	20	47	16	ndt	120	
17	220	1800	115	550	ndt	ndt	2,6	ndt	16	1900	1900	8	13	16	50	5,5	ndt	70	
18	8/40	110	60	95	ndt	ndt	ndt	8	ndt	3200	1150	13	14	42	120	11	6,5	240	
19	8/131	175	65	620	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	16	2700	1600	7	17	11	60	12	3	70
20	8/244	145	80	1000	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	12	5500	1000	8	11	120	115	21	15	125
21	8/246	210	44	300	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	3100	1100	5,5	9	20	75	14	8	100
22	8/633	110	900	500	ndt	ndt	1,5	ndt	ndt	2600	900	6,5	15	9	46	4,5	13	ndt	
limite de detectie :			30	500	100	1	5	10			3	5			3	3	3	30	

Analist : Constanța Udrărescu



O primă creștere a valorilor peste pragul litogeochimic se observă în andezite și brecii endogene hidrotermalizate (tab. 3). Conținuturile atrag atenția asupra unor procese de mineralizare mai importante în

TABELUL 7

Descrierea probelor analizate spectral, galeria Auriș

Nr. crt.	Nr. probei*	Descrierea
1	150 A	Andezit argilizat, stibină și blendă
2	230	Andezit argilizat și silicifiat, stibină și pirită
3	216	Andezit argilizat, piritizat
4	200	Andezit argilizat, silicifiat, blendă, pirită
5	203	Andezit argilizat, piritizat
6	184	"
7	156	Brecie piritizată
8	215	"
9	217	"
10	238	"
11	218	"
12	222	"
13	237	Filon cu pirită și sulfuri complexe
14	154	Filon cu calcit și sulfuri complexe
15	199	Filon cu calcit, caolin, pirită
16	152	Filon cu stibină
17	149	Filon cu calcit și stibină
18	231	Filon cu pirită, blendă, galenă, stibină
19	229	Filon cu sulfuri complexe
20	226	"
21	186	"
22	187	Geodă cu calcit, caolin, sulfuri complexe
23	211	Filon cu caolin, calcit, pirită
24	213	Filon cu caolin și pirită
25	142 A	Fisură cu pirită și alte sulfuri
26	202	Fisură cu calcit și stibină
27	182	Fisură cu sulfuri complexe
28	173	Filon cu caolin, calcit, blendă
29	128	Filon cu pirită

* Probele de la nr. crt. 1–3, 7, 8, 13–19, 29 provin din filonul estic; probele de la nr. crt. 5, 6, 28 provin din filonul sudic; probele de la nr. crt. 10, 11, 21–24 provin din filonul sudic; probele de la nr. crt. 10, 11, 21–24 provin din Aileni central; probele de la nr. crt. 4, 9, 12, 25–27 reprezintă roci mineralizate și fisuri mineralizate.

cazul breciilor. Se observă corelările $Zn - Pb - Sn \pm Mo$. Raportul Zn/Pb este supraunitar, rocile hidrotermalizate inscrise în tabelul 3 situindu-se într-un domeniu cuprins între $Zn/Pb = 1$ și $Zn/Pb = 8$.

Din examinarea tabelului 5 se observă valori peste pragul litogeochimic în multe probe de roci mineralizate ce provin din galeria Auriș. Zincul și plumbul indică valori interesante în filonul estic, împreună cu Sb, As, Ag. Raportul Zn/Pb variază între 1/5 și 5. Acordul între datele spectrale și cele mineralogice certifică mineralizația cu mispichel și sulfuri, în particular de stibină. Mineralizația de stibiu însoțește de regulă



pe cea de arsen (fig. 4), raportul Sb/As fiind subunitar. Uneori, concentrațiile de stibiu depășesc cu mult pe cele de arsen, probele proiectându-se în afara dreptei de corelație Sb – As; aceste situații certifică prezența stibinei și jamesonitului în paragenează.

În filoanele Dealul Ursului argintul se coreleză fie cu plumbul, fie cu arsenul, fiind legat de galenă și sulfosăruri; se observă și concentrații izolate de argint (fig. 5) care nu pot fi explicate numai pe baza conținutului ridicat din galenă cu prezența unor concentrații de tetraedrit argenifer.

Probele din foraje se remarcă prin conținuturi și mai ridicate de Zn, Pb și Cu decât cele din galeria Auriș. Se situează peste pragul litogeochimic cca 80% din valorile de Zn, 14% din cele de Pb și 50% de Cu. Raportul Zn/Pb este în permanentă supraunitar.

TABELUL 8

Descrierea probelor analizate spectral; forajele valea Zebrac și Dealul Ursului

Nr. crt.	Nr. probei*	Descrierea
1	13/12	Andezit argilizat, pirită și blendă
2	191	Andezit argilizat, blendă pe fisuri
3	192	Brecie cu pirită, blendă, galenă
4	193	Microdiorit piritizat cu blendă pe fisuri
5	221	Microdiorit piritizat
6	189	Microdiorit argilizat, piritizat și cu blendă
7	188	Filonăș cu mineralizație complexă
8	195	Filonăș cu calcit și quart, pirită și blendă
9	190	Microdiorit silicifiat, blendă pe fisuri
10	13/365	Filonăș cu caolin și pirită
11	178	Microdiorit cu pirită pe fisuri
12	205 B	Filonăș cu mineralizație complexă în microdiorit
13	205	Microdiorit cu pirită pe fisuri
14	206	Microdiorit cu pirită și calcopirită pe fisuri
15	207	Microdiorit cu pirită și calcopirită pe fisuri
16	13/531	Fisură cu pirită în microdiorit
17	220	Microdiorit cu pirită și galenă pe fisuri
18	8/40	Brecie endogenă, argilizată, piritizată
19	8/131	Brecie endogenă, argilizată, pirită, marcasită, blendă
20	8/244	Andezit silicifiat, argilizat, piritizat
21	8/246	Andezit silicifiat, argilizat, pirită și blendă
22	8/633	Andezit silicifiat, pirită și calcopirită

* Probele de la nr. crt. 1–17 provin din forajul valea Zebrac; probele de la nr. crt. 18–22 provin din forajul Dealul Ursului.

Cadmiul apare cu valori detectabile (>10 ppm) numai în probele cu conținut de zinc peste 500 ppm. Diagrama din figura 6 evidențiază corelația pozitivă Cd – Zn, raportul între ele fiind cuprins între 1/70–1/200; în figură au fost proiectate și cîteva probe din galeria Auriș care indică de asemenea corelarea posibilă Cd – Zn. Bismutul apare de asemenea



mai frecvent în foraje. Nu se observă însă nici o corelare între bismut și celelalte elemente specifice mineralizației. El este prezent probabil în sulfo-

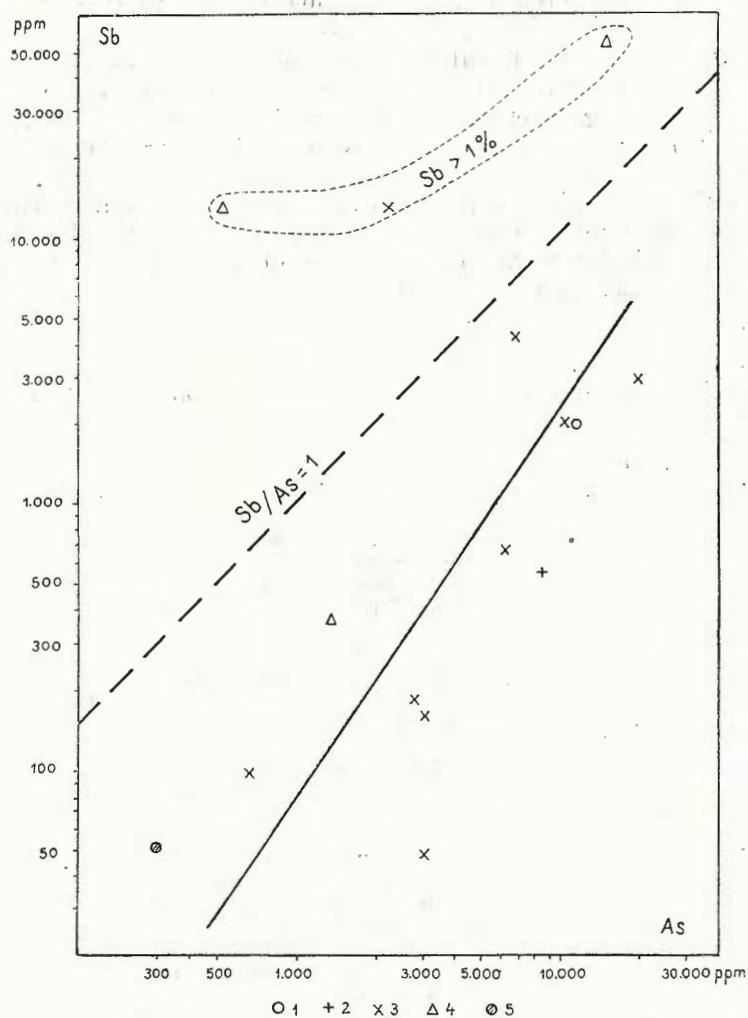


Fig. 4. — Corelația Sb—As în filoane, galeria Auriș.
 1, filonul central; 2, filonul sudic; 3, filonul estic; 4, alte filoane; 5, cîmpul de proiecție a 14 probe cu stibiu și arsen nedetectate.

Corrélation Sb—As dans les filons, galerie Auriș.
 1, filon central; 2, filon sud; 3, filon est; 4, autres filonnets; 5, champ de projection de 14 échantillons à antimoine et arsenic non détectés.

săruri (bismutina nu a fost evidențiată la examinarea microscopică în nici o probă).

Se observă prezența staniului la valori ce depășesc pragul litogeochimic al ariei Zebrac, pentru majoritatea probelor (tab. 5, 6). De altfel

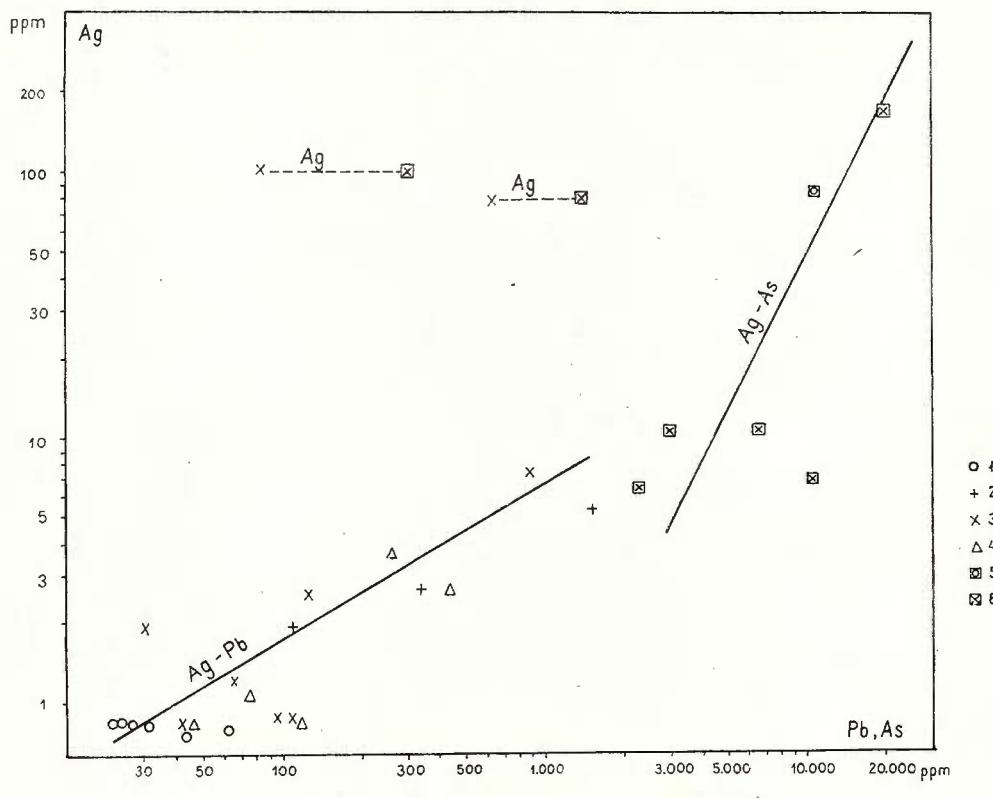


Fig. 5. — Corelația Ag—Pb și Ag—As în filoane, galeria Auriș.

1, filon central; 2, filon sudic, 3, filon estic; 4, alte filoane (corelația Ag—Pb); 5, filon central; 6, filon estic (corelația Ag—As).

Corrélation Ag—Pb et Ag—As dans les filons, galerie Auriș.

1, filon central; 2, filon sud; 3, filon est; 4, autres filonnets (corrélation Ag—Pb); 5, filon central; 6, filon est (corrélation Ag—As).

se remarcă prezența staniului și în rocile proaspete la valori de 2–3 ppm; situația ar sugera o ușoară îmbogățire în acest element a magmei andezitului de Zebrac. În rocile mineralizate și în filoane staniul atinge în mod frecvent valori de 10 ppm. În unele cazuri se observă o bună corelare Sn—Zn (tab. 5, 6).

Valorile borului se situează sub pragul litogeochimic local în majoritatea cazurilor. Prezența lui însă la conținuturi mai ridicate decât în rocile proaspete (bor în roci proaspete < 30 ppm) indică un proces slab, dar general, de contaminare cu bor a rocilor hidrotermalizate și mineralizate.

Deoarece multe dintre probele analizate reprezintă andezite, microdiorite, brecii, se observă o bună reprezentare a valorilor Ni, Co, Cr, V și

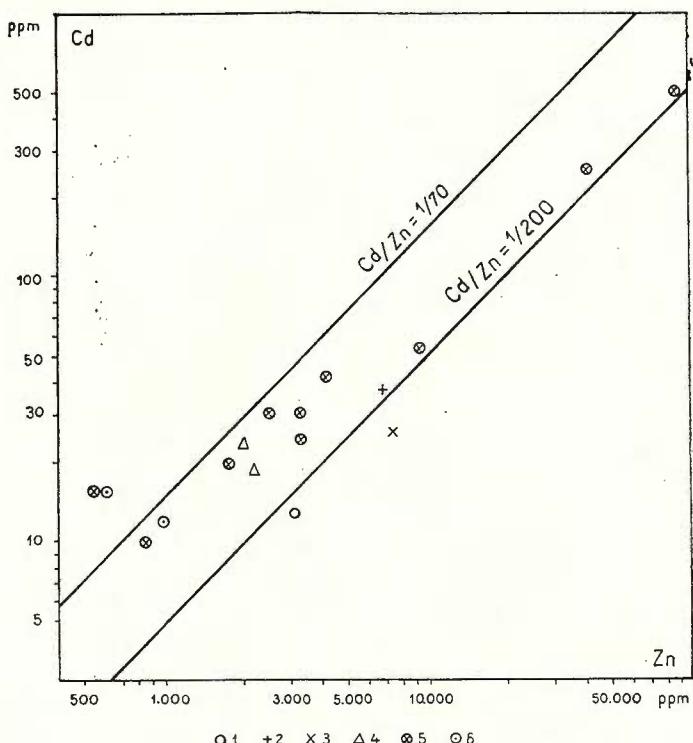


Fig. 6. — Corelația Cd—Zn în filoane și roci mineralizate din galeria Auriș și
forajele valea Zebrac, Dealul Ursului.

Explicația legendei ca la figura 4 pentru 1, 2, 3, 4; 5, foraj valea Zebrac; 6,
foraj Dealul Ursului.

Corrélation Cd—Zn dans les filons et roches minéralisées de la galerie Auriș
et les forages vallée de Zebrac, Dealul Ursului.

Explication de la légende la même qu'à la figure 4 pour 1, 2, 3, 4; 5, forage
vallée de Zebrac; 6, forage Dealul Ursului.

în limitele caracteristice acestor roci. Valorile cobaltului și nichelului se coreleză cu prezența piritei.

Valorile manganului sunt relativ mari, ajungind în unele cazuri peste 1% (tab. 5, 6). Aceste conținuturi sensibil sporite de mangan pot fi puse pe seama participării importante a carbonațiilor și a blendei.

În cadrul cercetărilor privind geochemia mineralizației de la Stînean o atenție deosebită a fost acordată studiului distribuției aurului. Pentru sectorul Zebrac-Dealul Ursului, analizele privind determinarea aurului prin metoda de mare sensibilitate a activării cu neutroni se constituie

într-un fond de date bogat și reprezentativ. Au fost executate 200 de analize asupra tuturor tipurilor de roci hidrotermalizate și mineralizate, asupra filoanelor și salbandei lor, iar pentru comparație, și asupra vulcanitelor proaspete din regiune (analist : S. A n a s t a s e). Dintre probele analizate, 75 % reprezintă aria de interes pentru mineralizația auriferă. Repartiția analizelor pe structurile componente ale corpului Zebrac-Mermezeu indică faptul că peste 50 % dintre acestea provin din corpul de andezit cu cuart sporadic asociat cu coloane de brecii endogene din perimetru Dealul Ursului; 17 % din analize reprezintă grupul filonian.

Primele observații au în vedere distribuția aurului cu scopul de a se stabili valoarea de fond în rocile proaspete. Conținuturile de aur în andezitele de Zebrac-Mermezeu variază între 0,0004 – 0,0023 ppm cu un conținut mediu \simeq 0,0010 ppm. Deoarece aceste andezite constituie petrofondul structurii eruptive complexe, valoarea 0,0010 ppm Au poate fi acceptată ca indicator litogeochemical pentru andezitul proaspăt din regiune.

De la această valoare, conținuturile cresc de circa cinci ori în andezitele și microdioritele porfirice propilitizate. La rocile argilizate se observă creșteri și mai importante, comparativ cu valoarea de fond ; raportul între conținutul mediu de aur în rocile argilizate și cele proaspete ajunge la \simeq 40 în cazul andezitelor de Zebrac-Mermezeu. În breciile andezitice argilizate valoarea medie absolută pentru aur este de circa două ori mai mare, în comparație cu andezitele argilizate.

Se observă următoarea ierarhie cantitativă medie pentru aur în rocile argilizate : Au (andezite Zebrac-Mermezeu) < Au (microdiorite porfirice) < Au (andezite cuarțifere) < Au (brecii endogene).

Se exprimă o tendință clară de creștere a conținutului mediu de aur de la andezitele de Zebrac argilizate la breciile endogene argilizate. Este o constatare cu profunde semnificații și implicații prognostice, vădind interesul ce trebuie acordat cercetării corporilor de brecii endogene și de andezite cuarțifere din regiune.

Pe filoane și fisuri mineralizate conținuturile de aur se coreleză pozitiv cu valorile arsenului și reprezintă creșteri importante, comparativ cu aurul în breciile endogene mineralizate. Corelările sunt pozitive cu arsenul în sectorul Dealul Ursului ; se remarcă corelația aurului cu telurul în sectorul valea Zebrac, unde au fost identificate telururi de aur și arănt.

E. Observații mineralo-termometrice

Studiul calcitului și cuarțului în associație cu sulfurile polimetalice și corelat cu studiul incluziunilor fluide a condus la evidențierea unor aspecte ce contribuie la o mai completă cunoaștere a regimului termodinamic al soluțiilor mineralizatoare.

Probele de calcit provin din galeria Auriș atât din salbanda filoanelor, cât și din crăpăturile rocilor hidrotermalizate. Principalele associații ale calcitului cu alte minerale sunt : calcit + pirită, calcit + sulfosăruri, calcit + pirită + calcopirită, calcit + cuart, calcit + stibină.



Sub aspectul localizării în umplutura filoniană sau în fisurile andezitului, al relațiilor cu alte minerale, dar mai ales sub aspectul morfologiei externe și interne ale cristalelor de calcit s-au evidențiat mai multe generații.

Calcitul I se localizează în fisurile andezitelor hidrotermalizate și în salbanda filoanelor. Apare larg cristalizat; se asociază cu pirita sub formă de agregate sau cristale individuale. Este constituit din agregate de cristale de romboedru fundamental (1011). După poziția sa în spațiul fracturilor mineralizate s-ar părea că odată cu apariția acestui tip de calcit începe procesul de mineralizare.

Calcitul II apare sub forma agregatelor constituite din cristale compuse (2131) din scalenoedri și fețe de romboedru (1011), asociate cu forme prismatice (1010) și de pinacoid bazal (0001).

Calcitul III se conturează prin agregate de cristale sau cristale individuale druzice, prismatice, formate din combinația fețelor de prismă (1010) și de romboedru (0112).

Calcitul IV îl formează calcitul tîrziu sub formă colomorfă, distribuit în zone concentrice foarte fine, care ar indica originea coloidală a ultimelor soluții.

Mai apare calcitul în asociație cu stibina care formează agregate deformate plastic și ar putea fi încadrat la calcitul III.

În cazul calcitului I sunt caracteristice incluziunile fluide primare și pseudosecundare în care faza de gaz ocupă 30–85% din volumul microcavitatei. Limitele temperaturilor de omogenizare ale incluziunilor fluide primare sunt cuprinse între 248–375°C; maximul de frecvență variază între 280–320°C (tabelul 9 și figura 7). Temperaturi mai ridicate se înregistrează la calcitul din fisurile andezitului hidrotermalizat.

Calcitul II indică un interval de temperatură cuprins între 225–289°C cu maximul de frecvență 255–270°C, deci mult mai restrins decât al calcitului I. Din tabelul 9 se evidențiază intervalul 245–250°C caracteristic incluziunilor pseudosecundare.

Calcitul III evidențiază un interval de temperatură mult mai restrins decât calcitele I și II (tab. 9). Astfel, limitele de temperatură sunt cuprinse între 170–222°C, cu maximul de frecvență între 190–205°C. Calcitul asociat cu stibina posedă incluziuni fluide cu temperatură între 130–180°C; după succesiunea celor două minerale rezultă că stibina s-a format la o temperatură mai mare de 180°C.

Luîndu-se în considerație limitele de temperatură determinate la cele trei generații de calcit și principalele forme cristalografice proprii fiecarei generații, se propune o schemă cristalogenetică orientativă a calcitului din cadrul mineralizației studiate (fig. 8). Scheme cristalogenetice pentru calcit, mai complete, cu referiri la varietatea formelor cristalografice sunt date în literatură de Kalb (1928), Skabar (1940), Kostov (1968), fără a se preciza însă intervalele de temperatură pentru fiecare tip.

Probele de cuarț provin din galeria Auriș, din foraje, precum și din lucrări miniere de suprafață. Se observă cristale alungite după fețele

de prismă variind în lungime de la cîțiva milimetri la 1,5 cm. Fetele comune tuturor ocurențelor în ordinea dezvoltării lor sunt : prisma m (1010), rmo-

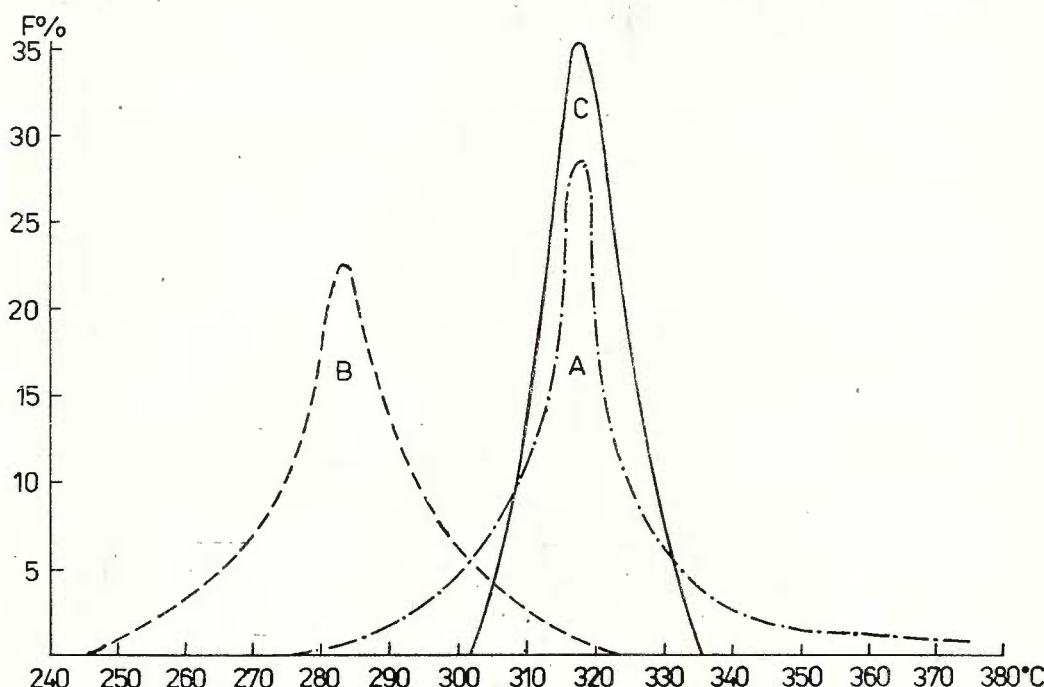


Fig. 7. — Curbele de frecvență ale temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide din calexitul I.

A, proba 2085 ; B, proba 2086 ; C, proba 2.

Courbes de fréquence de la température d'homogénéisation des inclusions fluides de la calcite I.
A, échantillon 2085 ; B, échantillon 2086 ; C, échantillon 2.

boedru direct γ (1011), romboedru invers Z (0111). Lipsesc fetele plagiédrice. Culoarea variază de la clar transparent la alb lăptos. În general cristalele se caracterizează prin structuri macromozaicale; rareori apar structuri zonare. Sunt prezente și cristale cu baza fragmentată și regenerată care indică mișcări tectonice ulterioare formării cristalelor și concomitent cu circulația soluțiilor mineralizatoare.

S-au observat două generații de cuarț : cuarț I sub forma agregatelor granulare, asociat cu pirită, mispichel, calcopirită, tetraedrit ; cuarțul II îl formează cuarțul geodic constituit din cristale pînă la 1,5 cm lungime pe care se dispun cristale de tetraedru II și jamesonit (varietatea plumozit).

Limitele și maximele de frecvență ale temperaturii de cristalizare a cuarțului sunt inserse în tabelul 10 și reprezentate grafic în figurile 9 și 10.

Din examinarea histogramelor (fig. 9) rezultă că la nivelul galeriei Auriș cuarțul a cristalizat la intervale de temperatură apropiată (280—290°C). Curbele de frecvență din figura 10 indică un interval de crista-

TABELUL 9

Limitele și maximul de frecvență ale temperaturii de cristalizare a celor trei generații de calcit, zona Zebrac-Mermezeu

Generația	Proba*	Nr. deter.	Temperatura, °C		Tipul de incluziuni
			limite	maxim-frecvență	
I	C1 2069 2 2085 2086	33	294—354	315—320	pseudosecundare
		2	330—360	—	primare
		17	303—335	315—320	primare
		38	280—375	315—320	primare
		44	248—324	280—285	primare
	B-3	16	180—105	180—190	secundare
		26	220—243	230—235	
		15	280—338	295—300	primare
	240	26	225—272	255—260	pseudosecundare
		24	285—324	300—305	primare
II	B-5 1 3	50	252—308	280—290	primare
		22	266—303	280—285	primare
		21	267—298	285—290	primare
	198	38	228—298	245—250	pseudosecundare
		29	225—292	255—260	primare
III	C-5 199 241 2066 B-13	31	190—222	200—205	primare
		23	172—212	190—195	primare
		9	196—214	—	primare
		10	180—196	190—196	primare

* Probele provin din galeria Auriș

lizare a cuarțului din geodele andezitului de Zebrac între 280—285°C (proba B-12) și între 305—310°C (proba B-7).

Dacă se iau în considerare relațiile genetice dintre cuarț și unele minerale cu care se asociază, se pot stabili următoarele: asociația calco-pirită + tetraedrit I s-a format în jurul temperaturii de 300°C; asociația tetraedrit II + jamesonit s-a format sub 240°C. La cuarțul în asociație cu pirita + calcopirită + rodocrozit au fost puse în evidență incluziuni primare cu maximul de frecvență al temperaturilor 280—285°C, precum și incluziuni fluide secundare cu maximul de frecvență 170—175°C.



În acord cu schema imaginată de Borcoș (fide Iancovici et al., 1969) privind controlul geotermic în distribuția mineralizației asoc-

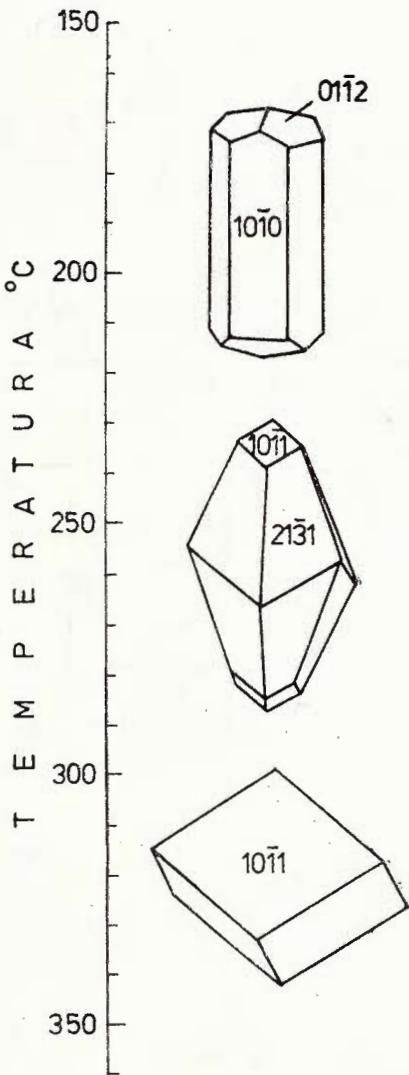


Fig. 8. — Schema cristalogenetică a calciului din cadrul mineralizației de la Zebrac-Stînceni.
Schéma cristallogénique de la calcite au sein de la minéralisation de Zebrac — Stînceni.

ciate vulcanismului neogen din Munții Metaliferi, intervalele de temperatură determinate pentru formarea mineralizației de la Stînceni indică în deplină concordanță cu observațiile mineralogice și geo chimice prezență stadiului aurifer ($275 - 185^{\circ}\text{C}$) și a stadiului sulfurilor comune ($220 - 336^{\circ}\text{C}$).

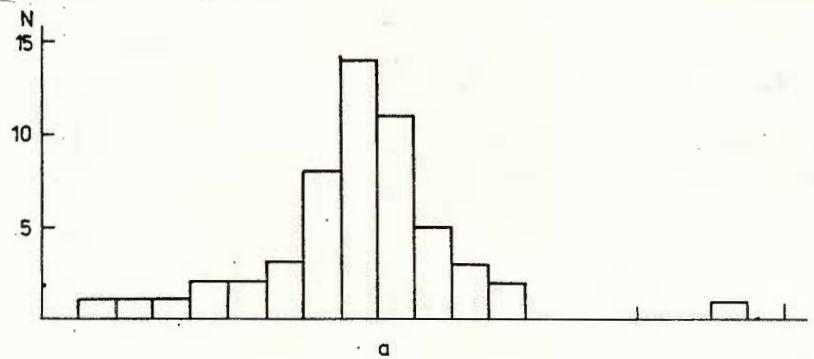
TABELUL 10

*Limitele și maximele de frecvență ale temperaturii de cristalizare a cuarțului,
zona Zebrac*

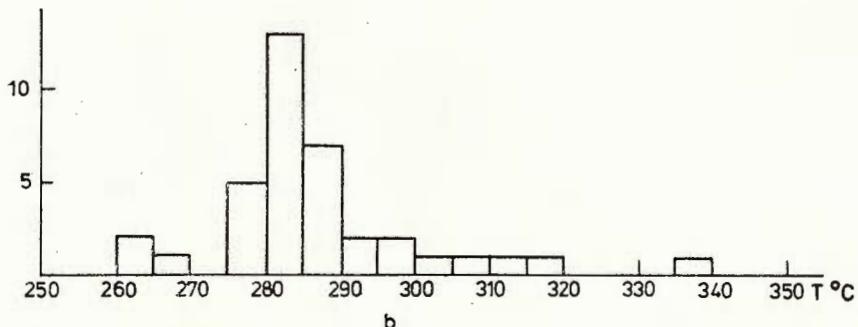
Proba*	Asociația**	Nr. det.	Temperatura, °C		Tipul de incluziuni
			limite	maxim-frecvență	
2072	P+M+C+T ₁ +Q+T ₂ +J	54	260–312	290–295	primare
B-18	P+Cp+Q+R	37	264–340	280–285	primare secundare
		10	173–214	170–175	
B-8	P+Cp+Q+C	10	303–336	—	primare

* Probele 2072 și B-18 provin din galeria Auriș ; proba B-8 provine din forajul pîriul Păltiniș.

** P-pirită, M-mispichel, C-calcit, T₁-tetraedrit I, Q-cuarț, T₂-tetraedrit II, J-Jamesonit, Cp-calcopirită, R-rodocroxit.



a



b

Fig. 9. — Histogramele temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide din cuarț : a, proba 2072; b, proba B-18.

Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions fluides du quartz : a, échantillon 2072 ; b, échantillon B-18.

Frecvențe sunt valorile de temperatură cuprinse între 175—300°C (tab. 9, 10); acestea conduc la aprecierea caracterului mezo-epitermal al mineralizației polimetale cunoscute în prezent la orizontul galeriei Auris.

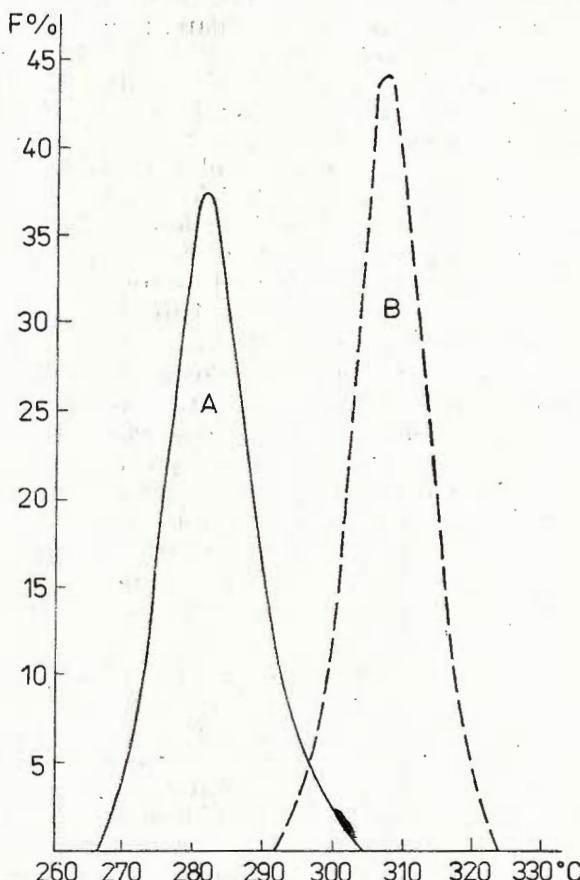


Fig. 10. — Curbile de frecvență ale temperaturii de cristalizare a cuarțului.
A, proba B-12; B, proba B-7.

Courbes de fréquence de la température de cristallisation du quartz.
A, échantillon B-12; B, échantillon B-7.

VI. Concluzii

Mineralizația hidrotermală de la Stînceni se asociază structurii eruptive complexe Zebrac-Mermezeu, cel mai important corp eruptiv din sudul Munților Călimani. Următoarele momente de activitate magmatică au condus la edificarea corpului eruptiv: a) formarea lacolitului andezitic (andezite cu hornblendă ± piroxeni); b) intruziunea microdioritelor porfirice cu piroxeni + hornblendă în spațiul lacolitului; c) extruziunea cupolelor de andezite cu piroxeni, hornblendă și cuart sporadic; d) faza explozivă ratată și formarea breciilor endogene cu liant tufistic.

Activitatea vulanică din sudul Munților Călimani inclusiv și structura eruptivă Zebrac-Mermezeu s-a derulat în intervalul de timp

cuprins între Pannonian D/E-Pontian. Se consideră că activitatea metalogenetică asociată a avut loc în Pontian.

Alterația hidrotermală s-a desfășurat în două faze distincte. Efectele lor care apar din transformarea unor mase propilitice proprii unor tipuri petrografice distincte sunt similare. Faza 1 care are relații spațiale și genetice cu intruziunea microdioritică, de la marginea corpului eruptiv, a generat cantități mici de roci sericitice și argilice dezvoltate în spațiul propilitic. O diseminare generală de blendă și o curență locală de calcopirită apar specifice în coloana forajului valea Zebrac. Faza a 2-a hidrotermală, manifestată în sectorul valea Zebrac-Dealul Ursului, este conecțată la ultima erupție andezitică și se produce pe dislocațiile create de fracturile tectonice și breciile endogene. Întensitatea alterației este mare; secvența completă cuprinde o succesiune de roci cloritice-sericitice-argilice-carbonatice-silicice, dezvoltate zonal în raport cu mineralizația; dintre acestea, rocile argilice sunt cele care se asociază frecvent cu mineralizația auro-argentiferă și polimetalică.

Mineralizația apare ca filoane și diseminări și are un caracter auro-argentifer, slab polimetalic (conținuturi scăzute în Zn, Sb, Cu, Pb); este caracterizată prin următoarele asociații paragenetice mai importante: mispichel aurifer + marcasită + pirită + cuart; pirită + blendă + galenă + tetraedrit + bournonit + jamesonit + calcit + cuart; blendă \pm pirotină \pm calcopirită + pirită + calcit; pirită \pm pirotină + mispichel aurifer + telururi de aur și argint; stibină + calcit.

În stadiul actual de cunoaștere înălțimea etajului mineralizat se apreciază la circa 600 m; la partea sa superioară se situează intervalul auro-argentifer.

Geneza mineralizației a fost controlată de următorii factori: a) tectonic, care a implicat elevarea fundamentului sedimentar și permeabilitatea sa, favorizând ascensiunea soluțiilor mineralizatoare; b) structural, determinat de corpul eruptiv andezito-dioritic cu alcătuire complexă, faza explozivă ratată care a format corpurile de brecii endogene, contribuind la generația fluxului hidrotermal, metalizant; c) litologic, mineralizația asociindu-se erupțiilor de andezite acide având ca petrotip andezitul cu cuart, precum și microdioritelor profirice.

Datele geochimice privind rocile mineralizate (andezite, microdiorite, brecii endogene), fisurile mineralizate și filoanele confirmă observațiile mineralogice și certifică pentru mineralizația de la Stînceni caracterul auro-argentifer și polimetalic. În ansamblu, paragenezele geochimice caracteristice ale mineralizației sunt reprezentate prin sistemele: Au—As—S, Ag—Sb—Cu—Pb—S pentru sectorul Dealul Ursului și în plus sistemul Au—Ag—Te—Bi pentru sectorul valea Zebrac.

Studiile mineralo-termometrice efectuate pe calcit și cuart au pus în evidență temperaturi de formare cuprinse între 300—170°C. Se disting trei generații de calcit (320—190°C) și două generații de cuart (310—170°C).

Intervalele de temperatură indică — în deplin acord cu observațiile mineralogice și geochimice — prezența stadiului aurifer (275—185°C)



și a stadiului sulfurilor comune ($336-220^{\circ}\text{C}$). Frecvențe sînt valorile de temperatură cuprinse între $300-175^{\circ}\text{C}$; acestea conduc la aprecierea caracterului mezoepitermal al mineralizației de la Stînceni.

⁴ Acest tip de diagramă redă chimismul rocilor alterate, în comparație cu roca proaspătă (Stanciu, Udreșcu, 1973); axa verticală — scala conținuturilor din roca proaspătă, de referință; axa orizontală — scala conținuturilor din rocile alterate; valorile rocii originale se proiectează pe diagonală la 45° care trece prin origine; valorile situate în dreapta și stînga diagonalei reprezintă îmbogățirile, respectiv pierderile; dreptele trasate paralel cu diagonalele reprezintă coeficienții de îmbogățire sau pierdere.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Andăr P., Dimitriu Al., Gheorghită I., Lang B., Marinescu Fl., Mindroiu V., Peltz S., Stan N., Stanciu C., Udreșcu C., Vasiliu C., Volanschi E. (1975) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Botar N. (1977) Raport, arhiva Întreprinderii de prospecțiuni și explorări geologice „Harghita”, Miercurca Ciuc.
- Buracu O. (1961) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Ghițulescu T. P. (1958) Raport, arhiva Ministerului Minelor, Petrolului și Geologiei, București.
- Ghițulescu T. P., Pitulea G., Ghițulescu I. (1979 a) The role of the volcanic breccia pipes in the metallogenesis in the Baia de Arieș mining district. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 23, 1, București.
- Pitulea G., Ghițulescu I. (1979 b) Petrogenesis of the volcanic breccia pipes at Baia de Arieș (Metaliferi Mountains.) *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 23, 2, București.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Blcahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Edit. Acad. R. S. România, București.
- Kalb G. (1928) Die Kristalltracht des Kalkspates in mineralogenetischer Betrachtung. *Cbl. Min.* A, p. 337–338.
- Kostov I. (1978) Morfolohiia i ghenezis mineralov. Reghionalnaia gheneticeskaia mineralohiia. Vip. 2, Kiev.
- Murcsan G., Peltz S. (1968) Harta metalogenetică a R. S. România, scara 1 : 200 000, foaia Toplița și text explicativ, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Nițulescu I., Moceanu D., Nicola V. (1960) Studiul calcografic comparativ al stocurilor aurifere de la Baia de Arieș. *Cerc. met. min.*, 2. *Publ. tehn. ASIT*, București.
- Peltz S., Peltz M., (1960) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- (1969) Studiul petrografic al părții de sud-est a Munților Călimani. *St. tehn. econ.*, I/4, 206 p., București.
- Peltz M. (1969) Forms of manifestations of young volcanism in the south of the Călimani Mts. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 13, 2, p. 175–182, București.



- Stanciu C., Anastase S., Mîndroiu V., Tănăsescu A., Udrescu C., Vasiliu C., Vâjdea E. (1976) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Stanciu C., Anastase S., Mîndroiu V. (1977) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Stanciu C., Ștefănescu M., Udrescu C., Tănăsescu A., Vâjdea E., Anastase S., Călinescu E., Popescu D., Vanghelie I. (1978) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Stanciu C., Anastase S., Ștefănescu M., Udrescu C., Călinescu E., Vanghelie I. (1979) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Stanciu C., Udrescu C., Colios E., Tănăsescu A., Vâjdea E., Vanghelie I. (1979) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Stanciu C., Pomărleanu V., Udrescu C., Călinescu E., Anastase S., Tănăsescu A., Vâjdea E., (1980) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Ștefănescu M., Balia Z., Gheorghiu A. (1981) Date noi privind structura geologică a regiunii Zebrac-Mermezeu (Stinceni, Munții Călimani de sud). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/5, București.

Pandeleacu C., Dima S., Oprescu A., Nițulescu I., Georgescu E. (1979) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.

Peter Z. (1977, 1978) Rapoarte, arhiva Întreprinderii de prospecțiuni și explorări geologice „Harghita”, Miereurea Ciuc.

Pomărleanu V. (1971) Geotermometria și aplicațiile ei la unele minerale din România. Edit. Acad. R. S. România, București.

- (1975) Decrepitometrie și aplicațiile ei în prospecțiunea zăcămintelor de minereuri, Edit. tehn., București.

Popea F., Filipescu M. N., Steclaci L., Steclaci A. (1962) Prospecțiunea geochemicală. Edit. tehn., București.

Sakahara M. H. (1940) Kal'tit kak gheologhiceskii termometr. *Zap. gheol. Harkovsk Univ.*, VIII, Harkov.

Rădulescu D., Peltz S., Stanciu C. (1973) Neogene Volcanism in the East Carpathians (Călimani-Gurghiu-Harghita Mts). *Guide to Exc. 2 AB, Symp. Volc. and Metallogen.*, Bucharest.

- Peltz S., Popescu A. (1972) Lower Compartment of the Structure of the Călimani, Gurghiu and Harghita Mountains the Volcano-sedimentary Formation. *An. Inst. geol.*, XLI, București.

Stanciu C. (1972) Procese de transformare hidrotermală asociate mineralizațiilor dintre Racșa și Dealul Crucii (Munții Gutii). *St. tehn. econ.*, I/6, București.

- Udrescu C. (1973) Trace Elements Chemistry of Hydrothermally Altered Volcanic Rocks of the Gutii Mountains (East Carpathians). *International Symp. on Volc. and Assoc. Metallogen. Abstracts*, București.

- Peltz S., Seghedi I., Vasiliu C., Udrescu, C., Tănăsescu A., Vâjdea E., Anastase S., Popescu F., Mustătea E. (1977) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.



Vasilescu A., Peltz S., Dofescu M., Solomon I. (1969) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.

Wright A. E., Bowes D. R. (1963) Classification of volcanic breccias : A. discussion. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 74, Boulder, Colorado.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA MINÉRALISATION HYDROTHERMALE DE STÎNCENI (MONTS CĂLIMANI DU SUD)

(Résumé)

La minéralisation hydrothermale de Stînceni est localisée dans la haute-vallée de Zebrac et s'associe à la structure éruptive andésito-dioritique Zebrac-Mermezeu, le plus important corps éruptif au sud des monts Călimani (Carpathes Orientales, fig. 1).

En accord avec les points de vue sur la division en districts métallogéniques de l'aire volcanique Călimani-Gurghiu-Harghita, présentés sur la Carte métallogénique de la R.S. de Roumanie, échelle 1 : 200 000, feuille Toplița, le corps éruptif Zebrac-Mermezeu est encadré dans un champ métallogénique à minéralisation aurifère et complexe. Le champ Zebrac-Mermezeu et le champ métallogénique Colibița-Dornișoara du nord-ouest des monts Călimani (fig. 1) représentent les seules unités métallogéniques de cet ordre de grandeur de l'aire volcanique Călimani-Harghita.

Les résultats des recherches exécutées les dernières années au sud des monts Călimani révèlent l'intérêt suscité par le secteur Zebrac-Dealul Ursului, de la partie occidentale du champ métallogénique, à cause de la minéralisation aurifère et complexe.

La structure géologique compliquée de cette région est déterminée par la participation des dépôts sédimentaires et des voleanites. Les dépôts sédimentaires traversés par le corps éruptif Zebrac-Mermezeu appartiennent par âge à l'Oligocène, au Miocène, probablement au Pannionien aussi. Le corps éruptif a une constitution complexe : andésites à hornblende \pm pyroxènes, andésites à pyroxènes, hornblende et quartz sporadique ; microdiorites porphyriques, brèches endogènes. Ces dernières sont particulièrement importantes pour l'activité métallogénique puisqu'elles ont contrôlé la thermodynamique des solutions métallisantes et, à la fois, ont favorisé l'accumulation de la minéralisation.

La structure éruptive Zebrac-Mermezeu affleure sur quelques 10 kilomètres carrés. Elle a été édifiée au cours de plusieurs moments d'activité magmatique, présentés dans l'ordre de leur déroulement : a) la formation du laccolithe andésitique (andésites à hornblende \pm pyroxènes) ; b) l'intrusion des microdiorites porphyriques dans l'espace du laccolithe ; c) l'éruption des andésites à quartz sporadique avec formation de coupoles ; d) phase explosive ratée et formation de corps de brèches endogènes à liant tuffisitique. L'activité voleanique de la région méridionale des monts Călimani, y compris la structure complexe Zebrac-Mermezeu, s'est déroulée dans l'intervalle de temps Pannionien E-Pontien. On considère que l'activité métallogénique associée a eu lieu au Pontien (tab. 1).

Dans le cadre du secteur de la vallée de Zebrac-Dealul Ursului s'est développée une altération hydrothermale de grandes dimensions, liée tant à l'intense tectonisation du corps



éruptif, ainsi qu'à la formation des brèches endogènes. Si l'on ajoute les données acquises dans la zone latérale du contact du corps éruptif avec les dépôts sédimentaires, on peut admettre les suivantes idées sur l'évolution des processus d'altération hydrothermale. Il y a deux phases hydrothermales distinctes, correspondant à certaines activités magmatiques. Les effets de l'altération sont similaires, sans égard à la phase hydrothermale ; elles résultent de la transformation des masses propylitiques, d'origine autométamorphique. L'évolution des processus hydrothermaux est illustrée dans le tableau 2.

La première phase hydrothermale a des relations spatiales et génétiques avec l'intrusion microdioritique ; l'intensité de l'altération hydrothermale est généralement réduite, en générant de petites quantités de roches sériciteuses et argileuses dans l'espace propylitique, qui est conservé en majeure partie ; des sulfures polymétalliques apparaissent disséminées en petites quantités dans les roches transformées. La deuxième phase hydrothermale est connectée aux dernières manifestations volcaniques se déroulant après l'éruption de l'andésite à hornblende, pyroxènes et quartz pendant et après les dislocations de la masse éruptive provoquées par les fractures tectoniques et les brèches endogènes. L'intensité de l'altération a été forte, le volume des roches modifiées est grand et comprend trois termes andésitiques et la microdiorite. Sur des fonds propylitiques propres à chaque type pétrographique a pris naissance une séquence complexe constituée des suivantes roches successivement formées : chloriteuses — sériciteuses — argileuses — carbonatiques — siliceuses ; la minéralisation associée à caractère auro-argentifère et polymétallique est bien individualisée en filons et brèches endogènes.

On peut poursuivre les associations de roches hydrothermalisées dans les planches II et III.

La colonne du forage vallée de Zebrac est un cas d'altération de la première phase hydrothermale, développé dans une masse microdioritique. La roche principale est propylitique, à magnétite et pyrrhotine. Dans la partie supérieure apparaissent des altérations avancées de type sériciteux et argileux ; celles-ci sont également sur de petites distances, au sein de la masse propylitisée, en évidentes relations avec les brèches endogènes et les fissures autour desquelles elles apparaissent comme auréoles. Toute la colonne est minéralisée (filonnets, veinules, disséminations) à blende et, dans la profondeur, à chalcopyrite + blende + schéelite + stibine.

L'examen de l'altération hydrothermale de la galerie Auriș montre le caractère zonal de celle-ci (le plus souvent polyzonal), en stricte dépendance des zones de fracture. Une succession complète comprend les roches mentionnées pour la deuxième phase hydrothermale. Les milieux les plus favorables à la minéralisation aurifère et polymétallique sont les roches argileuses.

Le forage de Dealul Ursului a intercepté en principal des roches sériciteuses et argileuses. Leur formation est sous le contrôle des brèches de la partie supérieure (0—300 m) et d'une fissuration fine dans la zone au-dessous de 400 m. Les minéraux métalliques, veinules et disséminations, sont représentés par pyrrhotine ou/et molybdénite, qui apparaissent discontinulement sur l'entièvre colonne, et par la chalcoyprite, à occurrence locale.

Le forage du ruisseau Auriș a traversé une zone intensivement argilisée. La contribution des néominéraux, pour chaque type d'altération, est illustrée dans la figure 2.

Les teneurs en Pb, Cu, Zn, Sn, Mo et B des roches altérées sont présentées dans le tableau 3 et le diagramme de la figure 3, qui mettent en évidence leur enrichissement général. Le bore est placé dans l'intervalle d'apport — 10 ×, le Sn monte jusqu'à 4 × ; Cu, Pb,



Zn atteignent fréquemment des valeurs d'enrichissement de 6–10 ×. A la différence des éléments mentionnés, le Mo n'a pas été détecté dans la plupart des produits analysés.

On constate que l'altération est typiquement hydrothermale et présente beaucoup de similitudes avec celles qui apparaissent autour des filons métallifères des monts Oaș-Gutii et dans les Monts Métallifères.

La minéralisation du secteur situé dans la vallée de Zebrac-Dealul Ursului apparaît dans les suivantes situations : a) filons localisés au contact des corps de brèches endogènes avec les andésites et moins souvent dans les corps de brèches, d'andésites et microdiorites ; b) disséminations dans les corps de brèches, andésites, microdiorites ; c) disséminations au contact occidental et celui méridional du corps Zebrac avec les dépôts sédimentaires.

Dans le groupe filonien de Dealul Ursului (pl. I), le principal caractère de la minéralisation est auro-argentifère, lié au mispickel et aux sulfosels ; le caractère polymétallique est subordonné (les minéralisations à blende et stibine sont plus importantes). Les corps de brèches endogènes contourent des disséminations de mispickel aurifère et de blende. Les corps de microdiorites et andésites abritent des disséminations de chalcopyrite et blende. Ce type de minéralisation, accompagné par des filonnets et/ou fissures à sulfures complexes ± mispickel aurifère ± tellurures, apparaît aux contacts ouest et sud du corps éruptif Zebrac.

Dans le stade actuel de connaissance, il y a quelques indices qui prouvent que l'activité métallisante s'est déroulée en plusieurs moments. Ainsi, la minéralisation à mispickel aurifère, sulfosels argentifères et tellurures appartient à un moment ultérieur à la minéralisation disséminée (chalcocrite, blende).

On estime à environ 600 m l'épaisseur de l'étage minéralisé ; à sa partie supérieure se place l'intervalle aurifère, auro-argentifère.

La genèse de la minéralisation a été contrôlée par les suivants facteurs : a) tectonique, ayant impliqué l'exhaussement du soubassement et sa perméabilisation, en favorisant l'ascension des solutions minéralisantes ; b) structural, déterminé par le corps éruptif à constitution complexe, la phase explosive ratée contribuant à la génération du flux hydrothermal-métallisant ; c) lithologique, la minéralisation s'associant aux éruptions d'andésites acides ayant comme pétrotype l'andésite à quartz, ainsi que les microdiorites porphyriques.

Pour certains éléments mineurs indicateurs des processus de minéralisation on a établi des valeurs du seuil lithogéochimique dans l'aire Zebrac, en examinant plus de 1000 analyses spectrales. Les valeurs du seuil (ppm) : Pb = 100 ; Cu = 100 ; Zn = 200 ; As = 300 ; Sb = 100 ; Ag = 2 ; Bi = 5 ; Cd = 100 ; Sn = 3 ; Mo = 3 ; B = 100. Dans le secteur de la vallée de Zebrac-Dealul Ursului sont fréquemment mises en évidence des valeurs dépassant le seuil lithogéochimique pour le Pb, Zn, Cu en andésites, microdiorites, brèches minéralisées. Les teneurs augmentent sensiblement dans le groupe de filons Dealul Ursului, pour Zn, Pb, Sb, As, Ag. La minéralisation d'antimoine accompagne celle d'arsenic (fig. 2), le rapport Sb/As étant subunitaire ; l'argent est corrélé soit avec le plomb, soit avec l'arsenic (fig. 3). Il y a aussi des concentrations isolées d'argent, qu'on ne peut pas expliquer seulement à partir de la teneur élevée de la galène, mais en vertu de la présence de la tétraédrite argentifère. Les roches minéralisées de la zone du contact occidental présentent des valeurs élevées de Zn, Pb, Cu ; le rapport Zn/Pb est supra-unitaire. On remarque la corrélation positive Cd-Zn (fig. 4), le rapport entre les deux éléments étant compris entre 1/70 – 1/200.

La valeur de fond de l'or dans les andésites fraîches de la région est de 0,0010 ppm. A partir de cette teneur, les valeurs augmentent d'environ 5 fois dans les roches propylitisées. Dans les roches argillisées sont évidenciées aussi des augmentations importantes ; le rapport entre la teneur moyenne en Au dans les roches argillisées et celles fraîches arrive à ≈ 40 . On

remarque la tendance claire d'augmentation de la teneur moyenne en Au des andésites argilisées dans les brèches endogènes argilisées. La teneur en Au des filons marque, en moyenne, des augmentations importantes par rapport à la valeur enregistrée en brèches. Les corrélations de l'Au avec As, Ag, Pb, Sb sont positives.

Les études minéralo-thermométriques effectuées sur calcite et quartz mettent en évidence des températures de formation comprises entre 170–300°C. On distingue trois générations de calcite : I = 282–320°C ; II = 225–270°C ; III = 190–205°C, ainsi que deux générations de quartz (170–310°C).

Les intervalles de température déterminés indiquent –en plein accord avec les observations minéralogiques et géochimiques – la présence du stade aurifère (275–185°C) et du stade des sulfures communes (220–336°C). Les valeurs de température comprises entre 175–300°C sont fréquentes ; celles-ci inévitent à l'estimation du caractère méso-épithermal de la minéralisation de Sfînceni.

ÎNTREBĂRI

G. U d u b a ş a : 1. Breciile endogene preferă un anumit tip petrografic sau afectează mai multe (sau toate) tipuri de roci ?

2. Există diferențe mineralogice între mineralizațiile din filoane și cele din diseminări ?

3. Sunt mai multe etape de mineralizare, legate de fiecare fază magmatică, sau numai una, care a fost prezentată ? Întrebarea nu se referă la pulsăriile din cadrul unei etape/faze de mineralizare.

Răspuns : 1. Elementele constitutive ale breciilor endogene sunt reprezentate prin toate tipurile de roci care alcătuiesc corpul Zebrac-Mermezeu (andezite cu hornblendă + piroxeni, microdiorite porfirice, andezite cu cuarț), precum și prin fragmente de roci sedimentare.

2. Da, se observă diferențe paragenetice importante. Astfel, în cazul mineralizației filo-niene asociația mineralelor metalice este mai largă : pirită, marcasită, mispichel aurifer, stibină, tetraedrit argentifer, blendă, galenă, jamesonit, telurură cu aur, argint și bismut. În cazul diseminărilor sunt prezente asociațiile : pirită + calcopirită, pirită + blendă, pirită + calco-pirită + pirotină + blendă.

3. În stadiul actual de cunoaștere a mineralizațiilor din regiune se consideră cel puțin două etape de mineralizare : etapa timpurie, asociată erupțiilor de andezite de Zebrac și micro-diorite, în care mineralizația apare ca diseminări și este complexă ; etapa târzie, asociată erupțiilor de andezite cu cuarț și de brecii endogene ; mineralizația apare ca filoane și diseminări, este auro-argentiferă și complexă.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Esquisse géologique contenant le raccord des données des affleurements avec celles des forages (le niveau de la galerie Auriș) dans le secteur de Dealul Ursului.

1, a, andésite à hornblende de Bîteca ; b, pyroclastites ; 2, brèches endogènes ; 3, andésite à quartz sporadique ; 4, microdiorite porphyrique ; 5, andésite à hornblende et pyroxénies

de Zebrac; 6, flysch distal, schisteux gréseux (Miocène inférieur); 7, limite géologique : a, dans l'affleurement, par section géologique; b, au niveau de la galerie Auris; 8, faille; 9, filon; 10, imprégnation; 11, la galerie Auris; 12, forage.

Planche II

Lithologie et altération hydrothermale dans les forages de la vallée de Zebrac, de Dealul Ursului et de la rivière Auris. 1, sol \pm blocs andésitiques; roches éruptives : 2, brèche endogène; 3, andésite à hornblende, pyroxènes, quartz sporadique; 4, microdiorite porphyrique; 5, andésite à hornblende et pyroxènes; 6, andésite à hornblende; roches sédimentaires : 7, couches de Zebrac (Aquitainien-Burdigalien); produits postmagmatiques; 8, roche argilliique; 9, roche sérichtique; 10, roche propillitique; 11, imprégnations et fissures à pyrite (Pyr), magnetite (Mt), chalcopyrite (Cpy), molybdénite (Mo), blonde (Bl), localement stibine (Sb) et scheelite (W), pyrite omniprésente; 12, bréchifications; 13, filons à tourmaline (Tm), caolinite (K); 14, dépôts locaux de nids de calcite (Ca), anhydrite (An), quartz (Q) et tourmaline (Tm); 15, colonne du forage.

Planche III

Altération hydrothermale dans la galerie Auris.

1, roches siliceuses; 2, roches argilisées; 3, roches sérichtiques; 4, roches chloritiques; 5, roches propillitiques; 6, brèches endogènes; 7, andésite à hornblende \pm pyroxènes, quartz sporadique; 8, fractures filonniennes.

Planche IV

Fig. 1. — Cristale fine, idiomorfe, de mispichel aurifer (1) diseminat în ganga de cuarț (negru) sau depuse pe cristalele de pirită (2). 250 \times , secțiune lustruită.

Cristaux fins, idiomorphes, de mispickel aurifère (1) disseminé dans la gangue de quartz (noir) ou déposés sur les cristaux de pyrite (2). 250 \times , section polie.

Fig. 2. — Mispichel aurifer și marcasită, concreșcute în agregate caracteristice cu aspect de frunze dințate sau lame de fierăstrău; mispichelul (1) în cristale idiomorfe, depus pe filamentele de marcasită (2), ganga de cuarț — negru. 250 \times , secțiune lustruită. Mispickel aurifère et marcassite, enchevêtrés en agrégats caractéristiques à l'aspect de feuilles dentées ou lammes de scie; le mispickel (1) en cristaux idiomorphes, déposé sur les filaments de marcassite (2); gangue de quartz — noir. 250 \times , section polie.

Planche V

Fig. 1. — Mispichel aurifer și marcasită concreșcute în agregate caracteristice, dispuse în evantai; ganga de calcit — cenușiu. 250 \times , secțiune lustruită.

Mispickel aurifère et marcassite enchevêtrés en agrégates caractéristiques, disposés en évantail; gangue de calcite — gris. 250 \times , section polie.

Fig. 2. — Agregate caracteristice de mispichel aurifer și marcasită cu aspect de frunze dințate în asociatie cu cristale idiomorfe de blendă.

Agrégats caractéristiques de mispickel aurifère et marcassite à l'aspect de feuilles dentées en association avec des cristaux idiomorphes de blende.



Planche VI

Fig. 1. — Asociație complexă între pirită (1), blendă (2), galenă (3) și jamesonit (4); ganga este reprezentată prin calcit (cenusu) cu incluziuni de cuarț idiomorf (5). 100×, secțiune lustruită.

Association complexe entre pyrite (1), blende (3), galene (3) et jamesonite (4); gangue représentée par calcite (gris) à inclusions de quartz idiomorphe (5), 100×, section polie.

Fig. 2. — Parageneză auro-argentiferă: impregnații de tetraedrit argentifer și bournonit (1), calcopirită (2), mispickel aurifer și pirită cu calcit (5). 75×, secțiune lustruită. Paragenèse auro-argentifère : imprégnations de tétraédrite argentifère et bournonite (1), chalcopyrite (2), mispickel aurifère et pyrite à calcite (5). 75×, section polie.

Planche VII

Fig. 1. — Agregat compact de stibină aciculară cu structură radiară. 75×, secțiune lustruită, N+.

Agrégat compact de stibine aciculaire à structure radiaire. 75×, section polie, N+.

Fig. 2. — Concreștere foarte intimă între pirită (alb-poros), blendă (cenusu-alb), galenă + + jamesonit (alb), în asociatie cu ganga de calcit (cenusu închis). 75×, secțiune lustruită.

Enchevêtrement très intime entre pyrite (blanc poreux), blende (gris blanc), galène + + jamesonite (blanc), en association avec la gangue de calcite (gris foncé). 75× section polie.

Planche VIII

Fig. 1. — Aggregate fin fibroase de jamesonit argentifer (negru) în ganga de calcit și cuarț (cenusu). 100×, secțiune subțire, N//.

Aggrégats finement fibreux de jamesonite argentifère (noir) dans la gangue de calcite et quartz (gris). 100×, section mince, N//.

Fig. 2. — Impregnații de cristale fine idiomorfe de mispickel aurifer (alb) în ganga de cuarț (cenusu închis). 100×, secțiune lustruită.

Imprégnations de cristaux fins idiomorphes de mispickel aurifère (blanc) dans la gangue de quartz (gris foncé). 100×, section polie.

Planche IX

Fig. 1. — Incluziuni fluide primare zonale într-un cristal de cuarț (proba 2072), galeria Auriș-Stînceni.

Inclusions fluides primaires zonales dans un cristal de quartz (échantillon 2072) galerie Auriș-Stînceni.

Fig. 2. — Incluziuni fluidă azonală în calcit (proba B-3), galeria Auriș-Stînceni.

Inclusion fluide azonale en calcite (échantillon B-3), galerie Auriș-Stînceni.

Fig. 3. — Incluziuni pseudosecundare în calcit (proba G-3), galeria Auriș-Stînceni.

Inclusions pseudosecondaires en calcite (échantillon G-3), galerie Auriș-Stînceni.

Planche X

Fig. 1. — Incluziune preponderent gazoasă în euarțul asociat cu pirită + calcopirită (proba B-8), forajul pârâul Păltiniș, nr. 127, Stînceni.

Inclusion à dominance gazeuse dans le quartz associé à la pyrite + chalcopyrite (échantillon B-8), forage ruisseau Păltiniș, no. 127, Stînceni.

Fig. 2. — Incluziune fluidă cu soluție apoasă + gaz în cuarț (proba B-23), galeria Găineasa (Munții Gurghiu).

Inclusion fluide à solution aqueuse + gaz en quartz (échantillon B-23), galerie Găineasa (mont Gurghiu).

Fig. 3. — Incluziune fluidă bifazică în calcit (proba B-5), galeria Auriș-Stînceni.

Inclusion fluide biphasique en calcite (échantillon B-5), galerie Auriș-Stînceni.

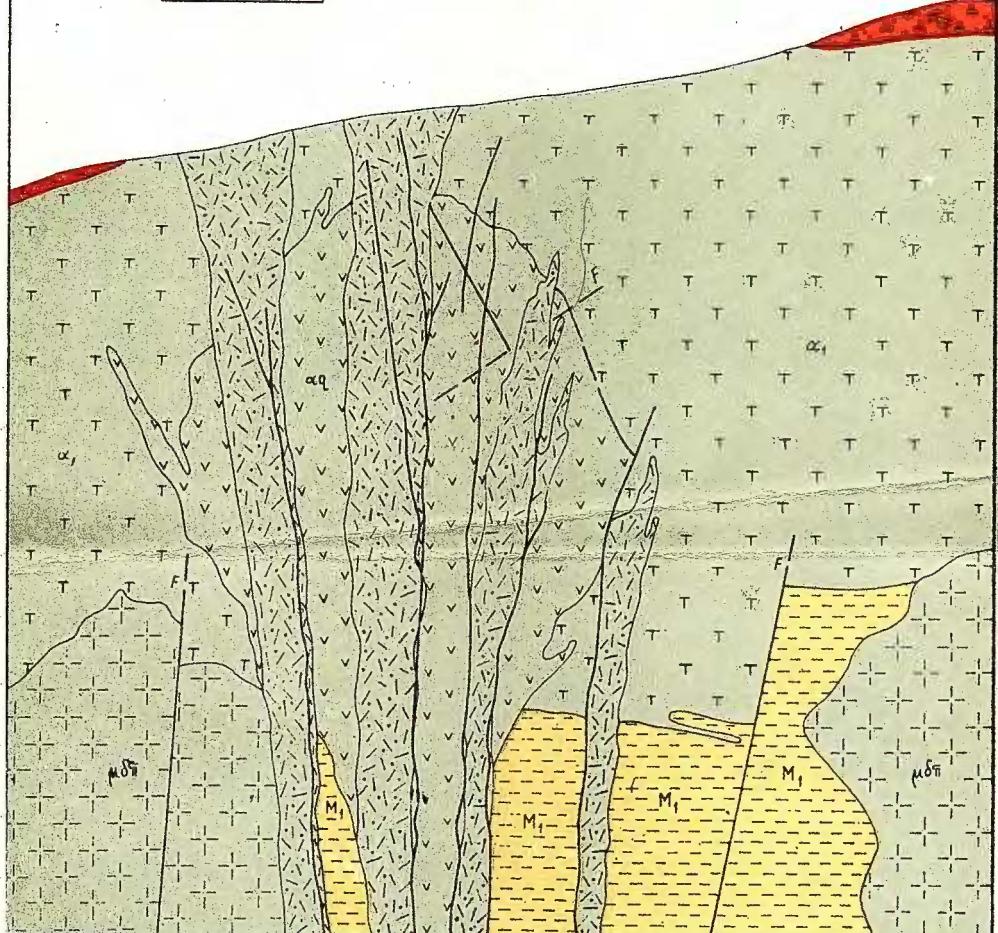
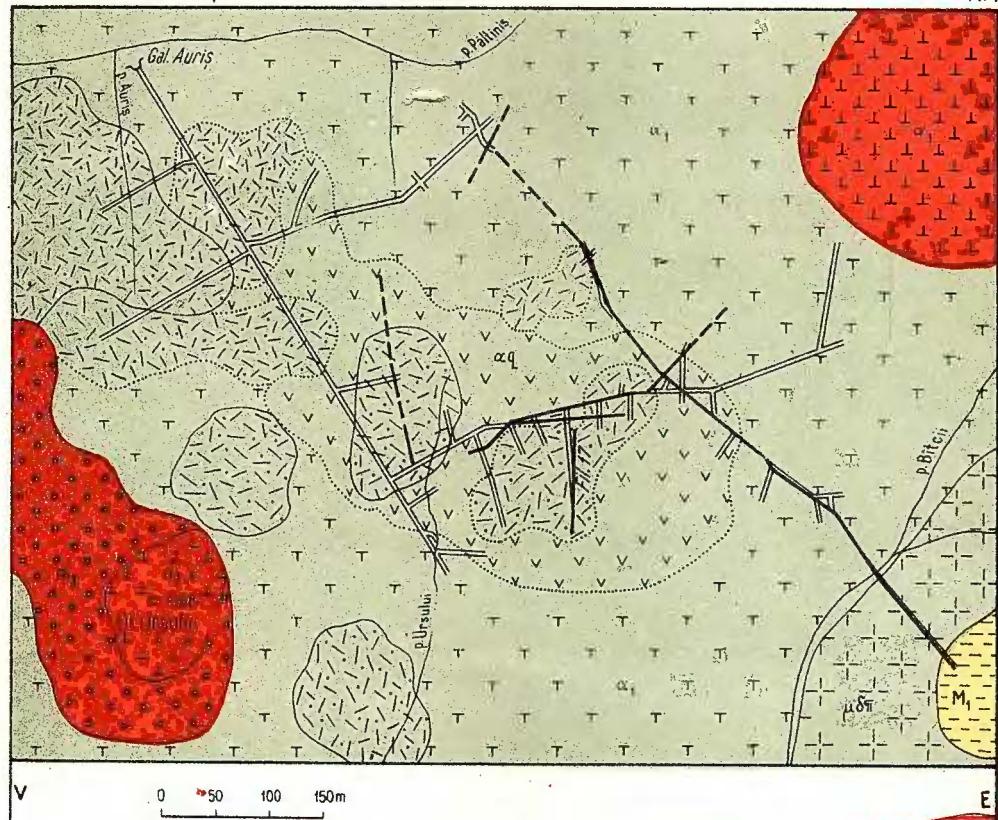




**SCHIȚA GEOLOGICĂ CU RACORDAREA DATELOR DE SUPRAFAȚĂ ȘI
SUBTERANE (NIVELUL GALERIEI AURIȘ) ÎN SECTORUL DEALUL URSULUI**

S. PELTZ et al. Mineralizația hidrotermală de la Stînceni

PI. I

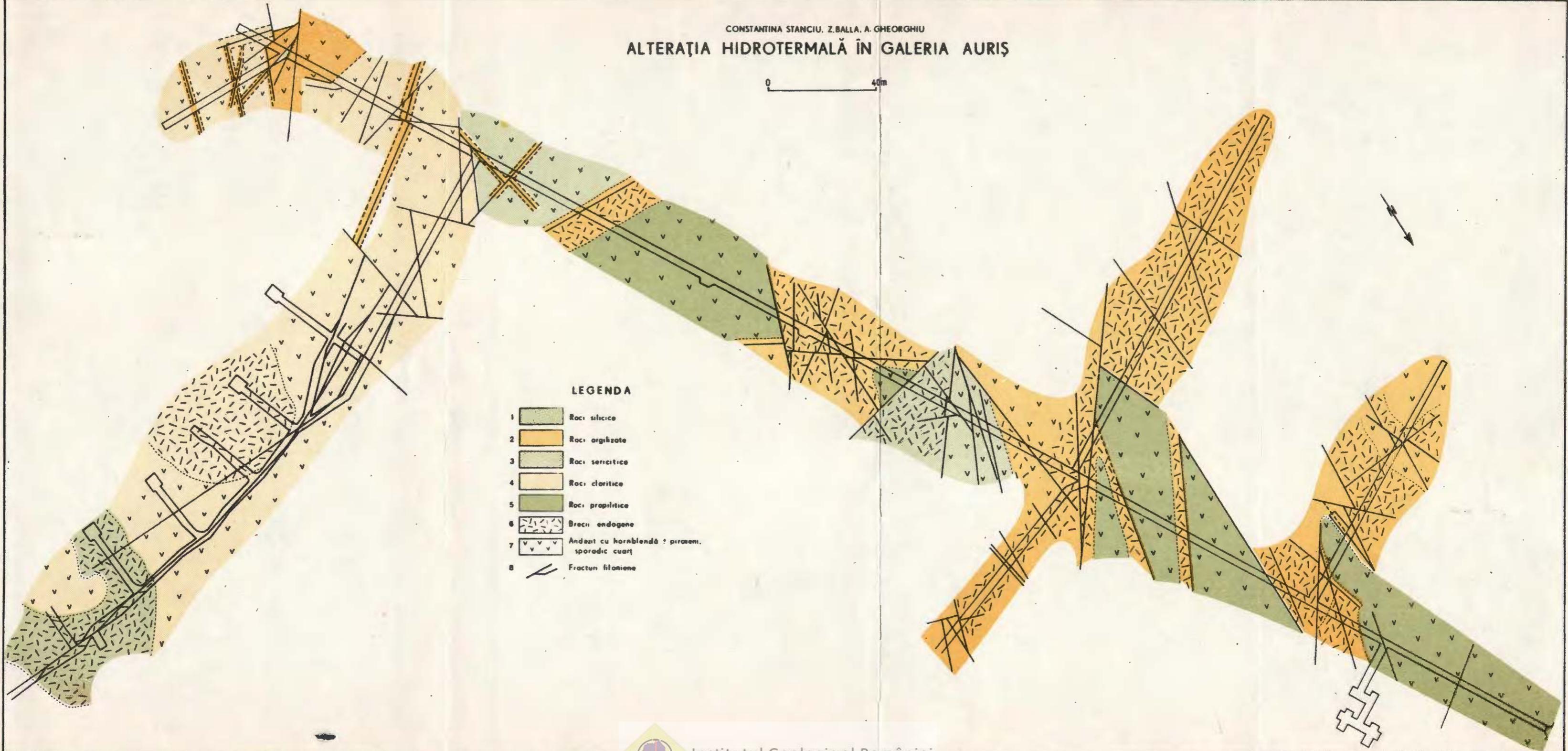
**LEGENDA**

- | | | | |
|---|--|----|---|
| 1 | a. Andezit cu hornblendă de Bitca. b. piroclastite | 7 | Limită geologică: a. la suprafață în secțiune geologică, b. la nivelul galeriei Auris |
| 2 | Breccii endogene | 8 | Folie |
| 3 | Andezit cu cuart sporadic | 9 | Filon |
| 4 | Microdiorit porfiric | 10 | Impregnație |
| 5 | Andezit cu hornblendă și piroxeni de Zebraz | 11 | Galeria Auris |
| 6 | Flis distal, șistos grezos (Miocen inferior) | 12 | Foraj |

CONSTANTINA STANCIU, Z. BALLA, A. GHEORGHIU

ALTERAȚIA HIDROTERMALĂ ÎN GALERIA AURIS

0 40m



2. ZĂCĂMINTE

BASALT-SPILITIC (OPHIOLITIC) COMPLEX OF PĂTÎRS (MUREŞ ZONE) AND THE ASSOCIATED SULFIDE MINERALIZATIONS¹

BY

HARALAMBIE SAVU², ION BERBELEAC², CONSTANTĂ UDRESCU²,
VASILICA NEACŞU²

Basalts. Spilites. Ophiolites. Sulfides. Hydrothermal-sedimentary mineralizations. Stock-work. Jurassic. Cretaceous. Island arc volcanism. Magmatic differentiation. Tholeiitic magma. Apuseni Mountains. Mureş Mountains. Drocea Mountains.

Sommaire

Le complexe basalto-spilitique (ophiolitique) de Pătîrs (zone de Mureş) et les minéralisations de sulfures associées. Dans la région de Pătîrs-Zăbalj se développe le complexe basalto-spilitique de la série des roches ophiolitiques jurassique-préoxfordiennes de la zone de Mureş; dans les dépôts du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du nord sont intercalés les produits du volcanisme d'arc insulaire mésozoïque. Dans cette région le complexe ophiolitique consiste en alternances de coulées quasihorizontales de basaltes, anamésites et spilites; ces dernières sont formées par des processus de différenciation du magma tholéïtique, avec l'enrichissement du magma résiduel en NaO₂ et en volatiles. Dans ce complexe apparaît un gisement de sulfures hydrothermaux à structure de stockwerk, formées dans deux stades successifs de minéralisation: le premier à pyrite, hématite et chalcopyrite en minéralisation disperse, et le deuxième à pyrite compacte. La première paragenèse s'est formée à des températures supérieures à 200°C, à la fin du stade mésothermal, et la minéralisation à pyrite compacte a pris naissance à moins de 200°C, au commencement du stade épithermal. Le gisement est lié aux roches ophiolitiques et fait partie de la catégorie de gisements de type Cyprus, d'origine hydrothermal-sédimentaire, à Pătîrs étant représentée seulement la partie inférieure d'un pareil gisement, notamment le stockwerk hydrothermal et discordant par rapport aux coulées de roches basiques.

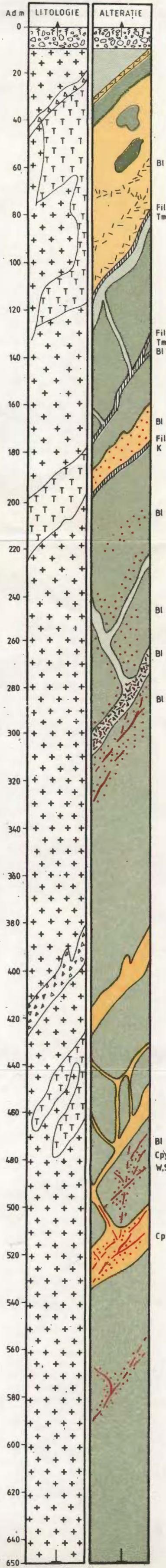
¹ Paper received on 12 April 1980, accepted for publication on 9 May 1980, communication in the session on 9 May 1980.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș, nr. 1, 78344 București 32.

**LITOLOGIA ȘI ALTERAREA HIDROTERMALĂ ÎN FORAJELE DIN VALEA
ZEBRAC, DEALUL URSLUI ȘI PÎRÎUL AURIS**

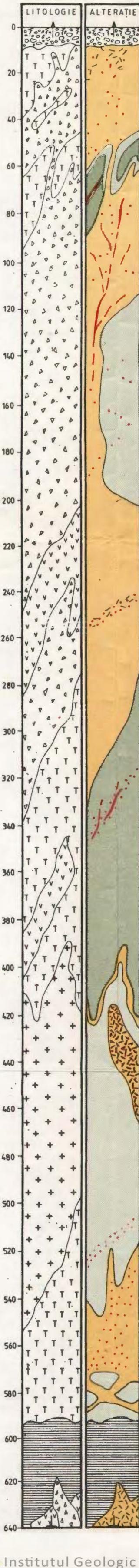
FORAJ-V. ZEBRAC

837 m



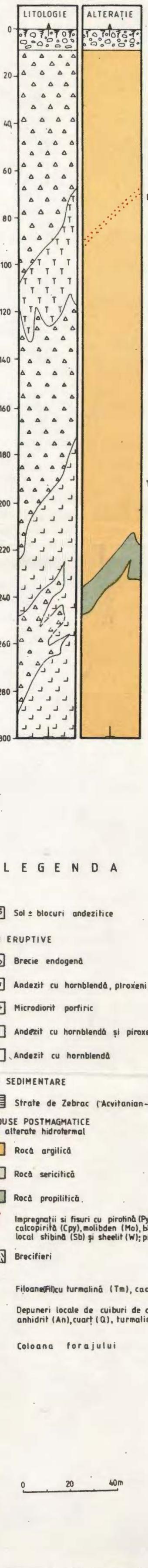
FORAJ-D. URSLUI

1031 m



FORAJ - P. AURIS

956 m



LEGENDA

1 Sol ± blocuri andezitice

ROCI ERUPTIVE

2 Brecie endogenă

3 Andezit cu hornblendă, piroxeni, cuarț sporadic

4 Microdiorit porfiric

5 Andezit cu hornblendă și piroxeni

6 Andezit cu hornblendă

ROCI SEDIMENTARE

7 Strate de Zebiac (Acvitianian-Burdigalian)

PRODUSE POSTMAGMATICHE

Roci alterate hidrotermal

8 Rocă argilică

9 Rocă sericitică

10 Rocă propilitică

11 Impregnații și fisuri cu pirotină (Pyr), magnetit (Mt), calcopirite (Cpy), molibden (Mo), blendă (Bl), local stibină (Sb) și sheetit (W); pirite omniprezentă

12 Brecifieri

13 Filoane(Fil)cu turmalină (Tm), caolinit (K)

Depuneri locale de cuburi de calciit (Ca), anhidrit (An), cuarț (Q), turmalină (Tm)

14 Coloana forajului

0 20 40 m

I. INTRODUCTION

The existence of the sulfide mineralizations round the Pătîrș locality required the present study, which attempts to establish the distribution of the sulfide mineralizations and their genesis. The study deals with the alpine ophiolitic rocks in the region, their associated mineralizations as well as the relation between them.

The Pătîrș-Zăbalț region, investigated by us, is situated in the northern part of Banat, in the Lipova Plateau, and belongs to the Arad district. It lies south-east of Lipova and south of the Ususău locality, within the Zăbalț Brook hydrographic basin, between the Pătîrș and Zăbalț localities (Pl. I). The most important forms of relief are the Turcanu Hill, Dealul Cetății and the Măgura Hill. They are below 300 m high, while the altitude in the Zăbalț Valley is of 150 m.

The first data on the basic eruptive rocks in the region were furnished by Cotta in 1864, who regarded them as a special banatite variety and later by Loczy (1885), who describes them as a normal diabasic porphyrite. In 1946 Stoicovici and Pop published a detailed paper on the geological formations and mineralizations of Pătîrș, showing that the eruptive rocks are spilites or albitized diabases, due to the hydro-thermal processes that led also to the formation of a copper mineralization at a "middle temperature" during a first cycle, which is followed by a second cycle with pyrite and hematite mineralizations.

In 1969 Cioclică and his collaborators dealt with the petrochemistry and geochemistry of the succession of basalts, anamesites and dolerites investigated by ISEM drillings in the Bruznic region, south of Pătîrș, where they are overlain by Pannonian sedimentary deposits. In 1967 Manea investigated the Neogene sedimentary deposits in the southern part of the region, pointing out another small zone in which there crop out basic rocks from under Tertiary deposits, represented by gabbros; this zone is situated south-south-west of Bruznic, on the Coruba Brook, the right side tributary of the Stenoviț Brook, outside the area investigated by us.

Recently, Boștinescu and Vlad (1978) have been interested in the sulfide mineralizations of Pătîrș, which they consider of Cyprus type.

Our researches carried out in the period 1979–1980 on the ophiolitic rocks from the Pătîrș-Zăbalț zone and their associated mineralizations provided new data that are going to be presented in this paper.

II. GEOLOGY AND TECTONICS

The region investigated lies in the south-western extremity of the Mureș oceanic zone, which includes the last occurrences of ophiolitic rocks before the whole zone — which extends underneath the Tertiary sedimentary formations towards Belgrade and joins the Vardar ophiolitic zone



from Serbia (Andjelcović, Lupu, 1967) — is covered by the Pannonian deposits from the Lipova Neogene sedimentary basin.

This region consists of the following important geological formations : (1) Jurassic or pre-Oxfordian ophiolitic rocks ; (2) Upper Jurassic-Lower Cretaceous sedimentary deposits associated in the lower part with island arc volcanics of the same age (J 3) ; (3) Neogene sedimentary deposits. Only the first two categories of formations were investigated by us.

The ophiolitic rocks, which display tectonic relations with the Mesozoic sedimentary deposits, crop out in two important areas. One is situated at Pätirş, between the Pätirş Valley and the Grădiştea Brook and the other lies west of Zăbalṭ in the Stumnicu Brook basin.

The ophiolitic rocks in this region make up an ocean floor basaltic complex, formed of alternative basalt, anamesite and spilite, more rarely variolite flows, which is usually in pillow lava facies. The basalt flows seldom include anamesite sills very close to dolerites. As can be noticed in the quarry north of Pätirş, these successive basalt flow alternations are approximately horizontal. The study of the drillings of Bruznic — a locality situated 4 km south of Zăbalṭ — reveals the same relations, on the basis of which Cioclica et al. (1969) pointed out six such flows ranging between 60—120 m in thickness ; exceptionally the basalt flows may reach 180 m. According to these authors, the lower flows reached by the Bruznic drillings show features characteristic of anamesite-doleritic rocks, while the upper ones show basalt characteristics. One should mention that south-west of Bruznic, Manea (1969) pointed out gabbros that crop out on the valley, through the erosion of the Pannonian sedimentary formations. These rocks probably make up a gabbro body located within the basalt complex, such as the bodies from Juliţa and Bătuţa (Savu et al., 1980).

The basalt flows show a slight south-eastward dipping in the over-thrust (obducted) region of the basalt complex on the Upper Jurassic-Lower Cretaceous formations.

The separation within the Bruznic drillings indicates that the upper horizon prevails in the Pätirş-Zăbalṭ zone, as the rocks are predominantly basaltic, often spilitic, more rarely anamesitic and show the characteristic pillow lava facies.

The pillow lava separations are usually elongated and flattened, being ellipsoidal with the big axis reaching 2.5 m, while the small one reaches 0.80 m. Concerning the structure, the pillow lava forms have a marginal crust, whose thickness ranges between 2—3 cm (Pl. II, Fig. 1), covering the internal part or the basalt-anamesite core of the separation (Fig. 1). The marginal crust consists of hyalobasalt that, towards the glassy matrix of the pillow lavas, changes into a material with features similar to those displayed by the tachylites from the Roşia Nouă locality (Savu et al., 1970). As in the latter case, the glassy devitrified material divides into small oval or spherical forms (Pl. II, Fig. 2).

The complex of Upper Jurassic-Lower Cretaceous (Lupu, 1965) sedimentary formations develops north of the overthrust line of the ophiolites. The lower part of this complex shows features characteristic of a volcano-sedimentary formation in places, for instance on the north-

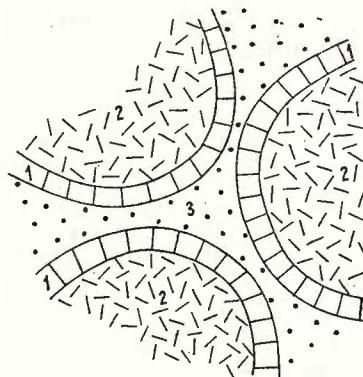


Fig. 1. — Section through pillow lava separations.

1, marginal crust; 2, internal zone;
3, tachylitic matrix.

western bank of the Grădiștea Valley and on the Stîna Valley. It is found, at the tectonic contact of the ophiolites in the Zăbalț Valley, that the lower horizon of the complex — as much as it is visible in the flank of an overthrust (facing) north-westward syncline — begins with marls or clay marls with limestones and gritty limestones intercalations or limestones with eruptive elements including red argillites, sometimes associated with jaspers. The latter together with the red argillites are as a rule associated with the sedimentary lower horizon in the zone of island arc eruptions. The pyroclastic products of the volcanoes are intercalated in these sedimentary deposits, in which the whole volcanic structure is buried.

The island arc volcanism (Savu, 1980)³ is weakly developed in the region, consisting of a single volcanic centre, with two emission points, one in the Grădiștea Brook basin and the other on the Stîna Brook. The first point is marked by the formation of pyroclastics represented by agglomerates, tuffs and polygenous agglomerates of porphyric basalts and andesites associated with limestones bearing volcanic elements; they originated in the pyroclastics that fell into the sea after the explosion and were included into the coral reefs (Savu, 1962 a). They alternate with red argillites and very characteristic radiolarites. The volcanic material in the emission point on the Stîna Brook is acid, consisting of rhyolites and dacites, more rarely also andesites. They make up a mass of agglomerates that pass laterally into polygenous agglomerates (volcanic melange) with reef limestone elements varying in size and tuffs associated with reef limestones and red argillites that are laterally intercalated within the marly-clay mass of the lower horizon with limestone intercalations including eruptive elements.

The volcanic centre of Pătîrș represents the south-western extremity of the island arc on the NW border of the Mureș mobile zone. This island

arc continues towards NE comprising the volcanic centres at Laleşint, Troaş-Pirneşti and those in the basin of the Saturani and Zeldiş valleys, the whole formation being then covered by Neogene volcanics from the Crişul Alb basin (Savu, 1962 b; Savu, 1980). This Upper Jurassic volcanic island arc might extend towards SW, under the Pannonian deposits, in a direction parallel to the margin of the oceanic zone or the margin of the sialic plate in the north, but the limit of this extension cannot be specified so far.

The age of the ophiolitic rocks results from the absolute age data, obtained by Herz et al. (1974), according to which the ophiolitic complex in the Mureş axial zone belongs to the Lower and Middle Jurassic (180 m.y.).

If we take into account also the volcanic activity from the southern island arc, where the volcanics are overlain by the Stramberg limestones⁴ (Savu et al., 1981), we must admit that the lower horizon of sedimentary formations associated with island arc volcanics is of Upper Jurassic age. The sedimentary deposits from the Upper Jurassic sea showed various facies (Lupu, 1976); they had a pelitic and aleuropelitic character in the secondary trough on the north-western margin of the Mureş zone and a facies of reef limestones on the volcanic structures, in the secondary trough on the south-eastern border of this zone (Savu, 1962 a; 1962 b).

The island arc volcanic activity within the Mureş oceanic zone, that manifested also during the Upper Jurassic, possibly up to the beginning of the Neocomian, was determined by the new kimmerian movements that brought about changes in the oceanic zone structure.

From the tectonic point of view, it is found that the ophiolites are obducted over the Mesozoic sedimentary formations, by an overthrust movement from SE towards NW. The geophysical (magnetism) researches carried out by Andrei (1964, 1969) and Andrei et al. (1970) showed that the ophiolites advanced along at least 3 km towards NW in this overthrust. Later the formations were affected by Laramian fractures.

III. PETROGRAPHY OF THE BASALT-SPLITITIC COMPLEX

As already shown, the Pătîrs basalt-splititic complex includes basic effusive rocks, represented by hyalobasalts, basalts, amygdaloidal basalts and anamesites that pass sometimes to dolerites and spilites.

1. The hyalobasalts usually form the margins or the crust of the pillow lava separations. They are black rocks, consisting mainly of devitrified glass. Small plagioclase crystals occur in these rocks, being distributed either in arborescent structures, as within variolites, or achieving an incipient form of intersertal texture. The glass, which constitutes the main part of the rock, is devitrified, containing numerous magnetite crystals. There occur also fine and elongated plagioclase crystals, whose thickness does not exceed 20—30 microns and are 0.3 mm in length.



Usually a garland of extremely fine plagioclase crystallites comes off the ends of these microcrystals.

2. The tachylitic material within the interstices of the pillow lava separations actually consists of devitrified glass. Small hematite sticks and grains form by the glass devitrification and the oxidation of the iron initially existing within it; microlites or plagioclase microcrystals are very seldom noticed within this material.

3. The basalts, which form the internal part of numerous pillow lava separations, are rocks showing an intersertal texture; they consist of a network of plagioclase sticks (Pl. III, Fig. 2) twinned according to the albite law, which form sometimes arborescent structures or show the tendency of forming variolitic structures. A section through a basalt pillow lava separation shows that the rocks within it contain a greater amount of glass outwards than inwards.

Within some lava flows it was found that while the plagioclase phenocrysts in the glassy crust of the pillow lavas consist of andesine (An 40), the plagioclase sticks (An 20) inside are altered and albitized, the rock being often spilitized.

The augite within basalts is present in isometric crystals, and sometimes also in elongated crystals, like the plagioclase ones. The bigger sticks are bent in places, a process probably taking place during the consolidation of lava.

4. The basalts with intersertal-porphyritic texture form some pillow lavas that show a specific structure both in the marginal zone, formed of basalt richer in glass (Pl. III, Fig. 1). and inside, where the glass is present in a smaller amount. Plagioclase phenocrysts reaching 4 mm in length and more rarely augite phenocrysts can be noticed on the plagioclase ophitic network. The plagioclase phenocrysts (An 55) are usually idiomorphic, more rarely broken and often grouped, indicating a globular porphyritic structure. Some phenocrysts include the glassy devitrified groundmass, which indicates a rapid, non-equilibrated lava cooling, in contact with the marine water. The augite phenocrysts are sometimes idiomorphic or broken and occur grouped in the same way in places.

5. The amygdaloidal basalts are also rocks showing an intersertal texture, formed of a network of plagioclase sticks and augite crystals elongated like the plagioclase crystals bearing the same glassy material in the interstices, with small augite crystals and opaque minerals, as in the other basalts. They differ from the latter by the presence in their ophitic mass of the amygdales filled with chlorite, within whose lamellas there form numerous radial structures, the amygdale forming thus a chloritite. The plagioclase sticks within the amygdaloidal basalts are albitized and stuffed with fine, argillitic material. The elongated augite crystals are slightly brown-reddish with the extinction angle $c \wedge Ng = 55^\circ$.

6. The anamesites are rocks making the transition between basalts and dolerites. They have an intergranular texture and consist of a network of altered, often albitic plagioclase sticks, in whose interstices there are small augite and opaque mineral crystals, such as magnetite or pyrite.



The glass is present in an extremely reduced amount or it lacks altogether; in the latter case the rocks are very similar to dolerites. These rocks contain also seldom fresh or altered plagioclase crystals bigger in size, showing phenocryst characteristics.

7. Spilites are frequent in the region. Their structure corresponds to that of the various mentioned rocks, consisting of albite (An_{8-10}), augite (chlorite) and magnetite, possibly pyrite.

The presence of the amygdales filled with zeolites, calcite and chlorite within some basaltic rocks of the ophiolitic complex as well as the plagioclase alteration indicate processes of ocean floor metamorphism, that manifested at the level of the zeolitic facies towards the greenschist facies.

IV. GEOCHEMISTRY

a. *Petrochemistry.* Several rocks were chemically analysed for establishing the petrochemical characteristics of the ophiolites from the Pătîrs region. The results of the analyses are presented in Table 1, to which were added 7 chemical analyses found in the relevant literature and which refer to similar rocks from the Pătîrs and Bruznic region.

The SiO_2 amount, which varies between 44.15 and 52.20 % shows that the basalt-spilitic complex consists of rocks originated in a weakly differentiated basic magma. The same conclusion arises also from the MgO variation, whose content ranges between 4.09 and 6.91 % as well as from the CaO variation between 4.67 and 14.56 % and FeO between 5.32 and 8.54 %. Higher CaO contents (14.40—14.56 %), normal for the basic rocks, were determined in two basalts from Zăbălt (samples 89 and 90), that derived from undifferentiated basaltic magmas and which were affected by secondary alteration processes. These samples also show the smallest TiO_2 contents from the series of basalt-spilitic rocks in the Pătîrs region. The potassium oxide from this series is in a quite low amount, ranging between traces and 0.80 %.

As far as Na_2O is concerned, it behaves differently in the spilitic rocks as compared to the basaltic ones. Thus, the 1.40—3.12 % Na_2O content from basalts does not differ from that in other basic rocks, such as those at Roșia Nouă, for instance, described by Savu et al. (1970). But this oxide is present in a higher amount in spilites, varying between 4.08 and 4.75 %. By these values the spilites of Pătîrs resemble those presented by Turner and Verhogen (1960) in Table 25 (analyses 1, 2 and 5), including those from Oregon. As shown in Table 1, not all the basaltic rocks in the Pătîrs region are spilites, as Stoicovici and Pop (1946) thought.

The rocks of the ophiolitic complex resulted from an initial basaltic magma, whose tholeiitic character is clearly indicated by their situation on the P_2O_5/Zr diagram on Figure 2 and on the $TiO_2/Zr : P_2O_5$ diagram on Figure 3, both being drawn after Floyd and Winchester (1975).



TABLE 1
Chemical composition of basic rocks

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Sample no.	P ₄ **	81	2/501*	4/356*	3/85*	86	83c	2/302*	83bB	83A	90	X***	89	82	4/253*	84
Rock type	Basalt	Spilit	Basalt	Spilit	Spilit	Amphibolite	Spilit	Spilit	Amphibolite	Spilit	Basalt	Spilit	Spilit	Basalt	Hyalot	Hyalot
Location	Pătirs Valley	Pătirs Valley	Bruznic	Bruznic	Pătirs Valley	Pătirs Valley	Bruznic	Pătirs Valley	Pătirs Valley	Zăbalt	Pătirs Valley	Zăbalt	Pătirs Valley	Zăbalt	Pătirs Valley	Bruznic
SiO ₂	52.20	50.55	50.26	50.08	49.49	49.45	49.32	49.00	48.55	48.18	48.12	48.00	47.89	47.25	46.68	44.15
Al ₂ O ₃	14.42	13.88	13.23	13.19	13.55	14.94	14.79	14.37	14.15	14.25	16.91	11.09	16.08	14.17	15.36	14.16
Fe ₂ O ₃	3.33	6.04	6.27	8.34	6.42	4.18	6.45	7.75	6.48	6.98	4.50	18.36	5.42	6.15	8.57	8.84
FeO	7.23	6.23	8.35	7.84	7.75	6.55	5.79	6.63	6.45	5.97	5.63	—	5.32	8.54	6.68	8.48
MnO	0.16	0.21	0.19	0.24	0.31	0.22	0.21	0.18	0.21	0.21	0.17	0.01	0.17	0.21	0.15	0.23
MgO	6.91	4.09	6.43	4.52	5.33	4.17	4.63	4.65	4.17	6.00	5.63	6.18	5.98	6.26	6.35	6.35
CaO	7.19	9.07	6.07	4.67	8.94	8.08	9.08	9.97	8.49	9.08	14.40	10.00	14.56	9.24	6.54	9.88
Na ₂ O	3.12	4.75	2.25	4.08	2.52	4.27	4.35	2.50	4.34	4.35	2.15	4.53	2.20	1.40	2.83	1.85
K ₂ O	0.13	0.45	0.16	0.17	0.12	0.70	0.25	0.46	0.25	0.25	traces	0.31	traces	0.75	0.43	0.80
TiO ₂	1.60	2.50	2.59	3.14	2.71	2.66	2.58	2.96	2.60	2.58	1.30	0.02	1.30	2.16	2.48	2.56
P ₂ O ₅	0.18	0.35	0.42	0.52	0.29	0.37	0.32	0.53	0.35	0.32	0.17	—	0.16	0.33	0.40	0.34
CO ₂	0.24	—	—	—	—	—	—	—	—	0.15	—	0.26	—	—	—	—
S	0.10	0.14	0.15	0.13	—	0.14	0.17	0.12	0.18	0.17	0.13	—	0.09	0.12	traces	—
Fe(S)	0.08	0.13	0.13	—	—	0.12	0.15	0.10	0.15	0.15	0.11	0.52	0.08	0.11	—	—
H ₂ O ⁺	3.25	1.52	3.15	2.75	2.06	2.66	3.07	2.70	2.88	3.07	1.15	0.34	1.20	3.87	3.51	3.00
Total	100.14	100.00	99.61	99.78	99.55	99.77	100.01	99.90	99.73	99.73	100.84	99.78	100.28	99.89	100.99	100.95

* Analyses from Cecilia Vasiliu and Constanța Udreșcu (1965). Arch. IGG, București.

** Analyses from S. Bostîneșcu and S. Vlad (1978), Arch. IGG, București.

*** Analyses from E. Stoicovici and Gh. Pop (1944).



and Winchester and Floyd (1976) respectively. The diagram on Figure 3 shows a single basalt projected in the alkaline basalts field.

As results from the diagram on Figure 4, the tholeiitic magma underwent a weak differentiation process, which is also suggested by the

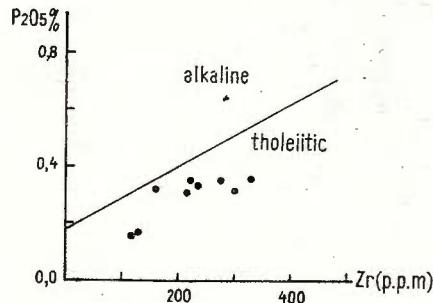


Fig. 2. - P_2O_5 - Zr diagram.

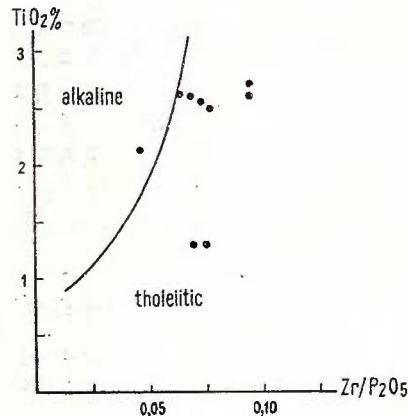


Fig. 3. - TiO_2 - Zr/ P_2O_5 diagram.

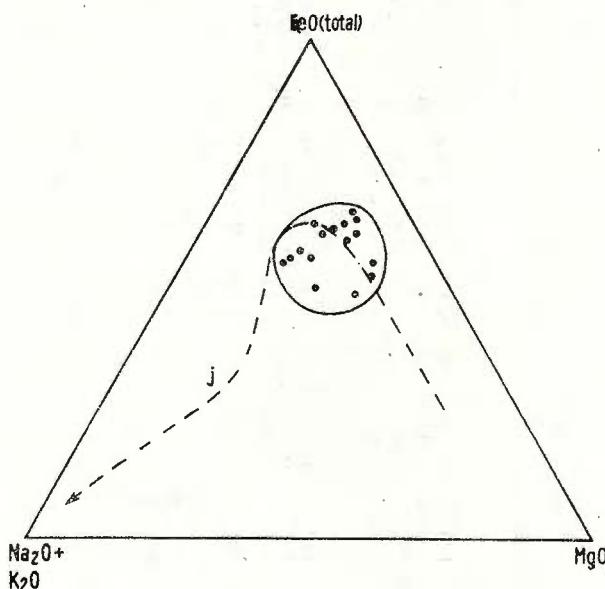


Fig. 4. - FeO (total) - MgO - $Na_2O + K_2O$ diagram.
j, differentiation line of the Julița gabbroic body.

fact that all the basaltic rocks are projected within a restricted field, in contrast with the differentiation line of the gabbroic body from Julița

TABLE 2
Magma parameters of basic rocks

No.	Sample no.	Si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p	w	Qz	Q	L	M	Magma type
1	P	136.16	22.18	49.58	20.08	8.16	0.02	0.54	0.40	3.13	0.28	0.30	+3.52	34.23	33.68	32.09	Gabbroid
2	81	130.04	20.98	41.56	24.94	12.52	0.05	0.37	0.60	4.79	0.38	0.46	-20.04	28.02	37.41	34.57	Gabbroid
3	2/501	132.0	20.43	56.54	17.10	5.93	0.04	0.44	0.30	5.18	0.50	0.40	+8.31	34.53	29.89	35.58	Gabbroid
4	4/356	136.69	21.13	54.14	13.67	11.06	0.02	0.34	0.25	6.46	0.69	0.49	-7.55	31.33	34.92	33.75	Gabbroid, Leuco-gabbroid
5	3/85	124.74	20.05	49.53	24.13	6.29	0.03	0.41	0.48	5.16	0.28	0.42	-0.42	32.17	30.77	37.06	Gabbroid
6	86	127.55	22.67	43.34	22.27	11.72	0.09	0.47	0.51	5.20	0.41	0.37	-19.33	28.88	38.51	32.61	Gabbroid
7	83c	126.85	22.38	41.44	24.96	11.22	0.03	0.38	0.60	5.03	0.34	0.50	-18.03	29.04	38.87	33.09	Gabbroid
8	2/302	128.60	22.18	48.35	22.44	7.03	0.10	0.37	0.46	5.86	0.68	0.51	+0.48	33.10	33.06	33.84	Gabbroid
9	83bB	123.94	21.23	44.42	23.27	11.08	0.03	0.40	0.38	5.05	0.31	0.47	-20.38	28.05	37.02	34.93	Gabbroid
10	83A	123.34	21.45	42.58	24.83	11.14	0.03	0.37	0.58	5.00	0.33	0.51	-21.22	27.90	37.30	34.80	Gabbroid
11	90	107.81	22.36	38.43	34.57	4.64	0	0.52	0.90	2.15	0.22	0.41	-10.75	30.01	34.11	35.88	Gabbroid
12	X	109.29	14.89	50.75	24.34	10.02	0	0.37	0.48	0	—	—	-30.80	23.11	31.91	44.98	Gabbroid
13	89	106.21	21.03	39.76	34.56	4.65	0	0.51	0.86	2.13	0.21	0.47	-12.39	29.12	32.86	38.02	Gabbroid
14	82	115.50	20.37	50.97	24.19	4.47	0.24	0.43	0.47	3.99	0.33	0.39	-2.38	31.54	30.45	38.01	Gabbroid
15	4/253	112.69	21.84	51.69	16.92	9.55	0.06	0.43	0.32	4.46	0.43	0.53	-25.52	26.49	37.75	35.76	Gabbroid
16	84	98.98	18.64	52.50	23.75	5.11	0.21	0.40	0.45	4.33	0.32	0.48	-21.46	25.42	31.29	43.29	Gabbroid

(Savu et al., 1982). This conclusion is confirmed by the magma types (Table 2) to which the rocks correspond and which are generally gabbroic. It is to be noted that all the spilitic rocks generally show the alk parameter higher than that of the basalts, while the k parameter is smaller.

One should also mention that throughout the basaltic series the FeO and Fe_2O_3 contents are higher than in the basalts of the same age from the Roşia Nouă-Pietriş zone previously described (Savu et al., 1970). That is why, the field on the diagram on Figure 4, in which they lie, covers also the domain in which some titanomagnetite gabbros are situated. These observations indicate that the process of differentiation of the tholeiitic magma led to the enrichment in iron of the magmas on the one hand and to the increase of the Na_2O content on the other hand, as results also from the diagram on Figure 5.

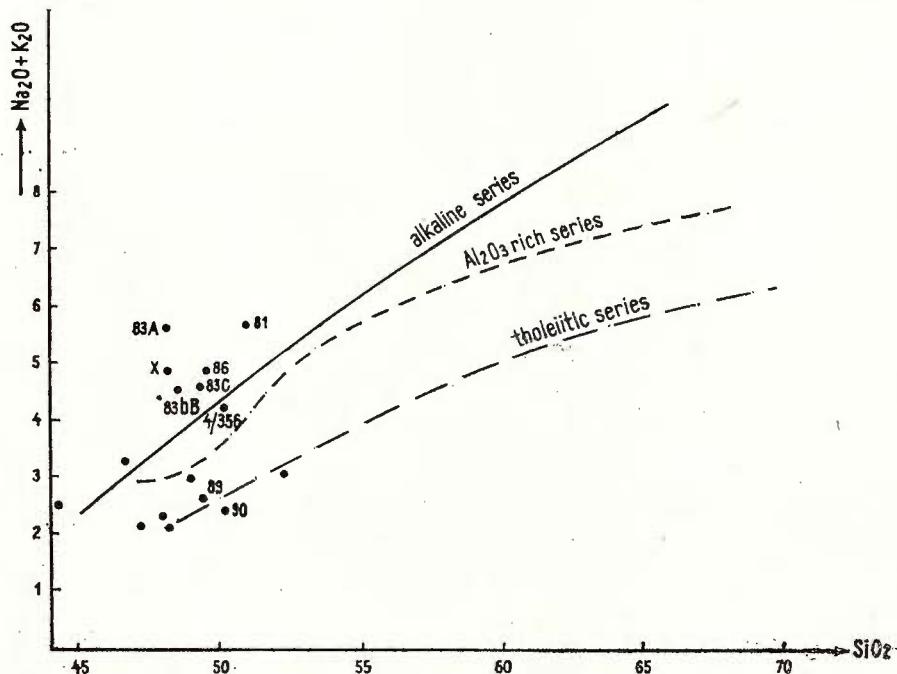


Fig. 5. — $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagram.

This diagram shows that, function of the alkalies sum and SiO_2 , only three basaltic rocks are preserved within the tholeiitic domain, the other rocks shifting towards high alkali values. Of the latter, a lot of rocks remain in the domain of basalts rich in Al_2O_3 , but the spilites are placed in the domain of the alkaline basalts series. This situation shows the sense of the tholeiitic magma differentiation towards residual magmas enriched in sodium on the one hand, and demonstrates that the spilites re-

sulted from residual tholeiitic, subcooled magmas, rich in Na_2O and volatiles, of which there form rocks in which the clinopyroxene coexists with the albite (Savu et al., 1980), on the other hand. The "spilitization" process might end on the ocean floor at the contact with the marine water. In our opinion the further differentiation of the spilitic magma would lead to the formation of the granophyres and granites or albite aplites, which as a rule occur in small amounts associated with the ophiolitic series (Savu et al., 1982).

b. *Distribution of trace elements.* For investigating the distribution of trace elements from the basalt-spilitic complex of Pătărăști, 9 samples were analysed by emission spectroscopy (Table 3). It is found that there are differences in this respect too, between the basalts resulted from the undifferentiated tholeiitic magma (samples 89 and 90) and the other basalt-spilitic rocks in the region.

TABLE 3
Trace elements (ppm)

No.	Sam- ple no.	Ni	Cr	Co	V	Sc	Zr	Y	Yb	Cu	Ga	Sn	Ba	Sr
1	81	32	10	46	440	40	270	72	8.5	38	24	2	32	85
2	68	40	15	58	660	52	330	83	11	38	23	ndt.	60	170
3	83c	31	12.5	50	520	42	215	67	8.5	24	16	2.5	32	145
4	83bB	24	11	46	500	43	220	70	10	24	16	ndt.	22	120
5	83A	30	10	50	570	42	300	76	10	28	16	ndt.	22	160
6	90	90	310	46	370	42	130	35	5.2	40	16	ndt.	12	105
7	89	95	340	45	370	40	115	36	5.0	38	15	ndt.	16	240
8	82	22	10.5	40	340	33	160	57	7.5	40	25	2	40	95
9	84	27	11	44	440	40	230	68	8	40	23	2	36	90

Samples 89 and 90 show for most elements values close to those known in the relevant literature for the basaltic rocks. Ba has very low values both in these basalts and in the other basalt-spilitic rocks. This is correlated with the small K_2O contents from the whole series of analysed rocks.

In comparison with the two basalts (samples 89 and 90) the differentiated basalt-spilitic rocks show lower nickel and extremely small chromium contents, and higher values for V, Ti, Zr, Y and Yb respectively. The variation of these elements indicates the sense of the tholeiitic magma differentiation towards residual magmas, as shown above. This differentiation is also illustrated on the diagram on Figure 6, where function of the zirconium increase with the differentiation (Savu, Udrăescu, 1975), there is an increase of the contents of the four elements characteristic of this process.

Cobalt and scandium show throughout the series contents similar to the averages known for the basic tholeiitic rocks; this shows that they

are not influenced by the differentiation processes towards magmas of the type of those from which the spilitic rocks resulted.

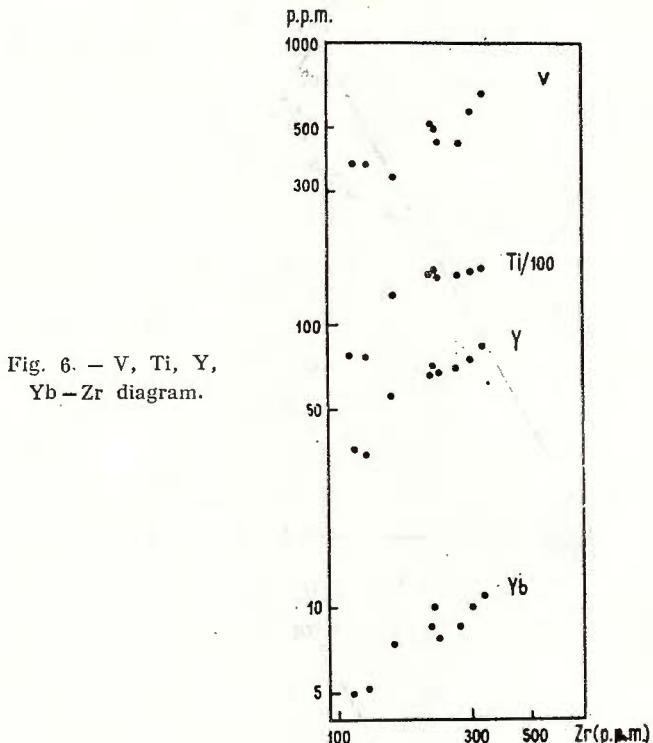


Fig. 6. — V, Ti, Y,
Yb — Zr diagram.

V. ORIGIN OF OPHIOLITIC ROCKS

The geological and tectonic situation of the ophiolites belonging to the basalt-spilitic complex of Pätirs as well as the frequency of the pillow lava separations indicate that the basic rocks formed under submarine conditions. This conclusion is supported also by the $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{K}_2\text{O}$ diagram (Fig. 7) drawn after Pearce et al. (1975) which shows that the basalt-spilitic rocks formed in the oceanic realm (BOC). According to Hart et al. (1970) the strontium contents show that they originated in basaltic magmas generated in the mantle, at a depth of below 100 km.

Although the Ti, Zr and Y contents from the basalt-spilitic rocks are higher than in the two basalts originating in the undifferentiated magma, the ratio between them is the same as in the tholeiitic basalts; for this reason they are situated in the field B of the ocean floor basalts (OFB) on the Ti-Y-Zr diagram (Fig. 8) drawn after Pearce and

Cann (1973). One should mention that, on a Ti-Zr diagram, drawn after the same authors, only two basalt samples (89 and 90) remain in

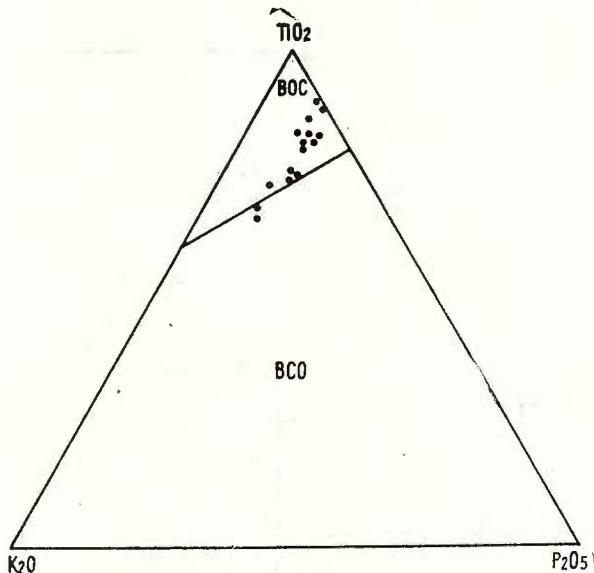


Fig. 7. — $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{K}_2\text{O}$ diagram.

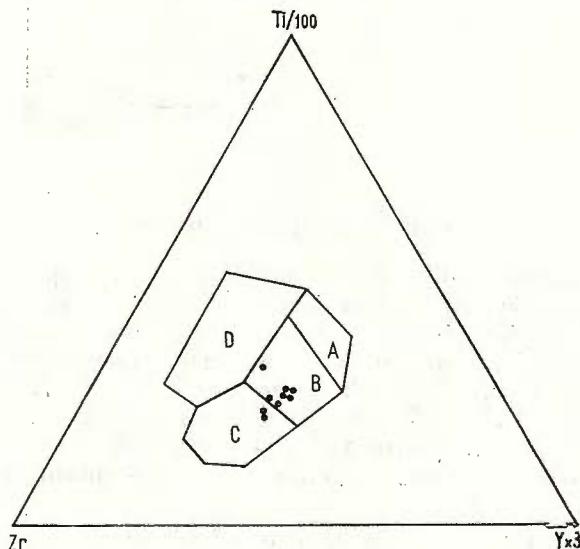


Fig. 8. — $\text{Ti}/100 - \text{Y} \times 3 - \text{Zr}$ diagram.

the ocean floor basalts field, the other differentiated rocks being situated outside the field and reaching higher titanium and zirconium values.

It is worth mentioning that the two basalt samples (89 and 90) are situated on the Ti—Cr diagram (Fig. 9), which separates the island arc basalts from the ocean floor basalts, in the field of the latter. Owing to

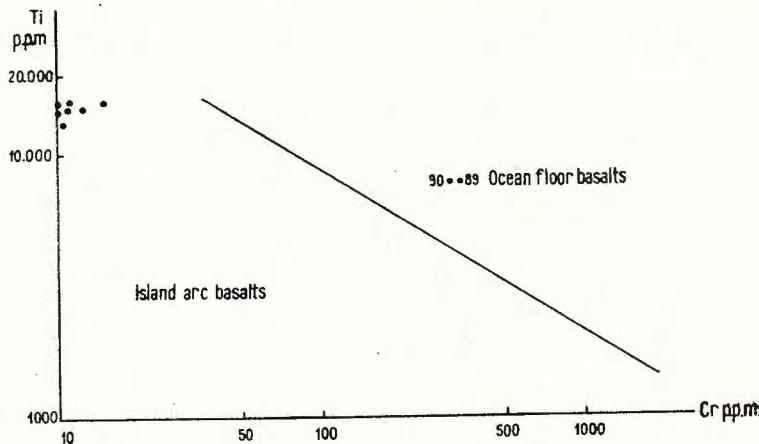


Fig. 9. — Ti—Cr diagram.

the extremely low chromium (10–15 ppm) and high titanium contents, the other rocks lie outside the fields established by Pearce (1975) for the basalts in the two geotectonic situations.

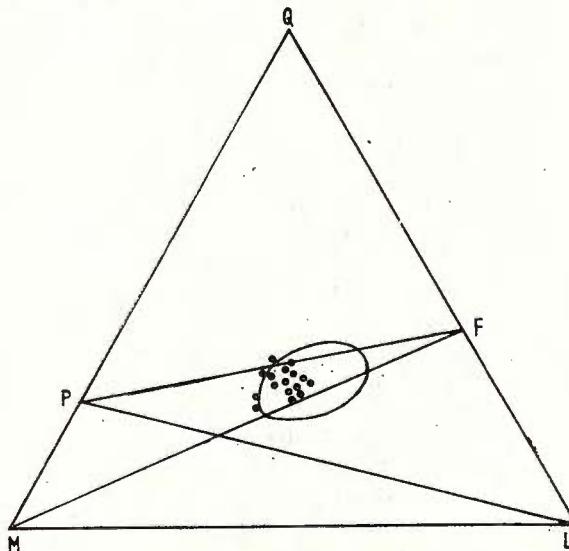


Fig. 10. — QLM diagram.

The whole complex of basaltic and spilitic rocks that formed in the Mureş Mesozoic ocean comprises ophiolitic rocks, as results from the diagram on Figure 10 drawn after Burrini and Niggli (1945). The

above-mentioned data assign the basic rocks from this region, as well as the similar ones from the rest of the Mureş zone, to the definition given by Coleman (1977) for the ophiolitic rocks.

VI. PETROGRAPHY OF ISLAND ARC VOLCANICS AND OF THEIR ASSOCIATED SPECIFIC FORMATIONS

The island arc volcanics consist of agglomerates and tuffs of altered basic rocks, oligophyres, orthophyres and rhyolites. They associate with limestones bearing eruptive elements, radiolarites and red argillites.

The basic rocks are found as pyroclastics (agglomerates and tuffs) on the left bank of the Grădiștea River. They show a porphyritic texture and consist of a groundmass, whose structure has a divergent tendency and comprises altered, albited plagioclase, chlorite and magnetite, in which there float partially or totally altered plagioclase and augite phenocrysts. Quartz and calcite veinlets cross the rocks.

The rhyolites are white-yellow rocks with porphyric texture, formed of a microcrystalline groundmass on which there floatal bite plagioclase and seldom quartz phenocrysts. Quartz appears as phenocrysts relicts corroded by magma and showing sometimes lobed depositions that seemed to have formed in the final stage of crystallization. The plagioclase phenocrysts are sometimes broken and corroded by magma. Usually they show polysynthetical twins. Small chlorite lamellae, formed at the expense of biotite, also occur. Fine magnetite grains are rarely observed.

Table 4 indicates that the rhyolites are hyperacid rocks, in which SiO_2 varies between 76,35—79,78 %. The hyperacid character of these rocks results also from Table 5, according to which they correspond to leucogranitic magmas. The potassium feldspar within two of these rocks is albited, as the K_2O content is lower. The behaviour of the trace elements (Tab. 6) is characteristic for the acid rocks.

The rhyo-dacitic tuffs are rocks showing a crystallovitroclastic texture, formed of fragments of microcrystalline or cryptocrystalline groundmass and broken plagioclase and potassium feldspar crystals, more rarely quartz and biotite lamellae, sometimes cemented by calcite.

The orthophytic tuffs are characterized by the participation of the potassium feldspar phenocrysts in large amounts, the absence of the quartz phenocrysts and the presence of some idiomorphic sphene, apatite and pyroxene crystals, which are to be found in paleotachytes, and also biotite idiomorphic crystals. The orthoclase phenocrysts are pink, show a perthitic structure and are partially altered and replaced by calcite. The plagioclase crystals are polysynthetically twinned and broken.

Albitized oligophyre rock fragments with specific trachytic or bostonitic textures were also observed within the orthophytic tuffs.

The limestones with tuffogenous elements are fine-grained rocks consisting mainly of calcite; these rocks contain numerous fragments of the island arc volcanic rocks described above and of broken albite and quartz crystals.



TABLE 4

Chemical composition of the rhyolitic rocks on the Slatina Brook

No.	Sample no.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	S	Fe(S)	H ₂ O ⁺	Total
1	92 g	76.35	10.95	0.89	0.29	0.09	0.75	0.77	2.26	4.80	0.15	0.04	—	0.057	0.05	2.15	99.54
2	92 c	79.60	10.60	0.91	0.05	0.06	0.37	0.98	3.85	1.75	0.20	0.06	—	0.085	0.07	1.31	99.89
3	92 d	79.78	10.44	0.45	0.28	0.03	0.54	0.85	2.90	2.98	0.14	0.04	—	0.080	0.07	1.93	99.61

TABLE 5

Magmatic parameters

No.	Sample no.	Si	al	fm	c	a/k	k	mg	c/fm	ti	p	w	Qz	Q	L	M	Magma type
1	92 g	522.50	44.19	14.47	5.50	35.84	0.58	0.52	0.38	0.82	0.16	0.75	279.14	63.18	32.78	4.04	leucogranitic
2	92 c	587.50	46.11	9.96	7.80	36.13	0.22	0.40	0.78	1.33	0.26	0.96	342.98	66.28	30.70	3.02	leucogranitic
3	92 d	602.52	46.43	11.02	6.80	35.75	0.40	0.54	0.61	0.81	0.18	0.64	359.52	67.16	29.68	3.16	leucogranitic



The radiolarites consist of cryptocrystalline silica impregnated with limonite and contain radiolaria in places. The radiolaria remnants

TABLE 6

Trace elements in rhyolitic rocks

No.	Sample no.	Ni	Cr	Co	V	Sc	Zr	Y	Yb	Pb	Cu	Ga	Sn	Ba	Sr
1	92g	9.5	4	3	16	7	100	6	0.8	21	9.5	10	2	550	120
2	92c	10	2	5.5	23	12	140	9	1	22	12	11	3	480	150
3	92d	7.5	4	5	5	2	85	8.5	0.9	38	7	11	ndt.	380	135

make up the prevailing material in some bands. These more siliceous bands alternate with bands richer in red argillites, in which the radiolaria are more rarely found or are absent altogether.

VII. METALLOGENESIS

The pyrite, iron oxides and chalcopyrite mineralization of Pătărăș is situated in the ophiolitic basalts, in the region obducted over the Upper Jurassic-Lower Cretaceous sedimentary deposits. This mineralization was exploited to a little extent in the past century and it was prospected and explored by ISEM in the period 1962-1965 (Rădulescu, 1962; Popescu, Munțiu, 1966). Recently the mineralization of Pătărăș has been investigated and exploited for a short period by CM-Deva (Munțiu, 1978). Special studies concerning the mineralizations of Pătărăș are not known. We mention the fact that some matters regarding the deposit mineralogy and genesis were dealt with by Stoicovici and Pop (1946), and Boștinescu and Vlad (1978).

Before presenting the results of the study on this deposit, one should mention that the mining works carried out by ISEM and CM-Deva were not available at the time of our terrain observations; for this reason the studied samples were gathered from the waste material existing in the galleries (especially gallery II) and from the outcrops existing in the oxidation zone.

A. Hydrometasomatic Alterations

The ophiolitic rocks lying in the mineralization zone underwent hydrometasomatic transformations characterized by the presence of the following mineral associations: albite-chlorite-carbonates; chlorite-albite; quartz-iron and titanium oxides-pyrite \pm carbonates; quartz-pyrite-chalcopyrite-iron oxides; quartz-pyrite-chalcopyrite-clay minerals, and quartz-pyrite-chlorite (Fig. 11).



The mineralogic study indicates that the mentioned associations hold well defined positions within the deposit : the chlorite-albite-quartz-iron and titanium oxides-pyrite \pm carbonates association is character-

MINERALS	STAGE I	STAGE II	
Pyrrhotite			
Pyrite	—	—	—
Magnetite	—		
Hematite	—		
Hematite II	—		
Chalcopyrite			
Quartz		—	—
Chlorite		—	—
Carbonates			—
Clay minerals			—

Fig. 11. — Succession of Pätirs mineralization.

istic especially of the hydrothermalized and mineralized rocks, which are surrounded by the chlorite-albite-carbonates \pm pyrite association ; the other associations are present in the numerous fissures and veinlets as well as in the compact pyrite association. These observations indicate that important hydrothermal alteration processes acted inside the mineralized area, resulting in : (1) the chloritization of the whole mass of ophiolitic rocks often entailing a total replacement of the feric minerals by chlorite and iron and titanium oxides, while the feldspars are replaced by albite and carbonates and (2) the silicification, by which important substitution processes took place and especially the deposition of the grey-pink, grey and white-grey quartz in the fissures. A third process — argillization — of low intensity manifested especially during the deposition of the massive pyrite mineralizations in the mineralization stage II.

The intensity of the mentioned alteration processes was controlled especially by the fissure extent and the nature of the ophiolitic rocks ; the coarser and strongly brecciated rocks are affected by intense chloritization and albitization processes which are not so intense in the aphanitic rocks. One should mention that, in some cases, the elements within the brecciated rocks are wholly replaced by chlorite and iron and titanium oxides. The chlorite shows in fact two varieties : one rich in magnesium and a more frequent one, rich in iron, which seems to be of the first generation. The iron and titanium oxides occur in the chlorite mass as fine powder randomly distributed. Sometimes, especially towards the periphery of the mineralized zone, in addition to chlorite, iron and titanium oxides and pyrite, carbonates and albite also occur within these rocks. The latter mineral totally replaces the feldspars, while the carbo-



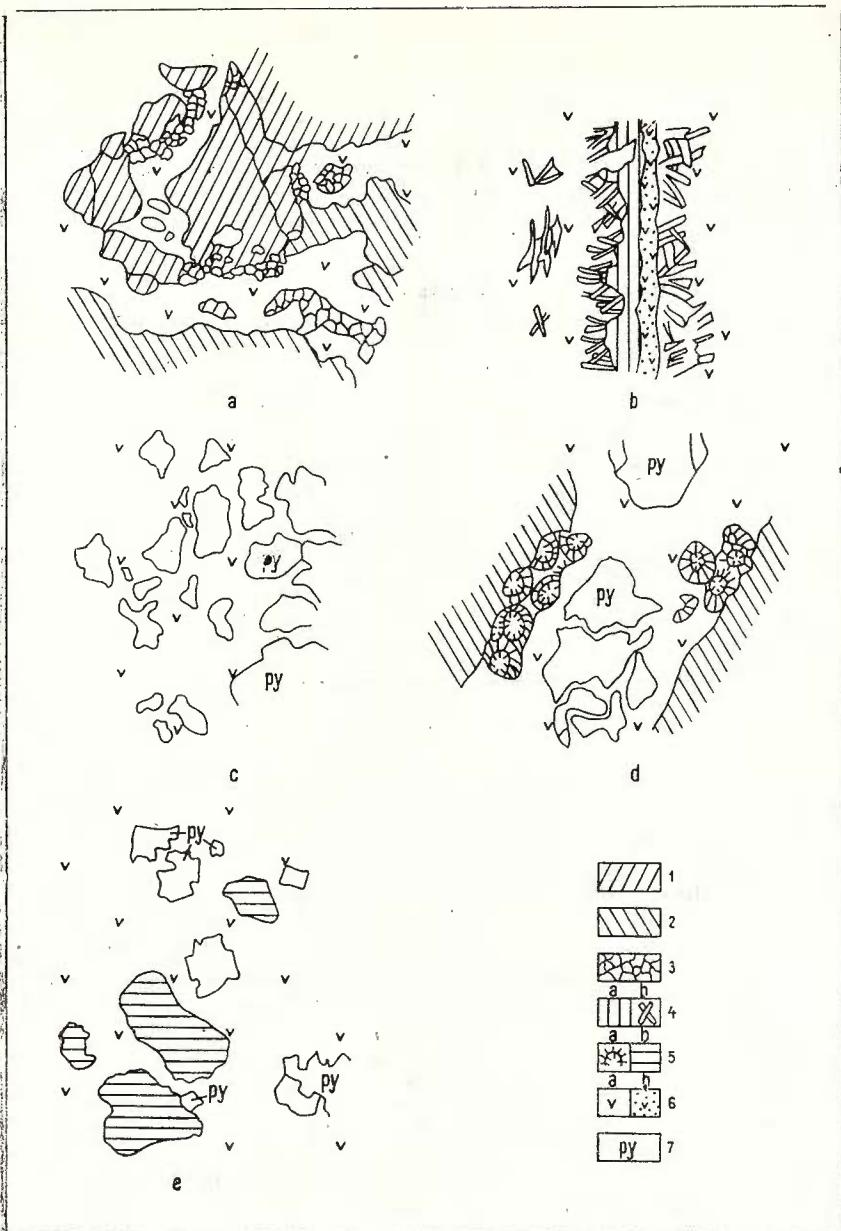


Fig. 12. — Microscopic details on the Pătîrș ore, gallery II, Nic. ||, $\times 100$.

1, large crystallized pyrite aggregates, formed in the second mineralization stage; 2, pyrite aggregates, iron oxides \pm chalcopyrite and quartz; 3, fine, triturated pyrite; 4a, hematite; 4b, hematite II; 5, chlorite: a, stage II; b, stage I; 6, quartz: a, stage II; b, stage I; 7, pyrite II: a, second quartz generation (6) with large crystallized (1), triturated pyrite, cementing the pyrite, iron oxides and chalcopyrite (2) association; b, asymmetrical parallel depositions of hematite (4a), hematite II (4b) \pm pyrite and quartz of first generation (6a); c, large crystallized pyrite grains (stage II), broken and strongly corroded (7) by quartz (6a); d, quartz veinlets (6a) with large crystallized, broken and corroded pyrite and vermicular chlorite (5) in a mass of quartz, pyrite and iron oxides \pm chalcopyrite (2); e, idiomorphic and hypidiomorphic pyrite grains formed in the mineralization stage I, together with chlorite (5).

nates accompany the chlorite occurrences resulting from the transformation of the feric minerals; they also occur in the fissures.

The mineralization stage II is characterized by the presence of a chlorite with vermicular development, associated with the last quartz depositions (Fig. 12, d). This frequently large developed and fibroradial chlorite represents a variety rich in magnesium, probably formed during and after the hematite II deposition. The occurrence of these two minerals within the mineralizing solutions underwent significant chemism modifications, marked especially by their enriching in silicon and magnesium.

The neomineral associations mentioned for the accumulation of iron oxides, pyrite and chalcopyrite of Pătîrs suggest, by their nature and formation conditions, that they formed in an environment with hydrothermal solutions.

B. Description of the Mineralization

The iron oxides, pyrite and chalcopyrite mineralization from Dealul Cetății of Pătîrs represents a local accumulation in the mass of intensely tectonized ophiolitic rocks of the useful components and of the already presented gangue minerals. This accumulation shows, both at the surface and under the ground, an elliptical shape, whose axis is about 150—180 m long and trending approximately E—W. The mineralization varies in thickness, reaching 60—80 m in the central zone, at the level of gallery II (altitude of 198,34 m). Drilling data (Popescu, Munțiu, 1960) show that the mineralization decreases in thickness to its complete disappearance as the depth increases. We remind the fact that this disappearance is determined also by the fact that at the depth of about 120—140 m below the level of gallery II, the drillings (nos. 28505, 28508, 28512 and 28514) penetrated Upper Jurassic-Lower Cretaceous sedimentary deposits, devoid of mineralizations (Pl. I and Fig. 14). The mineralization can be followed up to the surface (altitude of 320 m) through gallery I (altitude of 257 m) and other short tunnels as well as by a lot of surface mining works.

1. Presentation of the Mineralization in the Oxidation Zone

The mineralized zone from Dealul Cetății is marked by the presence of the iron secondary minerals from the oxidation zone, that represent an interesting iron cap in the western part of the Dealul Cetății crest towards the contact with the Pannonian sedimentary deposits. The mentioned iron cap, which is partially explored and exploited by short tunnels, extends on about 180—200 m, being 30—60 m thick and comprising an iron hydroxide concentration (goethite, hydrogoethite, lepidocrocite) in a mass rich in cryptocrystalline or crystallized quartz. The mentioned hydroxides show various colours, frequently yellow with dark brown nuances and display numerous voids partially filled with reniform, concretionary, stalactite depositions with an amorphous-earthy and cryptocrystalline aspect.



The microscopic cross sections through these deposits show, beside structural and textural variations (parallel, massive, radial and concentric depositions), also some mineralogical unconformities marked by the abundance of clay minerals crusts, opal or calcedony, remnants of primary metallic minerals (pyrite, hematite) or of partially transformed rocks and more rarely hydrated copper carbonates veins and clusters (malachite, azurite), cuprite and very seldom native copper. It is also noteworthy the presence within the iron cap of manganese oxides and hydroxides dendriform depositions as well as other secondary minerals occurrences.

Outside the iron cap, that, due to human activity and supergene alterations, exhibits shapes similar to those present in the karst regions (voids of variable size etc.), there is a gradual transition to the surrounding rocks that are less affected, fissured and cemented by quartz and probably sulfides. These rocks stand out by their light yellowish colour, the frequency of millimetric voids in the quartz veinlets and of the iron hydroxides in the latter. Further, towards the fresh rocks, their degree of fissuring and cementation with quartz decreases. In the latter case the rocks exhibit various colours, they become spotted, greyish-greenish and light yellowish.

The above-presented data entitle us to state that the mineralization can be easily pointed out at the surface both by the variety of nuances and the structural-textural variations.

2. *Presentation of the Primary Mineralization*

The microscopic study of the primary minerals associations identified in the samples from the gallery II waste material as well as the previous remarks made by Stoicovici and Pop (1946), Popescu and Munțiu (1966) and Boștinescu and Vlad (1978) reveal that the mineralization from Dealul Cetății of Pătărăști comprises in fact two successive depositions, with different compositions and types of deposits : a pyrite deposition with 17–30% S, between 243 m and 255 m, as well as by drilling no. 28505 (169–185 m), and another one of disseminated type with pyrite, iron oxides and chalcopyrite. No direct relations between the two types of mineralizations could be noticed, but the data provided by exploration works indicate that they hold relatively different positions ; the compact or semicompat pyrite mineralization lies in the western extremity of the deposit, while the other one occurs in its central and eastern parts. Still the description of the previous mining works (Popescu, Munțiu, 1966) indicates that the prevailingly pyrite mineralization is part of the hydrothermal alterations halo and of the mineralizations characteristic of the other mineralization type with pyrite, iron oxides and chalcopyrite (Pl. III, Figs. 3, 4).

a. *Dissemination mineralization with pyrite, iron oxides and chalcopyrite.* This mineralization may be likened to the dissemination type by parageneses and way of occurrence. The main identified mineral associations are :



- (1) chlorite—quartz—iron and titanium oxides—pyrite+carbonates;
- (2) pyrite—chalcopyrite—quartz ± chlorite;
- (3) pyrite—hematite—hematite II—chalcopyrite—quartz;
- (4) pyrite—hematite + hematite II — quartz;
- (5) pyrite—quartz—chlorite.

These parageneses occur frequently in the network of submillimetric, millimetric and centimetric veinlets, within which the interpenetration granular structures (Fig. 12) and the often symmetrical oriented textures are particularly frequent. These associations are found again in the rock mass in the central part of the disseminated body; in this case, higher copper contents in ore are recorded (Popescu, Munțiu, 1966). Such a zone is delimited under the name of "pyrite and chalcopyrite stockworks and impregnations" in Figure 1 in the study made by Bostinescu and Vlad (1978).

Regarding the denomination, we think it is more adequate to consider the mineralization as representing a single impregnation body of dissemination type or "stockwork" with pyrite, iron oxides and chalcopyrite. We state this having in view the following facts: the existence of a network of fissures with various trendings, frequently E-W and NE-SW, filled especially with quartz, the concentration of most metallic minerals in the network of anastomosed veinlets and, to a lower degree, in the rock mass; the gradual disappearance of the useful components proportional to the distance from the centre of the mineralized body and the decrease of the fissuring degree; the abundance of the breccious structures and of the local neomineral agglomerations and, finally, the presence of a small amount of metallic minerals in the host rock mass. It is interesting to point out the zonal spreading of the neomineral associations within the dissemination body; the associations with iron oxides and chalcopyrite with quartz and chlorite prevail especially in its central part (gallery II), while the association of pyrite with iron oxides, quartz and chlorite was identified in the marginal and peripheral parts, where chalcopyrite occurs only accidentally. It is also worth mentioning that, at the extremities of the mineralized area, pyrite seems to be the only metallic mineral deposited in the network of quartz veinlets. This fact indicates the existence of an important circulation way of the solutions, which probably had a restricted development area, and might coincide with the central part of the disseminated body, trending E-W.

The dissemination mineralization with the mentioned zonal structure is characterized by simple paragenetic associations, in which prevails one of the following minerals: pyrite, hematite-hematite II and chalcopyrite. Pyrrhotite, magnetite, chalcocite, malachite, azurite, cuprite and native copper are seldom present.

b. *Compact pyrite mineralization.* The previous interpretations indicate that it has a lenticular shape, being about 60 m long and 10–20 m thick. It consists of pyrite with an average content of 26% S (Popescu, Munțiu, 1966)



Taking into account these observations and reinterpreting the data provided by the mining works and drilling no. 28505, one can state that this accumulation is different from the surrounding rocks and the disseminated copper with iron oxides mineralization. This hypothesis is supported by the following arguments : the contacts between this mineralization and the surrounding rocks are relatively sinuous, with great variations of the dipping angles ($25-75^\circ$ SE); the contact zone is marked by the abundance of the clay minerals and, finally, the existence of some evident interruptions of the network of quartz-pyrite-iron oxides-chalco-pyrite veinlets by this mineralization (Pl. IV).

As results from the observation of the material on the waste place, the pyrite ore shows a granular, compact or semicompact texture. This type of mineralization is characterized by the pyrite panidiomorphism and hypidiomorphism as well as by the presence of some zones, clusters and other irregular forms of millimetric or centimetric dimensions. The pyrite exhibiting the above-mentioned features is frequently found in bands with various textures and sizes, while the grain size ranges from a few microns to 2–3 mm, exceptionally 8–13 mm, showing sometimes oriented structures of banded type. Both within these bands and in the case of the preferential developments of some crystals within millimetric or centimetric spaces, the presence of brecciated structures, of friction tables and especially of some pyrite trituration (mylonitization) processes are noticed (Fig. 12 c; Fig. 13 a, b).

The main visible gangue mineral is the greyish, frequently opalized quartz; carbonates and vermicular fibroradial chlorite (magnesian variety) rarely occur.

In addition to the Dealul Cetății mineralization, two other small outcrops were identified in the region of Pătărș : on the left bank of the Grădiștea Valley, at about 100 m upstream the gallery III at the place called "La Cuznița" (Stoicovici and Pop, 1946) and on the Stumnicu Brook, a left tributary of the Zăbalț Valley, NW of Zăbalț.

The "Cuznița" mineralization consists of small agglomerations of cuprite, native copper, together with malachite and azurite, in green basic tuffs, intercalated in the Lower Cretaceous sedimentary deposits. This mineralization, described by Stoicovici and Pop (1946), may be genetically associated with the metallogenetic activity generated by the island arc magmatism.

As regards the other outcrop, one should mention that it is situated in the Jurassic basalts on the left bank of the Stumnicu Brook, in the vicinity of the confluence with the main valley (Pl. I). Here the basalts in pillow lava facies extend along several tens of metres and on a width of 20–30 m; they comprise a network of veinlets filled with iron hydroxides and quartz. The mentioned hydroxides form through the alteration of some iron sulfides, as in the case of the Dealul Cetății ore deposit. Mention should be made of the fact that no secondary copper minerals were noticed in this alteration zone.



c. *Presentation of the main metallic minerals.* Pyrite. This sulfide prevails both quantitatively and as regards the extension area, in comparison with the other metallic minerals and represents several genera-

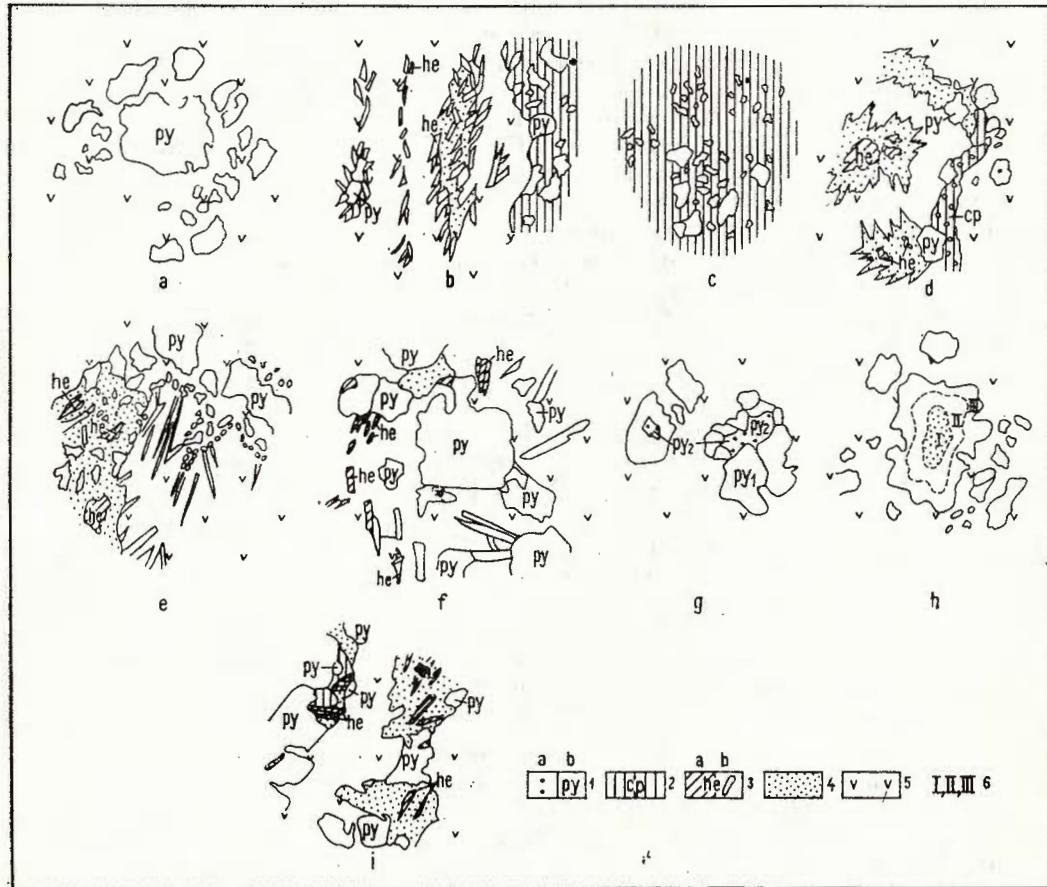


Fig. 13.—Microscopic details on the Pätirs ore, gallery II, Nic. +, $\times 100$.

1a, pyrite; 1b, the last pyrite sequence from mineralization stage II; 2, chalcopyrite; 3a, hematite; 3b, hematite II; 4, hematite II compact aggregates; 5, quartz; 6: I, II, III, zones within a pyrite grain (stage II); a, quartz and large crystallized pyrite (stage II); b, banded structure in the pyrite ore, iron oxides and chalcopyrite; c, poikilitic texture (pyrite in chalcopyrite); d, pyrite-chalcopyrite and hematite-hematite II association in quartz; e, hematite remnants in compact hematite II aggregates; f, xenomorphic pyrite together with quartz and iron oxides; g, pyrite generation in quartz (stage II); h, large crystallized pyrite with zonal structure; i, pyrite-hematite-hematite II-quartz association.

tions formed in two principal stages (Fig. 11). The pyrites from the first stage are found in the form of some fine and very fine grains of micro-

nic size, usually 15–20 microns, grouped or isolated. The grouping of the pyrite members in local agglomerations points to obvious glomeroblastic features, evident hydrothermal recrystallization processes being identified. The microscopic study reveals, both within the agglomerations and in the case of the isolated pyrite grains, a low idiomorphism degree, determined by the close relations of replacing the sulfide from this stage by the subsequently formed metallic and gangue minerals. One should mention also the preservation of some cubic idiomorphic grains which are more frequent in the rock mass and in some quartz fissures and veinlets. The strong xenomorphism is on the other hand determined also by subsequent tectonic processes that led especially to important brecciations of this mineral. The most significant replacements of the pyrite grains are noticed when the latter show direct relations with hematite and chalcopyrite (Fig. 13 b-d, j). We also point out that the pyrite formed during the first mineralization stage is frequently found in parallel bands, particularly rich in hematite and hematite II, in which case, these latter minerals together with chalcopyrite, include and corrode the previously formed pyrite grains (Fig. 12 a; Fig. 13 b).

Pyrite formed during the second mineralization stage differs from the pyrites formed during the first stage by: the abundance of the large crystallized forms and of the zonal and porous textures (Fig. 12 h); the strong brecciation (Fig. 12 c, d); the slight yellowish colours; the much better lustre; the association with quartz \pm vermicular chlorite (Fig. 12 c, d; Fig. 13 a, g, h) and the absence of the parageneses with iron oxides and chalcopyrite.

This stage is also marked by the presence of two pyrite generations (Fig. 13 g), of which the latter shows more intense white-yellowish colours which indicates a weak anisotropy.

Hematite and hematite II. In the central part of the dissemination body, in the richer copper zone, important iron oxides agglomerations to compact zones of centimetric and decimetric thicknesses are noticed, in which hematite (specularite) and especially hematite II prevail; magnetite occurs only subordinately. The two mentioned minerals lie in bands with parallel symmetrical and assymmetrical structures, associated or not with pyrite and chalcopyrite.

The bands, frequently fissured and brecciated, are marked by the abundance of the idiomorphic hematite II in the form of leaflets and tablets of micronic dimensions, brownish in colour with strong anisotropy (Fig. 12 b, Fig. 13 b, d, f, j). The agglomeration of hematite II in bands also reveals the intense hematite replacement whose xenomorphic contour (Fig. 13 b, d, e, f), as in the case of pyrite, is remarkable. The rich iron oxides ore is characterized by the alternation of some oxides bands with other quartz \pm sulfides bands. This fact suggests the presence of several generations of oxides and sulfides.

Chalcopyrite. The intensely brecciated zones, rich in quartz veinlets, pyrite and oxides, are marked by the chalcopyrite presence. This sulfide forms patches, veinlets and disseminations in the ore mass,

being or not associated with pyrite and iron oxides. It is noteworthy that this mineral is subsequent to the pyrite and oxides depositions within the ore and seems to have formed exclusively during the first mineralization stage. Due to this fact, both the fine grains (10—40 microns) and the granular aggregates within clusters and veinlets exhibit complex beautiful replacement and cementation textures of which the poikilitic ones are the most representative (Fig. 13 b, c). We mention that, in the supergene alteration zone, there formed secondary copper minerals (covellite, chalcosine, cuprite, native copper).

d. *Mineralogenesis succession.* The textural-structural relations, the paragenetic associations deduced from the microscopic study as well as the macroscopic observations carried out on the samples from the pyrite, iron oxides and chalcopyrite deposit from Dealul Cetății allowed the estimation of the mineralogenesis succession (Fig. 11). The interpretation of these data indicates that the mineralization of Dealul Cetății results from the depositions of the mineralizations by hydrothermal solutions, during two stages corresponding to a single mineralization phase.

During the first stage the deposition succession of the metallic and gangue minerals in the rocks mass, but especially in the network of fissures was the following : pyrrhotite-pyrite-magnetite-hematite-hematite II-chalcopyrite and quartz-chlorite respectively. During the deposition of these minerals there took place important intermineralization movements, at short time intervals, deduced mainly from the spatial position of the mineralized fissures within the dissemination body. The main characteristic metallic minerals of this body are : iron oxides (hematite and hematite II) and chalcopyrite.

The second mineralization stage appears after an important brecciation and fissuring moment ; it is marked by the deposition of the large crystallized pyrite, quartz, vermicular-fibroradial chlorite, carbonates and clay minerals.

The most characteristic feature of the mineralizing solutions in this stage consists in the copper absence and the sulphur and iron abundance. The sulphur abundance determined the iron retention in pyrite. Also during this stage the magnesium left from the previous stage is this time included in the magnesian chlorite, while the calcium, aluminium and potassium excesses are part of the constitution of carbonates and clay minerals.

The mineralogenesis succession also reveals the fact that during the first formation stage the solutions initially had a reducing character, becoming strongly oxidizing afterwards, then became reducing again towards the end of this stage, while in the second stage they were strongly reducing.

VIII. REMARKS ON THE GEOCHEMISTRY OF THE SULFIDE MINERALIZATIONS

In order to study the distribution of the trace elements within the mineralization of Pătîrs, 17 ore samples were analysed by emission spec-



TABLE 7
Trace elements (ppm) in the Pătărăș mineralizations and in their pyrites

No.	Sample no.	Minerals	a) Ore										b) Pyrites									
			Pb	Cu	Zn	Ag	Ni	Co	V	Mn	Ti	Mo	Co	Ni	Ag	Mo	Mn	Ti	Pb	Cu	Zn	
1	66	Sulfides and oxides	44	115	220	ndt.	16	110	160	310	2000	ndt.										
2	65	Sulfides and oxides	13	1200	240	ndt.	25	490	130	220	3800	13										
3	69	Sulfides and oxides	ndt.	11500	270	1	22	325	110	180	5300	ndt.										
4	13b	Sulfides and oxides	95	320	ndt.	14	160	75	210	2700	10	370	11.5	ndt.	ndt.	120	210	21	60	100		
5	70	Sulfides and oxides	ndt.	230	250	ndt.	22	280	150	525	10500	ndt.										
6	73	Sulfides and oxides	13	340	340	1	18	580	75	120	4000	24										
7	15b	Sulfides and oxides	54	270	400	ndt.	11	270	28	46	1400	22	155	18	1	9.5	100	570	32	230	ndt.	
8	15—4	Sulfides and oxides	40	1150	420	ndt.	11	560	14	32	700	28	280	11	ndt.	ndt.	80	210	11	230	100	
9	64	Sulfides and oxides	ndt.	1900	320	ndt.	14	350	100	130	4000	ndt.										
10	71	Sulfides and oxides	32	620	380	2	23	780	50	92	2000	28										
11	75b	Massive pyrite	35	140	320	2.5	26	380	145	175	8500	11	320	10.5	7.5	12	235	22	75	300	2700	
12	75	Massive pyrite	ndt.	340	220	ndt.	16	270	90	115	6500	11	100	6	ndt.	ndt.	26	50	16	60	115	
13	75a	Massive pyrite	23	210	800	1.5	15	140	70	120	3600	10	100	9.5	4.5	11	90	85	78	270	3400	
14	75	Massive pyrite	48	230	320	ndt.	ndt.	210	22	22	560	20	830	23	ndt.	ndt.	6	780	ndt.	1150	100	
15	75c	Massive pyrite	ndt.	460	320	ndt.	18	740	58	24	5800	ndt.	1000	15.5	ndt.	ndt.	53	10.5	65	18	950	115
16	11—4	Massive pyrite	ndt.	250	400	ndt.	10	610	14	17	380	34										
17	78	Oxidation zone	ndt.	335	300	ndt.	5.5	11	75	17	ndt.	15										
		Detection limits	10			1		5			30	10			10	5		5		10		100



troscopy. Ten of them are from the mineralization of the first stage, while the other seven are from that of the second stage (Tab. 7 a). The variation of the determined elements indicates higher Cu, V, Mn and Ti concentrations in the mineralization of the first stage. In one sample, copper reaches 11,500 ppm.

In addition, 3 pyrite samples from the first stage and 5 samples from the second stage were analysed (Tab. 7 b). It is found that cobalt reaches values close to or exceeding the average of 300 ppm, which is characteristic of the pyrites from the hydrothermal and syngenetic mineralization (C a m b e l, J a r k o v s k i, 1967). Co/Ni ratio varies between 8.61 and 64.52, which shows, according to Br alia et al. (1979), that the pyrites within the Pătîrs mineralizations are similar to the volcanic or hydrothermal-sedimentary pyrites as meant by us.

With only one exception (sample 75), the titanium content within the pyrites from the first stage is higher than that within the pyrites from the second stage. H a w l e y (1952) thinks that the titanium content within the pyrite crystals depends on the depth and rock type where the deposit lies; this conclusion would explain very well the high titanium content from the pyrites of Pătîrs, where the mineralization is located in the basalt-spilitic complex, formed of rocks with high titanium content.

IX. GENESIS AND AGE OF THE PĂTÎRS SULFIDE DEPOSIT

The position of the Pătîrs deposit in the ophiolitic rock mass in the upper part of the basaltic complex as well as the characteristic parageneses show that this mineralization is connected with the Jurassic-pre-Oxfordian ophiolitic magmatism from the Mureş zone.

The mylonitization planes within the deposit, that sometimes led to the ore brecciation and the crushing and trituration of the pyrite crystals from the compact pyrite mineralization, generated in the second mineralization stage, formed during the overthrust of the ophiolitic rocks on the Mesozoic sedimentary formations that started probably with the Austrian movements and ended during the Laramian movements (P a p i u, 1953). This fact shows that the mineralization can be by no means connected with the banatic magmatites, which are post-Laramian.

S t o i c o v i c i and P o p (1946) thought that the Pătîrs mineralizations are hydrothermal and connected with the process leading to the spilitization of the diabases; they formed during the mesothermal or "middle temperature" stage.

B o ş t i n e s c u and V l a d (1978) also connected the sulfide mineralizations with the ophiolitic rocks of the Mureş zone, considering them stratiform of "Cyprus type". As regards the formation of mineralizations, their arguments are contradictory when they show that "the mineralizations present a peneconcordant distribution in the lavas mass" and make up "pyrite-chalcopyrite stockworks, tectonically controlled by two systems of fissures".



As shown above, the Pătîrș deposit consists of a dissemination mineralization with stockwork structure that thins at depth in prolongation of the entry way, as suggested by geological sections in Plate I and Figure 14; at the lower part the mineralization is crossed by the over-thrust plane of the ophiolites, together with the ore deposit, on the sedimentary formations (Cioclică et al., 1973).

As the mineralization shows a stockwork structure, unconformable with regard to the quasihorizontal basaltic lava flows, we think that it formed, like any deposit of this nature, by hydrothermal processes, as did the stockwork at Roșia Nouă (Savu, 1972). In a previous paper, one of us (Savu, 1973) showed that the gabbroic magmas contain iron oxides and sulfides, that, during the late-magmatic and hydrothermal stages, separate and form veinlike hydrothermal mineralizations, with the pyrite-magnetite-chalcopyrite paragenesis, as in the gabbro body of Almășel. The formation of this paragenesis depended on the evolution of the Cu—Fe—S—O system at temperatures of 210—230°C.

In several situations known in the relevant literature, the hydrothermal veins pass to stockwork textures upwards, as seems to be also the case of the Pătîrș stockwork, where an entry way, that disappears with depth, is recognized. As this mineralization is situated in the prevailingly basalt-spilitic upper horizon, which was first on the Mureș ocean floor, we have to admit that it formed at a somewhat lower temperature than that at which the Almășel paragenesis formed. This would explain also the formation of the specific paragenesis of Pătîrș: pyrite-hematite (hematite II)-chalcopyrite and pyrite. The mineralization must have formed at the end of the mesothermal stage ($>200^{\circ}\text{C}$ — disperse mineralization) and the beginning of the epithermal stage ($<200^{\circ}\text{C}$ — massive pyrite) according to Schneiderhöhn's classification (1955).

As regards the relationship with the "Cyprus type" deposits, due to the fact that these mineralizations are connected with the complex of ophiolitic rocks, as was previously underlined, it is obvious that they partly resemble the copper-pyrite deposits from Cyprus. But as there are contradictory opinions on the genesis of these deposits, we intend to make some specifications concerning this matter and establish the position of the Pătîrș mineralizations with regard to their structure.

The mineralizations from Cyprus are considered as massive stratiform (stratabound) pyrite and copper deposits associated with pillow lavas and jaspers (Mitchell, Garrison, 1976) that lie on a stockwork of brecciated, silicified lavas which are impregnated with pyrite. There are two opinions on their genesis: (1) a syngenetic (volcano-exhalative) fumarolian origin and (2) an epigenetic origin, according to which the deposits are generated by hydrothermal solutions that circulated through the volcanic rocks.

We think that a third interpretation is valid; namely we consider that these deposits are hydrothermal-(exhalative)-sedimentary, which means that the hydrothermal solutions derived from the tholeiitic magma,



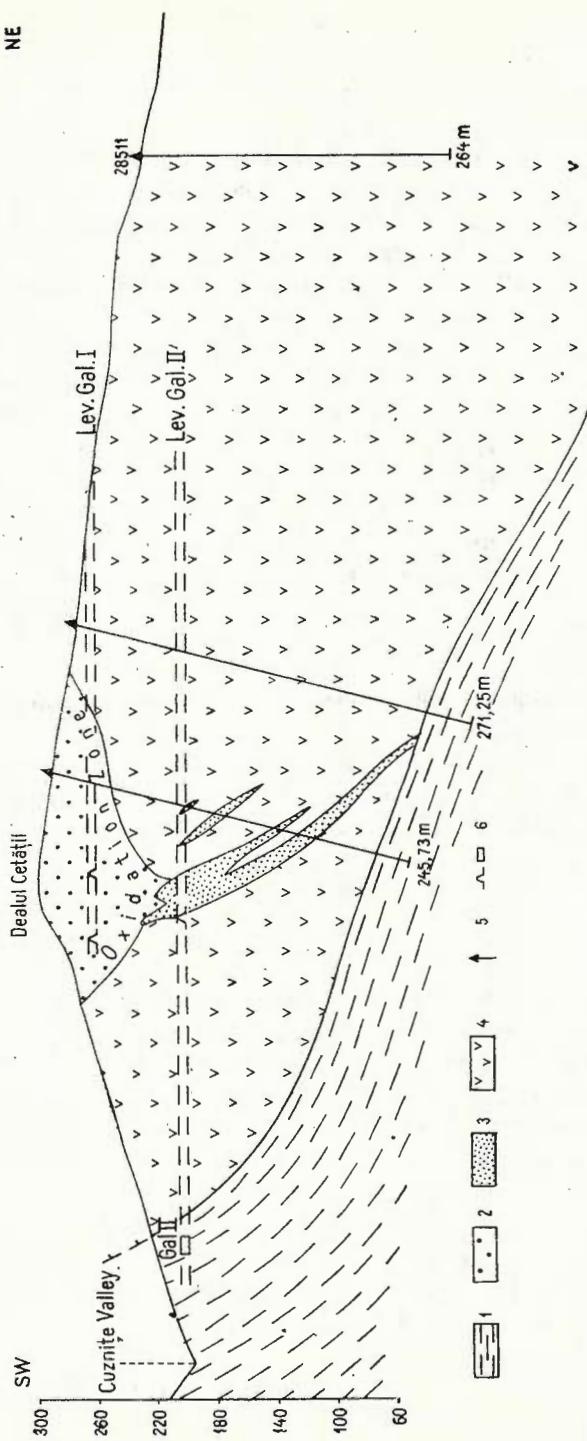


Fig. 14. — Geological section through the Pățăș ore deposit (according to Popescu and Muntiu, 1966), revised by the authors.
 1, Mesozoic sedimentary rocks; 2, oxidation zone; 3, mineralization of sulfides and primary oxides; 4, ophiolitic complex; 5, drillings;
 6, galleries.

that comes from depth on primary fractures and brecciation zones, lead to the formation of veinlike mineralizations of Almășel type at a greater depth and to mineralization of Pătărș stockwork type in the upper part of the ocean floor basaltic complex. This conclusion is also supported by the value of $S^{32}/S^{34} = 22,162$ ratio recently determined by Gaftoi and Borcoș (1980) on the pyrites from the mineralization on Dealul Cetății; this value ascribes the mineralization to the magmatic-hydrothermal deposits.

The hydrothermal solutions circulating through the stockwork and mineralizing it may rise to the ocean floor water and generate those "brines" and "muds" rich in metals and sulphur, that spread in the warmed water with a changed pH , on a more or less extended area, above the stockwork zone; there follows the deposition (sedimentation) of sulfides on the surface of the brecciated and mineralized basaltic flow, so that the stratiform deposition forms a horizontal roof for the almost vertical stockwork. Such a deposit might be that at Baia de Aramă in Romania.

This is how the classic structure of the deposit of Cyprus type may form in our opinion; only the lower part of this structure is present at Pătărș, namely the zone of hydrothermal and unconformable stockwork. This is due either to the fact that the stratiform deposition did not form, or that it existed, but was eroded and the stockwork cropped out. It is worth mentioning that another similar stockwork structure was pointed out at Roșia Nouă (Savu, 1972) in the ophiolites from the Mureș zone, but nowhere has a stratiform sulfide deposit been identified so far.

X. CONCLUSIONS

The conclusions resulting from this paper are the following:

In the Pătărș region there develops the basalt-spilitic complex of the Jurassic-pre-Oxfordian ophiolitic rocks series from the Mureș zone.

The complex consists of alternations of quasihorizontal basalt flows, anamesites and spilites; the latter are generated by differentiation processes of the tholeiitic magma, accompanied by the enrichment in Na_2O and volatiles of the residual magma.

In the ophiolitic complex there forms a hydrothermal sulfide deposit with stockwork structure formed during two successive mineralization stages: the first with pyrite, hematite and chalcopyrite in disperse mineralization and the second with compact pyrite.

The first paragenesis formed at temperatures exceeding $200^{\circ}C$, at the end of the mesothermal stage, while the mineralization with compact pyrite formed below $200^{\circ}C$, at the beginning of the epithermal stage.



The deposit is connected with the ophiolitic rocks and belongs to the Cyprus type deposits, of hydrothermal-sedimentary origin, only their lower part being represented at Pätîrs—namely the hydrothermal stockwork.

³ The term "island arc" was first used in the geological literature on the Mureş zone (South Apuseni) by Savu et al. (1978), who showed that the Jurassic-pre-Oxfordian basic rocks have characteristics of ocean floor magmatites and the Upper Jurassic-Lower Cretaceous rocks correspond to the island arc volcanics. This idea was developed in the papers of 1979 and 1980 (see Savu, 1980), and it was established that the Mureş zone was first an ocean floor zone and after the new kimmerian movements, due to subduction processes, it developed like an island arcs zone, the second stage products overlying those of the first stage, as in the case of the West Pacific.

⁴ The term "Stramberg limestones" was introduced in the geological literature on the Mureş zone by Papiu (1953).

REFERENCES

- Andejlovic M. Z., Lupu M. (1967) Die Geologie der Sumadija und Mureş Zone. *Carp.-Balk. Geol. Assoc. 8 th Congress Report, Geotectonics*, p. 15–17, Belgrad.
- Andrei J. (1964) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- (1969) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
 - Ciucur E., Ionescu Fl., Nedelcu I. C. (1970) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Venturelli G. (1977) The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. *Contr. Mineral. Petrol.* 64, p. 11–31, Berlin.
- Borcoş M., Andrei J., Berbeleac I., Lupu M., Gaftoi F. (1980) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Boştinescu S., Vlad Ş. (1978) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Bralia A., Sabatini G., Troja F. (1979) A revaluation of the Co/Ti ratio in pyrite as geochemical tool in ores genesis problems. *Mineral Deposita*, 14, p. 353–374, Berlin.
- Burri C., Niggli P. (1945) Die jungen Eruptivgesteine des Mediteranen Orogen. I, II, Zürich.
- Cambel B., Jarkovsky J. (1967) Geochimie der Pyrite. Bratislava.
- Cioflica G., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa (1969) La petrogenèse des ophiolites de Bruznic-Lipova. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Géol.*, 13, 2, p. 137–151, Bucureşti.
- Savu H., Borcoş M., Stefan A., Istrate G. (1973) Alpine volcanism and metallogenesis in the Apuseni Mountains. *Symp. Volc. and Metallogen.*, 1973, 70 p, Bucureşti.
- Coleman R. S. (1977 b) Ophiolites. 229 p., Springer Verlag, Berlin.
- Floyd P. A., Winchester J. A. (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, p. 211–218, Amsterdam.



- Hart S. R., Brooks C., Kroch T. E., Davis G. L., Nava D. (1970) Ancient and modern volcanic rocks: a trace element model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 1, p. 17–28, Amsterdam.
- Herz N., Jones L. M., Savu H., Walker R. L. (1974) Strontium isotope composition of ophiolitic and related rocks. Drocea Mountains, Romania. *Bull. Volc.*, XXXVIII-4, p. 1110–1124, Napoli.
- Lupu M. (1965) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- (1976) Stratigraphische Korrelation der mesozoischen Ablagerungen des südlichen Apuseni Gebirges (Siebenbürgisches Erzgebirge). *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Géol.*, 20, 1, p. 59–66, Bucureşti.
- Manea Al. Z. (1967) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- (1969) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Mitchell A. H. G., Garson M. S. (1976) Mineralization at plate boundaries. *Mineral. Sci. Eng.*, 8, 2, p. 129–169.
- Munțiu D. (1978) Report, the archives of the Enterprise for Drilling and Special Geological Works, Bucharest.
- Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Acad. R.P.R. Bul. Științ.*, V, 1, p. 107–213, Bucureşti.
- Pearce J. A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments of Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41–67, Amsterdam.
- Cannon J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 19, p. 290–300, Amsterdam.
 - Graman B. E., Birkelt T. C. (1975) The $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$ diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 25, p. 419–326, Amsterdam.
- Popescu M., Munțiu D. (1966) Report, the archives of the Enterprise for Drilling and Special Geological Works, Bucharest.
- Rădulescu I. (1962) Report, the archives of the Enterprise for Drilling and Special Geological Works, Bucharest.
- Savu H. (1962 a) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș-Pirnești din masivul Drocea. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, XLIII, p. 137–158, Bucureşti.
- (1962 b) Chimismul vulcanitelor jurasic superioare – cretacic inferioare din Munții Drocea. *D.S. Inst. geol.*, XLVII (1959–1960), p. 199–220, Bucureşti.
 - (1972) Metalogeneza asociată magmatismului ofiolitic din Munții Drocea. *D.S. Inst. geol.*, LVIII (1971), 2, p. 94–119, Bucureşti.
 - (1973) Succession dans la séparation des oxydes et des sulfures des magmas ophiolitique de la zone du Mureș (Monts Apuseni). *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Géol.* 17, 1, p. 15–20, Bucureşti.
 - (1980) Genesis of the Alpine Cycle Ophiolites from Romania and Their Associated Calco-alkaline and Alkaline Volcanics. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVI, Bucureşti.
 - Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1970) Geo chimia și petrologia ofiolitelor din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial alpin din Masivul Drocea (Munții Apuseni). *D.S. Inst. geol.*, LVI, 1, p. 219–252, Bucureşti.
 - Udrescu Constanța (1973) Distribution of Zr in some basic rocks from Romania and its petrologic significance. *Proc. 10th Congr. CBGA*, IV, p. 214–221, Bratislava.

- Udrescu Constanța, Neacșu Vasilica (1980) Structural, petrologic, geochemical and genetic study of the ophiolites in Niculițel zone (North Dobrogea). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXV/1, București.
 - Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1982). Structure, petrology and geochemistry of the Julița gabbroic body—Alpine ophiolites of the Drocea Mountains (Apuseni Mountains). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/1, București.
 - Udrescu Constanța, Neacșu Vasilica (1982) Remarks on the petrology and metallogenesis of alpine initialites from the Vălișoara-Dumești region (Metaliferi Mountains), with notes on the Pre-Alpine basement. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII/1, București.
- Schneiderhöhn H. (1955) Erzlagerstätten, Jena.
- Stoicovici E., Pop G. h. (1946) Roca eruptivă și minereul de la Pătîrş (Timiș-Torontal). *Rev. Muz. geol. min. Univ. Cluj*, p. 98–113, Cluj.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1960) Igneous and Metamorphic Petrology. Mc. Graw-Hill, C., New York.
- Winchester J. A., Floyd P. A. (1976) Geochemical magma type dissemination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, p. 459–469, Amsterdam.

EXPLANATION OF PLATES

Plate II

Fig. 1. — Basalts separated in pillow lava. "Diabase" quarry on the Pătîrş Valley.

Fig. 2. — Crust and tachylitic matrix of the pillow lava separations that show small spheroidal or ellipsoidal separations, 5–6 cm in diameter.

Plate III

Fig. 1. — Basalt with intersertal-porphyritic texture. Nic. ||, × 60.

Fig. 2. — Basalt with intergranular texture. Nic. ||, × 60.

Fig. 3. — First stage pyrite (Py), hematite (H) and chalcopyrite (Cp) mineralization. Gallery II. Nic. ||, × 26.

Fig. 4. — Idiomorphic hematite II mineralization in quartz gangue. Gallery ||, Nic. || × 80

Plate IV

Structure of the Pătîrş stockwork mineralization.

β , brecciated, hydrothermalized basaltic rock impregnated with sulfides from mineralization stage I; Q, anastomosed quartz veinlets, with pyrite, hematite and chalcopyrite formed in the first stage from the hydrothermal solutions that circulated on the fissures of the primary breccia zone; Py, massive pyrite veins, formed in the second mineralization stage, after a second brecciation process, that cross unconformably the structures of the first stage.





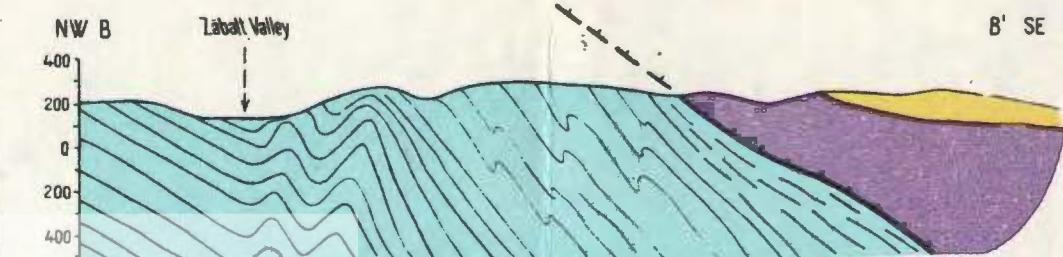
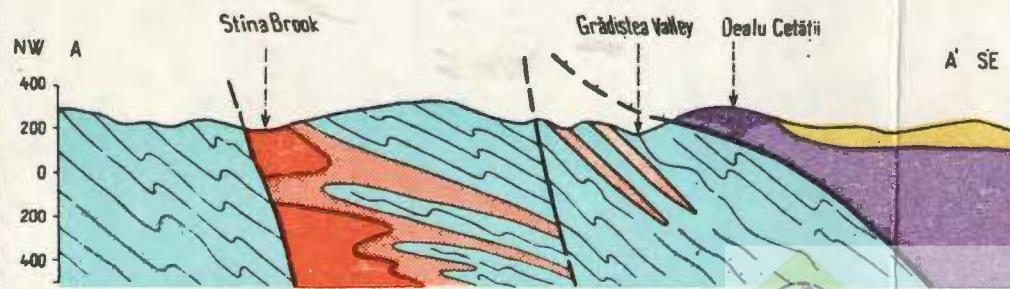
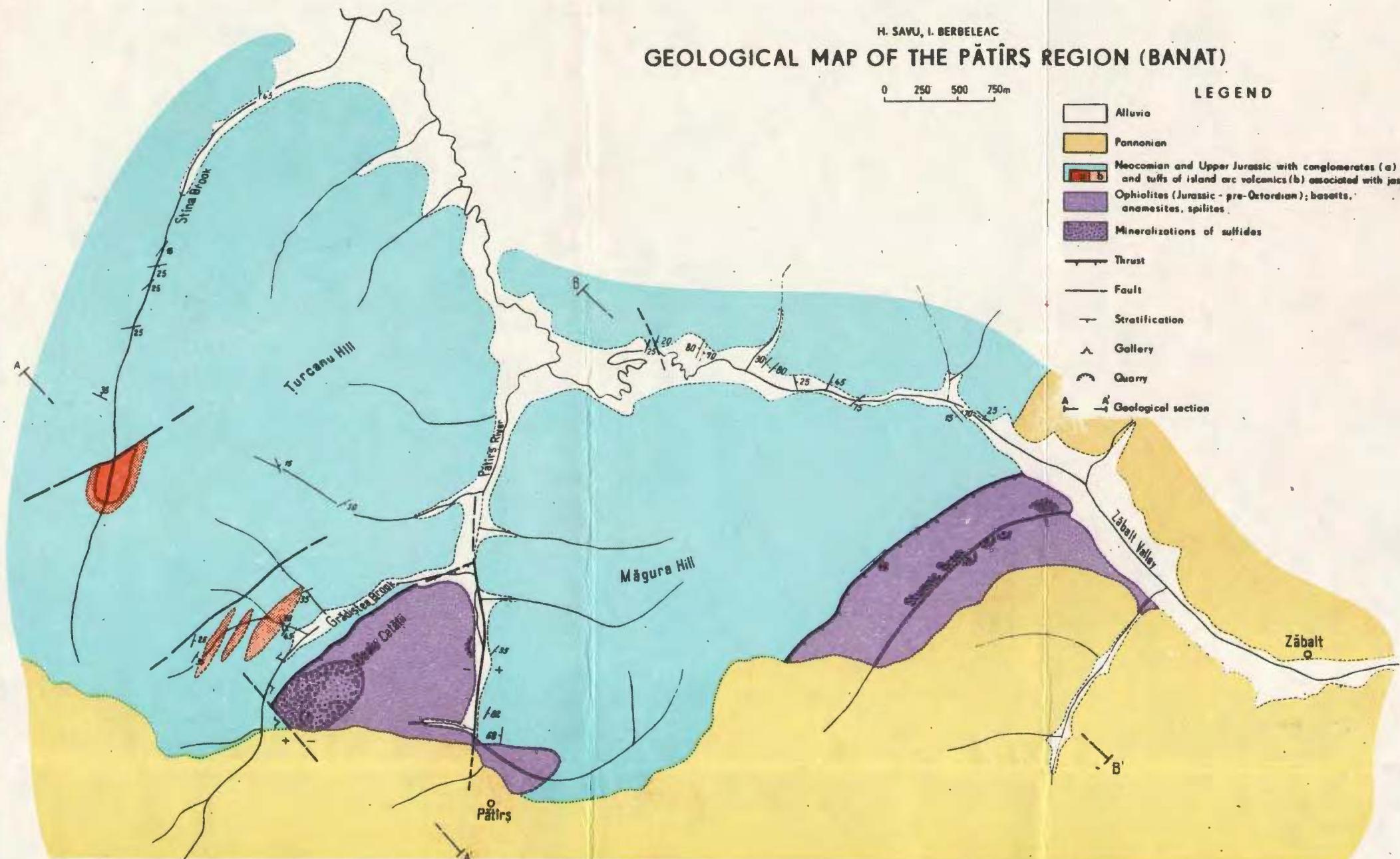
Institutul Geologic al României

H. SAVU, I. BERBELEAC
GEOLOGICAL MAP OF THE PĂTÎRS REGION (BANAT)

0 250 500 750m

LEGEND

- Alluvia
- Pannonian
- Neocomian and Upper Jurassic with conglomerates (a) and tufts of island arc volcanics (b) associated with jaspers
- Ophiolites (Jurassic - pre-Qatidian); basites, anomesites, spilites
- Mineralizations of sulfides
- Thrust
- Fault
- Stratification
- Gallery
- Quarry
- Geological section



Institutul Geologic al României

2. ZĂCĂMINTE

METALOGENEZA REGIUNII CORANDA-HONDOL, MUNTII METALIFERI¹

DE

GHEORGHE UDUBAŞA², GHEORGHE ISTRATE², MIHAI VĂLUREANU³

Polymetallic mineralizations. Cretaceous. Subvolcanic body. Andesite. Neogene. Argillization. Adularization. Ophiolites. Sulfides. Sulfo-salts. Framboidal pyrite. Trace elements. Metallogenesis. Apuseni Mountains. Neogene eruptive. Brad-Săcărimb sector.

Sommaire

La métallogénèse de la région de Coranda-Hondol, Monts Métallifères. Les minéralisations de Coranda-Hondol (Monts Métallifères) sont situées en majeure partie dans des dépôts sédimentaires crétacés (Barrémien-Aptien), à intercalations isolées de laves spilitiques. Ce complexe de roches est localisé dans la coupole et autour d'un corps andésitique subvolcanique néogène, intensivement hydrothermalisé (argilisation + adularisation). Les roches sédimentaires crétacées et, en moindre mesure, celles miocènes sont également argilisées, silicifiées et adularisées. Le type de minéralisation de Bocşa (Pb+Zn, pratiquement sans or) est caractérisé par l'altération argilique (illite 2M₁ dominante), tandis que la minéralisation polymétallique-aurifère de Coranda est accompagnée de silicification et adularisation et seulement dans les parties inférieures apparaissent des argilisations intenses. La composition minéralogique du minerai de Coranda (tableau 5) est plus complexe que celle du minerai de Bocşa, associé aussi à un corps subvolcanique, intrusif cependant dans des dépôts sédimentaires miocènes et dans des laves andésitiques. Dans les sphalerites des deux gisements les teneurs en fer diffèrent, à Coranda sont enregistrés des sulfosels absents à Bocşa, et le rapport Ni : Co est supraunitaire à Coranda, tandis qu'à Bocşa le nickel manque. Dans les deux gisements, la sphalerite a des teneurs comparables en Cd et Mn et des concentrations insignifiantes en In, Ge etc. Dans les galènes Sb > Ag, et le Bi apparaît sporadiquement. La diversité des minéralisations de la zone de Băița-Săcărimb, considérée dans le cadre d'une spécialisation minimale des magmatites néogènes de cette zone, peut suggérer aussi l'effet d'une

¹ Predată la 10-XI-1979, acceptată pentru publicare la 16-XI-1979, comunicată în ședința din 16-XI-1979.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344, București 32.

³ Întreprinderea de prospecții și explorări geologice „Hunedoara”, str. Minerilor nr. 3, 2700 Deva.



rémobilisation de quelques concentrations métallifères pré-néogènes, phénomène qui a eu une intensité maximale au moment des éruptions des andésites quartzifères à biotite et hornblende de type Săcărîmb (Sarmatien).

În partea de sud a bazinului neogen Brad-Săcărîmb produsele activității metalogenetice sunt numeroase și variate. Zăcămintește și mineralizațiile cunoscute pînă în prezent arată diferențe notabile ale formelor de zăcămînt, ale temperaturilor de formare, ale chimismului minereului, ale paragenezelor primare etc. Această diversitate gitologică este privită ca efect al evoluției în timp a magmatismului și modului său de manifestare, precum și al condițiilor geologice locale. Cercetarea detaliată a mineralizațiilor de la Coranda-Hondol, asociate unui corp subvulcanic nedeschis de eroziune și situate în imediata apropiere a mineralizațiilor auro-argentifere filoniene de la Hondol (Ghițulescu, Socolescu 1941), ne-a prilejuit abordarea gitologică în contextul general al metalogenezei manifestate în zonele adiacente.

Cercetări anterioare

Zona de intensă alterație hidrotermală din dealul Coranda este figurată pe hărțile prezentate de Ghițulescu și Socolescu (1941), Rădulescu (1955), Jude și Mantea (1962), Berinde (1965), Ungureanu et al. (1972). Investigarea în profunzime a acestei zone a condus la identificarea unor mineralizații filoniene cu grosime redusă, situate în zona centrală a corpului subvulcanic Băiaga (Haiduc, 1962–1965; Lidiabonea et al., 1965)⁴. Ulterior, IPEG „Hunedoara” execută în această zonă lucrări de prospecție și explorare de detaliu, conturîndu-se astfel mineralizații de impregnație în roci sedimentare cretacice, situate în cupola și în jurul unui corp subvulcanic andezitic (subvulcanul Băiaga). Lucrările de explorare au fost dirijate și urmărite în detaliu de M. Vălureanu, parțial și de I. Tănasescu, iar unele aspecte mineralogice, petrografice și geo-chimice au fost evidențiate de Udrăsa et al. (1976, 1977). Lucrarea de față încearcă să aducă într-o interpretare unitară datele petrografice, mineralogice, geo-chimice și gitologice asupra zăcămîntului Coranda-Hondol și în același timp o încadrare în contextul metalogenetic general al zonei Băița-Săcărîmb.

Cadrul geologic și structural

Zăcămîntul Coranda-Hondol se situează într-o zonă de ridicare a fundamentului preneogen, reprezentată prin apariții la zi de formațiuni sedimentare cretacice și de roci magmatice din suita ofiolitică mezozoică (pl. I). Elementele structurale majore, reflectate în parte și în datele geo-



fizice, sănt reprezentate de o zonă de fractură orientată E-V, activată petrogenetic și metalogenetic, intersectată de un important aliniament vulcanic orientat NE-SV. Pe acest aliniament apar și corpuri subvulcanice, printre care cele mai bine conturate sănt cele de la Băiaga și Boeșa. În zona de intersecție, a cărei grosime aparentă urmărită în subteran este de peste 30 m, brecile sănt larg dezvoltate și relativ intens mineralizate.

Zona adiacentă zăcământului este alcătuită în cea mai mare parte din depozite sedimentare neogene și din vulcanite andezitice.

Formațiunile ce reprezintă fundamentul mezozoic apar la nord-est de localitatea Hondol, fiind reprezentate de ofiolite, ce aflorează pe o suprafață cu totul restrinsă, și de o secvență grezoasă-siltică-argiloasă barremian-apitană. În dealul Coranda depozitele cretacice apar pe o diferență de nivel de aproape 150 m, ele atingînd cota de peste 600 m, iar bazaltele spilitice din versantul sudic al Văii Băiegii aflorează pînă la altitudinea maximă de cca 500 m. Cu totul subordonat, asociate ivirilor de roci bazice, se întlnesc calcare care, pe criterii stratigrafice și petrografice, au fost considerate de Rădulescu (1955) ca fiind de vîrstă jurasică. Deși ulterior Jude și Mantea (1962) au interpretat aceste calcară ca fiind interstratificate cu ofiolite, alcătuind o formațiune stromatitică, observațiile noastre converg spre prima interpretare, deoarece avem în vedere atît situațiile din Valea Băiegii, cît și pe cele din regiunile învecinate, Băița-Hărțăgani, Voia-Balșa. Este de menționat că roci bazice, intens hidrotermalizate, au fost întlnite și în subteran, la nivelul galeriilor Coranda III, la altitudinea de 535 m.

Depozitele cretacice — gresii, gresii siltice, argile și sisturi argiloase-grezoase cenușii sau negre, aproape cărbunoase — aflorează pe o mică suprafață în dealul Coranda, fiind în parte acoperite, pe culmea dealului, de depozite sedimentare neogene (antebadeniene). Ele au fost interceptate prin toate galeriile de coastă (Coranda II, III, IV) și apar destul de intens hidrotermalizate și mineralizate.

Deschise prin galerii, depozitele cretacice se prezintă ca o stivă destul de groasă, de ordinul a 150 m, bine stratificată, în bancuri și strate fine alternante de 5—200 m, aproape orizontale sau slab cutate, putînd fi echivalente cu partea superioară a stratelor de Căbești (M. Lupu și G. Mantea, comunicare verbală, 1976). Prezența lavelor spilitice spre partea superioară a succesiunii ar putea indica trecerea laterală a stratelor de Căbești la stratele de Feneș superioare (Vălușeanu, 1973).

Deși ocupă o suprafață restrinsă, depozitele cretacice au jucat rolul principal în concentrarea mineralelor metalifere. În cadrul zăcământului sănt foarte caracteristice alternanțele de gresii cuarțoase (cu ciment inițial carbonatic) cu argilite șistoase negrioase. Subordonat apar microconglomerate oligomictice, marne glauconitice etc. Gresiile au frecvențe diaclaze cu calcit alb, care nu depășesc grosimea unei lame, putînd fi considerate (cel puțin parțial) ca fiind de natură diagenetică. Argilitele negrioase, cu unele variații privind în special compactitatea, formează rareori strate ce depășesc 25—30 cm; de obicei ele se efilează pe direcție sau se îndințează cu rocile grezoase. Colorația negrioasă se datorează prezenței substanței bituminoase-cărbunoase, adeseori transformată în

pregrafit. Pregrafitul (în sensul adoptat de Ramdohr, 1953) se asociază constant cu pirită framboidală și cu granule izolate de anatas-rutil, asociatie de minerale caracteristică acestui tip litologic, indiferent de vîrstă.

Depozitele cretacice suportă în dealul Coranda pietrișuri și conglomerate neogene, antebadeniene, puternic cimentate, ca urmare a unor intense procese de silicifiere hidrotermală. Cuvertura de depozite neogene are o amplă răspândire în regiune și este reprezentată de „Complexul pietrișurilor de Almașu Mare” (Gițulescu, Socolescu, 1941; Iancovici et al., 1969); pe lîngă pietrișuri propriu-zise, se întîlnesc gresii micacee roșii sau cenușii, siltite și argile silitice roșii sau ciocolatii; pe alocuri, în baza acestora apar conglomerate slab cimentate, cu elemente foarte variate. Vîrsta acestor depozite este antebadeniană⁵.

Conglomeratele și gresiile neogene apar în structura zăcămîntului numai la partea superioară, jucînd un rol subordonat în localizarea mineralizațiilor. La nivelele inferioare ale structurii Băiaga-Coranda apar depozite similare, dar cu elemente mult mai heterogene și mai slab sortate, intens mineralizate; mineralele metalifere și de gangă substituie atît cimentul, cit și elementele carbonatice, apărînd frecvent structuri zonare remarcabile.

Complexul pietrișurilor suportă suprastructura vulcanică, reprezentată în zona Hondol prin trei tipuri petrografice de vulcanite: 1) andezite cuartifere cu hornblendă și biotit (tip Săcărîmb); 2) andezite cu hornblendă (tip Hondol-Făerag) și 3) andezite cuartifere cu biotit și hornblendă („dacite”) tip Cetraș.

Andezitele cuartifere cu hornblendă și biotit (tip Săcărîmb, sens larg) au fost emise, probabil simultan, din două cratere vulcanice vecine, Haitău și Sarcău. Se remarcă dezvoltarea la vest de Sarcău a unei curgeri de lavă de circa 3 km lungime, care a ajuns pînă în Valea Hondolului (pl. I). În prezent se întîlnesc numai fragmente ale acestei curgeri, din zona sa frontală, însă în apropiere de Sarcău ea este destul de bine conservată. În această zonă au mai fost conturate două corperi andezitice înrădăcinat, unul pe pîriul Ciongan, la est de Bocșa, celălalt mai la nord, în dealul Curături.

Partea central-vestică a regiunii, la nord de Hondol, este alcătuită în special din andezite cu hornblendă, uneori intens hidrotermalizate, care reprezintă primele produse ale manifestării vulcanismului din zonă.

În partea nordică nota caracteristică o dau andezitele cuartifere cu biotit și hornblendă, de tip Cetraș, emise de un aparat vulcanic situat probabil în Coasta Mare. De remarcat că, spre deosebire de zonele învecinate, la izvoarele Pîriului lui Avram și acest tip de rocă este intens alterat hidrotermal; se întîlnesc zone de intensă silicifiere, cu veritabile cuarțite secundare ± alunit și argilizări, cu care sunt asociate mineralizații cuprifere; parageneza minereului de aici este dominată de minerale din grupul enargit-luzonit (Socolescu et al., 1963).

O mențiune specială se impune pentru un mic corp, conturat în versantul drept al Pîriului lui Toader, constituit din roci holocristaline foarte bogate în fenocristale de plagioclaz și piroxen, cu pasta mărunt cristalizată. Aceste roci reprezintă un facies de tranziție al andezitelor spre

TABELUL 1

Compoziția chimică a unor roci reprezentative din zona Coranda-Hondol

Nr. probei	Localizare	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total
174	Vîrful Carături	61,37	0,55	17,47	4,15	1,20	0,14	2,23	5,90	1,87	3,81	0,18	0,29	0,63	—	99,81
175	Pîrful lui Avram	60,99	0,50	16,48	3,28	0,98	0,11	2,81	5,39	2,46	3,88	0,29	1,58	1,21	—	99,99
143	Pîrful Mărisului	60,63	0,51	16,49	3,27	0,86	0,11	2,44	6,05	2,44	3,79	0,33	1,47	1,09	—	99,75
182	Piciorul Lung	60,27	0,49	16,74	2,61	1,31	0,09	2,78	5,73	2,35	3,38	0,24	2,04	1,80	—	99,81
1a	Valea Hondolului	59,39	0,55	19,00	2,23	1,55	0,17	2,52	7,10	1,43	3,71	—	2,20	0,32	0,61	100,09
15a	Pîrful Capitanului	59,00	0,67	18,55	1,42	2,21	0,17	2,84	8,18	1,20	3,10	—	3,90	0,50	0,41	101,74
137	Pîrful Mărisului	58,66	0,53	16,24	3,40	1,30	0,10	2,81	6,07	1,99	3,33	0,22	3,30	1,86	—	99,82
28	(Hondol,,Bolovan")	58,40	0,52	23,60	2,23	1,47	0,11	0,83	6,25	1,67	3,37	—	1,00	1,20	0,83	100,65
166	Pîrful Cătușii	57,94	0,57	17,26	3,89	1,40	0,10	2,30	6,37	1,40	3,50	0,22	2,46	2,21	—	99,63
39	Dealul Băițagă	56,80	0,56	21,32	2,73	0,88	0,17	1,46	6,94	1,15	2,94	—	4,12	0,74	0,66	99,81
41	Culmea Băițagă	56,40	0,77	20,63	2,50	1,42	0,15	2,42	7,84	1,40	3,07	—	1,90	1,40	0,54	100,00
64	Dealul Băițagă*	56,30	0,63	23,00	2,03	1,46	0,17	1,18	6,40	2,00	3,04	—	2,72	0,88	0,69	99,81
184a	Pîrful lui Toader	53,60	0,85	16,79	5,63	2,61	0,13	4,15	8,46	2,12	3,65	0,21	1,14	0,57	—	99,95

* Dintre-un dyke care străbate ofolitele din versantul stîng al Văii Băilești.

Analist : M a r g a r e t a D a v i d , IGG, București.

Petrotipuri : andezit cu quartifer cu hornblendă și biotit : 174, 175, 143, 182, 137, 28 ; andezit cu hornblendă : 1a, 15a, 166, 39, 41, 64 ; microdiorit : 184a.

Notă : Analizele au dat și 0,01 % S (182, 137, 166), 0,02 % S (174, 143), 0,03 % S (175) și 0,04 % S (184a).

TABELUL 2

Compoziția chimică a rocilor andezitice cu hornblendă alterate hidrotermal

Nr. probei	Localizare	Tip de alterație	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total
214	Pîrful Corăzii	P	55,11	0,51	17,55	2,54	2,65	0,20	2,76	6,26	1,35	3,54	0,18	4,11	3,21	—	99,81
197	Galeria Coranda II	P	51,90	0,60	17,92	2,55	2,96	0,18	2,71	7,29	1,47	3,95	0,17	5,30	3,95	—	99,76
54	Pîrful Băițagă	P	51,60	0,51	19,08	2,02	1,42	0,45	1,77	9,10	1,06	3,13	—	0,56	2,50	1,02	99,82
198	Galeria Coranda II	PAd	51,97	0,46	17,88	0,41	0,58	0,41	2,56	5,19	9,10	0,06	0,16	4,11	1,96	—	97,54
53	Coranda /, Albitura	A	66,80	0,51	24,00	0,40	—	0,58	0,48	3,70	0,81	—	0,56	2,50	1,01	100,35	
32	Culmea Coranda	AAd	70,50	0,43	17,80	0,24	—	—	0,62	8,07	9,84	—	0,47	1,38	0,61	200,53	

Analist : M a r g a r e t a D a v i d , IGG, București.

P₂O₅, propilizare ; A, argilizare ; Ad, adulatizare.

Notă : Analizele au dat și 0,02 % S (197) și 2,60 %S (198).



Institutul Geologic al României

TABELUL 3
Conținutul de elemente minore din rocile andezitice (ppm)

Nr. crt.	Nr. probei	Cu	Pb	Zn	Sn	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Yb	Y	La	Sr	Ba
1	174	24	13	65	2,1	15	5	8,5	3	70	6,5	0,9	10	30	550	1150
2	175	18	30	55	2	14	25	10	40	72	8	0,8	10	58	1000	2000
3	143	16	30	75	1,9	13	34	12	64	110	9	0,8	14	80	1000	2600
4	182	24	46	65	2,2	16	12	9	18	63	7	0,6	9	48	1000	2300
5	1a	30	24	75	5	21	14	12	14	150	16	1,9	19	30	540	470
6	15a	50	32	86	2,5	18	13	12	9	170	16	2,2	21	30	540	470
7	137	14	32	54	2	13	15	10	40	75	10	0,8	10	40	1000	1600
8	28	62	16	80	1,5	17	15	15	19	190	20	1,9	18	32	630	1150
9	166	26	9	46	1,8	12	5,5	8,5	2,5	88	8	1	11	30	600	900
10	39	35	24	67	5,5	19	10	12	4	145	18	1,9	19	30	540	530
11	41	42	9	85	3	16	12	12	13	150	17	1,7	16	30	550	560
12	64	35	20	95	1,5	17	14	12	13	155	18	1,9	19	30	460	530
13	184a	180	80	70	2,6	13	12	18	4	215	25	1	13	40	1000	2400
14	214	2,5	6	50	2,3	9	8	12	5,5	115	12	1,4	15	30	660	600
15	197	19	6	150	1,5	7,5	9	10	13	95	14	1,1	14	30	1000	500
16	54	31	42	200	1,5	14	11	10	12	130	14	1,7	15	30	370	430
17	198	6	240	400	1,5	9	6,5	9	5,5	105	11	1,4	19	30	165	1350
18	53	5,5	25	30	1,5	15	7	2	13	165	13	2,8	19	30	380	
19	32	5	6,5	30	1,5	13	5	2	5	55	6	1,8	12	30	50	1100

Analist: Irina Brătășan, IGG, București,



diorite porfirice și au o compoziție chimică mai bazică decit celelalte roci din regiune (tab. 1).

Relațiile andezitelor de tip Săcărîmb cu celelalte tipuri de roci vulcanice sunt clare. La Bocșa Mică ele acoperă parțial andezitul de tip Hondol, iar mai la nord ele sunt acoperite de lave andezitice de tip Cetraș, venite dinspre nord.

Vulcanitele menționate reprezintă tipuri mineralogic-petrografice distincte, însă local, în cadrul fiecărui tip, se pot întâlni și faciesuri puțin deosebite. Întrucât principalele aspecte petrografice sunt cunoscute din lucrări anterioare (Rădulescu, 1955; Jude, Manea, 1962; Ciolfica et al., 1968), atenția noastră s-a îndreptat mai ales spre surprinderea caracterelor geochimice, a tipurilor de transformări hidrotermale și îndeosebi a unor aspecte metalogenetice. În tabelele 1 și 2 sunt prezentate date analitice cu privire la compoziția chimică a diferitelor tipuri de roci andezitice proaspete sau alterate hidrotermal, iar în tabelul 3, conținuturile de elemente minore ale acestor roci.

Transformări hidrotermale în zona zăcămîntului Coranda-Hondol

Elementul petrografic caracteristic pentru zona Coranda îl constituie la prima vedere andezitul cu hornblendă de tip Hondol, intens alterat hidrotermal în faciesul propilitic sau puternic argilizat și în parte mineralizat. În realitate, în zona Coranda se întâlnesc, pe un spațiu destul de restrîns (circa 1 km²), formațiuni geologice foarte variate ca vîrstă și constituție petrografică (fig. 1).

La nivelul galeriei Coranda II, pe lîngă andezitele cu hornblendă și depozitele sedimentare prebadeniene-carpatiene, se cunoaște un corp subvulcanic andezitic, deschis pe cca 150 m, intrus în depozite sedimentare cretacice. Prezența acestui corp subvulcanic a fost semnalată de multă vreme în legătură cu investigarea filoanelor din zona sa centrală (Lidi Boanea et al., 1965)⁶. La nivelul superior, Coranda IV, corpul subvulcanic nu a mai fost interceptat, apexul său fiind trădat doar în zone de brecii cu elemente andezitice intens argilizate și adularizate, situate pe fracturi ce afectează stiva de depozite cretacice și conglomeratele carpatiene de deasupra.

Transformările hidrotermale suferite de spilitele interceptate la Coranda III se manifestă prin adularizarea plagioclazului albitic și prin apariția unei rețele fine, neregulate, de filonașe de calcit cu cuarț, pirită, sfalerit și galenă. Din relațiile examineate, succesiunea de depunere a acestor minerale pare a fi următoarea: adular-calcit-cuarț + pirită, sfalerit, galenă.

Depozitele argilo-grezoase cretacice (barremian-aptiene) reprezintă roca-gazdă preferată a mineralizațiilor. Rocile sunt traversate de filonașe de minerale argiloase, de cuarț, adular, illit ± baritină, alteori de cuarț și calcit, la care se asociază minerale metalifere (fig. 2). Aceste roci au reprezentat un mediu favorabil pentru reținerea din abundență a adularului și silicei. Observațiile microscopice și datele chimice (tab. 4) arată că



depunerile de adular au loc de preferință în rocile fin granulare aleuro-pelitice (adular + cuart) sau în nivelele argilo-grafitoase (adular + pirită).

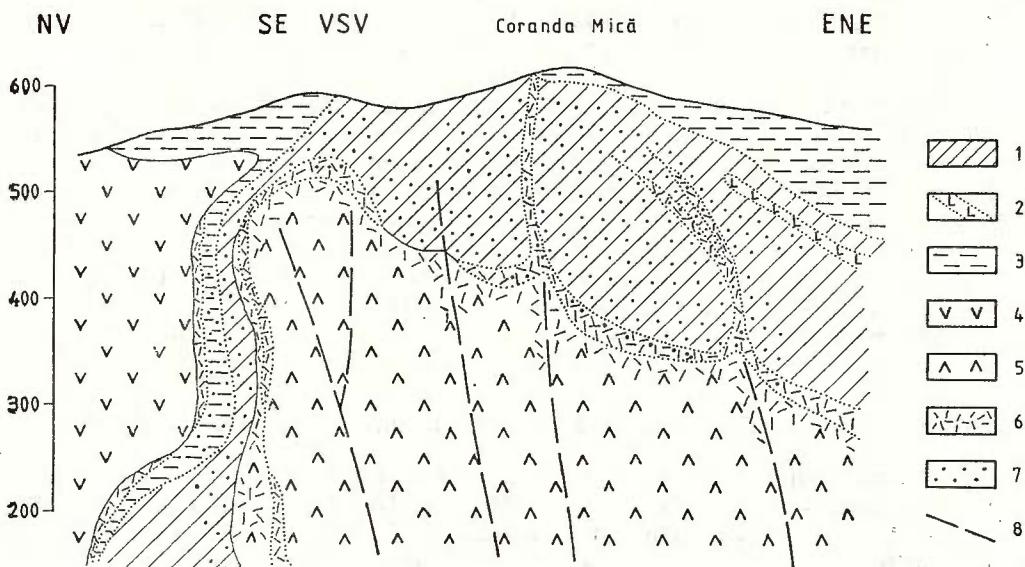


Fig. 1. — Secțiune geologică prin structura mineralizată Coranda.

1, depozite cretacee (barremian-apțian) grezo-siltice; 2, bazalte spilitizate; 3, depozite ante-badeniene (conglomerate și gresii); 4, andezite cu hornblendă propilitizate din structura vulcanică Hondol; 5, roci andezitice argilizate ale subvulcanului Băiaga, în parte breciate (a); 6, brecii heterogene de natură mixtă; 7, conturul zonei mineralizate; 8, fracturi mai importante.

Geological section through the Coranda mineralized structure.

1, gritty-silty Cretaceous deposits (Barremian-Aptian); 2, spilitized basalts; 3, ante-Badenian deposits (conglomerates and sandstones); 4, propilitized hornblende andesites of the Hondol volcanic structure; 5, partly brecciated (a) argillized andesite rocks of the Băiaga subvolcano 6, mixed breccias; 7 outline of the mineralized zone; 8, important fractures.

În gresiile mai grosiere adularul se întâlnește mai rar, în acest caz mai frecvente fiind depunerile de silice și illit, caolinit și pirită. Filonașele de sfalerit intersectează de regulă depunerile de cuart, minerale argiloase și pirită.

În apropierea zonelor pe care au circulat soluțiile hidrotermale apar cuarțite secundare (hidrotermale) cu adular și pirită. Adularul apare de obicei idiomorf, prezintând secțiuni rombice caracteristice varietății monoclinice, atingând uneori 0,30—0,45 mm. Se recunosc macle variate, lamelar-paralele sau care se intersectează, precum și macle simple de tip Manebach sau Baveno. Uneori adularul prezintă structuri zonare și neomogenități optice în cadrul unui monocrystal.

Concentrația cea mai mare de adular, corelată cu conținuturile ridicate de potasiu, se înregistrează la nivelele superioare (Coranda III și

IV), în timp ce la nivelele inferioare asociația de minerale hidrotermale este dominată de mineralele argiloase.

Andezitele din zona Coranda au suferit de asemenea intense transformări hidrotermale. Corpul subvulcanic interceptat prin galerii și prin

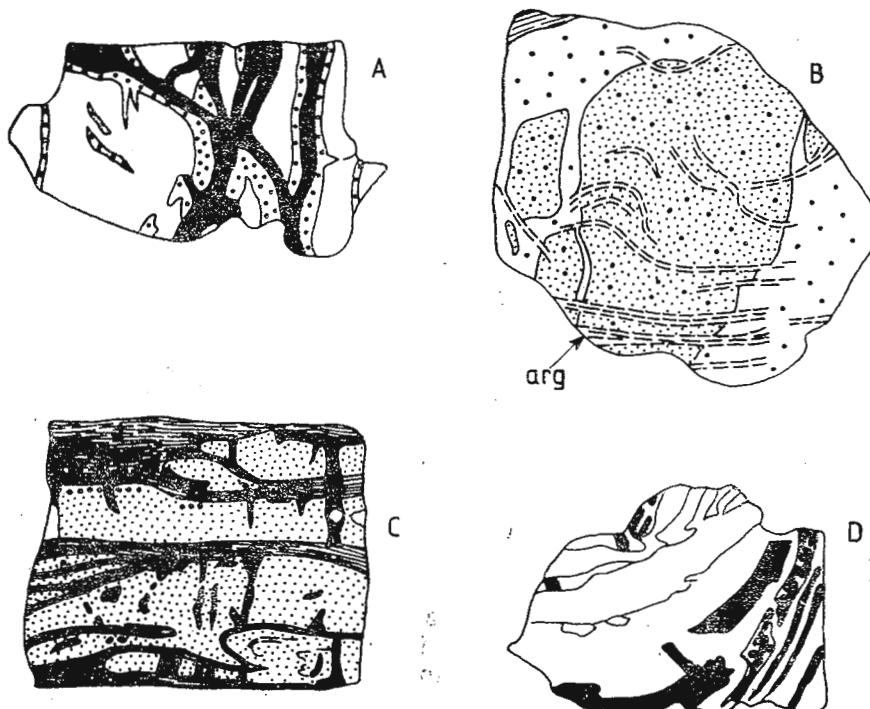


Fig. 2. – Aspecte mezoscopice (desene după șlifuri) ale mineralizației de la Coranda.
A, gresie cenușie (alb) cu benzi și filonașe de minereu (negru) talonat de calcit + cuarț (punctat); B, gresie cenușiu-negricioasă (puncte fine) cu șisturi de șisturi argiloase (arg), piritizată uniform (puncte mari) și calcitizată selectiv; C, alternanță de gresii fine (punctat) cu șisturi argiloase negre (linii), cu benzi și filonașe de pirită (\pm sfalerit și galenă); de remarcat micro-slump-ul din partea de jos a desenului; D, silt negru (fondul alb) cu benzi intrerupte de pirită (negru).

Mărime naturală.

Mesoscopic aspects (drawings after polished sections) of the Coranda mineralization.
A, grey sandstone (white) with bands and ore veins (black) followed by calcite + quartz (dotted); B, blackish-grey sandstone (thin dots) with strips of clay schists (arg), uniformly pyritized (thick dots) and selectively calcitized; C, alternation of fine sandstones (dotted) with black clay schists (dashed), with pyrite (\pm sphalerite and galena) bands and veins; one should note the micro-slump at the lower part of the drawing; D, black silt (white background) with discontinuous pyrite bands (black). Natural size.

forajul 7 de la orizontul -200, pe o diferență de nivel de cca 500 m, este intens alterat în facies argilic și puternic impregnat cu pirită fină. Fenocristalele de plagioclaz și hornblendă pot fi recunoscute numai după con-

tururi, fiind integral substituite cu illit, calcit, pirită și subordonat cu adular. Pasta rocii este mai puțin afectată.

TABELUL 4

Conținuturile de elemente alcaline în depozitele argilo-grezoase barremian-apfiene

Nr. probei	Localizare	Tipul de rocă	%	
			K ₂ O	Na ₂ O
327	Coranda II	gresie albicioasă fin stratificată	3,16	0,08
328	"	gresie grosieră	1,32	0,03
329	"	gresie grosieră silicifiată	1,46	0,03
344	Coranda III	gresie fină silicifiată	4,93	0,13
348A	"	gresie cenușie fină	5,23	0,12
348B	"	sist argilos-siltic negricios	8,69	0,12
358C	"	brecie cu elemente de gresii și ciment siltic negricios	12,08	0,22

La nivelul Coranda II și în forajul GP 8 atât fenocristalele, cât și pasta rocii andezitice sunt complet transformate în illit și calcit. Chiar și apatitul, mineral rezistent în procesele de alterație hidrotermală, este parțial sau total argilizat. Pot fi urmărite stadii de transformare, de la relicte idiomorfe de apatit limpede, cu relief ridicat, dar cu terminații difuze, aparent ciuruite cu incluziuni opace, cu refrigență mult diminuată, pînă la completa înlocuire a apatitului cu illit.

Andezitele cu hornblendă de tip Hondol sunt proaspete numai în afara ariei mineralizate, pe cînd în cadrul acesteia rocile au suferit transformări ce pot fi grupate în următoarele faciesuri: 1) propilitic, cu extindere largă; 2) argilic \pm carbonați, caracteristic zonelor de fracturi intens circulate de soluții și 3) potasic (cu adular, silice \pm minerale argiloase și baritină), limitat la căile de circulație a soluțiilor hidrotermale tîrzii, care afectează toate tipurile de roci din aria zăcămîntului.

Considerații gitologice

Particularitatea zăcămîntului Coranda-Hondol constă în localizarea mineralizației în depozite sedimentare cretacice aflate în cupola unui subvulcan andezitic neogen (fig. 1). Configurația actuală a zonei mineralizate reprezintă un cumul de efecte, de natură tectonică și efecte legate de punerea în loc a corpului subvulcanic. Depozitele cretacice din jurul și acoperișul acestui corp sunt intens fragmentate, alterate hidrotermal și traversate de brecii. Rocile conglomeratice și grezoase neogene sunt de asemenea transformate, dar deformarea lor este mai puțin accentuată.

Localizarea mineralizației a fost controlată litologic, fiind favorizată de alternanța rocilor grezoase și siltice, roci care provoacă și o ușoară dife-



rentiere calitativă a mineralizației; pirita se concentrează preferențial în rocile fin granulare, iar galena și sfaleritul mai ales în nivelele grezoase. Configurația sistemelor de fisuri și alternanța neregulată de gresii/siltite a condus la o distribuție neomogenă a mineralizației în spațiul zăcământului (fig. 3 a, b). Remarcabil este faptul că maximele de concentrație ale aurului nu se suprapun pe cele de plumb și zinc (fig. 4).

Distribuția și gradul de concentrare a sulfurilor sunt extrem de variate, observându-se tranziții de la simple impregnații uneori abia vizibile macroscopic, la cuiburi de minereu cu diametrul de 1 m. Vinișoarele scurte și lentilele sau benzile care urmăresc șistozitatea rocilor sedimentare completează ansamblul de aspecte morfologice ale mineralizației. Subordonat, mineralele metalifere se observă și în masa breciilor tectonice sau de contact, sub formă de impregnații, precum și în masa subvulcanului, ca filonașe de minereu compact. Dealtfel, în zona centrală a subvulcanului au fost urmărite mineralizații filoniene cu grosime redusă (fig. 5). La nivelul întregului zăcămînt masa principală a sulfurilor s-a format în decursul aceluiași flux hidrotermal, unele desincronizări remarcate în diverse părți ale zăcământului neputind fi considerate etape distințe de mineralizare, în sensul unui proces poliascent. Efectele unei diferențieri extreme a soluțiilor hidrotermale se concretizează în apariția unor filonașe de cuart cu antimonit, incongruente în raport cu mineralizația de sulfuri de zinc și plumb.

Mineralele metalifere principale sunt sfaleritul și galena; pirita este cantitativ subordonată. Primele două minerale sunt foarte frecvent asociate, însă local se pot întîlni concentrații monominerale importante. Godele sunt relativ rare, conținînd alături de sulfurile menționate cristale centimetric liber dezvoltate de calcit, baritină și cuart. Sulfurile hidrotermale sunt depuse în spații preexistente, ulterior largite prin procese de substituție progresivă. Pirita înlocuiește deseori selectiv calcitul presupus diagentic din masa rocilor argilo-grezoase cretacice.

La nivel microscopic mai pot fi observate următoarele minerale: constant tetraedrit, calcopirită, bournonit, mai rar meneghinit, arsenopirită, boulangerit, pirotină și mackinawit. Local au fost observate granule mici de aur incluse în sulfuri, în special în sfalerit.

Mineralizația fiind grefată în mare parte pe roci sedimentare, a fost normală regăsirea unor minerale detritice (rutil/anatas) sau diagenetice (pirita framboidală). Substanța cărbunoasă din sisturile argiloase negriicioase a fost local reorganizată structural la nivelul pregrafitulu (cf. Ramdohr, 1953).

Un element structo-textural mai puțin obișnuit este oferit de dezvoltarea granulelor de pirită pe seama piritei framboidale, de natură diagetică, cu forme circulare și dimensiuni similare celor calculate ca reprezentînd dimensiunea medie a framboidelor, 5 microni (Love, Amstutz, 1966). Se realizează astfel maturizarea framboidelor de pirită, fenomen progresiv, care poate fi recunoscut în șlufuri în toate etapele (fig. 6; pl. III).

Deși subordonată cantitativ, pirita se prezintă în aspecte foarte variate, care includ formele framboidale amintite, granule euhedrale uneori zonate, cu coroane îmbogățite în arsen și cupru, precum și cubi de 0,5–2 mm,



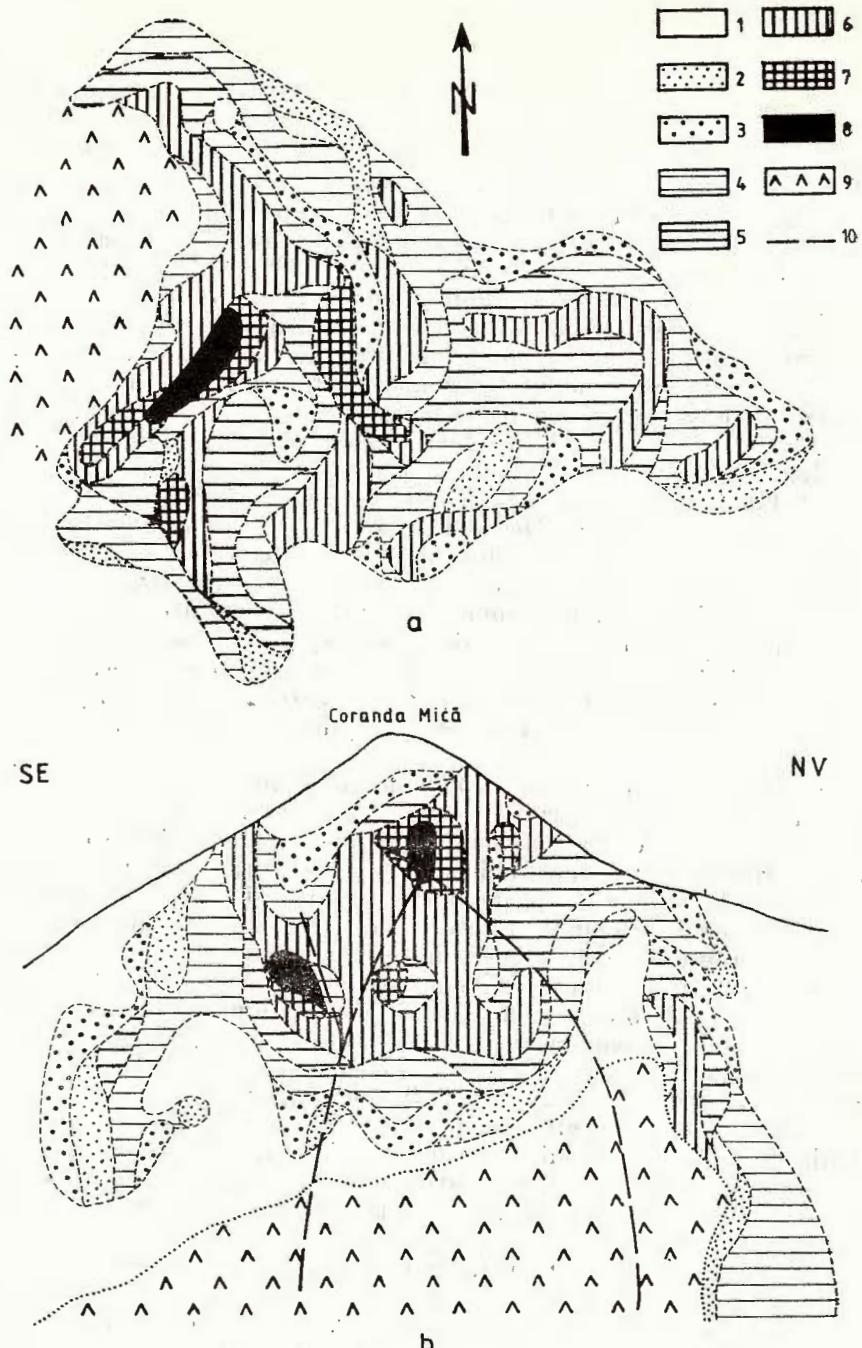


Fig. 3. -- Secțiune orizontală (a) și verticală (b) prin zăcămîntul Coranda, cu suprafețe de echiconținut.

1, zona sterilă ; 2-8, suprafețe cu conținuturi crescătoare de Pb+Zn ; 9, corpul andezitic subvulcanic ; 10, fracturi.

Horizontal (a) and vertical (b) section through the Coranda deposit, with equicontent surfaces.

1, barren zone; 2-8, surfaces with increasing Pb-Zn contents; 9, subvolcanic andesite body; 10, fractures.



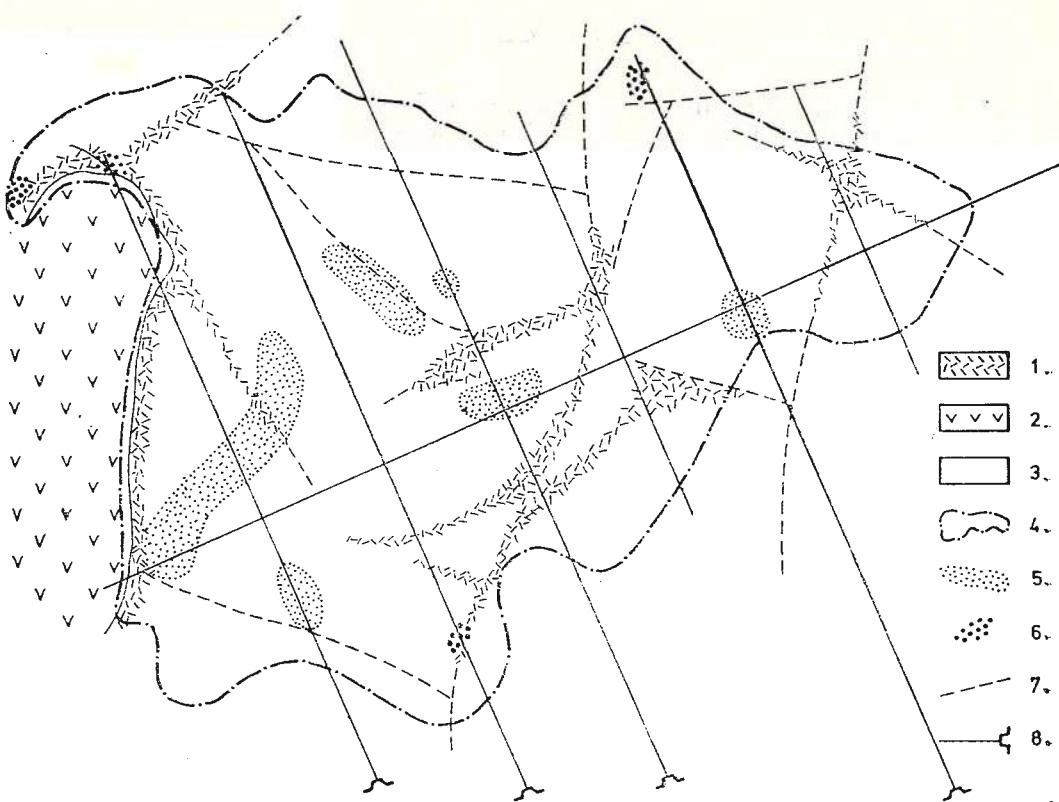


Fig. 4. — Distribuția zonelor cu conținuturi maxime de Pb+Zn și Au.

1, brecii; 2, andezite argilizate; 3, depozite sedimentare cretacice; 4, conturul zonei mineralizate; 5 zone cu conținuturi maxime de Pb+Zn; 6, zone cu conținuturi de aur; 7, fracturi; 8, galerii.

Distribution of zones with maximum Pb+Zn and Au contents.

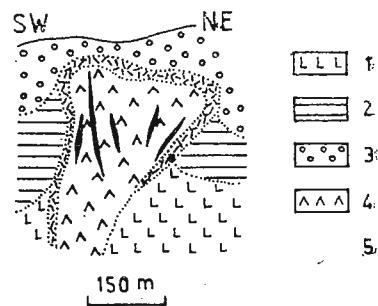
1, breccias; 2, argillized andesites; 3, Cretaceous sedimentary deposits; 4, outline of mineralized zone; 5, zones with maximum Pb+Zn contents; 6, zones with gold contents; 7, fractures; 8, galleries.

Fig. 5. — Gradul de cunoaștere a structurii Coranda-Băiaga în 1965 (după Bonea et al., 1965, date nerepublicate), cu amplasarea filoanelor în corpul subvulcanic.

1, ofiolite; 2, depozite sedimentare cretacice; 3, depozite sedimentare miocene; 4, andezite argilizate; 5, filoane metalifere.

Knowledge state of the Coranda-Băiaga structure in 1965 (according to Bonea et al., 1965, unpublished data), with the location of the veins within the subvulcanic body.

1, ophiolites; 2, Cretaceous sedimentary deposits; 3, Miocene sedimentary deposits; 4, argillized andesites; 5, ore veins.



ușor deformați, distribuiți neuniform pe fisuri în masa diverselor roci. De reținut este astfel faptul că pirita din zăcămîntul Coranda-Hondol este heterogenetică, formată în cadrul a două procese separate în timp (pirita

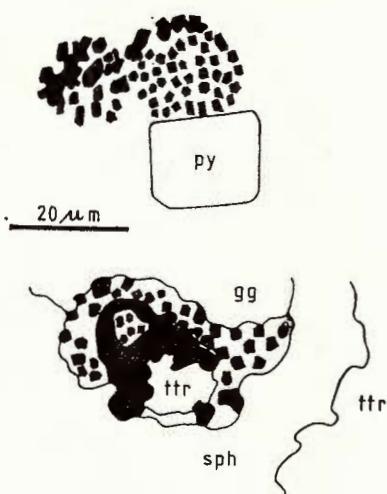


Fig. 6. — Pirită framboidală (negru) și pirită euhedrală (py) asociate cu sfalerit (sph) și tetraedrit (ttr).
Framboidal pyrite (black) and euhedral pyrite (py) associated with sphalerite (sph) and tetrahedrite (ttr).

framboidală este sincronă cu litificarea rocilor sedimentare apăiene), în care sursele de fier și sulf au fost complet diferite.

Granulele euhedrale de pirită arată uneori o zonare recurrentă sau simplă (pl. IV și fig. 7); nucleele de pirită au optică normală, sunt învelite cu fișii galben-brunii, izotrope de asemenea, local ușor poroase, cu R% mai scăzută, diferența de reflectivitate putind fi apreciată la 5–10%. De la chenare simple în jurul unor granule izolate se trece la „înglobarea” unor grupuri de granule, iar procesul de substituție a piritei normale (pyI) cu pirita „anomală” (pyII) continuă prin micșorarea progresivă a nucleelor pînă la dispariția lor (fig. 7). Uneori are loc o fărînițare a pyI și cimentarea ei cu pyII (fig. 8). Formarea pyII pare să fie concomitentă cu depunerea tetraedritului (fig. 8). Pe fisurile din masa sfaleritului se observă uneori pyII asociată cu cuarț (fig. 9). Aspecte similare la granule de pirită au fost identificate și în minereurile aurifere de la Barza-Carpen (Udubăsa, 1978) și de la Custura-Măgura, zonarea simplă sau recurrentă a granulelor de pirită (cu imbogățiri în cupru și/sau arsen) putind reprezenta o caracteristică a piritei din minereurile aurifere sau a celor polimetalice-aurifere.

Sfaleritul este mineralul dominant al paragenezei primare. Neogene cromatic (galben de ceară pînă la brun-gălbui, ușor portocaliu), granulele de sfalerit sunt uneori zonate, diversele zone caracterizîndu-se și prin conținuturi deosebite de elemente minore. Incluziuni de calcopirite sunt relativ puține, concentrația lor părind să scadă cu adîncimea. În masa sfaleritului cu incluziuni de calcopirite se observă deseori „vinișoare” ramificate de sfalerit fără corpusculi de calcopirite, însă cu plaje alungite alcătuite din acest mineral. Aceste aspecte pot fi interpretate ca reechili-

brări texturale postdepoziționale, apărute ca urmare a cristalizării colective a corpusculilor fini de calcopirită, prin procese de difuzie în stare solidă. Asemenea reechilibrii texturale pot avea, evident, și o altă semnificație, însă dezvoltarea lor locală face improbabilă acceptarea unei generații diferite

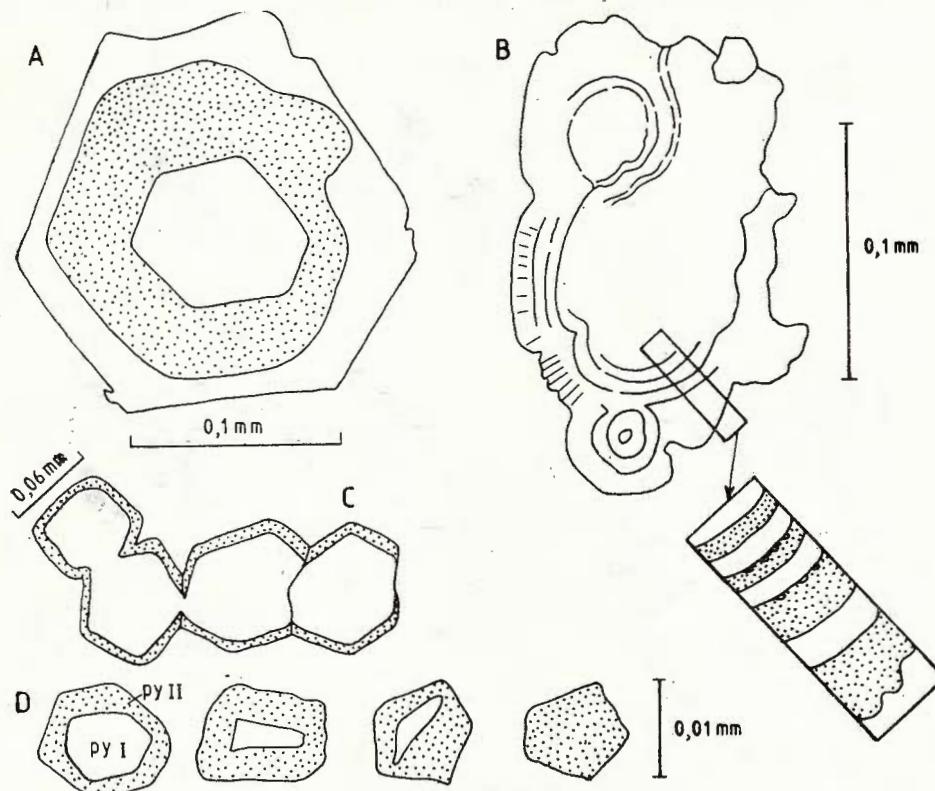


Fig. 7. — Pirită zonată; zonare recurrentă (A, B) și simplă (C). În D, pirită mai slab reflectantă (cu arsen și cupru) substituie progresiv nucleul de pirită normală.

Zoned pyrite; recurrent (A, B) and simple (C) zoning. In D, the more weakly reflecting pyrite (with arsenic and copper) progressively replaces the normal pyrite nucleus.

de sfalerit. Fenomenul de difuzie în stare solidă este probabil dublat și de o „alterare” a sfaleritului (Williams, 1974), prin care acesta pierde o parte din fier, transferat în masa calcopiritei. Astfel s-ar putea explica scăderea R% a acestor „vinișoare” de sfalerit fără calcopirită.

Galena formează local cuiburi monominerale, care au tendința de a deveni filonașe ce străbat sfaleritul. Galena este deseori însotită și parțial substituită de bournonit și meneghinit (fig. 10). Cele două minerale se deosebesc (în imersie) cu relativ ușurință, meneghinitul având o culoare alb-gălbuiie, similară galenei, R% mai mare decât bournonitul, efecte de anizotropie mai puternice și pe tonuri mai vii. Bournonitul se distinge

prin nuanță sa vernil și prin prezența maclelor de tip parchet. Uneori bournonitul formează lamele fine, orientate pe două direcții în galenă, într-o manieră similară bournonitului de la Bocșa-Săcărîmb.

Tetraedritul este de regulă asociat cu sfalerit. După caracterele optice se pare că reprezintă un termen intermediar din seria tetraedrit-tenantit,

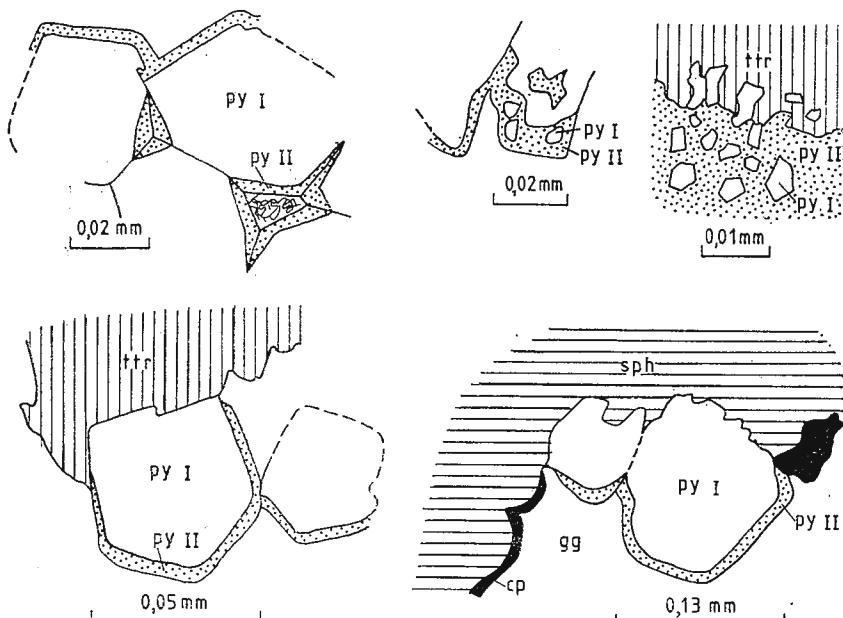


Fig. 8. – Relații ale pyll cu tetraedritul (ttr) și sfaleritul (sph); cp, calcopirită; gg, minerale nemetalifere.

Relations of pyll with the tetrahedrite (ttr) and sphalerite (sph); cp, chalcocite; gg, non-metalliferous minerals.

dar relativ sărac în arsen (probabil ten_{25} , U d u b a ș a et al., 1980). Granule optic omogene de tetraedrit s-au dovedit chimic neomogene dacă au fost analizate cu microsonda electronică (Y u i , 1971). În grupa tetraedritului s-a constatat că regimul general al soluțiilor este reflectat de elementele majore stibiu și arsen; termenii bogăți în stibiu se coreleză de regulă cu argintul, iar cei îmbogățiti în arsen se formează mai aproape de sursa soluțiilor hidrotermale (W u et al., 1974). Această constatare își găsește o confirmare în cazul zăcămintelor Bocșa (tetraedrit aproape pur) și Coranda (ten_{25}), pentru care sursele generatoare sunt în imediată apropiere (Coranda) sau la adâncimi mai mari (Bocșa).

În continuarea unora din vinișoarele de calcopirită din sfalerit apare uneori un mineral cu bireflexie și anizotropie foarte puternice. Studiul cu microsonda electronică al unui mineral cu proprietăți similare (C l a r k , S i l l i t o e , 1970) a arătat că este vorba de un analog cu zinc al idaitului, având formula Cu_3ZnS_4 .

Antimonitul apare rar, în filonașe subțiri de cuarț, în care nu mai există alte sulfuri. Unele cuiburi de antimonit sunt transformate progresiv

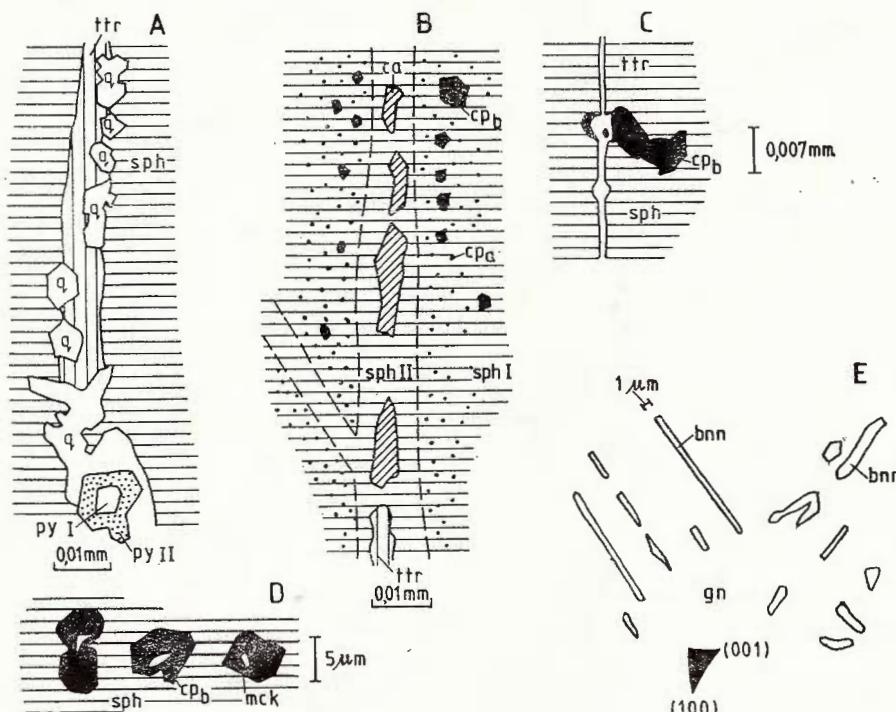


Fig. 9. — Detalii texturale la scară microscopică.

A, vinișoare de tetraedrit (ttr), cuarț (q) și pirită bogată în arsen și cupru (pyll) în sfalerit (sph); B, „alterarea” sfaleritului în lungul unor fisuri fine, pe care s-a insinuat calcit (ca); în sph apar două tipuri dimensionale de calcopirită, cp_a și cp_b ; C, vinișoare de ttr străbat cp_b din sph; D, lamele fine de mackinawit (mck) în incluziunile de cp din sph; E, bournonuit lamelar (bnn) pe două direcții cristalografice în galenă (gn).

Microscopic features of the ore.

A, tetrahedrite veinlets (ttr), quartz (q) and pyrite rich in arsenic and copper (py II) in sphalerite (sph); B, “alteration” of sphalerite along some fine fissures, filled with calcite (ca); in sph there occur two dimensional types of chalcopyrite, cp_a and cp_b ; C, ttr veinlets cross cp_b contained by sph; D, fine mackinawite (mck) lamellae in the cp inclusions within sph; E, lamellar bournonite (bnn) on two crystallographic directions in galena (gn).

în mase gălbui-portocalii de oxizi de stibiu (probabil valentinit și stibiconit). Răspândirea filonașelor cu antimonit este limitată; ele au fost identificate de I. Tănăsescu (IPEG „Hunedoara”) în decursul cartării galeriilor Coranda III.

Mackinawitul apare sporadic, asociat incluziunilor de calcopirită din sfalerit. Pirotina și arsenopirita constituie, de asemenea, rarități mineralogice în cuprinsul zăcămîntului.

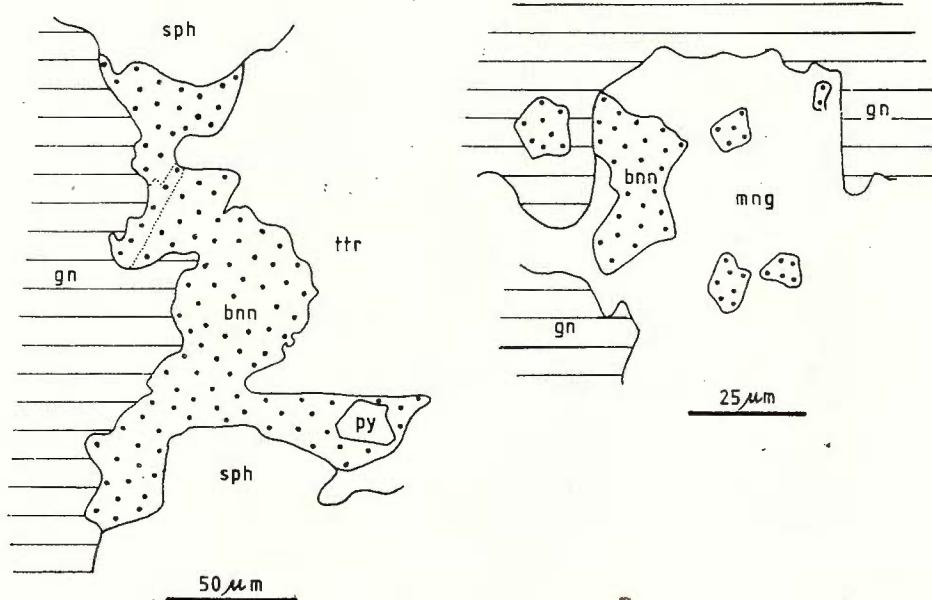


Fig. 10. — Relații între galenă (gn), tetraedrit (ttr), bournonit (bnn) și meneghinit (mng); py, pirită.

Relationship among galena (gn), tetrahedrite (ttr), bournonite (bnn) and meneghinite (mng); py, pyrite.

Unele date comparative între zăcămîntele Coranda-Hondol și Boeșa-Săcărîmb

Situate la o distanță de mai puțin de 3 km unul de altul, aceste două zăcăminte, asociate unor corpuri subvulcanice de natură andezitică, intruse la nivele deosebite, arată o serie de caractere comune, precum și diferențe în privința paragenezelor și a distribuției mineralelor metalifere.

Mineralizațiile de la Bocșa-Săcărîmb (Udubășa et al., 1976) sunt localizate în zone de brecie (stockwerk) și pe fracturi filoniene care străbat lave andezitice (tip Săcărîmb). Paragenezele sunt în mare parte similare (tab. 5); lamele de bournonit și jamesonit incluse în galenă au fost observate în ultimul timp și în minereul de la Bocșa. Diferențele paragenetice constau în: 1) conținutul de fier în sfaleritul de la Bocșa este mai mare decât în cel de la Coranda; 2) incluziunile de calcopirită sunt mai abundente în sfaleritul de la Bocșa, unde calcopirita este asociată cu pirotină și calcopirotină⁷; la Coranda apare sporadic mackinawitul; 3) pirita de la Bocșa conține frecvent incluziuni de pirotină (extrem de rară la Coranda),

uneori de calcopirită și magnetit; 4) sulfosărurile sunt mai abundente la Coranda unde apare în plus și antimonitul; 5) observații preliminare (optice) indică prezența tetraedritului aproape pur la Bocșa și a unui termen intermediar ($\text{ten}_{25}?$) la Coranda.

TABELUL 5

Date mineralogice comparative între zăcăminte Coranda-Hondol și Bocșa-Săcărîmb

Mineralul	Coranda	Bocșa
Pirită	xx (uncori zonată)	xxxx
Pirotină	xi	xi
Arsenopirită	xi (in pirită)	xx
Sfalerit	xxxx (Fe \approx 2–3 %)	xxxx (Fe \approx 5–7 %)
Galenă	xxxx	xxxx
Calcopirită	xi	xx(i)
Calcopirotină		xi
Mackinawit	xi	
Cubanit		xi
Tetraedrit	x ($\text{ten}_{25}?$)	x (ttr)
Bournonit	x	x
Jamesonit		x
Meneghinit	x	
Antimonit	x	
Aur	x	
Cuarț	xxx	xxx
Calcit	xx	xx
Baritină	x	x
Adular	x	
Minerale argiloase	xx	xxx
Pirită framboidală	x	
Rutil	xx	x (asociat cu pirită în andezite pe seama magnetitului din rocă)

xxxx, dominant; xxx, frecvent; xx, prezent; x, sporadic; i, numai ca incluziuni; (i), și ca incluziuni.

Relațiile dintre sulfuri arată o succesiune normală de cristalizare, adică: pirita — sfalerit — pirita II + tetraedrit — galena — sulfosăruri. Incluziunile de calcopirită și mackinawit din sfalerit pot fi privite ca produse exclusiv de exsoluție, apărute după cristalizarea sfaleritului. Celelalte fenomene de reechilibrare texturală și compozițională (apariția „vinisoarelor” de sfalerit fără corpusculi de calcopirită, însă cu plaje alungite de calcopirită) au apărut ca efect al depunerii mineralizației în condiții dinamice. Într-o asemenea acceptiune, unele relații contradictorii între sulfuri nu sunt interpretate ca etape distințe de mineralizare. La scară întregului zăcămînt procesul de mineralizare a fost continuu, însă neogenititatea mediului de depunere a determinat deschiderea nesincronă a căilor de acces pentru soluții în diferitele părți ale zăcămîntului. În atare



condiții și chimismul soluțiilor a suferit ușoare modificări, determinând chiar variații cantitative ale paragenezelor.

Date geochimice

Analizele spectrale efectuate pe probe globale de minereu (tab. 6) arată conținuturi semnificative la unele elemente. În toate probele nichelul predomină asupra cobaltului, confirmind existența unui suport geochimic sedimentar al minereului de la Coranda, reprezentat prin pirita framboidală. În același sens este de interpretat și valoarea ridicată a titanului, moștenit din rutilul/anatasul detritic din rocile sedimentare. Semnificativă este absența nichelului în minereul de la Bocșa, cantonat în roci vulcanogene. Arsenul, reprezentind participarea moderată a arsenopiritei și mai importantă a ten_{2s} la alcătuirea minereului, prezintă o tendință de creștere în adâncime. Argintul și stibiu sunt legate de prezența galenei, a cărei distribuție neuniformă este reflectată și în conținuturile oscilante în aceste elemente; valorile mai ridicate de stibiu apar în probele care conțin sulfosăruri. Manganul și cadmiul apar în cantitate relativ mare, în special datorită sfaleritului. Raportul net favorabil manganului poate să reflecte și prezența lui în masa piritei. Bi, Ga, In și Sn sunt prezente în ambele zăcăminte, la conținuturi în general reduse și foarte variabile.

Elemente minore în sfalerit (tab. 7). Valorile medii ale conținuturilor de mangan și cadmu pentru sfaleritul din cele două zăcăminte sunt similare (tab. 8), în ciuda conținutului diferit de fier. Doar manganul la Coranda înregistrează o creștere notabilă cu adâncimea (tab. 9). Zonalitatea cromatică a unor granule de sfalerit de la Coranda, datorită variației conținutului de fier, este dublată și de variații ale conținuturilor de elemente minore. Zonele centrale, de culoare brunie, sunt bogate în mangan și conțin în plus staniu, indiu și mai mult galiu și aur în comparație cu zonele externe, gălbui, îmbogățite în cadmu.

Elemente minore în galenă (tab. 10). La valorile medii se înregistrează diferențe mai mari la Ag, Sb și As (tab. 11), iar pe verticală microzonalaitatea este mai pregnantă decât la sfalerit, arătând variații sistematice, însă în sensuri deosebite (tab. 12). Aceste deosebiri în comportarea elementelor minore reflectă probabil și regimuri diferite de diferențiere a soluțiilor în cele două zăcăminte. La telur se constată tendința de creștere spre adâncime, ajungîndu-se la valori similare celor din galena de la orizontul — 120 m de la Săcărîmb, unde mineralizația a devenit polimetalică.

Elemente minore în pirită. În ambele zăcăminte pirita este relativ bogată în arsen (tab. 13), la Bocșa datorită frecvențelor concreșterii cu arsenopirite, iar la Coranda din cauza îmbogățirii în arsen a chenarelor din jurul piritei normale. Deoarece pirita de la Coranda nu arată inclusiuni de calcopirite (cum este cazul celei de la Bocșa), prezența cuprului trebuie pusă tot pe seama coroanelor mai puțin reflectante ale piritei, în care se presupune existența simultană a unor conținuturi ridicate de cupru și arsen. Înglobarea cuprului în rețeaua piritei, care duce la anizotropizarea



TABELUL 6

Analize spectrale pe roci mineralizate și minerale de la Coranda și Boța (ppm)

Nr. probei	Localizare	Material analizat	GM	As	Sb	Co	Ni	V	Ti	Mn	Ag	Bi	Cd	Ca	In	Sn
220	Virful Coranda	brecie silicificată	1	—	—	—	—	—	55	1950	70	3	—	—	9	—
215	Coranda IV	brecie argilizată	1	—	—	3	18	140	2400	140	8	—	30	19	—	—
216	"	gresie albă, friab.	1	—	—	3	6	10	580	30	3	—	—	3	—	—
206	"	silt, negr., răbanate	1	—	—	10	18	110	3100	5300	3	—	—	24	—	—
207	"	gresie cenușie	3	1450	155	10	33	35	1650	680	440	—	420	12	10	—
211	Coranda III	gresie	3	1300	380	5	30	37	1150	420	125	—	245	19	—	—
209 A	"	gresie, vîniș, calcit	3	—	140	3	13	34	1200	4800	48	—	570	22	—	—
344	"	gresie silicificată	2	—	—	31	22	—	—	—	34	96	—	8,5	2	—
209	"	gresie fină	1	—	—	12	21	140	2750	2500	5	—	—	20	—	—
236	"	silt răbanat	1	1%	300	62	—	30	380	450	38	—	30	7	—	—
274	"	bazalt splitizat	1	300	—	20	36	300	3000	3200	7	—	300	10	—	—
345	"	filonaș cu Q+stibină	4	500	1%	3	34	—	780	160	150	30	—	5	—	—
222	Coranda II	brecie argilizată	1	530	100	18	30	140	2750	2000	3	—	—	16	—	—
325	"	minereu masiv	4	2000	5500	3	13	—	780	1800	850	3	—	30	3	—
200	"	gresie grosieră	2	300	430	—	10	—	1550	2100	44	—	110	3	—	—
199	"	gresie fină negricioasă	2	300	300	5	34	50	2300	3600	48	—	120	14	3	—
282	Coranda I	filon	4	600	1500	5	3	90	1130	1300	480	3	90	30	3	—
332	- 100	gresie silicificată	2	400	—	8	13	—	560	30	22	10	—	3	3	—
336	"	gresie silicificată + argilizată	4	450	600	3	—	—	550	880	130	6	—	3	—	—
91	Boța	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
105	Oriz. Maria	andezit breciat	3	1000	120	20	—	260	2600	1200	37	—	200	17	—	—
84	Oriz.-65	andezit argilizat	2	1300	270	5	—	120	1400	1600	360	—	240	6	—	—
117	"	"	3	480	100	3	—	125	1000	4200	112	—	460	6	—	—
			3	500	115	5	—	150	2000	3200	210	—	720	8	—	—

GM, gradul de mineralizare



TABELUL 7
Elemente minore în sfalerit (ppm)

Nr. probei	Localizare	Cd	Mn	Ag	Ga	In	Ge	Co	Sn	Pb	Cu	As
Zăcămîntul Coranda												
207	Coranda IV	3000	2800	7	75	—	—	10	—	—	400	—
209A	Coranda III	3500	2450	5	90	—	—	10	—	180	10	—
344	"	3000	2100	38	55	3	8	3	—	1000	1050	—
346A	"	2800	2350	—	—	—	—	3	—	1%	4200	750
346B	"	4000	2100	16	—	—	—	3	—	950	1500	170
346C	"	4000	2100	—	—	—	—	3	—	8	100	—
211	"	4000	3300	3	68	—	—	10	—	—	10	—
212A	"	3500	2850	3	82	—	—	10	—	—	10	—
212B	"	2800	4800	18	97	14	—	10	48	—	150	—
322	"	3500	2700	4	90	26	5	—	26	36	420	—
323	"	3000	2850	10	48	18	4	3	10	8	320	—
204	Coranda II	3200	1050	3	10	—	—	10	—	720	10	—
325	"	2700	5000	110	50	—	—	3	16	1%	1700	100
282	Coranda I	4100	1,3 %	380	160	—	12	—	—	1%	3300	420
337	— 100 m	3400	6000	18	70	26	—	10	14	1%	1100	—
Zăcămîntul Bocșa												
134	Leopold	2500	5400	8	—	—	—	10	—	750	1000	—
105	Maria	2700	2000	8	—	—	—	10	—	3500	1000	—
117	— 65	3000	2300	3	—	—	—	10	—	570	280	—
121	"	2800	4000	10	—	—	—	10	—	1100	1000	—
223	"	3500	6300	38	4	—	—	—	8	1%	1800	—
303	"	2450	2000	300	5	6	—	—	17	1%	1850	—

TABELUL 8

Conținuturi medii în sfalerite (ppm)

	Cd	Mn
Coranda	3366	3606
Bocșa	2888	3866

TABELUL 9

Variația conținuturilor de cadmiu și mangan din sfalerit cu adâncimea (valori medii, ppm)

Coranda		Bocșa	
Cd	Mn	Cd	Mn
C. IV 3000	2800	Leopold	2500
C. III 3410	2760	Maria	2950
C. II 2950	3025	— 65	2930
— 100 3400	6000		3480



mineralului, este menționată frecvent în literatură (Frenzel, Ottmann, 1967; Einaudi, 1968; Radcliffe, McSween, 1969; Lazar,

TABELUL 10

Elemente minore în galenă (ppm)

Nt. probei	Localizare	Ag	Sb	Bi	As	Mn	Te
Zăcămîntul Coranda							
209A	Coranda III	650	1600	—	300	47	—
344	„	330	3100	3	750	23	120
346	„	300	1250	—	850	45	185
211	„	750	3000	—	1250	13	300
204	Coranda II	280	1550	10	600	26	—
325	„	420	1950	3	420	26	140
325X	„	700	1350	3	280	8	100
337	—100 m	500	1500	40	750	70	550
336	„	520	500	—	370	80	380
Zăcămîntul Bocșa							
134	Leopold	800	1300	10	—	67	—
105	Maria	850	1300	10	—	30	—
299	„	950	9000	—	180	13	—
117	—65	920	1300	10	—	53	—
121	„	2800	1850	—	300	35	—
223	„	2300	1550	15	180	28	320
303	„	800	1550	5	160	12	120
307	Săcărîmb--120	600	3600	—	1700	46	220

TABELUL 11

Confinuturi medii în galene (ppm)

	Ag	Sb	As
Coranda	494	1755	618
Bocșa	1122	2283	105

TABELUL 12

Variatia confinuturilor de argint, stibiu și arsen din galenă cu adîncimea (valori medii, ppm)

Coranda			Bocșa				
	Ag	Sb	As		Ag	Sb	As
C. III	506	2237	787	Leopold	800	1300	sld
C. II	466	1616	433	Maria	886	3533	90
—100	510	1000	560	—65	1350	1530	160

Ottmann, 1973). Pirită arseniferă, cu model de zonare similar celui de la Coranda, complet izotropă, este descrisă de Burkhardt-



Baumann și Ottemann (1971) în minereul de la Djebel Hallouf, în Tunisia; conținutul de arsen ajunge pînă la 7% în zonele cu reflectivi-

TABELUL 13
Elemente minore în pirită (ppm)

Nr. probei	Localizare	As	Co	Ni	Mn	Ag	Sb	Ti	Cu	V
Zăcămîntul Coranda										
236	Coranda III	3300	165	190	145	120	—	720	380	30
344	"	2,4%	3	17	1650	1%	1%	45	1%	—
332	— 100	1400	67	42	—	80	—	100	1500	—
337	"	6200	10	70	155	300	770	132	1500	—
Zăcămîntul Bocșa										
91	Maria	3 %	14	—	370	150	1000	55	1,2 %	—
105	"	1 %	10	—	210	58	—	53	2100	—
299	"	5200	—	—	123	300	4700	—	1 %	—
223	— 65	1,2 %	—	—	210	260	—	—	1 %	—
117	"	1 %	—	—	350	80	—	50	3800	—
303	"	3700	—	—	140	300	350	—	1 %	—
304	"	2000	35	10	30	4	—	78	50	78

tate minimă. Conținuturi simultan ridicate de cupru și arsen în pirită colomorfă raportează Ottemann (1978), iar Jarikovsky et al. (1978) determină conținuturi congruente de arsen și cupru în granule zonate de pirită din zăcămîntul Dubrava (Cehoslovacia).

La Coranda raportul Ni : Co este favorabil nichelului (valori medii 80 : 61), caracteristic piritei formate pe un suport de sulfuri de fier sedimentar-diagenetice (pirita framboidală). De menționat este și faptul că o asemenea moștenire a raportului Ni : Co s-a remarcat și în pira din masivul Tibleș, în zonele mineralizate găzduite de roci sedimentare paleogene (argilite negricioase cu pirită framboidală și anatas, Udubașa et al., 1976).

În cele trei sulfuri principale din minereul de la Coranda fracționarea aurului este net favorabilă piritei, în care se înregistrează conținuturi de 3–6 ori mai mari decît în galenă și de 25–100 ori mai mari decît în sfalerit. Se constată astfel că depunerea aurului, deși diferențiată cantitativ, a însotit formarea celor trei sulfuri, pirita, galena și sfaleritul, depunere extinsă pe o perioadă de timp relativ îndelungată. Conținuturile de aur sunt congruente în raport cu cele de As, Mn, Ag și Sb (în pirită), Sb și Te (în galenă), Mn, As, Ag, Ga și Cu (în sfalerit) și incongruente cu cele de Co, Ni (în pirită) și Cd (în sfalerit).



Elemente pentru abordarea studiului metalogenetic unitar în partea sudică a bazinului Brad-Săcărîmb

În Munții Metaliferi metalogeneza asociată magmatitelor subsecvente tardive s-a realizat în trei etape (Ghițulescu, Socolescu, 1941, Iancovici et al., 1969, Cioflica et al., 1973, Berbeleac, 1975) S-a exprimat și opinia existenței unei singure etape de mineralizare (Giuşcă et al., 1970), a cărei poziție în timp coincide cu etapa a II-a, cea mai importantă, a autorilor de mai sus.

În partea sudică a bazinului Brad-Săcărîmb metalogeneza are maximum de intensitate la nivelul eruptiilor de andezite de tip Barza-Săcărîmb și al intruziunii corpuri subvulcanice asociate.

Luând ca o primă bază de discuție și comparație zăcăminte Coranda și Bocșa, se constată unele diferențe evidente între ele, deși ambele sunt asociate unor corpuri subvulcanice, care se dispun pe același aliniament tectono-vulcanic. Nivelele de intruziune ale acestor corpuri, private că surse generatoare sau doar ca factori revelatori (Rothier, 1977), nu sunt aceleași în cele două zone, fapt care se reflectă indirect în paragenezele minerale. Asociația de minerale metalifere de la Bocșa (sfalerit bogat în fier, arsenopirită, pirotină, calcopirotină) indică temperaturi de formare mai mari în comparație cu cea de la Coranda (sfalerit sărac în fier-cleiofan, sulfosăruri, mackinawit etc.). Tipul de mineralizație ($Pb + Zn$, practic fără aur) de la Bocșa este caracterizat de alterația argilică (illit $2M_1$ dominant), pe cind mineralizația polimetalică-auriferă de la Coranda este însotită de silificiere și adularizare și numai în părțile inferioare apar argilizări mai intense.

Pentru moment este dificil de afirmat dacă subvulcanul Băiaga este singur răspunzător pentru formarea mineralizațiilor din sistemul Coranda-Băiaga, dacă aceste mineralizații sunt perfect sincrone și asociate aceleiași surse generatoare de soluții hidrotermale, mai ales că spre adâncime conținutul de aur are tendință de creștere. Ridicarea și intensa fragmentare a depozitelor cretacice care găzduiesc mineralizațiile s-a produs cu siguranță datorită intruziunii subvulcanului, în întregime transformat hidrotermal. Difuziunea compozițiilor metalici pe laterală n-a fost foarte extinsă, sulfurile localizîndu-se uneori chiar în masa subvulcanului. Ca formă de zăcămînt și parageneză, zăcămîntul Coranda-Hondol (Co) este asemănător mineralizațiilor de la Rotunda-Strîmbu-Băiuț, localizate în depozite sedimentare miocene, fragmentate și brecificate în zona de cupolă a unui corp subvulcanic.

Pe o arie relativ restrînsă, de cca 25 km², între Băița-Crăciunești (BC) în vest și Săcărîmb (S) în sud-est (fig. 12), metalogeneza asociată vulcanitelor neogene este extrem de diferențiată paragenetic și morfologic. Tipologia zăcămintelor sau mineralizațiilor cunoscute în această zonă este astfel foarte extinsă, datorită modului de manifestare a magmatismului și condițiilor geologice locale, elementele variabile fiind forma de zăcămînt, temperatura și adâncimea de formare, chimismul global al minereului, paragenezele primare, rocile-gazdă etc.

În apropierea cunoscutului zăcămînt filonian de telururi aurifere de la Săcărîmb s-au conturat în ultima vreme, la Bocșa (Bo), mineralizații plumbo-zincifere de tip stockwerk (Udubășa et al., 1976), iar în partea centrală a structurilor vulcanice de la Bolcana-Troița-Măgura (Troița-Troița, Tr-Trestia, Mgd-Magdana, Mg-Măgura), cu mineralizații filoniene polimetalice și aurifere (Cioflica et al., 1966) au fost identificate mineralizații de tip „porphyry copper” (Bolcana-Troița-Be) (Andrei et al., 1974; Udubășa et al., 1978); Istrate et al., 1979). În structura vulcanică irodacitică de la Sfredelu-Băița se cunosc de mai multă vreme filoane aurifere ± polimetalice (Ghițulescu, Socolescu, 1941), iar pe Pîriul lui Avram (PA), în masa andezitelor cuartifere („dacitelor”) de tip Cetraș, au fost descrise mineralizații filoniene cuprifere, în care parageneza este dominată de minerale din seria enargit-luzonit (Socolescu et al., 1963). În imediata apropiere a zăcămîntului Coranda, la Hondol (HD), se cunosc mineralizații aurifere filoniene (Ghițulescu, Socolescu, 1941).

Densitatea de metalizare (Folea, 1980) este relativ ridicată în zona Băița-Săcărîmb, implicațiile unei astfel de concluzii putînd fi racordate la două idei principale: 1) este posibil să se întrevadă evenuale fenomene de mobilizare a unor mineralizații preexistente, legate de evenimente geologice preneogene; 2) în zona Băița-Săcărîmb pot exista în diverse puncte condiții favorabile pentru formarea mineralizațiilor de tipuri foarte diverse. Datorită faptului că depozitele sedimentare cretacice, dovedite ca buni „receptori de mineralizații”, se află la adîncimi relativ reduse (în forajele de la sud de zăcămîntul Coranda acestea s-au interceptat la adîncimi de cca 300 m), crește posibilitatea de a intercepta mineralizații asociate unor corpuri subvulcanice nedeschise de eroziune.

Mineralizațiile cuprifere din Pîriul lui Avram au o extindere modestă pe orizontală și verticală (Socolescu et al., 1963). Filoanele sunt localizate în andezite cuartifere (dacite) de tip Cetraș, care numai în această zonă arată fenomene de transformare hidrotermală. Localizarea strictă a acestor fenomene de transformare pune problema dacă erupția acestui tip de roci a avut efectiv un caracter metalogen. Este posibil ca sub „dacite” să existe (sau ca „dacitele” să fie străpunse de) un corp subvulcanic, răspunzător de aceste transformări. Pe de altă parte, analogia cu iviri similare (filoane cu minerale din seria enargit-luzonit, de la Recsk, Ungaria, și Butte, Montana, S.U.A.) ca sateliți ai unor importante mineralizații de tip „porphyry copper” sugerează posibilitatea ca în apropierea filoanelor din Pîriul lui Avram să existe un corp subvulcanic cu mineralizații similare. Problema celei de-a treia faze de mineralizare asociate vulcanismului neogen din Munții Metaliferi s-ar pune astfel într-un alt mod, atenuînd în același timp caracterul singular al mineralizațiilor cuprifere de la Pîriul lui Avram.

Amendind nivelul de eroziune, dificil de estimat cu acuratețe, adîncimea pe care să cunoască mineralizațiile din zona Băița-Săcărîmb este foarte variată (pl. II C). Această constatare oferă premise favorabile pentru identificarea unor acumulări de diverse tipuri atât în extinderea spre



adâncimea celor cunoscute, cît și în al doilea interval de adâncime (500—1500 m). Această afirmație este susținută și de observația că nu se poate vorbi de o specializare metalogenetică deosebită a magmatitelor neogene din această zonă, care să ofere o explicare convingătoare a caracterului „heterogen” al mineralizațiilor asociate.

Concluzii

Zăcămîntul Coranda-Hondol contribuie la diversificarea tipologiei mineralizațiilor asociate vulcanismului neogen din Munții Metaliferi, prin forma de zăcămînt și natura rocilor-gazdă; mineralele metalifere (dominante: sfalerit cleofanic și galena) sunt distribuite neuniform în masa rocilor grezo-siltice cretacice barremian-aptiene (transformate hidrotermal, inclusiv adularizare) din cupola și din jurul unui corp subvulcanic andezitic, integral transformat hidrotermal (illit, calcit, pirită, adular). Spre deosebire de rocile sedimentare cretacice, cele prebadeniene, conglomeratice și grezoase, constituie capcane mai slabe pentru mineralizații, deși local arată și ele fenomene intense de silicifiere. Breciile tectonice și eruptive sunt pașial mineralizate, iar în masa subvulcanului se întâlnesc filoane cu parageneza similară, dar cu extindere limitată.

Parageneza cuprunde, alături de sfalerit, galenă și pirită (vizibile și macroscopic), cantități mici de calcopirită și mackinawit (incluse în sfalerit), tetraedrit ($\text{ten}_{25}^?$), bournonit și meneghinit, asociate galenei, arsenopirită, inclusă în pirită, rar pirotină (în pirită), aur (inclus în sulfurile principale) și antimonit (filonașe cuarțoase scurte, care intersectează mineralizația cu mineralele menționate mai sus). Mineralele de gangă sunt reprezentate prin cuart, calcit și baritină.

Minereul, și în particular pirita, poartă amprenta formării sale pe un fond geochimic sedimentar (pirită framboidală și anatas și/sau rutil), reflectat în conținuturile relativ ridicate de nichel (caracteristice piritei sedimentare) și de titan. În sfalerit sunt de menționat conținuturile ridicate și comparabile de cadmiu și mangan, iar în galenă dominarea stibiliului față de bismut și argint. Datele comparative asupra zăcămîntelor Coranda și Bocșa-Săcărîmb sugerează surse generatoare similare, intruse însă la nivele deosebite.

Diversitatea mineralizațiilor din zona Băița-Săcărîmb, privită în cadrul unei specializări reduse a magmatitelor neogene din această zonă, poate sugera și intervenția unor evenimente geologice preneogene în edificarea zăcămîntelor, asociate aproape integral eruptiilor andezitice de tip Barza-Săcărîmb și corporilor subvulcanice asociate. Localizarea strictă a mineralizațiilor cuprifere (enargit-luzonit) în masa andezitelor cuarțifere de tip Cetraș („dacite”) numai pe Pîrîul lui Avram poate fi pusă pe seama unui corp subvulcanic mai nou, care străbate(?) „dacitele” din zona Coasta Mare. În măsura în care asociația filoniană energit-luzonit poate fi acceptată ca tipomorfă (sau ca metalotect indirect), în zona imediat apropiată Pîrîului lui Avram există premise favorabile pentru exis-



tență unor mineralizații cuprifere de diseminare, situate în profunzime. Situațiile geologice similare de la Reesk, Ungaria, și Butte, Montana, pot reprezenta un „etalon” în acest sens.

Pozitia elevată (dovedită prin foraje) a fundamentului preneogen în regiunile învecinate zăcămintelor Coranda și Boeșa constituie un element pozitiv (în special depozitele sedimentare cretacice, dovedite ca buni receptori pentru mineralizații) în aprecierea perspectivei metalogenetice a acestei zone.

⁴ Bonea L., Coteață Gh., Haiduc P. Considerații asupra corpului subvulcanic Băiagă și mineralizațiile legate de el. Comunicare la șesiunea științifică a TPEM, București.

⁵ Întrucât în regiunea Hărțăgani „Complexul pietrișurilor de Almașu Mare” suportă depozite badeniene reprezentate prin tufuri, marne cu globigerine și gipsuri, Ciocan et al. (1966, 1968) apoi Berbeleac (1975) au apreciat că vîrstă lor ar trebui să fie antetortoniană, probabil helvețiană (carpatiană, Burdigalian s.l.). Asemenea depozite au fost separate cartografic și deasupra „complexului pietrișurilor” din zona Hondol, între Coasta Bisericii și vîrful Făerag, ca și la sud de vîrful Sărcău (pl. I), astfel că, dacă și acestea vor fi atestate micropaleontologic ca badeniene, se va confirma vîrstă prebadeniană a „Complexului pietrișurilor de Almașu Mare”.

⁶ Op. cit. pct. 4.

⁷ Calcopirotina ca specie minerală nu este unanim acceptată. Ramdohr (1975) o socotește ca mineral independent. Studiile experimentale recente pun în evidență existența unui „cubanit cubic” și confirmă talnakitul descoperit în minereurile de la Norilsk. Deși structura preconizată de Ramdohr pentru calcopirotină (de tip sfalerit) este similară cu cea a talnakitului, ele diferă compozițional. Corespondentul experimental cel mai apropiat al calcopirotinei pare să fie „intermediate solid solution” din sistemul Cu–Fe–S, stabilă – ca și calcopirotina – doar la temperaturi ridicate. Pentru o discuție mai amplă vezi Udubașa „Calcopirotina și mineralele din grupa calcopiritei” (sub tipar).

BIBLIOGRAFIE

- Andrei J., Cristescu Tr., Egyry E., Istrate G., Udubașa G., Vasilescu L. (1974) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Berbeleac I. (1975) Studiu petrografic și metalogenetic al regiunii Vălișoara (Porecurea) (Munții Metaliferi). An. Inst. geol. geofiz., XLVI, p. 5–185, București.
- Berinde N. (1965) Raport, arhiva Întreprinderii de prospecții și explorări geologice „Hunedoara”, Deva.
- Burkart-Baumann I., Ottemann J. (1971) Arsenführende Pyrite mit Bravoiitähnlichen Strukturen. Mineral. Deposita, 6, p. 148–152, Berlin.
- Cioflica G., Istrate Gh., Popescu Gh., Udubașa G. (1966) Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărțăgani-Trestia (Munții Metaliferi). St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol., 11/1, p. 171–182, București.
- Jude R., Udubașa G. (1966) Caracterele structurale și mineralogice ale complexelor filoniene de la Măgura-Troița (Munții Metaliferi). St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol., 11/2, p. 389–401, București.
 - Jude R., Udubașa G., Istrate G., Popescu Gh. (1968) Noi contribuții la cunoașterea produselor vulcanice neogene din regiunea Băița-Săcărimb (Munții Metaliferi). St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol., 13/1, p. 77–92, București.



- Savu H., Borcoș M., Stefan A., Istrate G. (1973) Alpine volcanism and metallogenesis in the Apuseni Mountains. *Symp. Volc. Metallog.*, Guide to exc: 3AB, 70 p., Bucharest.
- Clark A. H., Sillitoe R. H. (1970) Cuprian sphalerite and a probable copper zinc sulfide, Cachiyuyo de Llamoso, Copiapo, Chile. *Amer. Miner.*, 55, p. 1021 – 1025, Washington.
- Einaudi M. T. (1968) Copper zoning in pyrite from Cerro de Pasco, Peru. *Amer. Miner.*, 53, p. 1748 – 1752, Menasha.
- Folea I. (1980) Orientarea cercetărilor geologice și tehnologice pentru valorificarea rațională a potențialului de minereuri nefcroase din R. S. România. *St. tehn. econ.*, A/14, București.
- Frenzel G., Ottemann J. (1967) Eine Sulfidparagenese mit Kupferhaltigem Zonar-pyrit von Nukundamu/Fiji. *Mineral. Deposita*, 1, p. 307 – 316, Berlin.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Etude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, p. 181 – 284, București.
- Giușcă D., Cioflica G., Udubasa G. (1969) Metallogenesis associated to the Neogene volcanism in the Romanian Carpathians. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 13/1, p. 11 – 27, București.
- Haiduc P. (1965) Raport, arhiva Întreprinderii de prospecții și explorări geologice „Hunedoara”, Deva.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T.P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Edit. Acad. R. S. România, 741 p., București.
- Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Edit. Acad. R. S. România, 631 p., București.
- Istrate G., David M., Bratosin I., Zamircă A., Vanghele I. (1979) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Jarkovsky J., Chovan M., Kristin J. (1978) Zonálny Cu – As – pyrit z loziska Dúhrava (Nizke Tatry). *Miner. Slov.*, 10/4, p. 359 – 360, Bratislava.
- Jude R., Mantea G. (1962) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Lazăr C., Ottemann J. (1973) Über das Vorkommen von kupferhaltigem „Gel-Pyrit“ in der Lagerstätte von D. Fericelli (Stânișoara, Rumänien). *N. Jb. Miner. Abh.*, 120/1, p. 1 – 14, Stuttgart.
- Love L. G., Amstutz G. C. (1966) Review of microscopic pyrite from Chattanooga Shale and Rammelsberg Banderz. *Fortschr. Miner.*, 43/2, p. 273 – 309, Stuttgart.
- Ottemann J. (1978) Rhythmisich gebänderter Gelpyrit mit Arsen und Kupfergehalten aus der Erzlagerstätte Tsumeb, S.W.A. *N. Jb. Miner. Mh.*, 7., p. 330 – 336, Stuttgart.
- Radcliffe D., McSwain N. Y. (1969) Copper zoning in pyrite from Cerro de Pasco, Peru: A discussion. *Amer. Miner.*, 54/7 – 8, p. 1216 – 1217. Menasha.
- Rădulescu D. P. (1955) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Ramdohr P. (1953) Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg Lagerstätte. *Geol. Jb.*, 67, p. 367 – 494, Hannover.
- (1975) Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akad. Verlg, 1277 p., Berlin.
- Routhier P. (1977) Vers un schéma unitaire de la métallogénie régionale. Sa portée théorique et pratique. Propos en forme de manifeste. *Chron. Rech. Min.* (BRGM), 45, 436, p. 11 – 22, Paris.

- Socolescu M., Bonea L., Haidec P. (1963) Contribuții la cunoașterea mineralizației cuprifere de la Pirlul lui Avram (Munții Apuseni). *Rev. minelor*, XIV/9, p. 393–402, București.
- Udubașa G., Istrate G., Dafin E., Braun Al. (1976) Mineralizațiile polimetaleice de la Bocșa (N de Săcărîmb, Munții Metaliferi). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/2, p. 97–124, București.
- Istrate G., Bratosin I., Mîndroiu V., David M., Vanghelie I. (1976) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
 - Lang B., Vasiliu C., Mîndroiu V. (1976) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
 - Istrate G., Bratosin I., Mîndroiu V., David M., Vanghelie I. (1977) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
 - (1978) Hydrothermal rutile in the Barza-Carpen gold-bearing ore deposit, Metaliferi Mountains. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/1, p. 43–51, București.
 - Istrate G., David M., Neacșu V., Bratosin I., Vanghelie I., Andăr P. (1978) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
 - Istrate G., Popa C. (1980) Date preliminare asupra mineralizațiilor de la Julești-Valea Fagului, Munții Apuseni. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/2, p. 185–211, București.
- Ungureanu B., Aldea I., Chiorpesc I., Ispas Gh. (1972) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
- Vălureanu M. (1973) Raport, arhiva Întreprinderii de prospecții și explorări geologice „Hunedoara”, Deva.
- Williams K. L. (1974) Compositions of sphalerites from the zoned hydrothermal lead-zinc deposits at Zeehan, Tasmania. *Econ. geol.*, 69/5, p. 657–672, Lancaster.
- Wu I. J., Petersen U., Holland H. D. (1974) Tetrahedrite-tennantite at Casapalca, Peru, and its application to mineral exploration (abs.). *Econ. geol.*, 69/7, p. 1189, Lancaster.
- Yui S. (1971) Heterogeneity within a single grain of minerals of the tennantite-tetrahedrite series. *Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue 2 (Proc. IMA-IAGOD Meetings '70, Joint Symp. Vol.)*, p. 22–29, Tokyo.

METALLOGENESIS IN THE CORANDA-HONDOL AREA, METALIFERI MOUNTAINS

(Summary)

The Neogene metallogenesis in the southern part of the Brad-Săcărîmb basin, Metaliferi Mountains, comprises various types of mineralizations, i.e. veins, impregnations, stockworks and porphyry copper. The Coranda-Hondol ore deposit is of particular interest because of its setting within partly brecciated sandstones and black shales of Barremian-Aptian age. These rocks form a "cap rock" of a Miocene subvolcanic body completely argillized and adularized.



Institutul Geologic al României

Geologic Setting

The Coranda-Hondol ore deposit is located in an uplift area of the pre-Neogene basement which comprises Cretaceous sedimentary rocks and ophiolites. The outcropping of the basement is due to both the preservation of some pre-Neogene paleo-islands and the late vertical movements on E-W and NW-SE fault zones. Beneath these zones some subvolcanic andesitic bodies do occur, among which those of Bocșa and Coranda are metallogenetically the most important.

The Cretaceous fine grained sandstones alternate with black shales containing rutile/anatase, frambooidal pyrite, and carbonaceous matter and/or pre-graphite. The Miocene sedimentary rocks consist of microconglomerates, mica-bearing sandstones and reddish-brown shales. Generally they are less favourable to the sulfide concentration as compared with the Cretaceous rocks.

The Miocene (Sarmatian) volcanic rocks belong to three types of andesites: 1) hornblende bearing andesite (Hondol type), 2) hornblende and biotite bearing quartz andesite (Săcărîmb type) and 3) biotite and hornblende bearing quartz andesite (Cetraș type). They build up the volcanic suprastructure of this area (Pl. I) and are followed by some subvolcanic bodies of andesitic character. The chemical and spectrographical data concerning these rock types – fresh and partly altered – are presented in Tables 1–3.

Hydrothermal Alteration

The three types of andesites outcropping in this area exhibit different patterns of hydrothermal alteration. The first type (hornblende andesite) is mainly adularized and argillized and represents the host rock for the gold vein mineralizations at Hondol (beneath the Coranda ore deposit). With such a rock is also connected the porphyry copper mineralization at Boicana-Troița (Andrei et al., 1974; Udobasa et al., 1978; Istrate et al., 1979, unpublished reports), situated westwards. The Săcărîmb type exhibits mainly intense argillation ($2M_1$ illite as dominant species) and is connected with both near pure Pb-Zn mineralization of Bocșa (Udobasa et al., 1976) and the well-known gold-telluride ore deposit at Săcărîmb, now completely exploited; its deeper part shows a base metal enriched paragenesis practically without tellurides. The Cetraș type occupies a large area (Pl. I), but exhibits little or no hydrothermal transformations. Nevertheless a restricted area of unusually strong silicification was identified at Pîrul lui Avram. Here some small veins and impregnations in silicified andesites occur. The mineral association is dominated by the enargite-luzonite group (Socolescu et al., 1963). It is now presumed that such a special type of mineralization could be indicative of the presence at depth of a porphyry copper system in connection with a subvolcanic body. Similar cases are known from Butte, Montana, USA, and from Recsk, Hungary.

The subvolcanic body in the Coranda area does not outcrop; it has been surveyed by means of drillings and mining works. The entire known andesite body is completely bleached and partly pyritized. Its alteration involves an intensive argillation (mainly in the deeper parts) and an extensive adularia formation. The strong hydrothermal alteration is reflected also in the transformation of apatite which appears replaced by illite.

Ore Mineralogy

As shown, this deposit is located mainly within the brecciated Cretaceous sedimentary rocks (Fig. 1). A preferred deposition of pyrite in sandstones and of galena and sphale-



rite in shales has been observed. This may explain the non-uniform distribution of mineralization (Fig. 3) as well as the separation of the gold- and the Pb+Zn-rich areas (Fig. 4).

The ore minerals form impregnations (in andesites, in spilites, in Miocene and Cretaceous sandstones and shales), fine veins or veinlets cutting across the bedding, ore pockets (up to 1 m in size) and short concordant thin beds in shales and sandstones. There exist also small veins within the subvolcanic body. Early H a i d u c et al. (1962–1965, unpublished reports) described some base metal veins in the central and deeper parts of the subvolcano (Fig. 5).

The main sulfide minerals are sphalerite, galena and pyrite. Microscopically were identified also : fahlore (an As-rich tetrahedrite), chalcopyrite, bournonite, meneghinite, arsenopyrite, boulangerite and scarce pyrrhotite and mackinawite. Few fine gold grains have been observed as inclusions in the main sulfides, prevailingly in sphalerite. The inherited nature of some pyrite grains can be asserted by observing the "maturing" of the framboidal pyrite (Fig. 6). The pyrite framboids are believed to be formed diagenetically together with rutile/anatase and the pre-graphite.

The most characteristic feature of the pyrite grains appears to be their zoning (Figs. 7 and 8). The zoning is both simple and recurrent, the former showing a higher frequency. The marginal zones possess a lower reflectivity and a creamy tint. It is presumed that these "anomalous" zones (Py_2) are enriched both in As and Cu, which is well demonstrated by the spectrographic analyses of inclusion-free pyrite grains. The anomalous pyrite seems to be formed simultaneously with the tetrahedrite. Such pyrites with zones enriched both in As and Cu are believed to be typical of the gold bearing mineralizations. Zoned pyrite is described by U d u b a ş a (1978) from the Barza-Carpen gold deposit.

Sphalerite contains only in the deeper part abundant chalcopyrite inclusions with scarcely associated mackinawite (Fig. 9 and Pl. V). Some chalcopyrite veinlets cutting the sphalerite aggregates are interpreted as products of the solid state diffusion processes along crystallographical and/or mechanical planes. Around such chalcopyrite veinlets an "alteration" of sphalerite (Williams, 1974) does occur. The altered sphalerite appears to have a lower reflectivity and therefore a lower iron content. Galena frequently forms monomineralic aggregates and its association with bournonite, tetrahedrite and meneghinite is characteristic for this ore deposit (Fig. 10). The oriented bournonite lamellae in galena (Fig. 9), a feature observed in the ores from the Bocşa deposit too, are also worth noticing.

Locally stibnite bearing quartz veins were observed. They cut the lead-zinc ores. Stibnite is transformed into yellow Sb-ochres.

The sulfides are believed to have formed from an unique hydrothermal supply. Non-synchronous depositions of sulfides as well as reverse paragenetic sequences were however observed in different parts of the deposit. They do not indicate a polyascendant nature of the ore solutions; in our interpretation these features are the effects of an extreme differentiation of the hydrothermal solutions during their passing through non-uniform opened brecciated sedimentary rocks. The stibnite-rich veins have finally formed from such extremely differentiated solutions.

Ore Geochemistry

There exist certain differences between the Coranda and Bocşa ore deposits regarding ore mineralogy (Table 5), ore geochemistry (Table 6) and minor elements in the main sulfides (Tables 7–13). The Coranda pyrite contains rather high As and Cu contents, leading to the appearance of the zoned marginally lower reflecting grains showing a creamy tint. Nearly

equal Cd and Mn contents in sphalerite are characteristic for the two ore deposits and seem to be a typomorphic feature of the ore deposits connected with subvolcanic bodies. Mn decreases at Coranda and increases at Bocşa with depth (Table 9). Galena contains significant Sb and Ag contents (Tables 10 and 11), with Sb > Ag and negligible Bi concentration. The average values for the two deposits differ (Table 11). Increasing and decreasing of average contents of Ag, Sb and As in galena from Coranda and Bocşa respectively are shown in Table 12.

Metallogenesis in the Southern Part of the Neogene Brad-Săcărîmb Basin

The Neogene metallogenesis in the Metaliferi Mountains developed during Sarmatian and Pannonian and consists of three main stages (Ghițulescu, Socolescu, 1941; Iancovici et al., 1969; Ciocifica et al., 1973; Berbeleac, 1975 etc.). The existence of a unique metallogenic phase has been expressed too (Giuşcă et al., 1969).

The area considered (see Plate II) comprises very different kinds of ore concentrations. The variety refers to both the morphology and the main ore metals; there are gold-silver vein deposits (Băița-Crăciunești, Măgura, etc.), gold-telluride vein deposits (Săcărîmb, formerly Nagyag), base metal mineralizations (Bocşa and Coranda of stockwork type, Troița – veins), porphyry copper (Bolcana-Troița) and enargite-luzonite bearing veins and impregnations (Pirilul lui Avram). The metallization density (Folea, 1980) of this area is relatively high and such a remark may be correlated with two main ideas: 1) remobilization of pre-Neogene concentrations during the Sarmatian volcanic and subvolcanic activity and 2) the variety of mineralizations has been conducted by the local geological conditions which helped with – as locally developed hydrologic systems – the “activation” of the metals dispersed within the rocks intruded by Neogene magmatites. This supplementary source of metals has probably increased the metal concentration, the metal ratios and the metal variety brought up by the magmatites.

The unique enargite-luzonite mineralization at Pirilul lui Avram within the Cetraș type of andesites is a fact which cannot be overlooked when discussing the metallogenetic potential of this area. As in the Butte/Montana and Reesk/Hungary areas such special mineralizations may indicate the existence of a hidden porphyry system in the neighbourhood.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Geological map of the Hondol-Săcărîmb region (Metaliferi Mountains)
 Quaternary: 1, deluges, alluvia, detritus; Neogene volcanics: 2, biotite and hornblende quartz andesites (Cetraș type); 3, hornblende and biotite quartz andesites (Săcărîmb type); 4, hornblende andesite (Hondol-Făerag type); Badenian-Sarmatian: 5, Globigerina marls, gypsum, tuffs, Leitha limestones; Carpathian: 6, the complex of Almașu Mare gravels; Barremian-Aptian: 7, Căbești Beds: sandstones, blackish siltites; Mesozoic: 8, ophiolites (spilitites); 9, neck, lava; 10, intense hydrothermal transformations (silicification, argillization,



adularization); 11, chemical analyses ($\text{SiO}_2\%$); 12, galleries; 13, mine waste; 14, mineralized zones (veins and impregnations); 15, fractures.

Plate II

A — Structural sketch of the Brad-Săcărîmb Neogene basin (southern part), according to M. Borcos, from Ianovici et al. (1976).

1, crystalline schists; 2, Mesozoic basement; 3, Neogene molasse; 4, Neogene volcanics; 5, tectonic lines; BC, Băița-Crăciunești; S, Săcărîmb; Co, Coranda; Bo, Bocea.

B — Distribution of mineralizations in the Băița-Săcărîmb zone.

1, pre-Neogene basement; 2, Neogene molasse; 3, rhyolites; 4, hornblende andesites (Hondol type); 5, hornblende biotite and quartz andesites (Săcărîmb type); 6, biotite and hornblende quartz andesites (Cetraș type); 7, fractures; 8, vein and impregnation mineralizations; stockwork.

C — Vertical distribution of mineralizations (partly after the data from Ghițulescu and Socolescu, 1941).

1, (prevailing) gold mineralizations; 2, gold tellurium mineralizations; 3, polymetallic mineralizations ($\pm \text{Au}$); 4, copper (enargite + luzonite) vein mineralizations; 5, porphyry copper type mineralizations.

BC, Băița-Crăciunești; Tro, Troița; Tr, Trestia; Mgd, Magdana; Bc, Bolcana; Mg, Măgura; PA, Piriul lui Avram; Hd, Hondol; Co, Coranda; Bo, Bocea; S, Săcărîmb.

Plate III

Fig. 1. — Pirită framboidală în šist argilos negricios. Formele sferice, cu structură granulară au diametrul de 6 microni. Galeria Coranda III. N //, imersie în ulei.

Framboidal pyrite in blackish clay schist. The spheric forms showing a granular structure are 6 microns in diameter. Coranda III Gallery. N //, oil immersion.

Fig. 2. — Framboide de pirită asociate, simulând o structură organică piritizată. Coranda III. N //, imersie în ulei, $\times 500$.

Associated pyrite framboids, simulating a pyritized organic structure. Coranda III. N //, oil immersion, $\times 500$.

Fig. 3. — Granul de magnetit titanifer intens sulfidizat, în gresii tufitice, Piriul Corinzi. În zona centrală se mai observă structura lamelară relictă și granule izolate de anatas. N //, imersie în ulei, $\times 500$.

Intensely sulfidized titanomagnetite grain in tuffitic sandstones, the Corinzi Brook. The relict lamellar structure as well as isolated anatase grains are to be noticed in the central zone. N //, oil immersion, $\times 500$.

Fig. 4. — Gresii prebadeniene cu magnetit titanifer a cărui structură primară este perfect conservată, dar întreaga masă este alcătuită din leucoxen. Piriul Corinzi. N //, imersie în ulei, $\times 500$.

Pre-Badenian sandstones with titanium-bearing magnetite whose primary structure is perfectly preserved, but the whole mass consists of leucoxene now. The Corinzi Brook. N //, oil immersion, $\times 500$.



Plate IV

- Fig. 1. — Pirită hidrotermală cu coroană poikilitică (inclusuni de minerale nemetalifere). Coranda III. N //, $\times 160$.
 Hydrothermal pyrite with a poikilitic rim (non-metalliferous mineral inclusions). Coranda III. N //, $\times 160$.
- Fig. 2. — Granul de pirită cu zonare recurrentă; zonele bogate în cupru și arsen au reflectivitate mai mică. Coranda I. N //, imersie în ulei, $\times 160$.
 Pyrite grain with recurrent zoning; the zones rich in copper and arsenic show a lower reflectivity. Coranda I. N //, oil immersion, $\times 160$.
- Fig. 3. — Granule de pirită cu zonare simplă (coroane mai slab reflectante). Coranda III. N //, imersie în ulei, $\times 500$.
 Pyrite grains with simple zoning (more weakly reflecting rims). Coranda III. N //, oil immersion, $\times 500$.
- Fig. 4. — Pirită normală (pyI, cenușiu deschis) substituită prin pirită îmbogățită în cupru și arsen (py II, cenușiu închis) și tetraedrit (cenușiu negricios). Coranda III. N //, imersie în ulei, $\times 500$.
 Normal pyrite (py I, light grey) replaced by pyrite enriched in copper and arsenic (py II, dark grey) and tetrahedrite (blackish grey). Coranda III. N //, oil immersion, $\times 500$.

Plate V

- Fig. 1. — Sfalerit (cenușiu) cu două tipuri de inclusuni de calcopirite (alb). Orizontul — 100. N //, imersie în ulei, $\times 500$.
 Sphalerite (grey) with two types of chalcopyrite inclusions (white). Level — 100m. N //, oil immersion, $\times 500$.
- Fig. 2. — Sfalerit (cenușiu) cu inclusuni uniforme de calcopirite (alb). De remarcat este filonașul de sfalerit lipsit de inclusuni (sfalerit alterat, vezi textul). Orizontul — 200. N //, imersie în ulei, $\times 500$.
 Sphalerite (grey) with uniform chalcopyrite inclusions (white). One should note the sphalerite veinlet without inclusions (altered sphalerite, see text). Level — 200m. N //, oil immersion, $\times 500$.
- Fig. 3. — Similar cu figura 2, dar aici în filonașul de sfalerit alterat apar inclusuni alungite de calcopirite, apărute probabil prin difuzie în stare solidă. Orizontul — 200. N //, imersie în ulei, $\times 500$.
 Similar to Figure 2, but the altered sphalerite veinlet contains elongated chalcopyrite inclusions that might have appeared by diffusion in solid state. Level — 200m. N //, oil immersion, $\times 500$.
- Fig. 4. — Sfalerit „zonat”, cu nucleu îmbicsit de inclusuni fine de calcopirite (alb). Orizontul — 100. N //, imersie în ulei, $\times 500$.
 “Zoned” sphalerite, with nucleus containing fine chalcopyrite inclusions (white). Level — 100 m. N //, oil immersion, $\times 500$.

Plate VI

- Fig. 1. — Structură de recristalizare (?); concreștere de sfalerit (cenușiu) cu calcopirită (alb) în bournonit (bnn) (cenușiu deschis) care substituie galena (gn). Coranda II. N //, imersie în ulei, $\times 500$.



Recrystallization structure (?); intergrowth of sphalerite (grey) with chalcopyrite (white) in bournonite (bnn) (light grey) which replaces galena (gn). Coranda II. N //, oil immersion, $\times 500$.

Fig. 2. — Sfalerit (cenușiu închis) cu incluziuni fine de calcopirită; în centrul fotografiei apare galenă cu incluziuni de bournonit; la limita galenă/sfalerit apar granule fine de tetraedrit și calcopirită. Coranda I. N //, imersie în ulei, $\times 500$.

Sphalerite (dark grey) with fine chalcopyrite inclusions; galena with bournonite inclusions appears in the middle of the photograph; fine tetrahedrite and chalcopyrite grains appear at the galena/sphalerite boundary. Coranda I. N //, oil immersion, $\times 500$.

Fig. 3. — Galenă (cenușiu-albicioasă, gn) traversată de un filonaș de tetraedrit (ttr) și bournonit (bnn) Coranda I. N //, imersie în ulei, $\times 500$.

Galena (whitish grey, gn) cut by a tetrahedrite (ttr) and bournonite (bnn) veinlet. Coranda I. N //, oil immersion, $\times 500$.



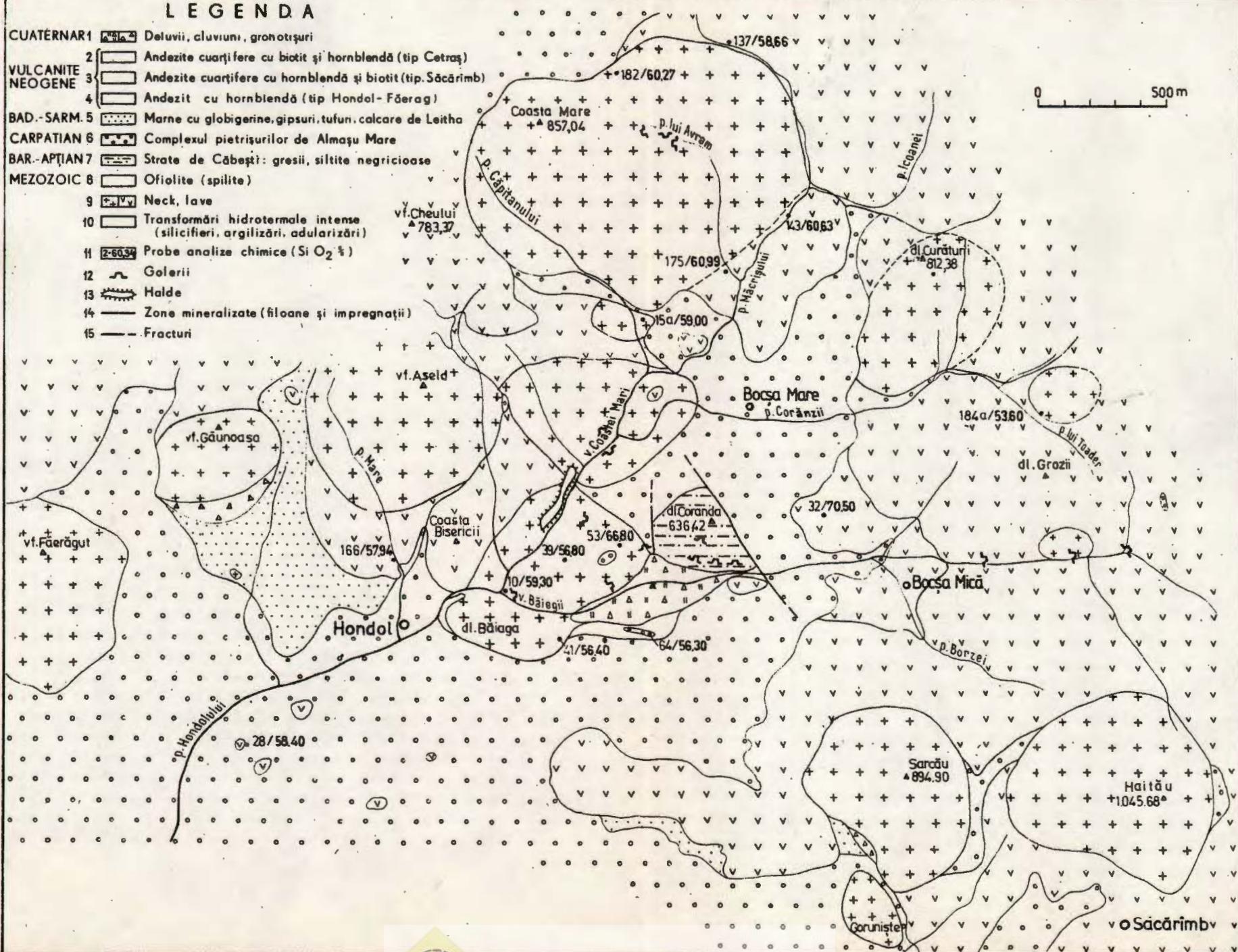
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII HONDOL-SĂCĂRÎMB (MUNȚII METALIFERI)

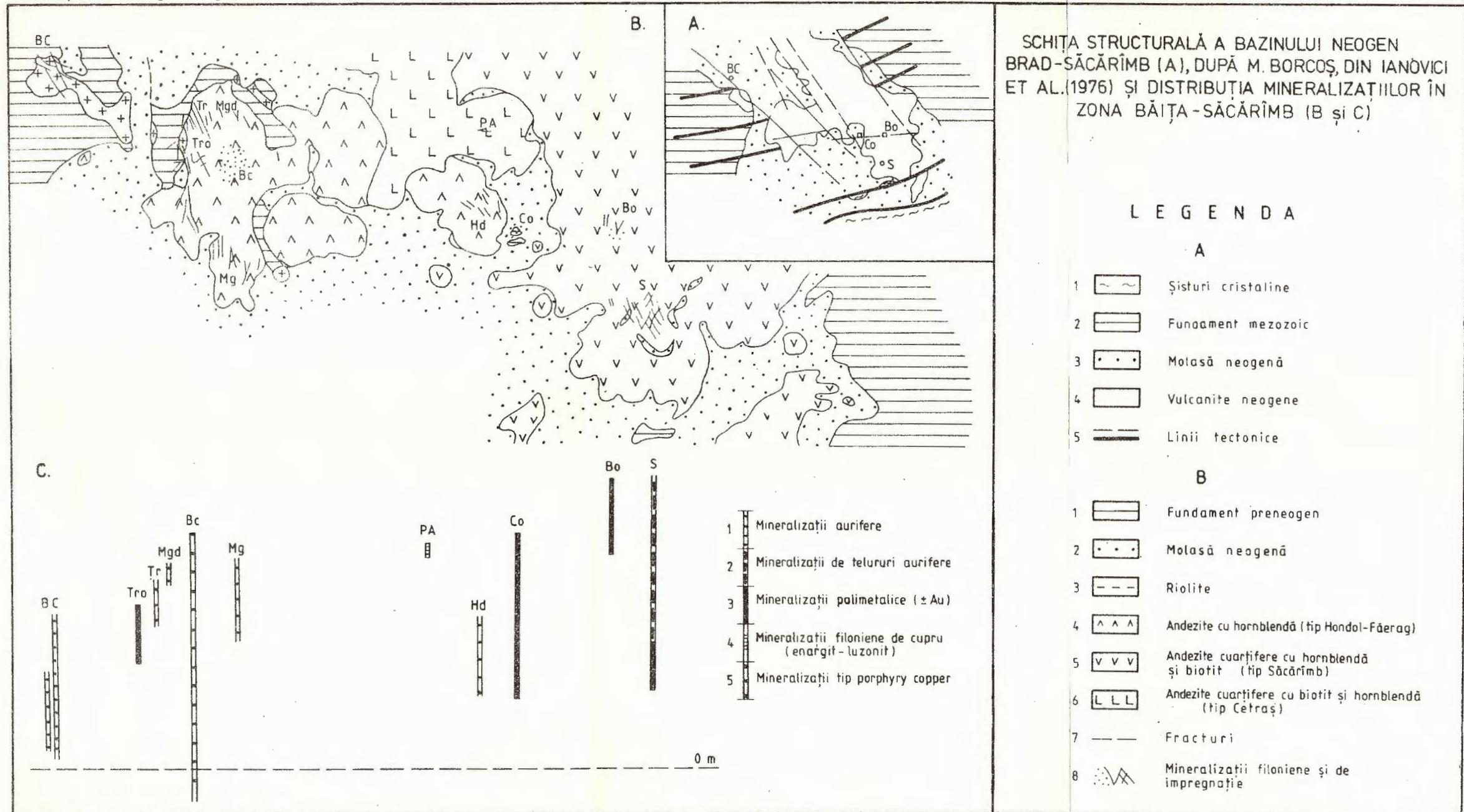
G. UDUBAŞA et al. Metalogeneza regiunii Coranda-Hondol

PI. I

LEGENDA

CUATERNAR 1	Deluvii, cluviu, grohotișuri
VULCANITE 2	Andezite cuarțifere cu biotit și hornblendă (tip Cetraș)
NEOGENE 3	Andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (tip. Săcarimb)
BAD.-SARM. 4	Andezit cu hornblendă (tip Hondol-Făerag)
CARPATIAN 5	Marne cu globigerine, gipsuri, tufuri, calcare de Leitha
BAR.-APTIAN 6	Complexul pietrișurilor de Almașu Mare
MEZOZOIC 7	Strate de Căbești: gresii, siltite negricioase
8	Ofiolite (spilite)
9	Neck, lave
10	Transformări hidrotermale intense (silicificări, argilizări, adularizări)
11 2-6034	Probe analize chimice (Si O ₂ %)
12	Golerii
13	Halde
14	Zone mineralizate (filoane și impregnații)
15	Fracturi





ZĂCĂMINTE

MINEREURILE SINGENETICE DE BARITINĂ DE LA HOLDIȚA-BROȘTENI (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

ALEXANDRU VODĂ², DOINA VODĂ²

Barite. Syngenetic ores. Stratiform metamorphosed sedimentary deposits. Tulgheș Series. Cambrian. Lithostratigraphic control. Mineralogical composition. Petrochemistry. Trace elements. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic zone. Pietrosu. Barnar. Budacu.

Abstract

Syngenetic Barite Ore Deposits from Holdița-Broșteni (East Carpathians). The syngenetic barite ore deposits from Holdița-Broșteni appear in the form of conformable beds within the metamorphic formation of the black quartzites from the Tulgheș Series. The succession comprising the barite ore deposits shows a facies characteristic for the unit which includes also the manganese mineralizations on the eastern side of the Crystalline-Mesozoic zone in the East Carpathians. The analysis of the lithostratigraphic, structural, mineralogical and geochemical characteristics provides arguments in favour of a sedimentary genesis of the barite beds at Holdița-Broșteni.

În formațiunile metamorfice cambriene (seria de Tulgheș) din Carpații Orientali sunt bine cunoscute mineralizațiile singenetice de mangan și cele de sulfuri polimetale. Cu o extindere relativ redusă și mai puțin cunoscute sunt minereurile de baritină de la Holdița-Broșteni.

Minereurile de baritină de la Holdița-Broșteni se găsesc la nord-est de satul Broșteni, județul Suceava, în versantul stîng al văii Bistrița, între pîrîul Holdița și pîrîul Răchitiș, ultimul affluent mic pe stînga văii Bistrița, aval de Broșteni. Minereul de baritină a fost pus în evidență de Al. Vodă și I. Popa în anul 1965, în versantul drept al pîrîului

¹ Predată la 12 mai 1980, acceptată pentru publicare la 13 mai 1980, comunicată în ședința din 30 mai 1980.

² Întreprinderea geologică de prospecții pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București 32.



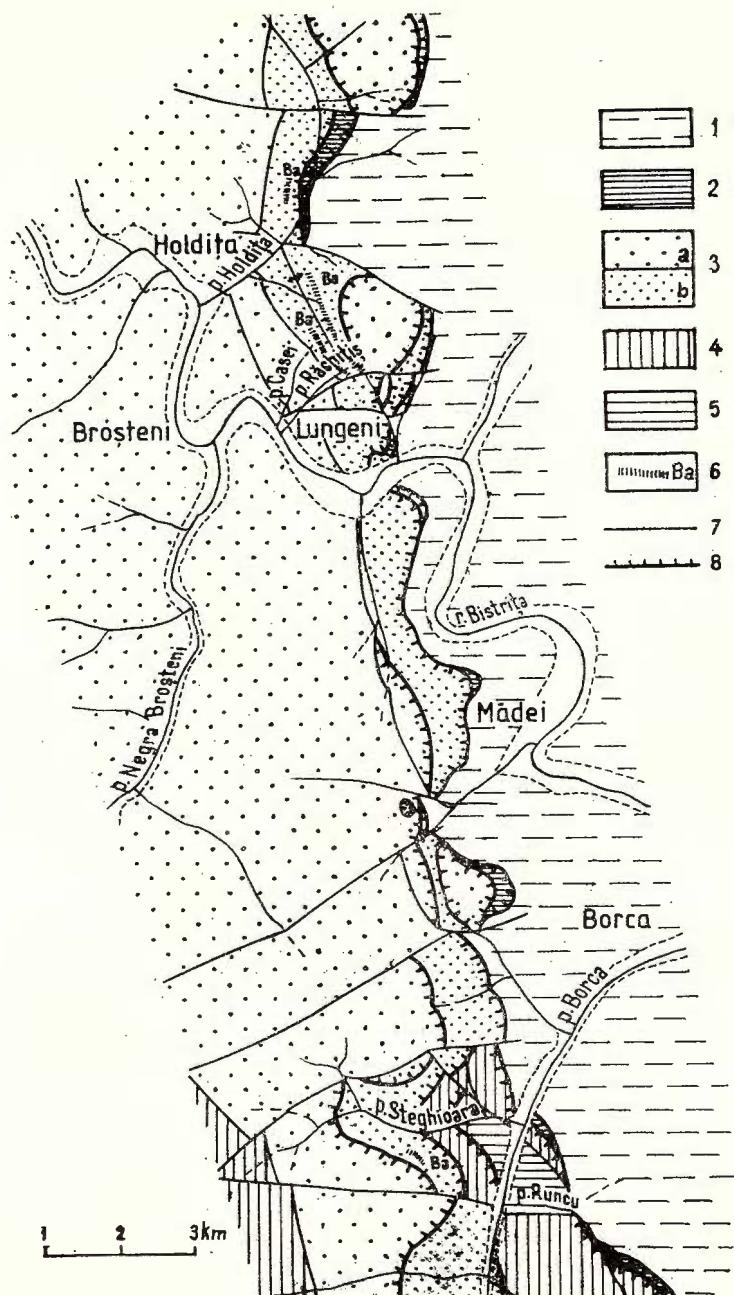


Fig. 1. – Schiță geologică a regiunii Holdita-Broșteni cu zonele de apariție a minereurilor singenetic de barită.

Holdița. Cercetările detaliate execute ulterior de Vođă (1966), Vođă și Vođă (1968) au dus la găsirea minereului de baritină din versantul stîng al pîrîului Holdița și pînă la sud de pîrîul Casei (Lungeni). În 1971, Lăzește menționează o lentilă de baritină, cu grosime mică, în versantul drept al pîrîului Steghioara (Borcea).

Regiunea Holdița-Broșteni este amplasată pe bordura estică a zonei cristalino-mezozoice, la contactul acesteia cu zona flișului Carpațiilor Orientali.

La alcătuirea regiunii iau parte formațiuni metamorfice precambriene, cambriene și devoniene, precum și formațiuni sedimentare mezozoice (fig. 1).

Cadrul litostratigrafie

Succesiunea litostratigrafică în care apar minereurile de baritină constituie o secvență tipică pentru un anumit facies al formațiunii de cuarțite negre din seria de Tulgheș. Această succesiune este alcătuită dintr-un pachet de cuarțite negre grafitoase, uneori cu pirită sau cu minereuri de mangan, în care se intercalează unul sau mai multe strate de baritină, de grosime cuprinsă între 0,2 m și 4 m. Întreaga secvență are grosimea de 80—120 m. În toate cazurile, stratele de baritină au fost găsite la partea superioară a succesiunii de cuarțite negre, peste nivelele de calcare cristaline, sisturi carbonatice și minereuri de mangan.

În versantul drept al pîrîului Holdița și în versantul drept al pîrîului Steghioara (fig. 2) succesiunile litostratigrafice, care cuprind intercalări de baritină, sunt mai complete și cuprind :

- în bază, sisturi carbonatice, minereuri de mangan (carbonați, silicați sau oxizi de mangan) și cuarțite negre grafitoase (70—80 m);
- în partea mediană, calcare cristaline, cuarțite feldspatice cenușiu-verzui, detritogene, sisturi calcaroase și sisturi grafitoase cu benzi metrice de cuarțite negre grafitoase (40—50 m);

1, strate de Sinaia (fliș grezocalcaros cretacic inferior), în unitatea de Ceahlău ; 2, formațiuni sedimentare triasice și neocomiene, în lame de rabotaj ; 3, seria de Tulgheș (vendian-cambriană), în unitatea bucovinică (a) și unitatea de Borca (b) ; 4 formațiunea de Negrișoara (precambrian superioară), în unitatea de Pietrosu Bistriței ; 5, formațiunea de Steghioara (devoniană), în unitatea de Gura Steghioarei ; 6, mineralizația singenetică de baritină ; 7, falie ; 8, şariaj.

Esquisse géologique de la région de Holdița-Broșteni avec les zones d'apparition des minerais syngénétiques de barytine.

1, couches de Sinaia (flysch grésocalcaire d'âge Crétacé inférieur), dans l'unité de Ceahlău ; 2, formations sédimentaires triasiques et néocomiennes, en lames de rabotage ; 3, série de Tulgheș (vendien-cambrienne), dans l'unité bucovinienne (a) et l'unité de Borca (b) ; 4, formation de Negrișoara (Précambrien supérieur), dans l'unité de Pietrosu Bistriței ; 5, formation de Steghioara (Dévonien) dans l'unité de Gura Steghioarei ; 6, minéralisation syn-génétique de barytine ; 7, faille ; 8, charriage.



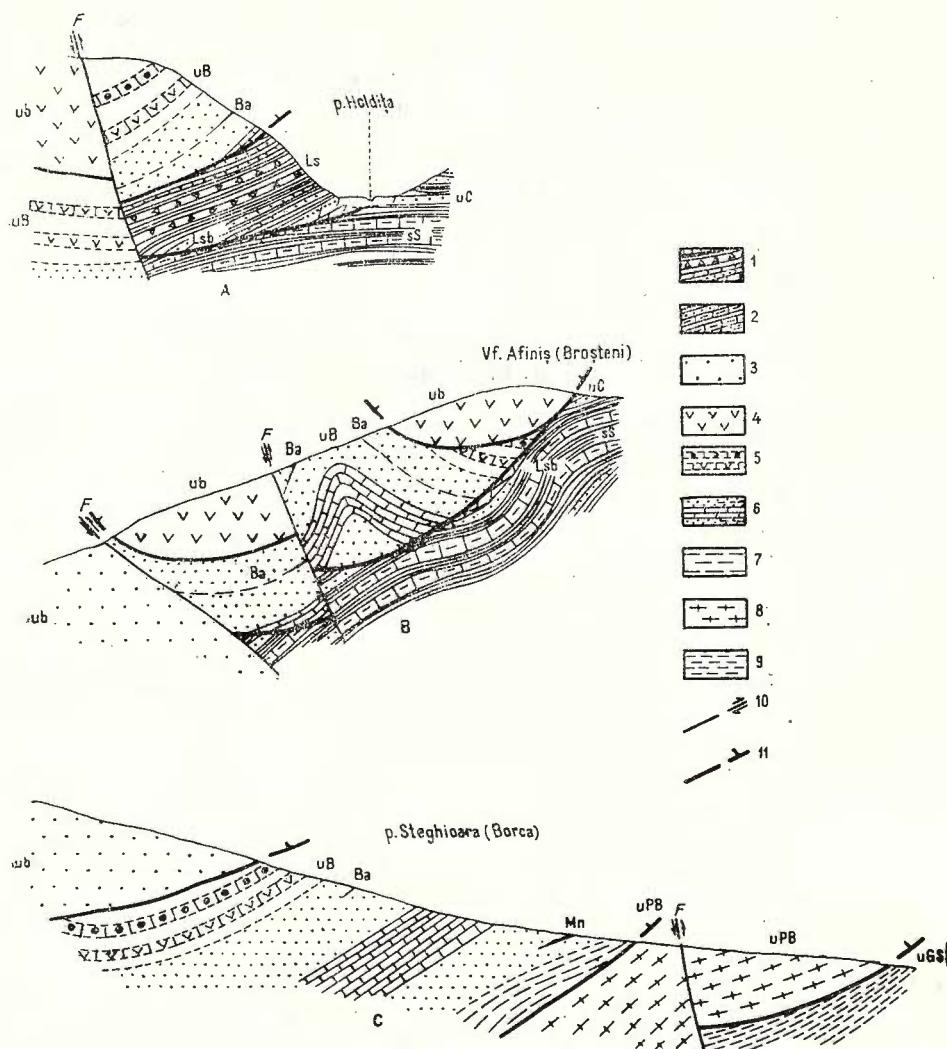


Fig. 2. – Secțiuni geologice caracteristice în regiunea Holdița-Broșteni și Borca. A, pîrul Holdița; B, pîrul Casei-vîrful Afiniș; C, pîrul Steghioara.

1, lamă de şariaj, dolomite brecioase (triasice), brecii, gresii, marne, argile roşii (neocomiene); 2, strate de Sinaia, gresii calcaroase, marne, marnocalcare; 3, 4, 5, 6, 7, seria de Tulgheş; 7, complexul Tg_1 , cuarțite muscovitice; 6, complexul Tg_2 , cuarțite negre (qn), calcare și sisturi calcaroase (c); minereuri singenetică de barită (Ba) și de mangan (Mn); 5, 4, complexul Tg_3 , metatufuri și metatufite acide (Ma), metatufite acide cuarțitice (Maq); sisturi verzi tufogene bazice (Mb); 3, complexul Tg_4 , cuarțite cu sericit, sisturi satinante, metatufuri dacitice; 8, formațiunea de Negrișoara, paragnaise, micasisturi și gnais porfirioide; 9, formațiunea de Steghioara, metapelite negricioase și metaaglomerate bazice; 10, falie; 11, plan de şariaj;

— în partea superioară, cuartitele negre grafitoase, uneori cu pirită, cuprindând stratul (stratele) de baritină (80—120 m).

Deasupra formațiunii cuartitelor negre apar sisturi terigene, cuartite albe feldspatice, sisturi verzi tufogene bazice și metavulcanite acide, aparținând formațiunii vulcanogen-acide din seria de Tulgheș (Tg₃).

În cadrul sevenței cu minereuri de baritină pot fi întâlnite unul, două sau chiar trei strate de baritină.

Extinderea acestora a fost verificată pe o lungime și adâncime de ordinul mai multor sute de metri.

Stratele de baritină sunt separate între ele prin pachete de 5—10 m grosime de cuartite negre grafitoase, uneori cu impregnații de pirită. O cantitate mai mare de pirită se observă în culcușul stratelor de baritină (pl. I, fig. 2) și în masa mineralizației de baritină. Episoadele pirotoase se repetă uneori ritmic, mineralizația căpătând aspect rubanat (pl. I, fig. 1). În partea inferioară a succesiunii, care cuprinde mineralizația de baritină, apar uneori lentile-strat de pirită compactă, cu grosimi submetrice.

În versantul stîng al pîriului Holdița, la obîrșia pîriului Arșița, între două strate de baritină apar sisturi carbonatice și oxizi de mangan, o recurență a faciesului manganifer din baza formațiunii de cuartite negre.

Date structurale

Caracteristica structurală a regiunii este marcată în primul rînd de șariajul zonei cristalino-mezozoice peste zona flișului. În cadrul zonei cristalino-mezozoice sunt delimitate mai multe unități structurale, cu rang de pînze de șariaj, unele luînd contact direct cu zona flișului. Pe frontul de șariaj al pînzelor apar lame de șariaj, iar spre interior apar ferestre tectonice (Vodă, 1980). După punerea în loc a pînzelor, acestea au fost cutate și faliate. Din acest motiv structurile sunt dificil de surprins și de urmărit.

uC, unitatea de Ceahlău; ls, lame de șariaj; ub, unitatea bucovinică; uB, unitatea de Borca; uPB, unitatea de Pietrosu Bistriței; uGS, unitatea de Gura Steghioarei.

Sections géologiques caractéristiques dans la région de Holdița-Broșteni et Borca. A, ruisseau Holdița; B, ruisseau Casei-sommet Afiniș; C, ruisseau Steghioara.

1, lame de charriage, dolomies brêcheuses (triasiques), brêches, grès, marnes, argiles rouges (néocomiennes); 2, couches de Sinaia, grès calcaires, marnes, marnocalcaires; 3, 4, 5, 6, 7, série de Tulgheș : 7, complexe Tg₁, quartzites muscovitiques; 6, complexe Tg₂, quartzites noires (qn), calcaires et schistes calcaires (c), minéraux syngénétiques de barytine (Ba) et de mangane (Mn); 5, 4, complexe Tg₃, métatufs et métatufites acides (Ma), métatufites acides quartziques (Maq); schistes verts tuffogènes basiques (Mb); 3, complexe Tg₄, quartzites à sérite, schistes satinés, métatufs dacitiques; 8, formation de Negrișoara, paragneiss, micaschistes et gneiss porphyroïdes; 9, formation de Steghioara, métapélites noirâtres et métataglomérés basiques; 10, faille; 11, plan de charriage; uC, unité de Ceahlău; ls, lame de charriage; ub, unité bucovinienne; uB, unité de Borca; uPB, unité de Pietrosu Bistriței; uGS, unité de Gura Steghioarei.



O complicație structurală importantă în regiune este dată de suprapunerea a două unități, alcătuite din formațiuni aparținând seriei de Tulgheș.

În unitatea superioară (unitatea bucovinică) seria de Tulgheș apare în succesiune normală, completă, în vestul regiunii, pe pîrîul Căboiaia, pîrîul Văcăria și pîrîul Stînei. În zona mediană și estică apare doar partea superioară a succesiunii seriei de Tulgheș, stînd tectonic peste diferenți termeni ai unității inferioare (unitatea de Borca). Această situație este vizibilă pe pîrîul Holdița (fig. 2 A) și pîrîul Casei (fig. 2 B), în sectorul nordic al regiunii și pe pîrîul Steghioara (fig. 2 C), în sectorul sudic al regiunii. Integrind datele litostratigrafice și structurale din profilele de mai sus, obținem o imagine sugestivă a cadrului structural în care apar mineralizațiile de baritină din regiunea Holdița-Broșteni-Borca (fig. 3).

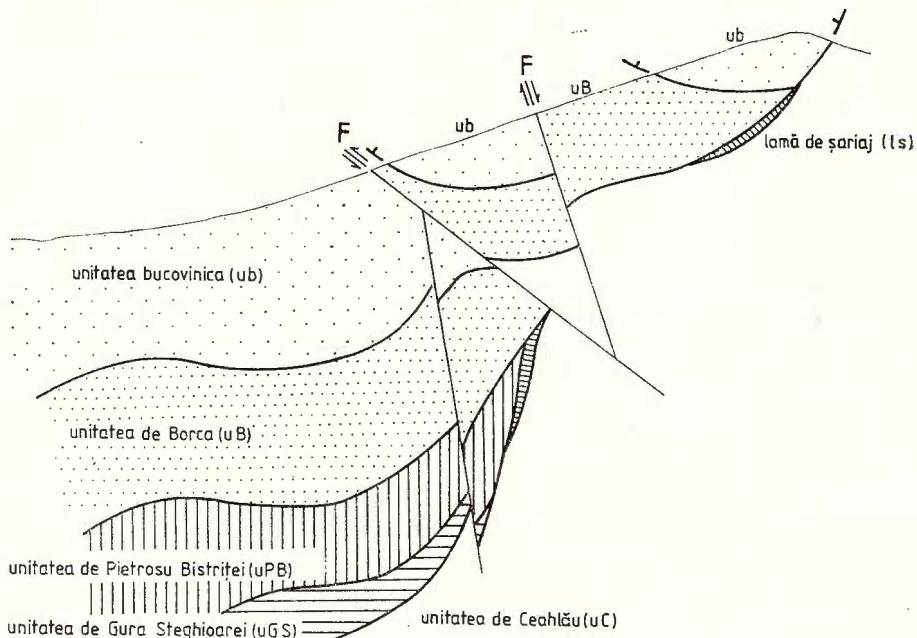


Fig. 3. – Cadrul structural schematic al regiunii Holdița-Broșteni.
Cadre structural schématique de la région de Holdița-Broșteni.

Mineralizația de baritină apare pe ambele flancuri ale anticinalului Holdița-pîrîul Casei și pe flancul vestic, căzut, al aceleiași structuri. Ridicarea structurii spre sud face să apară unitatea interioară, pe un compartiment mai intern, cu indicații de baritină, la același nivel litostratigrafic, în versantul drept al pîrîului Steghioara. La Broșteni acest compartiment se află la vest de fală inversă, urmărită de la Pîrîul lui Balaban și pînă la pîrîul Secu. În această zonă unitatea inferioară ar fi la cel puțin 500 m sub nivelul văii Bistrița.

Compoziția mineralogică, structura și textura mineralizației

În relația paragenetică specifică stratelor de baritină se găsesc doar cîteva minerale: baritina, cuarțul, pirita și witheritul. Sporadic, în cantități nesemnificative, apar și alte minerale: feldspat, muscovit sericit, clorit, calcit etc. În zona de alterație a stratelor de baritină, care conțin și pirită, pe piriul Casei, s-a întîlnit cuprit, cupru nativ și gips, iar pe o zonă de fisuri, în patul stratelor de baritină, au fost întîlnite depuneri secundare de celestină.

Variatia compozitiei mineralogice a stratelor de baritină este mare. Baritina se întâlnește în mase compacte, alcătuite din granule aproape izometrice, cu dimensiuni de 0,05—0,3 mm, în asociație cu cuarțul și pirita. Cuarțul apare în granule mărunte, izolate în masa baritinei, sau cu contururi îndințate, în benzi subțiri, intercalate între benzile în care predomină baritina. Pirita apare ca mineral principal (10—15%), în partea centrală a zăcămîntului Holdița-Broșteni. Lateral, conținutul în pirită scade treptat, pînă la 0,5—1%. Witheritul formează cuiburi mici printre granulele de baritină, cuarț și pirită. Este în mod constant impurificat de oxizi de fier și nu depășește 1%. Benzi carbonatice, cu același aspect „murdar”, apar frecvent în secvențele pirotoase din baza stratelor de baritină. Caleitul predomină asupra sideritei și rodocrozitului.

Baritina și cuarțul se găsesc în cantități complementare, suma lor depășind în mod obișnuit 90% din rocă.

Cu totul sporadic apare feldspatul plagioclaz (albit), sericitul și cloritul, mai ales în zonele marginale ale stratelor de baritină, în care predomină și cuarțul.

Stratele de baritină păstrează aspectul structurii primare stratificate, prezentind în același timp și structuri secundare datorită metamorfismului (structura microcristalină a minereului) și deformărilor post-metamorfice.

Textura minereului este în general masivă. Prezența piritei în secvențe cu grosimi diferite imprimă o textură vărgată sau paralelă (rubanată), ca rezultat al conservării texturii primare. O textură șistoasă se observă în zonele marginale ale stratelor de baritină, unde apar și mineralele metamorfe (clorit și sericit), care au foliație paralelă cu a rocilor adiacente. Tot în aceste zone apare paramorfoza de rutil după brookit, cu orientări diferite.

Așa cum s-a observat la mineralizațiile singeneticе de sulfuri polimetale din seria de Tulgheș (Krăutner, 1965; Balintoni et al., 1973), aspectele structurale ale minereurilor metamorfozate sunt determinate de proprietățile fizico-chimice ale mineralelor din sistem. Nu a existat o ordine de cristalizare, ci o cristalizare în sistem închis, sincronă evenimentului metamorf. În comparație cu minereul de sulfuri, în minereul de baritină rolul de „minerale moi” îl au baritina, carbonații și cuarțul. Printre acestea, pirita se dezvoltă în cristale idiomorfe ale căror dimensiuni sunt în funcție de structura primară a minereului.

Trebue menționate aspectele deformaționale, postmetamorfe, vizibile mai pregnant în paragenezele în care pirita abundă. Sunt prezente

TABEL

Rezultatele analizelor chimice și spectrale ale probelor recoltate din flancul estic al zăcământului Holdița-părul Casei

Nr. crt.	Nr. probei	Analize chimice, %				Analize spectrale, ppm							
		BaSO ₄	BaCO ₃	SiO ₂	CaCO ₃	Sr	Mn	Co	Ni	V	Ti	Pb	
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1	1418	1,78	—	73,36	—	200	3000	25	80	80	150	3	
2	991	6,38	0,32	85,26	0,57	400	400	—	10	250	400	10	
3	1414	12,51	—	67,78	—	100	3000	10	30	20	100	10	
4	904	13,01	0,51	76,28	3,24	1000	100	3	10	100	200	20	
5	980	14,15	0,25	79,75	—	1000	300	—	3	60	20	—	
6	990	14,65	0,39	82,50	0,57	600	400	—	—	50	200	3	
7	994	19,16	0,40	50,00	0,37	1000	500	—	10	250	200	180	
8	849	19,98	0,76	59,56	0,42	1200	80	—	3	30	200	10	
9	804	20,60	0,36	66,64	1,06	1500	100	—	20	150	300	10	
10	944	21,39	0,41	69,31	1,87	1000	300	—	3	80	10	3	
11	972	22,17	0,23	58,00	6,23	700	1000	—	30	80	20	—	
12	986	23,89	0,39	65,00	—	1000	8	10	50	30	30	3	
13	894	30,37	0,55	67,76	0,50	1500	500	—	20	250	200	20	
14	942	31,09	0,43	56,34	2,80	1500	500	—	—	100	10	10	
15	939	31,65	0,51	62,60	1,24	1000	80	—	3	40	10	8	
16	892	35,02	0,53	50,32	0,62	1700	100	—	10	100	100	10	
17	983	35,36	0,62	55,10	—	1000	2000	—	20	50	10	10	
18	887	35,88	0,56	39,12	0,94	2000	100	—	3	50	500	10	
19	993	36,23	0,49	43,75	0,44	1000	500	—	7	200	150	10	
20	1417	36,69	—	34,60	—	1000	3000	10	100	100	200	10	
21	992	36,88	0,36	50,00	0,50	900	500	—	10	250	210	10	
22	902	37,27	0,53	49,82	5,27	1200	200	3	30	150	300	20	
23	936	39,24	0,44	56,09	1,87	2000	200	—	3	20	3	3	
24	984	39,42	0,44	6,60	—	1200	P	3	20	20	10	—	
25	848	39,52	0,73	50,28	0,42	1500	80	3	—	30	300	10	
26	940	39,72	0,36	56,54	0,92	1200	100	—	—	10	3	—	
27	903	40,40	0,62	50,28	2,50	1700	100	—	—	30	200	3	
28	1028	41,18	0,46	24,86	1,60	1000	45	—	—	10	100	10	
29	935	42,46	0,42	51,24	1,24	2000	300	—	3	80	10	3	
30	1181	42,78	0,38	33,04	—	500	100	—	10	30	1000	25	
31	988	44,12	0,38	48,60	0,62	1000	200	—	—	20	10	—	
32	937	44,80	0,56	51,79	1,60	1000	150	—	3	20	3	3	
33	982	45,98	0,54	43,50	0,45	2000	P	—	30	30	10	3	
34	938	46,49	0,51	48,43	1,87	1000	100	—	3	10	3	3	
35	1374	47,66	—	44,90	—	2000	3000	20	20	50	200	3	
36	934	48,38	0,44	40,32	2,08	3000	3000	—	3	20	3	3	
37	1275	51,60	0,43	8,00	6,76	2000	3000	30	50	50	150	3	
38	1099	52,80	0,52	26,14	0,68	3000	1000	—	10	30	100	10	
39	1101	52,80	0,52	26,14	0,68	3000	2000	—	20	80	800	3	
40	884	52,67	0,63	44,08	0,99	1500	100	3	10	30	80	3	
41	1396	55,02	—	12,82	—	1200	3000	20	30	80	150	10	
42	996	53,65	0,59	30,35	0,37	800	5000	40	80	100	100	20	
43	976	56,16	0,44	4,5	9,10	3000	3000	3	10	50	30	3	
44	971	57,14	0,41	25,20	7,12	3000	500	—	3	50	20	3	
45	941	57,29	0,42	40,34	1,02	3000	80	—	—	3	3	3	
46	948	57,52	0,28	17,14	2,50	3000	30	—	—	30	20	10	
47	810	57,90	—	39,78	3,70	1000	100	—	3	30	100	3	
48	868	62,00	—	33,26	—	2000	300	—	—	30	100	3	
49	1266	62,55	0,53	3,00	4,00	1000	3000	10	10	20	80	3	



TABEL (*continuare*)

0	1	2	3	4	4	6	7	8	9	10	11	12
50	1276	62,90	0,34	8,34	3,64	2000	3000	25	40	40	80	3
51	963	68,05	0,35	27,20	0,80	500	P	—	3	30	30	—
52	977	7043	0,41	3,62	9,10	1000	3000	3	10	30	20	—
53	943	72,52	2,06	24,02	0,82	2000	80	—	—	30	3	8
54	985	78,51	0,51	8,20	1,14	2000	P	3	30	20	15	3
55	1029	78,74	0,46	14,66	1,60	1500	500	—	—	70	500	10
56	964	80,53	0,30	16,28	0,53	800	100	—	—	10	20	3
57	1190	82,82	0,48	10,66	0,50	1200	200	—	10	80	20	30
58	920	83,11	0,79	3,59	1,25	300	3000	3	30	40	20	5
59	1120	83,25	0,33	5,00	0,55	1200	3000	20	80	30	100	100
60	811	84,10	0,51	4,06	5,30	3000	3000	—	10	10	80	10
61	987	85,39	0,43	5,25	0,62	3000	800	—	—	25	20	5
62	933	87,30	0,45	9,42	1,07	1500	300	—	—	30	20	5
63	995	88,33	0,51	6,15	0,37	800	3000	3	30	30	100	110
64	805	90,09	0,45	2,02	1,24	1300	80	—	—	30	100	10
65	931	90,99	0,51	5,70	0,90	1500	3000	—	—	20	10	3
66	1027	92,02	0,44	5,20	0,43	800	P	50	250	200	500	10
67	809	92,10	0,39	4,40	0,62	2500	100	—	—	30	100	10
68	945	92,17	0,43	4,12	1,41	50	100	—	10	20	3	100
69	932	92,60	0,48	4,70	0,92	3000	2000	—	—	10	3	8
70	1265	93,06	0,43	7,74	1,35	1000	3000	25	40	30	100	30
71	907	93,49	0,51	2,60	1,29	2000	100	3	—	30	100	10
72	1397	94,12	—	3,04	—	1000	3000	10	20	30	50	5

fisurări, falieri și laminări puternice, care arată o sfârșimare avansată, cu deplasări în cadrul stratului, vizibile după umbra (coada) granulelor strivite de pirită (pl. II, fig. 1).

Compoziția chimică și elementele minore

Variatiile componenților mineralogici principali sunt reflectate în compoziția chimică a minereului.

Analizele chimice de bază ale unui număr de probe, recoltate din flancul estic al zăcământului Holdița-piriu Casei, analizate și spectral pentru elementele minore, sunt prezentate în tabel.

Numărul determinărilor de care dispunem este insuficient pentru o analiză geochimică statistică.

Din analiza compoziției chimice și a elementelor minore se remarcă următoarele aspecte :

- baritina și cuarțul sunt principali componenți ai mineralizației; suma acestora ($BaSO_4 + SiO_2$) tinzind spre o valoare medie de peste 90% ; creșterea conținutului în $BaSO_4$ se produce odată cu scăderea proporțională a conținutului în SiO_2 (fig. 4) ;

- nu se observă o corelație între conținutul în carbonații determinați chimic ($BaCO_3$ și $CaCO_3$) și conținutul în componenții principali ; este posibil ca legătura carbonați-pirită, observată la microscop, să fie într-o corelație genetică care caracterizează un facies local al mineralizației



— dintre elementele minore, doar stronțiul și manganul au valori care depășesc conținuturile medii ale sedimentelor cambriene ; stronțiul

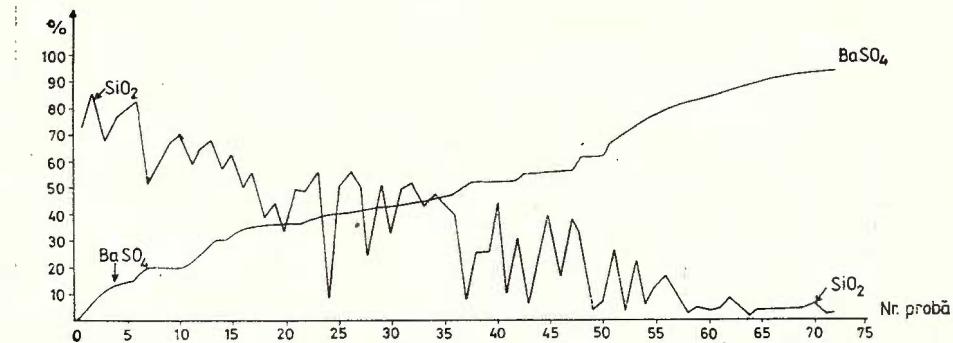


Fig. 4. — Variația conținutului BaSO_4 și SiO_2 .

Variation de la teneur en BaSO_4 et SiO_2 .

înlocuiește izomorf bariul, iar manganul se găsește sub formă de carbonați ;

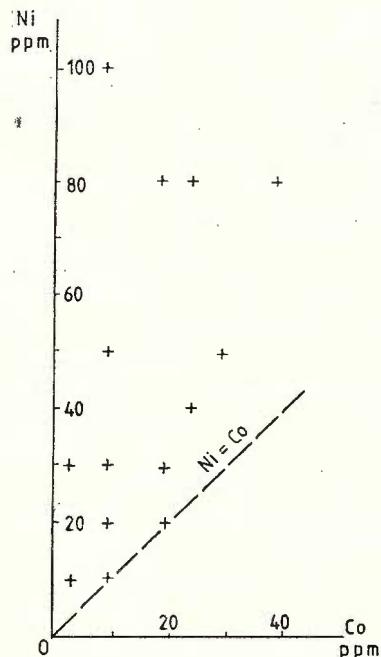


Fig. 5. — Raportul Co/Ni .
Rapport Co/Ni .

— cobaltul și nichelul au valori foarte scăzute, iar raportul lor este în mod constant subunitar (fig. 5) ;

— vanadiul și titanul au valori mult mai scăzute decât în rocile adiacente stratelor de baritină, iar corelația lor nu pare a fi semnificativă ;
 — multe din elementele metalice (Ag, Cu, Zn, Sn, Cd, Ga) sunt în cantități sub limita de detecție a spectrografelor obișnuite ; doar plumbul a fost trecut în tabelul datelor analitice, dar valorile sunt foarte mici și nu prezintă o variație semnificativă.

Considerații genetice

Caracterul singenetic al minereurilor de baritină de la Holdița-Broșteni este sugerat în primul rînd de forma de zăcămînt, care este de tip sedimentogen. În același sens pot fi interpretate ambianța litologică, compoziția mineralologică, structura minereului, ca și caracterele chimice și geochimice.

Preluind modul de argumentare folosit în stabilirea genezei sulfurilor polimetaleice interstratificate în seria de Tulgheș (K r à u t n e r, 1965 ; B a l i n t o n i et al., 1973), pentru mineralizațiile de baritină de la Holdița-Broșteni, diferențele se evidențiază doar în ceea ce privește aportul, o sursă hidrotermală a aportului nepărind a fi posibilă.

1. *Argumente că mineralizația reprezintă formațiuni premetamorfe cu control spațial sedimentogen.* Forma de zăcămînt este de strate concordante cu rocile din culcuș și acoperiș, iar unghiul de efilare al stratelor este foarte mic. Controlul lithostratigrafic a fost verificat atât în zăcămîntul Holdița-pîriul Casel, cât și prin identificarea minereului de baritină în versantul drept al pîriului Steghioara (Borca), la o distanță de peste 10 km, la același nivel lithostratigrafic. Structura și textura minereului păstrează aspectele primare ale unor depuneri succesive de pirită, baritină, quart și carbonați, în proporții diferite.

2. *Argumente că mineralizația este metamorfozată.* Stratele de baritină sunt cutate sincron și concordant cu metamorfitele, avind foliații și liniații paralele cu metamorfitele. În masa minereului apar minerale metamorfe cu foliație paralelă cu a rocilor adiacente. Structurile minereului arată o cristalizare metamorfă tipică.

3. *Argumente pentru o depunere sedimentogenă.* Ambianța litologică dată de cuarțitele negre (metalidite), în care se găsesc cantonate și minereurile singenitice de mangan, este caracteristică zonei de limită între faciesul carbonatat și faciesul cu sulfuri din distribuția facială a mineralelor sedimentare. Lipsa unui spectru mai larg de elemente minore din cadrul mineralizației și valorile, în general, mai mici, decât a celor din sedimentele adiacente, sunt argumente împotriva unei geneze hidrotermale.

Ne vom limita la această argumentare, considerind, pentru etapa actuală de cunoaștere, îndreptățită ipoteza unei geneze sedimentogene.

Concluzii

Minereurile de baritină de la Holdița-Broșteni se găsesc sub formă de strat (strate), interstratificate la un nivel lithostratigrafic bine definit, în partea superioară a formațiunii de cuarțite negre din seria de Tulgheș.

Unitatea structurală în care apare faciesul cu baritină al formațiunii de cuarțite negre este unitatea de Borca, unitate inferioară pînzei bucovinice.

Stratul de baritină are grosimi variabile, de 0,2—4 m. În zăcămîntul Holdița-Broșteni au fost întîlnite două și trei strate de baritină, separate prin pachete de cuarțite negre, groase de 5—10 m.

În cadrul stratelor cu mineralizație de baritină se observă uneori o succesiune care cuprinde în bază cuarțite negre grafitoase cu pirita, cu cuarț și carbonați, trecîndu-se apoi la masa de baritină și cuarț, în care apar rare benzi pirotoase, ce imprimă aspect rubanat rocii.

Compoziția minereului cuprinde două minerale principale în corelație cantitativă, invers proporțională: baritina și cuarțul. Pirita și carbonații (calcit, whiterit, rodocrozit și siderit) se întîlnesc frecvent în partea centrală a zăcămîntului Holdița-pîriul Casei și sporadic în restul zăcămîntului.

Compoziția chimică a mineralizației redă variațiile observate în compoziția mineralologică. Dintre elementele minore doar stronțiu și manganul depășesc conținuturile medii ale sedimentelor cambriene adiacente mineralizației; cobaltul și nichelul au valori foarte scăzute, iar raportul lor este în mod constant subunitar.

Caracterul singenetic al mineralizației de baritină este argumentat pe baza formei de zăcămînt de tip sedimentogen, stratele de baritină fiind concordanți și cu control litostratigrafic. Sunt cutate sincron și concordanți cu metamorfitele din succesiunea litostratigrafică a formațiunii de cuarțite negre din seria de Tulgheș. Ambianța litologică este dată de cuarțite negre în care sunt cantonate și mineralizații singenetice de mangan.

Argumentele mineralogice și geochemice motivează geneza sedimentogenă, neputîndu-se justifica o geneză hidrotermală.

BIBLIOGRAFIE

- Balintoni I., Tîmpău T., Isache C. (1973) Problema genezei sulfurilor polimetalice compacte interstratificate în partea centrală a cristalinului din Carpații Orientali. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 18, 1, p. 67—86, București.
- Ianovici V., Giușcă D., Tănasescu Fl., Pitulea G. (1969) Studiul petrografic și mineralologic al mineralizațiilor de baritină de la Ostra. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 4, 2, București.
- Kräutner H. (1965) Considerații genetice asupra zăcămîntelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 10, 1, p. 195—127, București.
- Leșe N. (1971) Raport, arhiva Întreprinderii de prospecții și explorări geologice „Suceava”, Cîmpulung Moldovenesc.
- Vodă A.I. (1966) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.

- (1980) Bordura estică a zonei cristalino-mezozoice între Broșteni și Bicaz (Carpații Orientali). *D.S. Inst. geol. geofiz.* LXV/5, București.
 - Vodă D. (1968) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
-

MINERAIS SYNGÉNÉTIQUES DE BARYTINE DE HOLDIȚA-BROȘTENI (CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

La région de Holdița-Broșteni est emplacée sur la bordure orientale de la zone cristallino-mésozoïque, à son contact avec la zone du flysch des Carpathes Orientales. À la constitution de cette région participent des formations métamorphiques précambriques, cambriennes et dévonniennes, ainsi que des formations sédimentaires mésozoïques (fig. 1).

Les minéraux de barytine apparaissent sous forme de couches concordantes, épaisses de 0,2–4 m, à la partie supérieure de la succession de quartzites noires de la série de Tulgheș, dans le faciès qui comprend également les minéralisations de manganèse à la partie inférieure de la formation des quartzites noirs. Ce faciès de la série de Tulgheș se trouve dans la région de Holdița-Broșteni, dans une unité structurale inférieure à la nappe bucovinienne, dénommée l'unité de Borca.

La composition minéralogique du minérai est simple. La barytine et le quartz sont les minéraux principaux, dans une corrélation quantitative inversement proportionnelle. La pyrite et les carbonates sont fréquemment rencontrés dans la partie centrale du gisement Holdița-ruisseau Casei et sporadiquement dans le reste du gisement.

La composition chimique du minérai présente les variations observées dans la composition minéralogique (tableau 1). La teneur moyenne des échantillons analysés est la suivante : BaSO_4 – 51% ; SiO_2 – 42% ; BaCO_3 – 0,58% ; CaCO_3 – 2,32%. Sur les éléments mineurs, seuls Sr et Mn dépassent les teneurs moyennes des sédiments cambriens adjacents à la minéralisation. Co et Ni ont des valeurs très basses, et le rapport Co/Ni est constamment subunitaire.

Le caractère syngénétique du minérai de barytine est argumenté à l'aide de la forme du gisement de type sédimentogène, les couches de barytine étant concordantes et avec contrôle lithostratigraphique. Elles se sont plissées synchroniquement et en concordance avec les métamorphites de la succession lithostratigraphique qui les cantonne. L'ambiance lithologique est donnée par les quartzites noires, qui renferment aussi les minéraux syngénétiques de manganèse. Les caractères minéralogiques et géochimiques sont favorables à une genèse sédimentogène.

EXPLICATIA PLANSELOR

Planșa I

Fig. 1. — Minereu de baritină cu benzi milimetrice de pirită. Suprafață lustruită.

Minerais de barytine avec lanières millimétriques de pyrite. Surfase polie.



Fig. 2. — Zona de culcuș a minereului de baritină ; se observă cuarțitele negre (în partea de sus). Suprafață lustruită.

Zone de lit du minerai de barytine ; on observe les quartzites noires (en haut). Surface polie.

Planșa II

Fig. 1. — Minereu de baritină cu granule de pirită zdrobite și cu o intercalație de cuarțite negre în bază. Suprafață lustruită.

Minerai de barytine à grains de pyrite broyés et avec une intercalation de quartzites noires en base. Surface polie.

Fig. 2. — Minereu de baritină cu benzi pirotoase, cutat și faliat. Suprafață lustruită.

Minerai de barytine avec lanières pyriteuses, plissé et faillé. Surface polie.

Planșa III

Fig. 1. — Baritină microgranulară. Secțiune subțire. N //, $\times 10$.

Barytine microgrenue. Section mince. N //, $\times 10$.

Fig. 2. — Baritină microgranulară. Secțiune subțire. N +, $\times 25$.

Barytine microgrenue. Section mince. N +, $\times 25$.

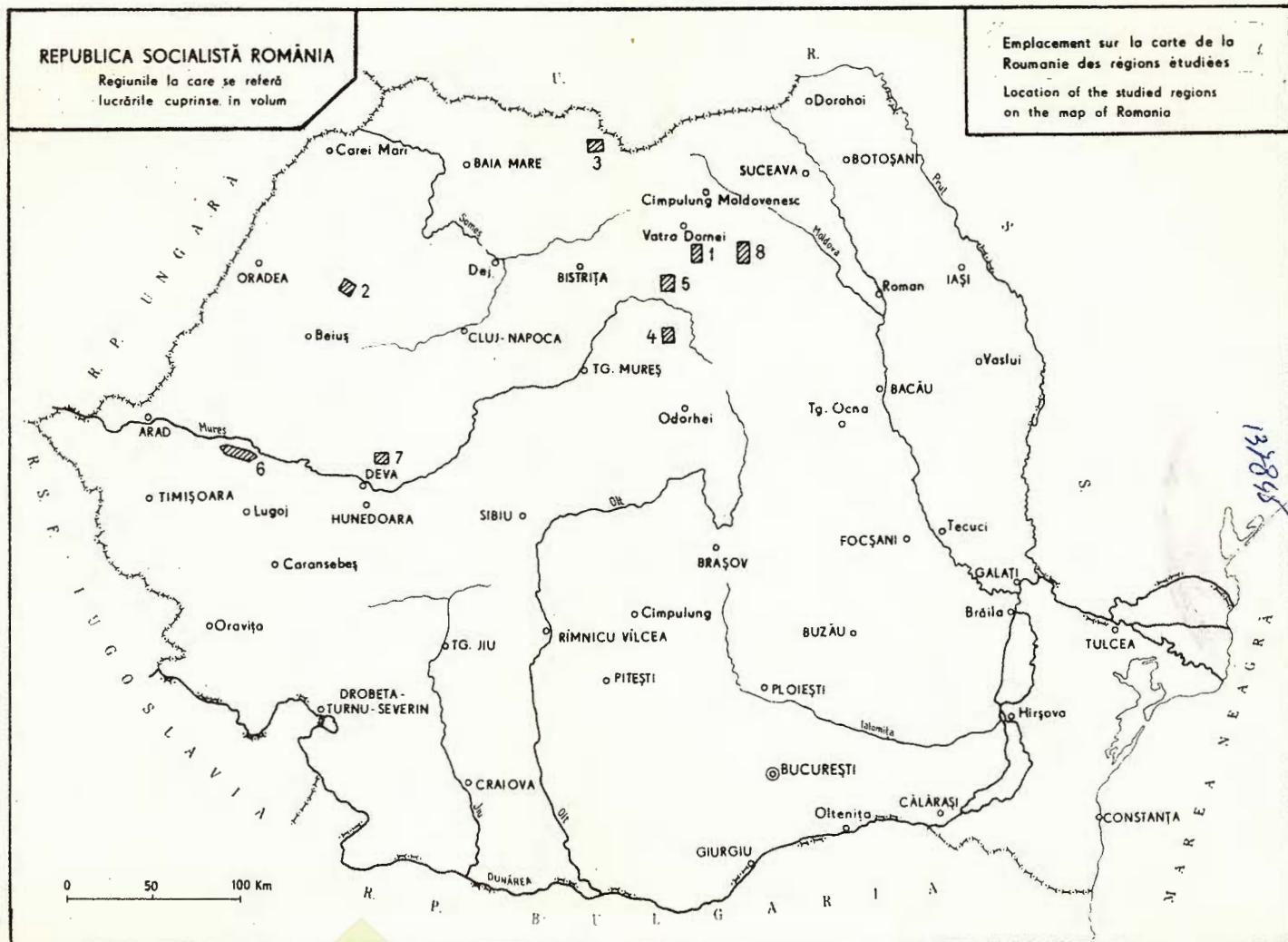
Fig. 3. — Pirită și carbonați în minereul de baritină. Secțiune subțire, N //, $\times 10$.

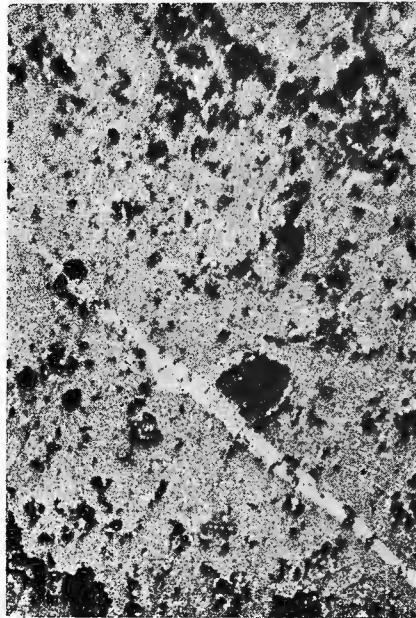
Pyrite et carbonates dans le minerai de barytine. Section mince. N //, $\times 10$.

Fig. 4. — Baritină microgranulară cu pirită. Secțiune subțire. N +, $\times 10$.

Barytine microgrenue avec pyrite. Section mince. N +, $\times 10$.



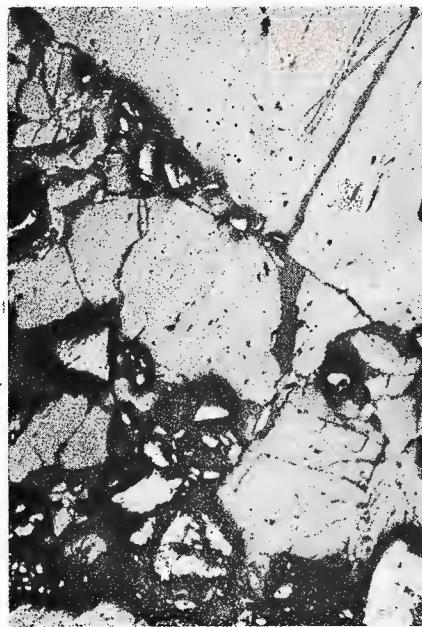




1



3



2

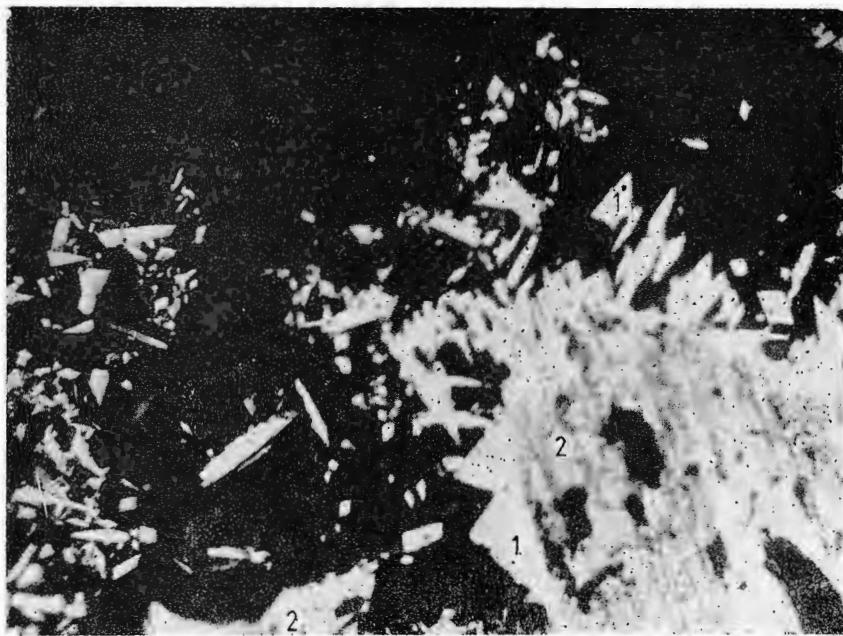


4

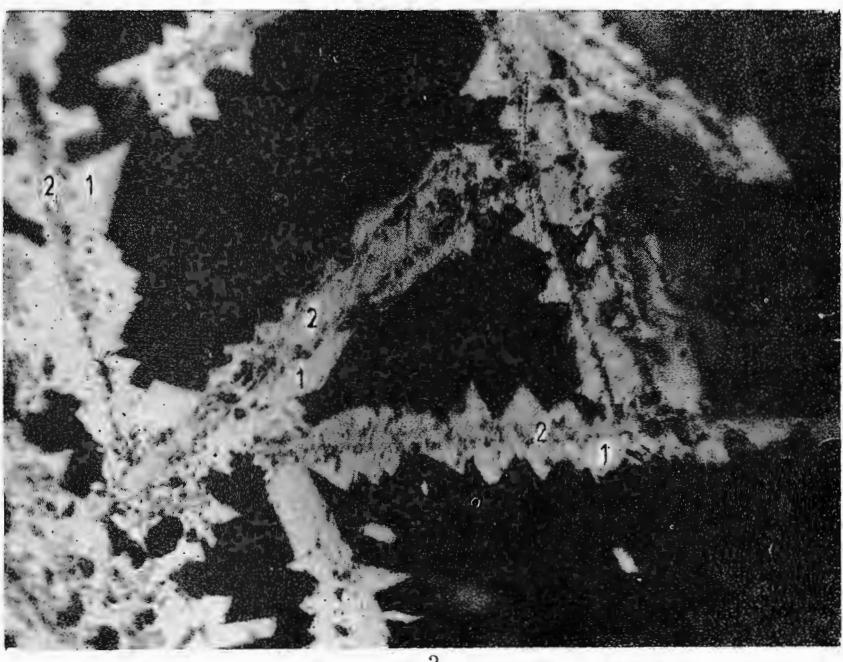
Institutul de geologie și geofizică. Dări de sănătate ale ședințelor, vol. LXVII. 2.



Institutul Geologic al României

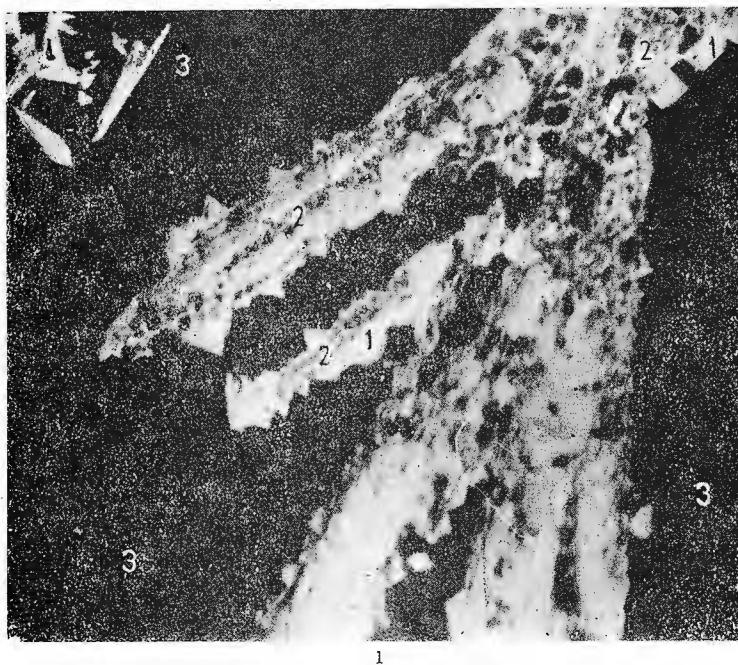


1

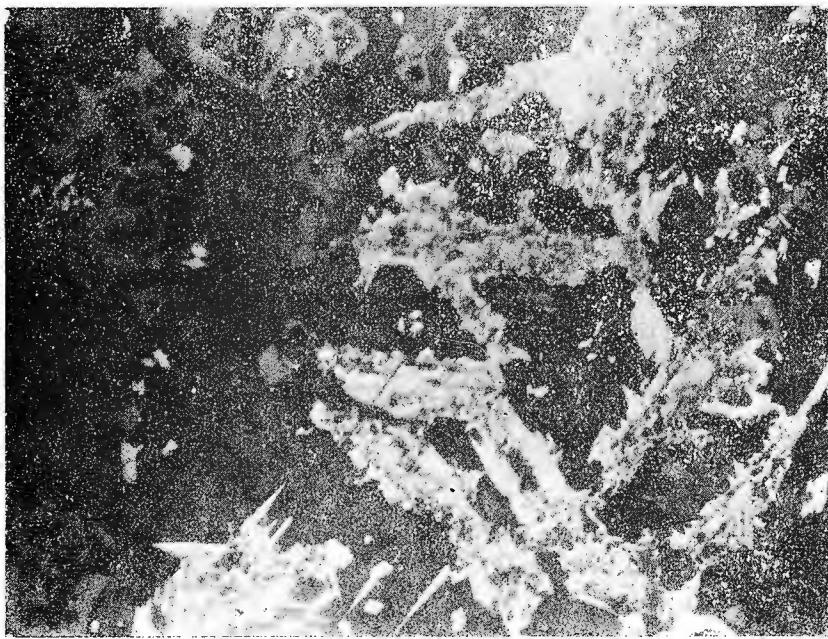


2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.

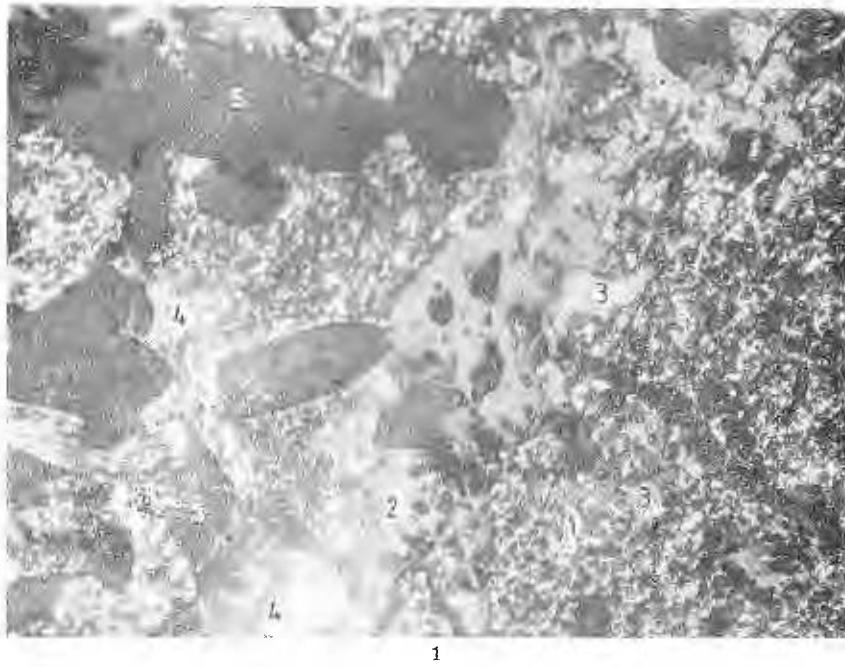


1

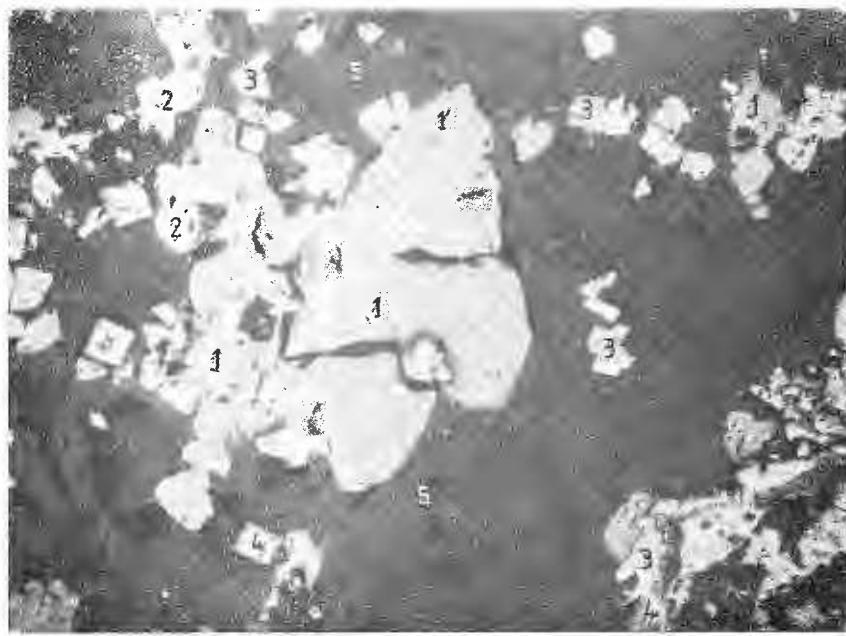


2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.



1

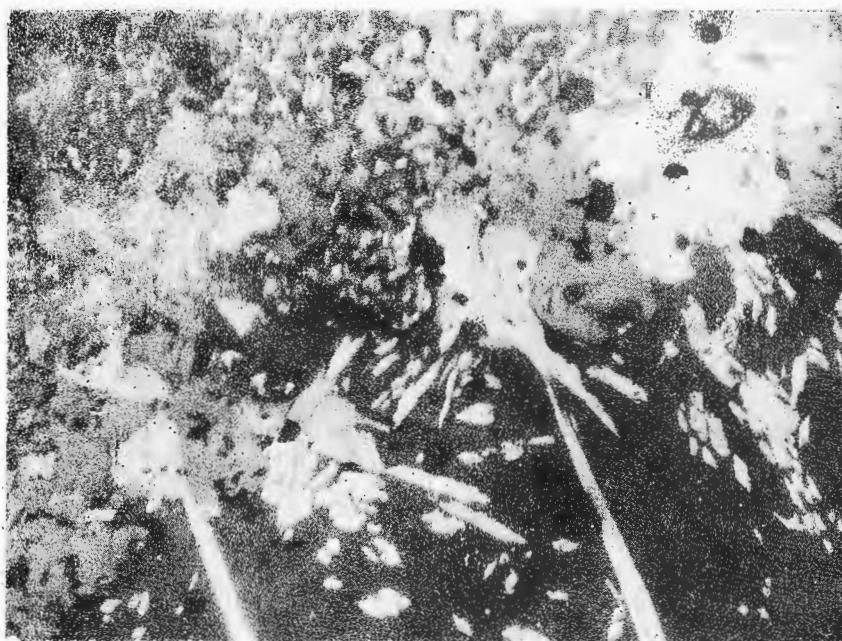


2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.



1



2

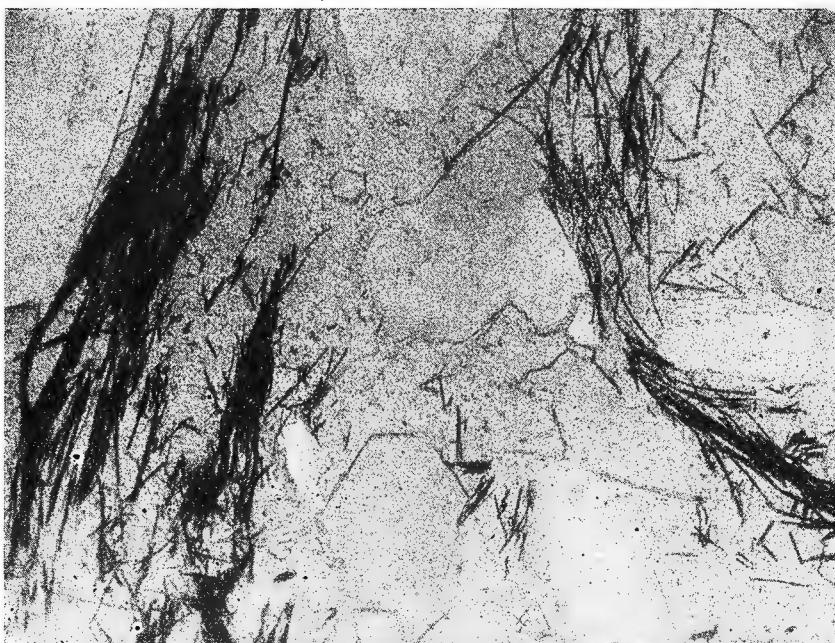
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.



Institutul Geologic al României

137845

S. PELTZ et al. Mineralizația hidrotermală de la Stînceni Pl. VIII.



1



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.



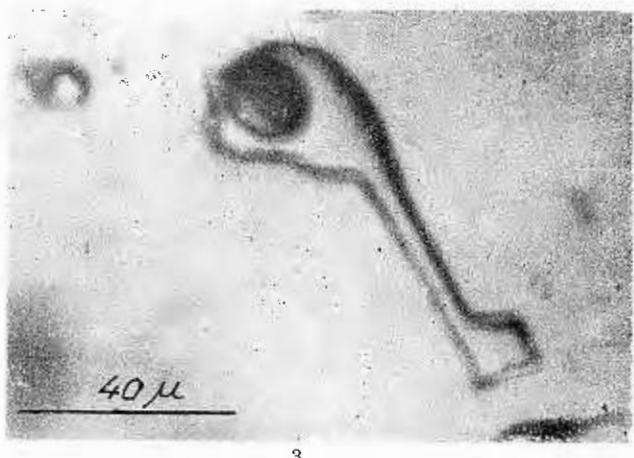
Institutul Geologic al României



1



2



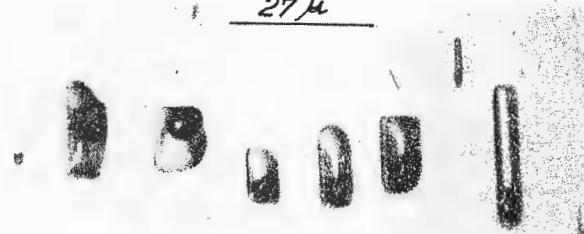
3

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.



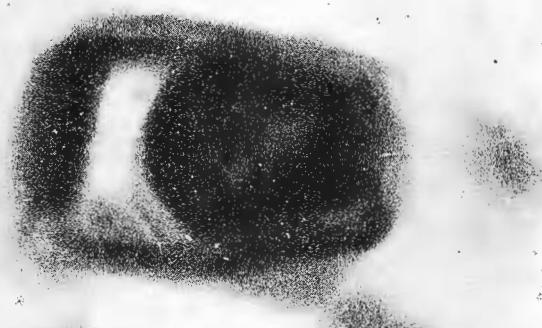
Institutul Geologic al României

27 μ



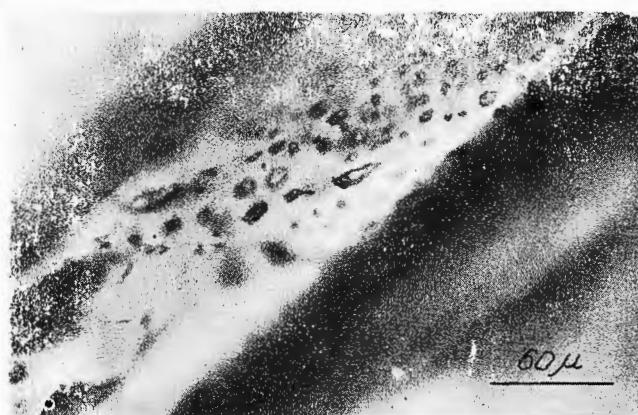
1

50 μ



2

60 μ



3

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.



Institutul Geologic al României

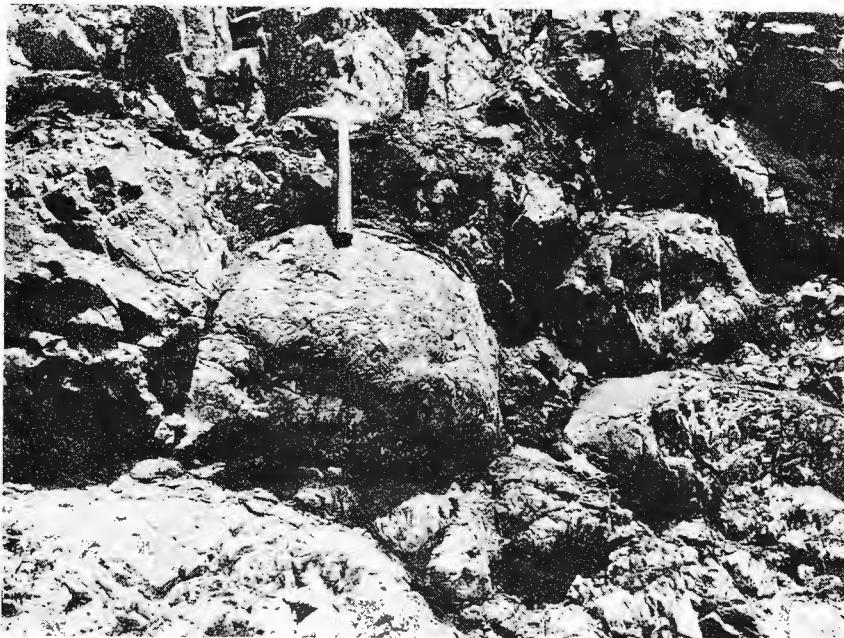


Institutul Geologic al României

137845

H. SAVU et al. The Pătîrș Basalt-Spilitic Complex and its
Associated Sulfides

Pl. II.



1



2

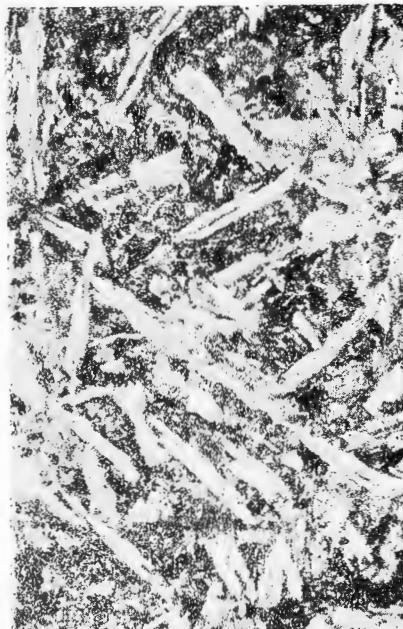
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.



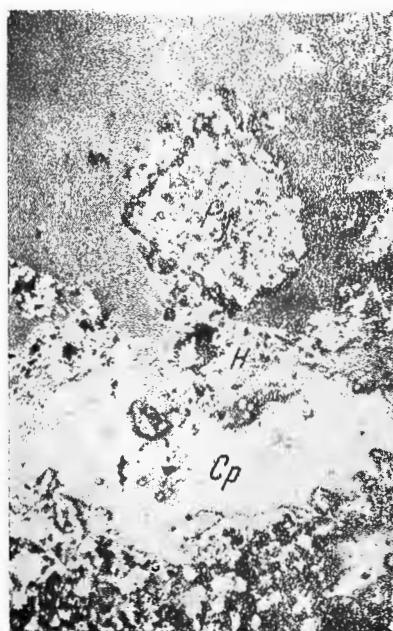
Institutul Geologic al României



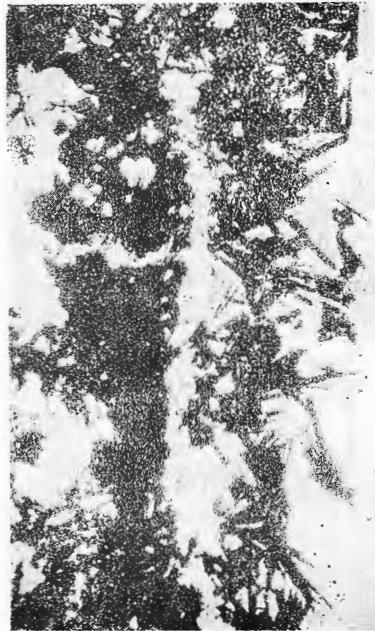
1



2

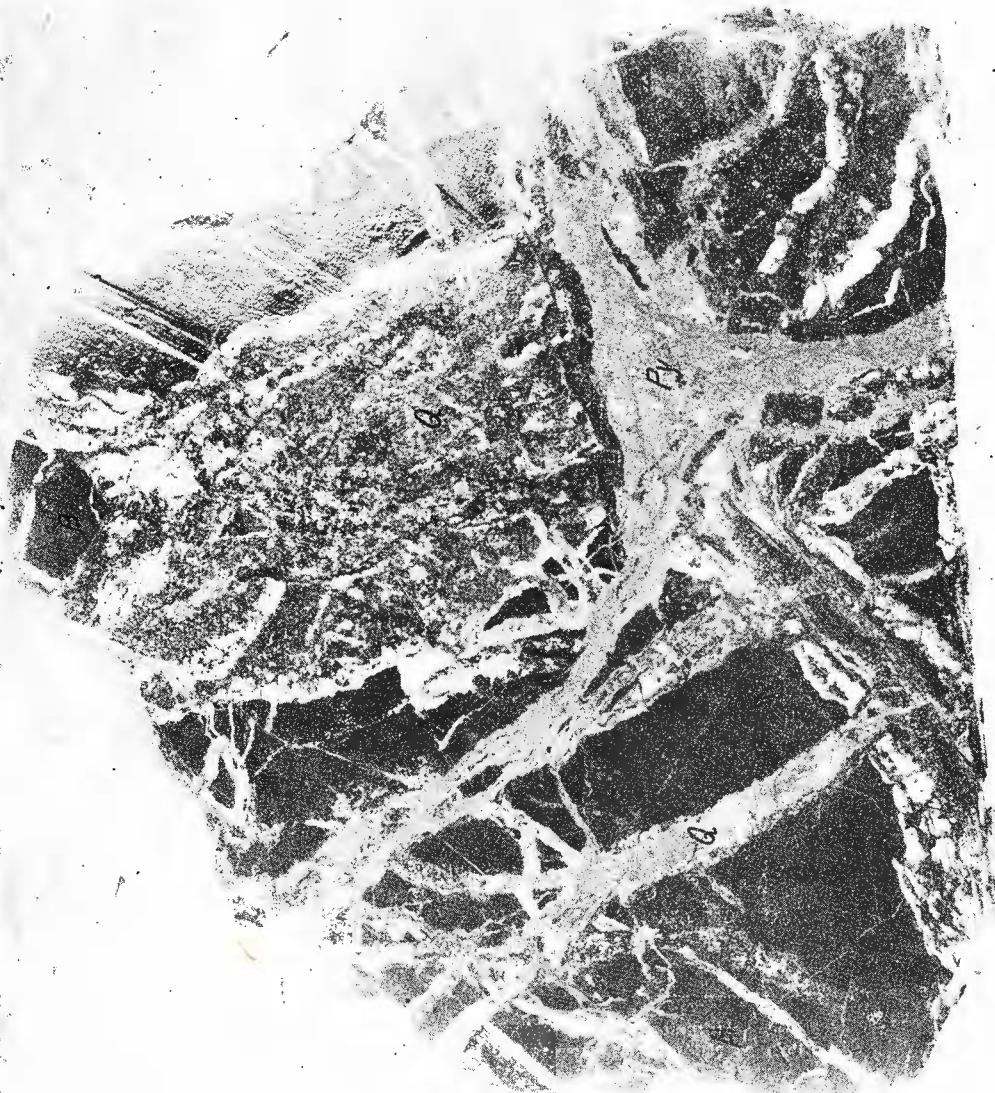


3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.





Institutul Geologic al României

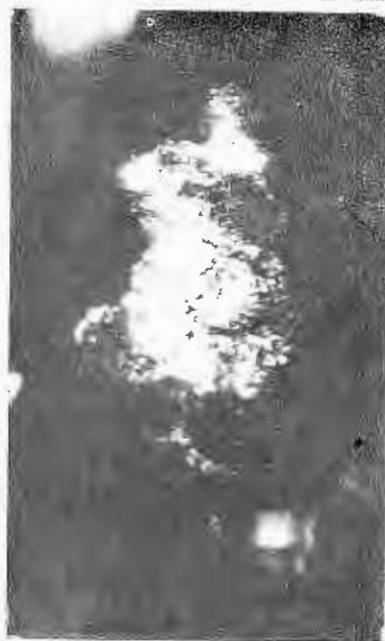
137845

G. UDUBAŞA et al. Metalogeneză regiunii Coranda-Hondol

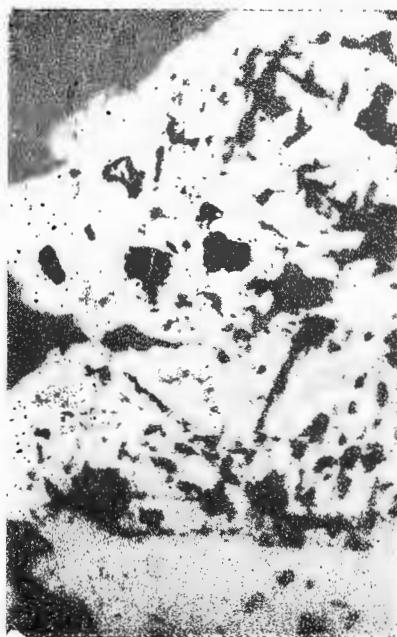
Pl. III.



1



2



3



4

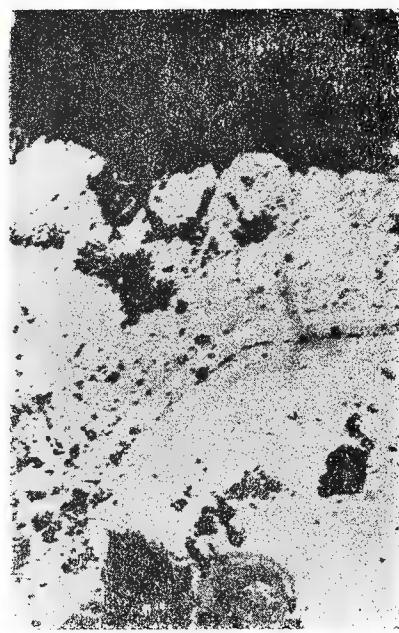
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.



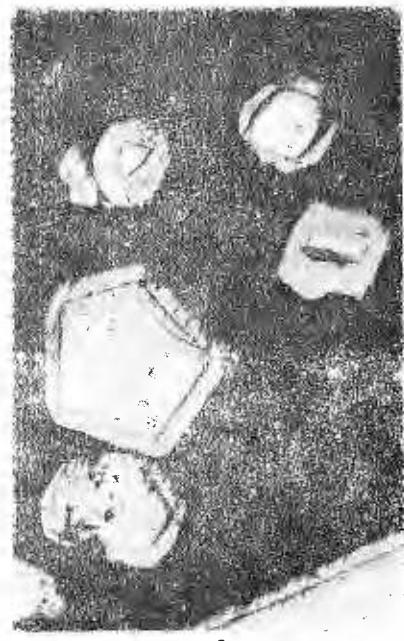
Institutul Geologic al României



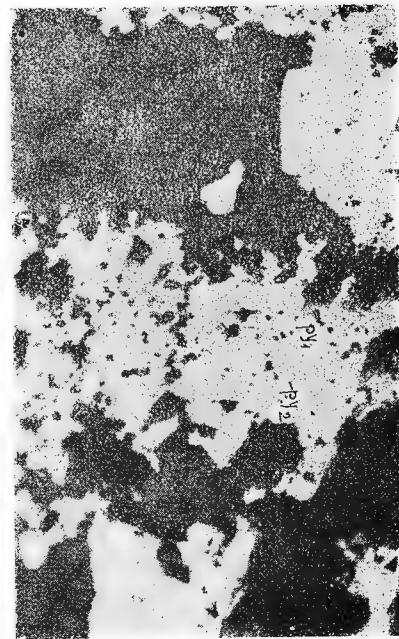
1



2

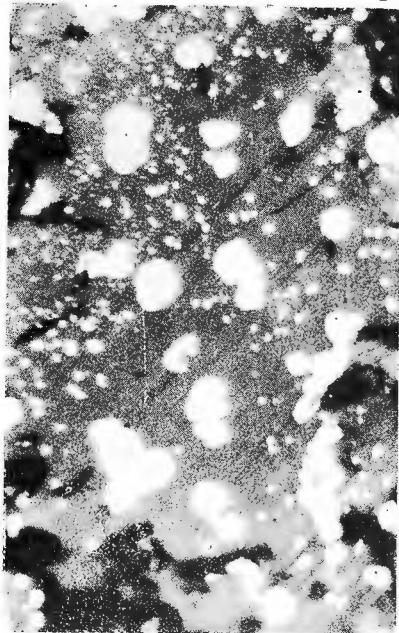


3

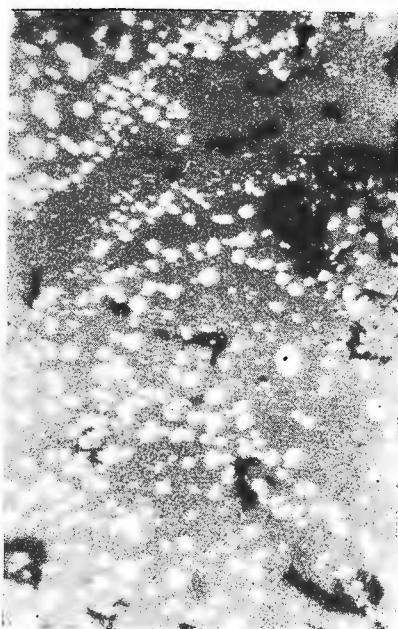


4

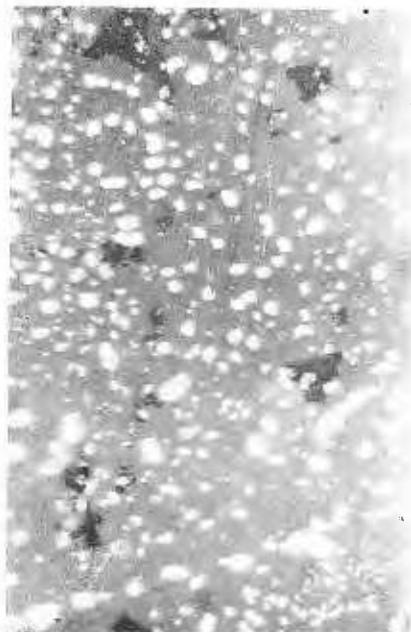
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.



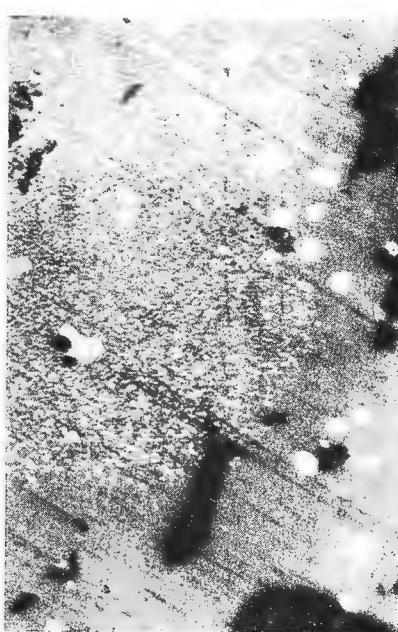
1



2

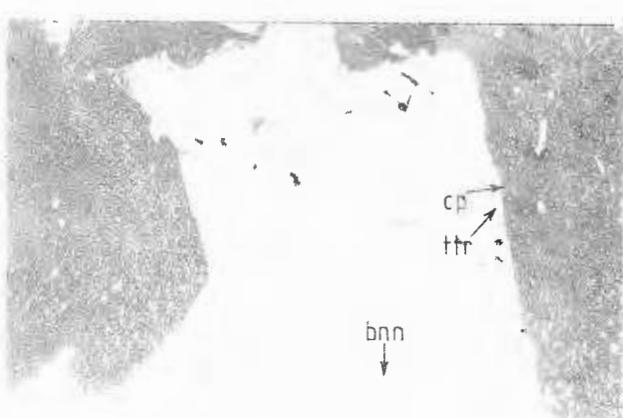
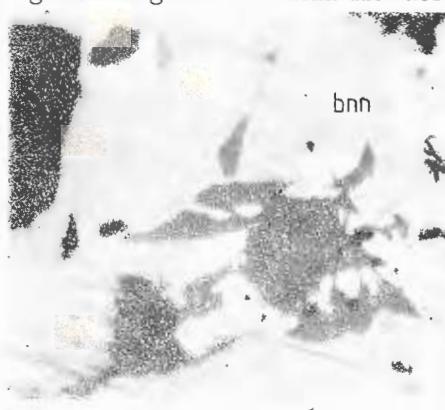


3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.



2



3

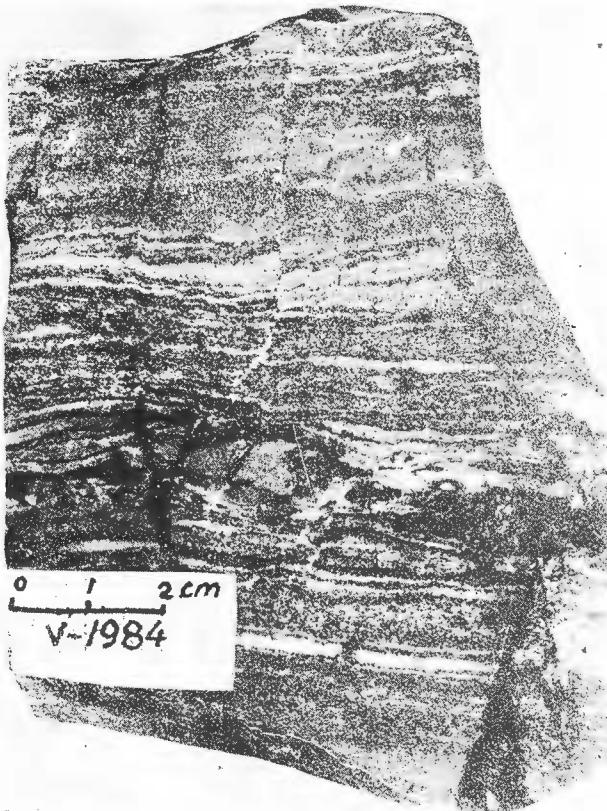
Institutul de geologic și geofizică. Dări de scamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.



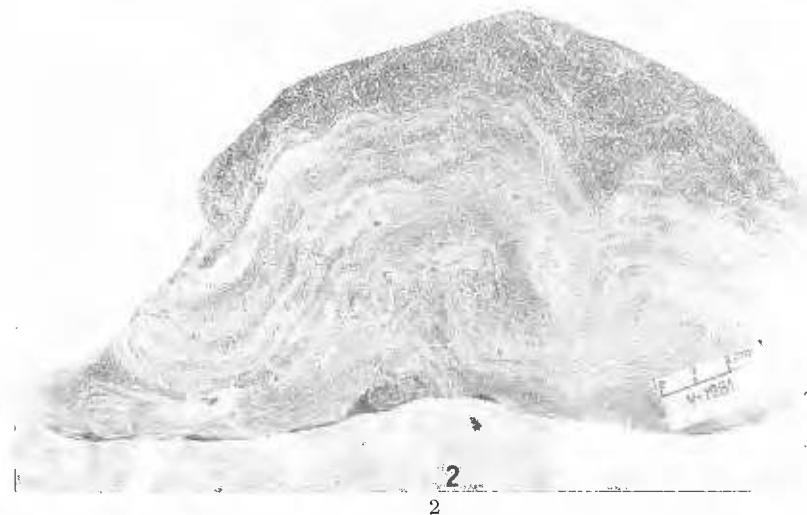
Institutul Geologic al României

AL. VODĂ, DOINA VODĂ. Minereurile singenetice de bari-
tină — Holdita-Broșteni

Pl. I.



1



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.



Institutul Geologic al României

AL. VODĂ, DOINA VODĂ. Minereurile singeneticе de bari-
tină — Holdița-Broșteni

Pl. II.



1



2

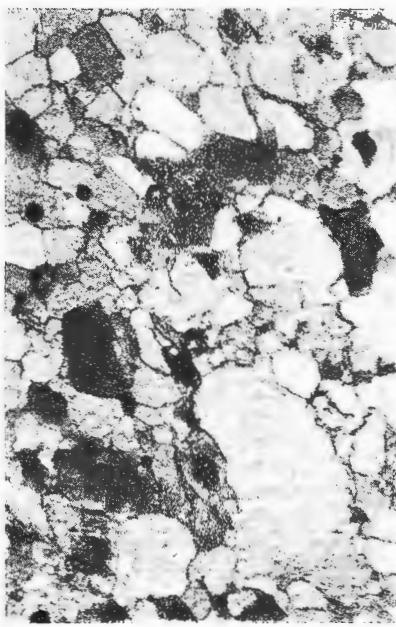
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/2.



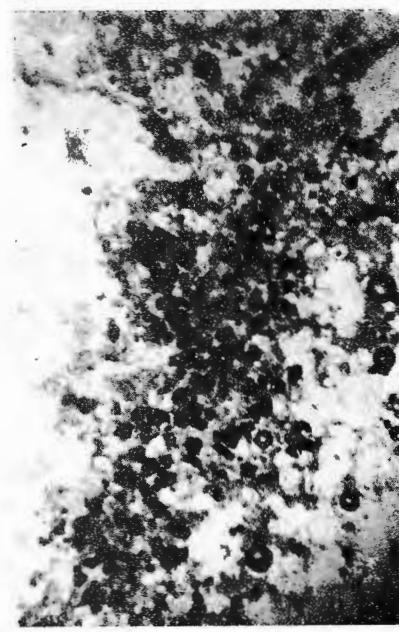
Institutul Geologic al României



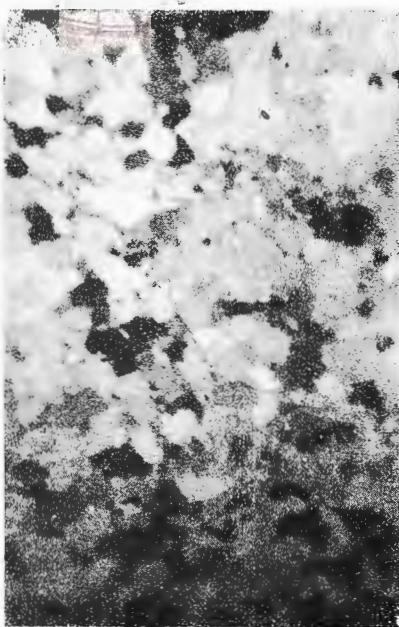
1



2



3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXXVII/2.



Institutul Geologic al României

Coordonator științific : dr. G. UDUBAŞA
Tehnoredactor : ILONA SANDU
Traducători : ADRIANA BĂJENARU, MARIANA BORCOŞ
RUXANDRA NEGREA
Ilustrația : V. NIȚU

Dat la cules : martie 1982. Bun de tipar : noiembrie 1982.
Tiraj : 700 ex. Hârtie scris I A. Format 70 × 100/56 g. Colt
de tipar : 15,5. Comanda : 622.
Indicele de clasificare pentru biblioteci : 55 (058)



I. P. „Informația“, str. Brezoianu 23–25, București,
România



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Comptes rendus des séances (Dari de seama ale ședințelor) 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 / 1 (1953 - 1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII / 2 - LV / 1 (1967 - 1969)
- Institutul Geologic t. LV / 2 - LX (1970 - 1974)
- Institutul de Geologie și Geofizica - a partir du tome LXI (1975)



INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXVII

1979 - 1980

2. GISEMENTS



Institutul Geologic al României