

B.I.G

INSTITUTUL GEOLOGIC

83/00

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINȚELOR

VOL LV
1967-1968

2. ZĂCĂMINTE

83/00

BUCUREŞTI
1970



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

A L E

Ș E D I N Ț E L O R

V O L . L V

(1967 – 1968)

2. ZĂCĂMINTE



B U C U R E Ş T I
1 9 7 0



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967 – 1968)

2. ZĂCĂMINTE

DATE ȘI IDEI NOI ÎN LEGĂTURĂ CU GENEZA ZĂCĂMÎNTULUI
DE SULF NATIV DIN MUNȚII CĂLIMANI ȘI CU FENOMENELE
GEOLOGICE DIN TERENURILE ADIACENTE ZĂCĂMÎNTULUI¹

DE

ION BALINTONI²

Abstract

New Data and Suggestions related to the Genesis of the Native Sulphur Deposit from the Călimani Mts, and Geological Phenomena in Areas Adjacent to this Deposit. Based on the occurrence of native sulphur as inclusions in the plagioclase phenocrysts from a subvolcanic apophyse of the Pietricelu andesite with biotite and quartz, the author proves the existence of a supersaturated magma in sulphur. Sulphur was to be found in magma like a subcritical immiscible fluid phase and could escape from it only in the moment when the internal pressure of sulphur exceeded the external pressure opposed by adjacent rocks. By these means the sulphur deposit, encompassed in agglomerates, has been emplaced. The apophyse intercepted in a drilling-hole has consolidated at an adequate depth, so that the lithostatic pressure would not permit the escape of sulphur, magma and afterwards the rock being maintained as thermodynamically closed systems.

Introducere

Zona de care ne ocupăm se află în partea central-nordică a Călimanilor, în regiunea vîrfurilor Negoiu, Pietricelu, Rețișoar, Vîrful Iancului, unde își adună apele izvoarele de stînga ale Negrii Șarului. În prezent cercetătorii sănt de acord în a recunoaște următoarea succesiune în timp a vulcanismului din partea nordică a munților Călimani, după cum a fost stabilită de către Cosma et al. în 1964, cu unele mici deosebiri privitoare la termenii finali: 1, tufuri dacitice de Vîrful Arșiței; 2, dacite de Coverca — Drăgoiasa; 3, andezite cu amfiboli și piroxeni;

¹ Comunicare în ședința din 23 aprilie 1968.

² Universitatea București. B-dul Bălcescu nr. 1, București.



4, diorite și microdiorite ; 5, piroclastite din ciclul I ; 6, andezite piroxenice inferioare și andezite amfibolice ; 7, piroclastite din ciclul II ; 8, roci gabroice ; 9, andezite piroxenice superioare ; 10, andezite cu biotit și cuarț ; 11, piroclastite din ciclul III, care apar numai în cîteva puncte, suprapuse pe andezitele piroxenice superioare, dar în relații incerte cu rocile ulterioare acestora ; 12, andezite bazaltoide și bazalte.

Eruptiile, începute la sfîrșitul Oligocenului au continuat pînă în Pliocen. În perimetru zăcămîntului ar fi reprezentate, după autorii citați piroclastitele din ciclul II, andezitele piroxenice superioare și andezitele cu biotit, hornblendă și cuarț, sulful stînd în piroclastite și în unele intercalări de andezite piroxenice alterate. Funcționînd ca geolog de explorare în șantierul I. G. E.X. — Gura Haitii, am observat interceptarea într-un foraj a unui corp de andezit cu biotit, hornblendă și cuarț proaspăt, cu impregnări de sulf nativ, fapt care ne-a atras atenția. Corelarea datelor publicate, din rapoarte³ și de pe teren, cu studiul microscopic al andezitului cu biotit, hornblendă și cuarț interceptat în foraj, ne-au condus la părerile ce vor fi expuse în continuare.

³ Camelia Brestoiu, I. Teodoru, O. Gheruci. Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în partea centrală a munților Călimani. 1960. Arh. Com. Stat Geol. București.

E. Butnaru, C. Prischak. Proiect pentru lucrări geologice pentru sulf nativ în șantierul Gura Haitii. 1967. I. G. E. X. București.

S. Cosma, O. Gheruci. Raport asupra lucrărilor de cartări și prospecțiuni pentru sulfuri complexe în munții Călimani-Bîrgău (Dornișoara-Fîntinele). 1958. Arh. Com. Stat Geol. București.

Cecilia Soare. Raport privind documentarea mineralologică-petrografică a lucrărilor de explorare geologică din șantierul I. S. E. M. — Gura Haitii. 1965. Arh. Com. Stat Geol. București.

Cecilia Soare, Olympia Vasilescu. Raport privind documentarea petrografică a lucrărilor de explorare geologică din șantierul I. G. E. X. — Gura Haitii. 1966. Arh. Com. Stat Geol. București.

Camelia Teodoru, I. Teodoru. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru fier și sulfuri complexe executate în munții Călimani de nord și nord-est. 1961. Arh. Com. Stat Geol. București.

I. Teodoru, Camelia Teodoru. Raport asupra lucrărilor de prospecțiune pentru fier și cuarțite secundare în munții Călimani de nord, Gura Haitii. 1963. Arh. Com. Stat Geol. București.

I. Teodoru, Camelia Teodoru, I. Întorsureanu. Raport asupra lucrărilor de prospecțiune pentru minereuri de fier în formațiunile eruptive din Carpații Orientali, munții Călimani de nord, zona Poiana Negrii — Sărișor. 1966. Arh. Com. Stat Geol. București.

Z. Török. Raport asupra ridicărilor geologice efectuate în masivul eruptiv al Călimanilor în campania anului 1949, între 17 iulie și 15 septembrie. 1949. Arh. Com. Stat Geol. București.

Descrierea rocii

Roca are culoare gri deschisă dată de masa fundamentală și structură porfirică, distingându-se cristale de plagioclaz pînă la 4 mm lungime, granule de cuarț și lamele strălucitoare de biotit. Sulful nativ apare în cuiburi cu dimensiuni pînă la 5 mm, neuniform repartizat, imprimînd roci o nuanță gălbuiie în zonele de concentrare. Microscopic se mai disting fenocristale de hornblendă și augit. Sulful se dispune în plaje neregulate, formate obișnuit din cîteva cristale xenomorfe. De asemenea se găsește tridimit, de regulă concrescut cu sulful. Sporadic se mai văd apatit și zircon.

P l a g i o c l a z u l se individualizează în cristale idiomorfe prismatice, cu structură zonară inversă, uneori rotunjite, cu dimensiuni pînă la 3,5 – 4 mm în direcția alungirii, adesea sfărîmate. Cîteodată granulele posedă antemarginal o zonă netransparentă cu aspect de alterare. Zona marginală este limpede și cea mai bazică din cristal. Ca incluziuni cuprinde biotit, apatit, zircon, sulf. Repartiția incluziunilor este neregulată în unele cristale și zonară în altele. E maclat după legile albit, periclin, Karl-sbad și conține anortit între 35 – 50%.

B i o t i t u l arată cristale idiomorfe cu conture pseudohexagonale și dimensiuni pînă la 2,5 mm. Marginal are aproape totdeauna o coroană de transformare opacă. Cîteodată se observă că este alcătuită din pirită. Ca incluziuni, posedă plagioclaz, apatit, zircon. Unele cristale sunt rupte.

H o r n b l e n d a expune cristale alungite pînă la 2,5 mm cu margini rotunjite, fiind reprezentată prin varietatea verde comună. Adesea, cristalele sunt resorbite, nerecunoscîndu-se decît conturele sub forma unor benzi de pirită, centrele fiind ocupate de o sticlă cu slabă antizotropie marginală.

A u g i t u l se prezintă în granule rotunjite, de regulă sub 1 mm, izolate sau în mici aglomerări. Este resorbit la fel cu hornblendă.

C u a r ț u l se observă în granule izolate sau îngremădiri de cîțiva indivizi, cîteodată cu aceeași orientare optică. Cristalele sunt rotunjite, corodate, fisurate sau sparte, pînă la 3 mm în diametru. Nu au incluziuni, însă pe fisuri și în adînciturile de corodare uneori a pătruns sulf (pl. III, fig. 1, 2). Sunt și indivizi care au o coroană de reacție opacă.

S u l f u l se prezintă divers și caracteristic. Totdeauna xenomorf, etalează trei aspecte deosebite: incluziuni în plagioclaz și tridimit (pl. II, fig. 1); concreșteri cu tridimitul (pl. II, fig. 1); plaje poligranulare și granule independente, de diverse mărimi. Nu include și nu pseudomorfozează constituenții roci.

Tridimitul este maclat în pană având uneori aspect de rozetă cu dimensiuni între 0,03 – 0,5 mm. De regulă concrește cu sulful. Masa fundamentală este criptocristalină, singurii constituenți care pot fi deosebiți fiind microlitele alungite de plagioclaz. Microlitele mineralelor femice, în cazul în care au existat, au fost în întregime înlocuite cu pirită fin diseminată. Compoziția modală este următoarea :

	%
Plagioclaz	18–21
Biotit	2–4
Hornblendă	1–2
Augit *	1
Augit + hornblendă transformate	4–5
Cuarț	sub 1
Masa fundamentală	66–73

Ceilalți compoziții, apărând sporadic, nu au fost considerați. Din datele prezentate rezultă că, andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț prins în foraj între metrii 273 – 305,15 este identic cu cel ce aflorează în vîrful Pietricelu, constituind o apofiză a acestuia.

Considerații de petrogeneză și mineralogeneză

a) **Tipul de rocă.** Având în vedere caracterul mai acid al andezitelor cu biotit, hornblendă și cuarț comparativ cu celelalte tipuri de roci efuzive din partea nordică a munților Călimani, Cosma et al. (1964) susțin că s-ar fi consolidat dintr-o topitură diferențiată în stadiile finale de evoluție ale magmei ce a generat andezitele piroxenice superioare. Așa s-ar explica punerea lor în loc după andezitele piroxenice superioare. Totodată, dacă se admite această ipoteză, andezitele cu hornblendă, biotit și cuarț trebuie să fie apropriate în timp de cele piroxenice superioare. Mai departe, autorii citați conchid că, andezitele bazaltoide de bazaltele neavând o afiliație cu andezitele piroxenice superioare, foarte probabil să fie mai noi și ca andezitele cu biotit, hornblendă și cuarț, deoarece prin chimismul lor reprezintă termenii finali de evoluție ai unui magmatism de tipul celui neogen subsecent alpin, cum este cel din Călimani (ele stând de asemenea în superpoziție față de andezitele piroxenice superioare). În 1935 Nichita a propus ipoteza cristalizării andezitelor cu biotit, hornblendă și cuarț de Pietricelu dintr-o magmă hibridă, reluată de Török⁴. Nu am găsit în secțiunile noastre hipersten și olivină, dar hiperstenul este citat de Nichita și de Teodoru et al.⁴, iar olivina de Nichita. Înșiruind parageneza : olivină, hipersten, augit, hornblendă, biotit, cuarț, tridimit, plagioclaz, observăm dezechilibrele mineralogice, concretizate prin întreaga serie de reacție a femicelor lui Bowen și prin perechi de

* Op. cit. pct. 3.

minerale incompatibile ; olivina nesaturată cu cuarțul, cuarțul cu tridimitul ca două faze de temperaturi diferite ale aceleiași substanțe. Dacă se admite că andezitele cu biotit, hornblendă și cuarț provin dintr-o magmă hibridă, următoarele supozиїi trebuie discutate :

1. În momentul amestecului celor două magme nu existau faze cristalizate : nu se explică existența cuarțului ; nu se explică zonarea inversă a plagioclazului.

2. În momentul amestecului existau faze cristalizate în magma bazică. Nici pe această cale nu poate fi explicat cuarțul și nu se poate înțelege zonarea inversă a plagioclazului.

3. Amândouă magmele în momentul amestecului posedau faze cristalizate : unii plagioclazi ar fi trebuit să arate zonalitate normală (cei ce și-au început cristalizarea în magma bazică), iar cei ce și-au început cristalizarea în magma acidă ar fi trebuit să arate zonalitate recurrentă.

4. Magma acidă conținea faze cristalizate în momentul amestecului : plagioclazul ar fi avut zonalitate recurrentă. Mai departe, toate supozиїile discutate nu pot explica : absența feldspatului potasic ; prezența olivinei ; absența cuarțului dintre ultimele minerale cristalizate și din masa fundamentală ; prezența tridimitului. Cuarțul în formele pe care le îmbracă nu-ar putea proveni decât dintr-o magmă riolitică cu silice depășind cantitatea cerută de amestecul eutectic. În acest caz, silicea intrată sub formă de topitură în magma hibridă ar fi trebuit să depășească cantitativ chiar de zeci de ori cuarțul, și să satureze olivina ; or nu este cazul. Argumente importante împotriva ipotezei hibridizării reies din considerarea chimismului andezitelor cu biotit, hornblendă și cuarț. Dăm mai jos analiza chimică după Nic h i t a (1935) comparativ cu compoziția medie a andezitelor după D a l y (1933) (din T u r n e r , V e r h o o g e n , 1960).

Andezit cu hornblendă, biotit și cuarț	Compoziția medie a andezitelor	
	%	%
SiO ₂	60,30	59,59
TiO ₂	1,05	0,77
Al ₂ O ₃	18,56	17,31
Fe ₂ O ₃	0,38	3,33
FeO	2,29	3,13
CaO	5,84	5,80
MgO	4,02	2,75
MnO	0,10	0,18
Na ₂ O	4,35	3,58
K ₂ O	1,96	2,08
H ₂ O	0,42	1,26
P ₂ O ₅	0,23	0,26

Observăm că silicea depășește cu foarte puțin conținutul mediu al andezitelor, menținându-se sub al trahitelor (60,68%)⁵. Conținutul în Al_2O_3 arată o creștere netă față de media andezitelor și nu o scădere cum ar fi trebuit să se întâpte în caz de hibridizare (riolit 13,14%), apropiindu-se mai degrabă de fonolite (20,60%). În ce privește fierul, se observă predominanța ionului feric, ceea ce indică caracterul reducător al mediului existent în magmă, provocat, credem, de prezența sulfului. Creșterea puternică a conținutului în magneziu apropie andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț de bazalte (6,17% MgO), excludând un aport acid (0,38% MgO riolit). De asemenea CaO arată o creștere ușoară și nu o scădere (1,22% CaO riolit). Conținutul în Na_2O arată o apropiere față de trahite (4,43% Na_2O), iar cel de K_2O este sub cel al mediei andezitelor, deci categoric nu indică un amestec cu magmă acidă. Prin urmare, toți indicii chimici infirmă concepția cristalizării andezitului cu biotit, hornblendă și cuarț dintr-o magmă hibridă, formată prin amestecul unei magme andezitice cu una riolitică. Chiar dacă admitem că magma mai bazică a fost de compoziție bazaltică, și din nou, chiar dacă admitem amestecul cu una riolitică, obținem următoarele cifre: pentru SiO_2 în jur de 60% cît este în andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț de Pietricelu, ar trebui ca la o cantitate oarecare de magmă bazaltică, să se adauge o cantitate egală de magmă riolitică. Calculând mai departe proporțiile cuvenite pentru ceilalți oxizi, s-ar ajunge la următoarele cifre: Al_2O_3 14%; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 7%; CaO 5%; MgO 3,27%; Na_2O 3,22%; K_2O 3,05%. Comparîndu-se cu cifrele lui Nicchia pentru andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț, se vede clar că nici în acest fel nu se poate explica chimismul său. Datele experimentale arată că tridimitul nu cristalizează sub 873°C. Dacă luăm acest lucru de bun și dacă mai ținem seama că, în rocile bazice primele topituri nu apar sub 900°C (Kraenck, Oja, 1960), trebuie să admitem că, în magma parentală a andezitelor cu biotit, hornblendă și cuarț, acesta a fost un element exogen. La noi s-a mai descris cuarț exogen în bazaltele de la Racoșul de Jos (Lațiu, 1928). De altfel, după Rittmann (1960), corodarea cuarțului își are cauzele în pătrunderea sa în condiții diferite de cele în care a cristalizat, caracterizate fie prin prezența unor minerale nesaturate, fie prin deviații de la eutectice — ceea ce provoacă reacții de saturare sau retopire de completare a eutecticelor. În accepția noastră, nici diferențierea (care se caracterizează prin înaltul grad de echilibrare al fazelor), nici hibridizarea (care presupune formarea unei magme omogene cu evoluție normală ulterioară), nu pot explica

⁵ Celelalte date comparative se dau tot după autorii citați.

dezechilibrele mineralogice observate în andezitele de Pietricelu. Mai ușor se pot depăși contradicțiile dacă se admite că în drumul ei ascensional, magma de compoziție andezitică s-a contaminat cu roci adiacente camerei magmatice. Mergind pe această cale, argumentul după care andezitele bazaltoide și bazaltele ar fi mai noi decât andezitele cu biotit, hornblendă și cuarț își pierde conținutul, relațiile de vîrstă între rocile amintite putând fi la fel de bine egale. Cu certitudine se poate afirma doar că, andezitele bazaltoide, bazaltele și andezitele cu biotit, hornblendă și cuarț sunt mai noi decât andezitele piroxenice, fiind în superpoziție față de ele.

b) **Problema sulfului.** La descrierea rocii s-a arătat că sulful se găsește ca incluzioni în plagioclaz. Implicațiile observației sunt deosebit de importante, dacă admitem că incluzionile sunt primare, și ne sprijinim pe următoarele fapte cînd afirmăm că sulful a fost prinț în cristale, în decursul creșterii lor : 1, feldspații din rocă, cu incluzioni sau fără, sunt proaspeți (pl. I, II, fig. 1, 2); 2, formele incluziunilor de sulf sunt acelea ale incluziunilor fluide din mineralele hidrotermale (pl. I, fig. 3); 3, nu se observă raporturi între planele de maclare, de fisurare, sau clivaje și dispunerea incluziunilor, uneori acestea fiind transversale pe ele (pl. I, fig. 4; pl. II, fig. 2); 4, limitele incluziunilor cu feldspații sunt nete, fără indicii de reacție sau transformare (pl. II, fig. 4); 5, spațiile ocupate de incluzioni nu reprezintă un sistem comunicant (pl. III, fig. 3; pl. I, fig. 2); 6, feldspații cu incluzioni, ca și cei fără incluzioni, au marginile continue, rectilinii sau curbe convexe, niciodată corodate (pl. I, II, fig. 1, 2); 7, chiar incluziunile marginale, inclusiv în cazurile cînd feldspații se află în contact cu sulf nativ, nu relevă comunicații cu acesta sau cu exteriorul cristalului (pl. I, fig. 2); 8, unii plagioclazi, în zonele cu incluzioni arată o remarcabilă variabilitate în compoziție, căpătînd un aspect șagrinar spre poziția de extincție, fapt ce se poate interpreta ca datorîndu-se perturbării de către sulf a difuzării particulelor spre rețea. Că aspectul șagrinar rezultă din diferențe în compoziție și nu din alterări incipiente reiese din diferențele de relief (pl. II, fig. 2); 9, în cîteva cazuri, plagioclazul evidențiază zonălitatea marginală de creștere paralelă concentric în jurul unor incluzioni de sulf. Interpretăm că sulful a existat acolo în momentul creșterii cristalelor (pl. II, fig. 3); 10, într-un cristal cu zonă premarginală de transformare, în jurul incluziunilor se observă o bordură îngustă limpede, ceea ce presupune scădere intensității proceselor de transformare în vecinătatea lor, deci prezența lor în mineral înaintea transformării sale (pl. I, fig. 1).

Caracteristicile de mai sus fiind generale, iar secțiunile neorientate, este puțin probabil ca incluzionile să poată admite o altă interpretare



decit aceea ca, reprezinta faze omogene inglobate in timpul cresterii cristalelor. Consecinta celor afirmate este ca, sulful prezent actualmente in andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț interceptat în foraj, reprezintă sulf primar, existent în magma din care s-a consolidat corpul respectiv. Din relațiile lui structurale cu restul componentilor rocii, rezultă că magma ce a generat apofiza de andezit cu biotit, hornblendă și cuarț prinsă în foraj, s-a comportat ca sistem termodinamic închis, conținând sulf ca fază condensată imiscibilă, subcritică. Stările dense supracritice se individualizează într-un sistem numai cînd presiunea externă devine mai mică decit cea internă, adică atunci cînd se poate produce fierberea. Or, scăderea presiunii externe sub valoarea celei interne, determină pierderea rapidă a fazei volatile și prin urmare imposibilitatea prinderii ei în cristalele în creștere. Ca atare sulful trebuia să fi existat în magmă în stare condensată, adică să fi fost un lichid imiscibil ce forma pungi și picături de diverse mărimi, repartizate neuniform în topitură, cu tendință de aglomerare și de ascensionare, din cauza densității sale mai mici. Pentru ca sistemul să fi fost închis din punct de vedere termodinamic și pentru ca sulful să fi putut exista în starea postulată de către noi, trebuia îndeplinite anumite condiții fizice minimale. Vom vedea în continuare că aceste condiții s-au îndeplinit.

Temperatura critică a sulfului este de 1040°C , despre presiunea lui critică neposedind date. Luind însă în considerare faptul că, dintre toate substanțele asupra cărora am putut obține informații de tipul care ne interesează, Hg are cea mai înaltă temperatură critică, $>1550^{\circ}\text{C}$, și cea mai mare presiune critică, $>$ de 200 atm., pentru majoritatea substanțelor cu puncte de topire coborîte temperaturile critice fiind sub 1000°C și presiunile critice sub 100 atm., între acești doi parametri existind o proporționalitate directă la ordinea de mărime indicată (adică la temperaturi critice de peste 1000°C corespund presiuni critice de peste 100 atm., și la temperaturi critice sub 1000°C corespund presiuni critice sub 100 atm.) este corect să se admită că presiunea critică a sulfului se află în jur de 100 atm., poate mai puțin, dar nu peste 150 atm. Știind că forajul plasat la cota 1610 m a întlnit corpul în cauză după 273 m, iar punctul cel mai înalt în care aflorează andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț este în vîrful Pietricelu la cota 1991 m (distanța orizontală fiind de cca 1000 m), rezultă că se poate considera punerea sa în loc la minimum 700 m adîncime, poziția lui actuală datorindu-se eroziunii. Luîndu-se în calcul o densitate medie pentru andezit egală cu 2,7 se obține pentru o diferență de nivel de 700 m o presiune litostatică de aproximativ 188 atm., deci suficientă pentru a condensa sulful la 1040°C și mai mult decit suficientă spre a-l condensa sub

această temperatură, știindu-se că presiunea critică scade proporțional cu scăderea temperaturii fazelor de vapor considerate. Din totalitatea informațiilor culese pînă în prezent prin lucrările de explorare executate în perimetru zăcămîntului de sulf din munții Călimani, se știe că : zăcămîntul este cantonat în nivelele superioare de aglomerate ale andezitelor piroxenice ; are o formă aproximativ lenticulară suborizontală ; limita inferioară este netă și nu mai jos de cota 1400 în cel mai coborît punct al său ; conținutul în sulf este mai ridicat în părțile superioare ale zăcămîntului ; spațial înrădăcinarea zăcămîntului se face spre și sub vîrful Pietricelu, crescînd conținutul de sulf în rocă pe această direcție. Toate încercările de a găsi în profunzime căile de acces ale sulfului spre suprafață nu au dat rezultate. De asemenea nu se cunosc impregnații de sulf în andezitele piroxenice proaspete. Tipurile de alterări ce afectează andezitele piroxenice și aglomeratele lor în afara zăcămîntului, diferă de cele din zăcămînt. În sfîrșit, trebuie să se țină seama că, sulful aflîndu-se găzduit în nivelele superioare de aglomerate ale andezitelor piroxenice, nu poate fi mai vechi decît acestea și deci generarea lui trebuie asociată ultimelor faze ale activității vulcanice din partea nordică a munților Călimani. Aceste fapte corelate cu existența sulfului primar în andezitele cu biotit, hornblendă și cuart de Pietricelu și cu proprietățile termodinamice ale sulfului nativ la temperaturi egale cu ale magmelor, dar subcritice, ne determină să afirmăm că sulful are o legătură genetică directă cu andezitul cu biotit, hornblendă și cuart de Pietricelu, ipoteză admisă și de Butnaru și Pischak⁶. Mecanismul punerii în loc a sulfului îl concepem astfel. Magma sulfurică în primele etape de erupție s-a degazeificat în atmosferă. Cu trecerea timpului, lava revărsată ca o imensă ciupercă de jur împrejurul coșului (situație pusă clar în evidență prin foraje), s-a întărit și împreună cu curgerile superioare de andezite piroxenice au alcătuit un acoperiș impermeabil ce a oprit evadarea gazelor prin coș. Răcirea coșului s-a realizat treptat și de sus în jos. În aceste condiții, gazele existente încă în rezervorul magmatic și în partea inferioară a coșului, au căutat căi de ieșire laterale, acolo unde rezistența era minimă. Or, căile de minimă rezistență trebuia să fie în primul rînd nivelele de aglomerate ale andezitelor piroxenice poroase și alterate deja hidrotermal. Deoarece presiunea de vaporii a sulfului sub 1000°C nu poate depăși cu mult 100 atm., după cum am arătat, trebuie să existe un nivel minim sub care sulful nu a putut pătrunde lateral. Forajele verifică întrutotul aceasta. De asemenea, circulația cea mai intensă s-a realizat la nivelele cele mai înalte, unde presiunea era minimă

⁶ Op. cit. pet. 3.

(conținutul de sulf în zăcămînt mai mare la nivelele superioare). Punerea în loc a sulfului s-a efectuat din exteriorul zăcămîntului pe direcția spre Pietricelu (creșterea gradului de puritate și de concentrație a sulfului în zăcămînt pe această direcție). În momentul părâsirii magmei, compoziția gazelor era predominantă din vaporii de sulf nativ, cu H_2S și SO_2 subordonate. Dar, cu pătrunderea în rocile învecinate și cu răcirea rapidă, atît sulful nativ cît și H_2S și SO_2 au reacționat cu compușii mineralelor existente, cît și mai ales cu gazele atmosferice și apa, dînd soluții acide agresive, care suprapuse pe fondul deja alterat al rocilor preexistente, au provocat transformarea lor cu o extraordinară vigoare, ducîndu-le pînă la stadiul de cuarțite secundare. Este un fapt constatat că zăcămîntul de sulf, petrografic reprezintă o asociație intimă de sulf nativ și silice sub diferite forme. Procesul de degazeificare a rezervorului magmatic a putut avea o lungă durată, calea de acces pe verticală a sulfului fiind contactul dintre coș și rocile adiacente, cu intensitate descrescîndă a aportului și cu pătrunderea pe noi zone de minimă rezistență, pe măsură ce în perimetrul actual al zăcămîntului roca devinea tot mai compactă și impermeabilă (roca cu sulf este extrem de compactă și lipsită de porozitate). Direcțiiile, cantitatea, durata, temperatura și tipul aporturilor au determinat apariția faciesurilor de transformare ale rocilor descrise între Negoil Românesc, Vîrful Iancului și Rețiș (T e o d o r u, T e o d o r u, 1966). Căutarea unei zonalități spațiale a transformărilor nu poate avea rezultate, procesele suprapunîndu-se atît pe verticală cît și pe orizontală. Acolo unde circulația a fost intensă și de lungă durată, s-a atins stadiul de cuarțit secundar prin levigarea totală a celorlalți componenți ai rocilor. Unde aportul de sulf a fost important, dar mai puțin bogat decît în cazul precedent, o parte din componenți au rămas în rocă și astfel a rezultat fie un facies alunitic cu sulf nativ, subordonat, fie un facies cu sulf nativ și alunit subordonat sau chiar sporadic. Relațiile dintre aceste tipuri de faciesuri sunt neregulate și ele prezintă predominanțe pe anumite direcții față de centrul de aport, dar nu zonalități. Acestea sunt faptele puse în evidență prin lucrările de exploatare.

c) Discuții privind alte aspecte particulare ale andezitului cu biotit hornblendă și cuarț. P i r i t a . Existența piritei în andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț de Pietricelu a fost remarcată de N i c h i t a (1935). El a interpretat-o ca dovada unei slabe activități post-vulcanice și ca un argument în sprijinul ipotezei că andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț de Pietricelu ar apartine ciclului vechi de eruptii (care sunt transformate hidrotermal). Mai întîi remarcăm că andezitul cu biotit, hornblendă și



cuarț de Pietricelu aparține ultimelor erupții din partea nordică a munților Călimani și nu primelor, lucru stabilit indubitabil prin superpoziția lor față de andezitele piroxenice superioare. În al doilea rînd, comparativ cu toate celelalte tipuri de roci din perimetru care ne interesează, andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț este cel mai puțin alterat, chiar cînd se află întrepătruns cu rocile mai vechi, ca în cazul apofizelor întîlnite în foraje. Relativ la transformările hidrotermale suferite de rocile descrise în partea nordică a munților Călimani, menționăm că nici unul din cercetătorii care au lucrat acolo după Nichita (spre exemplu Stanciu, 1961; Russo, 1964) niciodată nu este citată piritizarea ca unic tip de alterare, ci totdeauna cloritizarea constituie stadiul incipient al transformărilor. În andezitele cu biotit, hornblendă și cuarț de Pietricelu, structural piritizările se prezintă sub înfățișările descrise în literatură ca resorbție magmatică, coroană de reacție, opacitzare. Mineralele femice sunt rotunjite și înconjurate de o bordură opacă de lățime constantă, care în unele cazuri înaintează spre mijlocul mineralului pînă la totala lui invadare, în care caz din fostul mineral nu mai rămîne decît conturul sub forma unor benzi în care se poate recunoaște pirita, interiorul fiind ocupat de sticlă. Nici un alt produs de transformare nu poate fi depistat în roca. Din cele spuse pînă acum, se poate vedea că, magma din care a cristalizat andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț de Pietricelu a constituit un sistem cu proprietăți speciale. În primul rînd a fost foarte bogată în sulf. De asemenea trebuie să fi existat apă într-o cantitate oarecare. Din observația că piritizarea a afectat numai zonele exterioare ale fenocristalelor melanocrate și microlitele din pastă, deducem că a reprezentat un fenomen în evoluția tîrzie a magmei și a rocii. Se știe că pirita magmatică a fost citată adesea chiar în corpurile bazice, ca spre exemplu la Skaergaard (Dear, Howe, Zussman, 1963). Înînd seama de acest lucru, explicăm piritizările observate în andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț în felul următor: în momentul cînd a început cristalizarea finală a magmei, apa dizolvată în topitură a fost obligată să se individualizeze ca fază supracritică intergranulară. Întrucît în jur de 1000°C disocierea apei devine sensibilă (pentru 10 atm. presiune avem indicat un grad de disociere de $1,39 \times 10^{-7}$) hidrogenul și oxigenul rezultate au reaționat cu sulful dînd H_2S și SO_2 . SO_2 ca atare a rămas inert deoarece acizii sulfuros și sulfuric sunt disociați complet la temperaturi înalte. În schimb, H_2S la presiunea de 1 atm. și temperatura de 945°C se disociază abia în proporție de 15,6%. Deoarece în cazul nostru era mai mare, gradul său de disociere era probabil mai scăzut

decit cel indicat, ca si al apei de altfel. Fiindca H_2S cu apa da reactie acidă, foarte probabil că faza supracritică intergranulară a avut o agresivitate destul de pronunțată luind în considerare și temperatura, și a atacat mineralele femice formind sulfura de fier. Întrucit după cum am menționat din discuția asupra sulfului, magma din care a rezultat andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț a reprezentat un sistem închis termodinamic pentru presiuni sub 180 atm., procesul a continuat foarte probabil și după cristalizarea definitivă a corpului. Existența unor fluide supracritice cu presiuni mari este dovedită de porozitatea pe care o prezintă roca în unele părți, precum și de existența golurilor circulare în unele cristale de sulf, care nu pot fi explicate decit ca bule gazoase într-un lichid viscos. În zonele din rocă unde gazele au atins o concentrație suficientă, presiunea litostatică a putut fi învinsă încă în timpul cristalizării corpului, restul de fluide plecind mai tîrziu, după ce roca s-a răcit definitiv, pe sistemele de fisuri formate. În acest fel se explică, după părerea noastră, piritizarea ca unic proces de transformare a mineralelor femice din andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț. Porozitățile ca goluri de dizolvare nu pot fi admise decit în stadiile avansate de transformare ale rocilor (Staniciu, 1961). Or, pătrunderea agenților transformatori într-o rocă complet proaspătă, spre a forma canale cu diametre milimetrice neregulate, este extrem de puțin probabilă. Atât din descrierile din alte locuri cît și din ceea ce cunoaștem în zona zăcămîntului de sulf din Călimani agenții transformatori pătrund sub forma unui front, intensitatea acțiunii lor descrescînd spre părțile interne ale rocilor. Se cunosc nenumărate cazuri vizibile în foraje și galerii, cînd de la roca complet transformată, pe măsură ce se avansează, transformările descresc treptat în intensitate, spre a ajunge la un miez proaspăt, ca apoi succesiunea să se repete invers. Or, nu este cazul pentru andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț. Observate microscopic, porozitățile sunt perfect delimitate de masa fundamentală, fără nici un indiciu de transformare. În ceea ce interesează modul de apariție a sulfului, în masa fundamentală a andezitului cu biotit, hornblendă și cuarț, este interesant de comparat cu sulful din zăcămînt. Astfel, în timp ce sulful din zăcămînt, apare ca pseudomorfoze după fenocristale în andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț nu se remarcă acest lucru. De asemenea, față de sulful din zăcămînt, sulful din masa fundamentală a andezitului cu biotit, hornblendă și cuarț nu intră în extincție concomitent în două plaje alăturate, nu relevă comunicății între plaje, nu include vreunul din constituenții principali ai rocii, nu apare niciodată idiomorf. Apariția lui, atât ca inclusiuni cît și în masa fundamentală, este normală. Sulful n-a format în magmă o singură pungă sau un strat imiscibil, ci picături de diverse mărimi, în funcție de gradul

de concentrație într-un loc anumit și de posibilitățile de migrație. El a putut fi inclus în plagioclaz numai acolo unde concentrația sa era mare, altfel cristalele în creștere ar fi înlăturat picăturile din calea lor datorită forței de cristalizare. Cea mai mare cantitate de sulf a rămas în magmă sub formă de mici pungi, menținute ca atare și după ce roca a cristalizat. Așa se explică prezența lui în masa fundamentală ca mici cuiburi poligonalare xenomorfe. Pe măsură ce scădea temperatura rocii și deci implicit a sulfului, scădea și presiunea lui de vaporii. Totuși în jurul corpului prins în foraj, în andezitele piroxenice transformate apar impregnații de sulf pe mai mulți metri. Este de fapt cea mai joasă impregnare întâlnită. Explicația constă în aceea că, pe căile deschise de fluidele supracritice a putut scăpa din corp și o oarecare cantitate de sulf și de asemenea sulful din imediata apropiere a suprafetei magmei a reacționat cu fluidele din roca înconjurătoare alterată, dând compușii de tipul H_2S și SO_2 , ce au migrat pe o distanță oarecare. O atenție deosebită considerăm că necesită concreșterea sulf-tridimit. Se știe că tridimitul este faza de temperatură înaltă a silicei, cristalinind la peste $873^{\circ}C$. Totuși, a fost relevată și posibilitatea formării lui pe cale pneumatolitică, deși nu se cunosc condițiile în care se poate realiza aceasta. Concreșterea lui constantă cu sulful, precum și faptul că include sulf, ar putea indica, după părerea noastră, formarea unui sistem bicomponent sulf-silice la temperaturi înalte. Nu se poate admite că tridimitul ar reprezenta o silicifiere, pentru motivul că andezitele piroxenice sănt lipsite de acest mineral în zona noastră, iar erupții mai noi decât cele care au pus în loc andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț de Pietricelu nu există. Deci n-ar fi avut cine genera o fază pneumatolitică de temperatură înaltă.

Despre transformări

Se știe că în general mineralizațiile sănt însoțite de transformări mai mult sau mai puțin intense ale rocilor înconjurătoare, fiind un bun indiciu în prospectare. De aceea transformările au fost urmărite pe tot cuprinsul Călimanilor și îndeosebi în zona care ne interesează, unde ele sănt foarte puternice. Mai mulți cercetători au încercat să clasifice transformările din partea central-nordică a Călimanilor temporal și spațial, deosebind faze și zone de transformări hidrotermale ale rocilor. Cele mai importante lucrări în acest sens sănt ale lui T e o d o r u , T e o d o r u (1966); S o a r e⁷, S o a r e, V a s i l e s c u⁷.

⁷ Op. cit. pct. 3.

T e o d o r u și T e o d o r u recunosc două faze de transformare hidrotermală separate în timp și în superpoziție în spațiu : faza I legată de cele mai vechi roci din regiune, andezitele cu amfiboli și piroxeni, diorite și microdiorite, concretizată prin cloritizări, propilitizări, sericitizări, biotitizări, turmalinizări ; faza a II-a, manifestată în timp după ultimele erupții din regiune și care a afectat în special piroclastitele ciclului II. În cadrul acestei faze autorii deosebesc spațial următoarele zone denumite faciesuri : faciesul cuarțos ; faciesul argilos ; faciesul alunitic. De faciesul cuarțos ar fi legate mineralizațiile de fier și de sulf.

Ceilalți autori menționați recunosc de asemenea două faze de transformări hidrotermale ale rocilor succesive în timp, cu unele modificări rezultate din cunoașterea mai detaliată a datelor din lucrările de explorare și anume : în ceea ce privește transformările din faza a doua nu se poate stabili nici o zonalitate spațială ; tot în faza a doua, activitatea solfatariană ce a generat sulful (concepția autorilor citați) a fost precedată în timp de o transformare de tipul cloritizare-propilitizare.

Vom exprima în continuare opinile noastre relativ la aceste probleme. Mai întii, se remarcă din totalitatea lucrărilor de explorare executate, că pînă la cele mai profunde nivele atinse, rocile sănt mai mult sau mai puțin transformate. Aceasta confirmă constatările geologilor care au lucrat în partea central-nordică a munților Călimani și care au găsit în toată zona amintită și în toate tipurile de roci pînă la andezitele piroxenice superioare inclusiv, transformări hidrotermale. Transformările au diferit ca intensitate și ca durată, în funcție de cantitatea de material eruptiv pus în loc, de gradul de saturăție în volatile și de condițiile geologico-petrografice concrete. În introducere s-au arătat perioadele de activitate eruptivă care s-au succedat în partea nordică a Călimanilor și s-a văzut că după opinia unor autori (Cosma et al., 1964) andezitele piroxenice s-ar fi pus în loc în două faze separate între ele prin piroclastitele din ciclul II. Pentru perimetru în discuție, forajele executate nu confirmă această părere. Spre edificare, vom da descrierea unui foraj care început la cota 1610 m a atins cota 960 m, străbătind aproape întreaga stivă de andezite piroxenice cu piroclastitele lor.

0–30,30 m. Andezite cu biotit și cuarț proaspete ; 30,30 – 62,70 m. Andezite piroxenice proaspete. Între m 54,50 – 58,85 brecifiere parțială și transformare (silicifiere, cloritizare, limonitzare) ; 62,70 – 68,60 m. Piroclastit transformat cu fragmente mici prinse într-un liant cloritizat ; 68,60 – 104,53 m. Andezite piroxenice proaspete de culoare neagră cu zone complet transformate (argilizare, cloritizare, piritizare, limonitzare) între m 71 – 75,95 ; 82 – 83,75 ; 99,17 – 104,53. Între m 83,75 – 99,17 gips pe fisuri ; 104,53 – 111,48 m. Lavă piroclastică slab transformată ; 111,48 – 158,54 m. Andezite piroxenice în



care alternează zone proaspete cu zone alterate (m 120,20 – 124,12; 129,05 – 153; 134,83 – 138,50; 141,54 – 158,85; argilizare, cloritizare, silicifiere, limonitzare); 158,54 – 184,50 m. Piroclastite la început puternic silicificate, cloritizate, piritizate, apoi mai puțin dure, de culoare verzui-albicioasă. Între m 163 – 166,25 și 172 – 174, apar intercalații de andezite piroxenice transformate (argilizare, cloritizare, silicifiere, limonitzare). În masa piroclastitului au fost determinate fragmente de andezite piroxenice și roci cristaline; 184,50 – 188 m. Cuarțite secundare cu aspect piroclastic, impregnate cu pirită și marcasită. În unele zone silicifierea nu este completă, observându-se o slabă argilizare și cloritizare. De la m 187,20 apar depuneri sporadice de sulf; 188 – 201,75 m. Aceleași roci silicificate, puternic impregnate cu sulf; 201,75 – 203 m. Cuarțite secundare cu structură relictă andezitică foarte slab impregnate cu sulf; 203 – 219,82 m. Andezite piroxenice slab transformate (argilizare, cloritizare). De la m 213,40 – 218 proaspete. La sfîrșitul intervalului puternic silicificate; 219,82 – 225 m. Andezite piroxenice în întregime transformate în cuarțite secundare, parțial piritizate; 225 – 243,96 m. Se mențin cuarțitele secundare, de la m 229 sporadic impregnate cu sulf, în care se separă intercalații de andezite piroxenice alterate, trecerea de la roca silicificată la andezit fiind treptată. Cuarțitele piritizate slab, cu structură andezitică, sunt brecificate și cu sulf în fenocristale; 243,96 – 258 m. Cuarțite secundare cu sulf pelicular și pe fisuri; 258,0 – 273 m. Andezite puternic transformate (cloritizare, argilizare, limonitzare). De la m 265 sunt proaspete, masive; 273 – 305,13 m. Andezite cu biotit și cuarț proaspete cu impregnații sporadice de sulf; 305,13 – 317,97 m. Andezite piroxenice silicificate cu sulf pelicular pînă la m 312,60. Mai jos sunt proaspete; 317,97 – 332 m. Piroclastit transformat cu depuneri de gips pe fisuri; 332,0 – 336,93 m. Andezite piroxenice proaspete; 336,93 – 347,46 m. Zonă de brecificare cu gips pe fisuri; 347,46 – 353,80 m. Andezite piroxenice proaspete cu transformări marginale; 353,80 – 421,64 m. Brecii piroclastice; 421,64 – 436,60 m. Andezite piroxenice cu cloritizări și argilizări; 436,60 – 463,80 m. Brecii piroclastice, 463,80 – 492,30 m. Andezite piroxenice cu cloritizări și argilizări; 492,30 – 528,82 m. Brecii piroclastice silicificate și cloritizate; 528,82 – 548,82 m. Andezite piroxenice proaspete, rareori cu gips pe fisuri; 548,92 – 586 m. Se mențin aceleași andezite cu cloritizări, silicificieri, carbonatări, piritizări. La m 577 apar anclave de tufite conglomeratice, cu fragmente de cristalin, roci sedimentare și eruptive. Între m 584,50 – 586 un orizont de tufuri litoclastice; 586 – 630,40 m. Andezite piroxenice cloritizate, carbonataate, piritizate. La m 626,50 anclave de tufite conglomeratice; 630,40 – 650 m. Andezite piroxenice cu cloritizări, carbonatări, argilizări, piritizări. De la m 645 – 650 roca devine masivă, dură, proaspătă⁸.

Concluziile ce se desprind din datele forajului descris sunt următoare: 1. Andezitele piroxenice și piroclastitele lor, în zona în discuție, nu pot fi divizate în inferioare și superioare, separate printr-un orizont de aglomerate. Fazele de revârsări și explozii s-au succedat de repetate ori – în forajul descris se pot număra șapte intercalații de andezite piroxenice și tot atîtea de aglomerate; 2. Întreaga stivă este mai mult sau mai puțin transformată hidrotermal, neputindu-se stabili o zonalitate verticală a transformărilor; 3. Sulful nu coboară sub un anumit orizont; 4. Între sulf și cuarțitele secundare există o strînsă interdependentă. Atât în restul forajelor cît și în galerii, s-a observat că acolo unde transformarea este numai de tipul cloritizare-argilizare,oricît de avansat ar fi procesul,

⁸ Op. cit. pct. 3.

sulful lipsește cu desăvîrșire. Acestea fiind faptele, noi vedem fenomenele geologice care au condus la aspectul actual al rocilor din zona cercetată, după cum urmează. Activitatea vulcanică o dată începută, s-a desfășurat treptat, cu perioade de violență și acalmie. Fiecare reluare a activității magmatice a provocat recurența soluțiilor hidrotermale care au afectat atât noile roci formate cît și pe cele mai vechi. Activitatea hidrotermală nu a încetat o dată cu fazele de erupție, ci a continuat și după aceea. Cu creșterea treptată a strato-vulcanului, hidrotermalismul s-a manifestat la nivele tot mai superioare și în principal în jurul centrelor de erupție, dar pe liniile de fractură a putut afecta și rocile mai vechi chiar la distanțe mari de centrele de erupție. Așa s-a generat variabilitatea spațială a transformărilor. De asemenea, ultimele revârsări sunt neafectate, precum și revârsările mai vechi, acolo unde au rămas departe de noile erupții. Ca tipuri concrete de transformare, hidrotermalismul s-a manifestat în zona cercetată prin : cloritzări, propilitzări, argilizări, carbonatări, sericitzări, turmalinizări, silicificări, limonitzări, întinute împreună în întreaga stivă de roci. Peste acest cortegiu de transformări, s-au suprapus procesele legate de punerea în loc a zăcămîntului de sulf, care au avut ca rezultat în perimetru zăcămîntului și în terenurile adiacente, generarea unor tipuri speciale de transformări : formarea cuarțitelor secundare, alunitizările, depunerea masivă a sulfului.

Concluzii

Principalele concluzii ce se desprind din cele expuse sunt :

Sulful este legat genetic de andezitele cu biotit, hornblendă și cuarț ;

Magma din care au cristalizat aceste andezite, pe parcursul evoluției sale s-a contaminat cu roci adiacente camerei magmatice. Așa se explică dezechilibrele mineralogice evidente ;

Corpul prins în foraj a reprezentat un sistem închis din punct de vedere termodynamic, ceea ce a favorizat menținerea sulfului în roca cristalizată ;

Între andezitele cu biotit, hornblendă și cuarț și andezitele bazaltoide și bazalte nu se pot evidenția diferențe de vîrstă ;

Andezitele piroxenice nu pot fi separate în inferioare și superioare cu un cîelu de aglomerate între ele, cel puțin în zona zăcămîntului ;

Punerea în loc a sulfului a generat transformări de tip special (cuarțite secundare, alunitizări) care însă s-au suprapus pe un fond de transformări hidrotermale de tipul propilitizare-cloritzare și care sunt sterile în ce privește sulful ;



Transformările premergătoare punerii în loc a sulfului nu pot fi separate în două faze succesive în timp. Ele s-au produs de câte ori au avut loc erupții; în locurile în care au pătruns fluidele degajate de magme și cupoarele magmatische.

Aduc mulțumiri prof. D. Rădulescu pentru citirea manuscrisului și observațiile utile.

BIBLIOGRAFIE

- Cosma St., Teodoru I., Teodoru Cameliea (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei Munților Călimani de Nord și Bîrgău de Sud. *D. S. Com. Geol.* L/2, București.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1963) Rock-Forming Minerals. 5, *Non-Silicates*, Longmans, London.
- Kranck E. H., Oja R. V. (1960) Experimental studies of anatexis. *International Geological Congress, part XIV, The Granite – Gneiss Problem*, Copenhagen.
- Lătăiu V. (1928) Contribuții la studiul petrogenetic al bazaltelor cu incluzuni exogene de cuarț de la Racoșul de Jos (Județul Tîrnava Mare). *An. Inst. geol. Rom.* XIII, București.
- Manualul chimistului. 1948. I, Ed. AGIR, București.
- Nichita O. (1935) Étude pétrographique et chimique de la région des vallées Neâgra et Haïta du massif des Monts Călimani, départ. Cîmpulung. *Ann. Sci. Univ. Jassy*, XX, Jassy.
- Rădulescu P. D. (1962) Probleme ale vulcanismului terțiar în Munții Călimani-Gurghiu-Harghita. *Stud. cerc. geol.* VII, 2, București.
- Rittmann A. (1960) Vulkane und ihre Tätigkeit. Verlag Ferdinand Enke, Stuttgart, Germany.
- Russo Doina (1964) Contribuții la cunoașterea cuarțitelor secundare din Munții Gutii și Călimani. *Stud. cerc. geol.* IX, 1, București.
- Stanciu Constantina (1961) Contribuții la cunoașterea transformărilor hidrotermale ale rocilor andezitice. *Stud. cerc. geol.* VI, 4, București.
- Teodoru I., Teodoru Cameliea (1966) Faciesuri de metamorfism hidrotermal în caldera Munților Călimani. *D. S. Com. Geol.* LII/1, București.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. Second Edition, Mc Grow-Hill Book Comp. Inc. New York, Toronto, London.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA GENÈSE DU GISEMENT DE SOUFRE NATIF DES MONTS CĂLIMANI ET SUR LES PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES DES TERRAINS ADJACENTS AU GISEMENT

(Résumé)

Dans un forage des monts Călimani, on a rencontré un corps d'andésite à biotite et de quartz frais, imprégné avec du soufre natif, représentant



une apophyse sous-volcanique de l'andésite à biotite et à quartz de Pietricelu. Conformément à l'observation que le soufre se trouve inclus dans des phénocristaux de plagioclases et à des arguments thermodynamiques, l'auteur affirme que le soufre serait primaire, le magma duquel l'apophyse à biotite et à quartz s'est solidifiée étant mentenu comme système thermodynamique fermé sur tout le trajet de son évolution. Le soufre s'est individualisé en système comme phase fluide immiscible sous-critique.

En tenant compte que dans la proximité de l'andésite à biotite et à quartz de Pietricelu, on trouve un gisement de soufre, l'auteur conclue encore que ce gisement a été généré par la dégazéification du magma durant et après la mise en lieu de l'andésite à biotite et à quartz de Pietricelu. Le corps rencontré en forage s'est solidifié d'une intrusion latérale du magma, qui n'est jamais arrivée à la surface et le soufre n'a pas pu évadé du système.

À cause d'une série de déséquilibres minéralogiques rencontrés dans l'andésite à biotite et à quartz de Pietricelu — les coexistences quartz-olivine et quartz-tridymite et la succession inverse des zones en plagioclases — on soutient la consolidation de cette roche à partir d'un magma contaminé.



PLANŞA I



Institutul Geologic al României

PLANŞA I

- Fig. 1. — Plagioclaz cu incluziuni de sulf. Zonalitatea de creștere paralelă cu conturele unei incluziuni marginale de sulf. N + ; $\times 20$. S = sulf.
Plagioclase à inclusions de soufre. Zonalité de croissance parallèle aux contours d'une inclusion marginale de soufre. N + ; $\times 20$. S = soufre.
- Fig. 2. — Plagioclaz cu incluziuni de sulf. Contact extern cu sulful net. N + ; $\times 9$. S = sulf.
Plagioclase à inclusions de soufre. Contact externe avec le soufre net. N + ; $\times 9$. S = soufre.
- Fig. 3. — Plagioclaz cu incluziuni de sulf. Incluziunile cu forme rotunjite, sinuoase, fără relații cu exteriorul cristalului. N II; $\times 9$. S = sulf.
Plagioclase à inclusions de soufre. Les inclusions présentent des formes arrondies, sinusoises, sans relations avec l'extérieur du cristal. N II; $\times 9$. S = soufre.
- Fig. 4. — Plagioclaz cu incluziuni de sulf. N + ; $\times 20$. S = sulf.
Plagioclase à inclusions de soufre. N + ; $\times 20$. S = soufre.





1



2



3

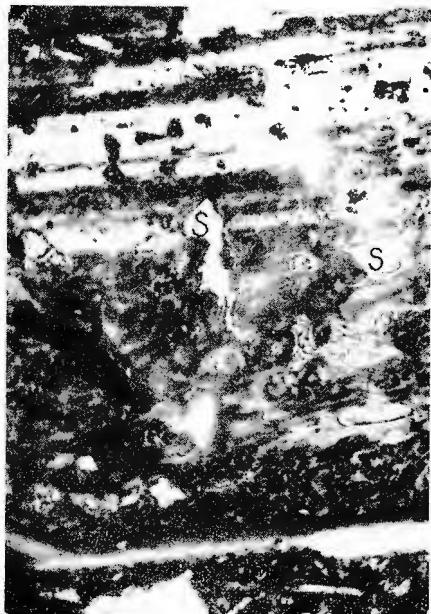


Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/2.

PLANŞA II

- Fig. 1. — Concreştere sulf-tridimit. Incluzioni de sulf în tridimit. N II; $\times 20$. S = sulf ; T = tridimit.
Enchevêtrement soufre-tridymite. Inclusions de soufre dans le tridymite.
N II; $\times 20$. S = soufre ; T = tridymite.
- Fig. 2. — Plagioclaz cu incluzioni de sulf. Zona cu incluzioni are aspect sagrinat. N II; $\times 9$.
S = sulf.
Plagioclase à inclusions de soufre La zone à inclusions présente un aspect chagriné.
N II; $\times 9$. S = soufre.
- Fig. 3. — Plagioclaz transformat cu incluzioni de sulf. Zona externă și o porțiune îngustă în jurul incluziunilor limpezi. N II; $\times 9$. S = sulf.
Plagioclase métamorphisé à inclusions de soufre. Zone externe et une surface étroite autour les inclusions transparentes. N II; $\times 9$. S = soufre.
- Fig. 4. — Incluziune sferică de sulf în plagioclaz. N + ; $\times 20$. S = sulf.
Inclusion sphérique de soufre en plagioclase. N + ; $\times 20$. S = soufre.





1



2



3



4

Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/2.

PLANŞA III

- Fig. 1. — Cristal corodat de cuarț, cu sulf în adîncitura de corodare. N + ; $\times 20$. S = sulf.
Cristal corrodé de quartz à soufre dans la fosse de corrosion. N + ; $\times 20$. S = soufre.
- Fig. 2. — Cuarț corodat cu sulf în adîncitura de corodare și pe o fisură. N + ; $\times 20$. S = sulf.
Quartz corrodé à soufre dans la fosse de corrosion et dans une fissure. N + ; $\times 20$.
S = soufre.
- Fig. 3. — Plagioclaz idiomorf cu incluziuni de sulf. De remarcat formele incluziunilor și absența lor din zona marginală. N II; $\times 9$. S = sulf.
Plagioclase idiomorphes à inclusions de soufre. À remarquer les aspects des inclusions et leur absence de la zone marginale. N II; $\times 9$. S = soufre.

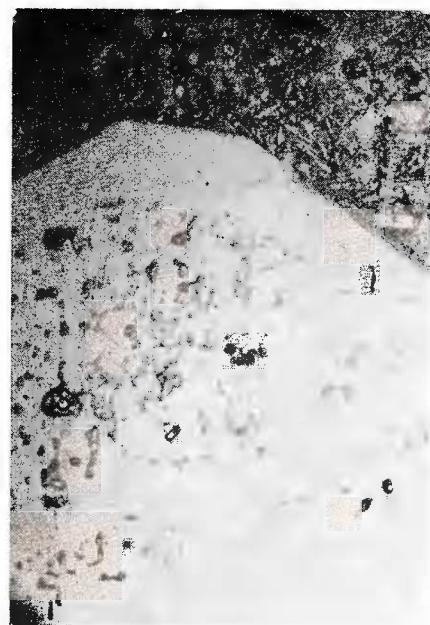




1



2



3

Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/2.

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967–1968)

2. ZĂCĂMINTE

OBSERVAȚII ASUPRA MINERALIZAȚIILOR DE LA BAIA-MARE ÎN LEGĂTURĂ CU TECTOGENEZA NEOGENĂ¹

DE

NICOLAE GHERASI²

Abstract

Relations between Mineralization and Tectogenesis within the Baia-Mare Area. Vein and dyke relations have permitted to approach a time sequence of the Baia-Mare ore deposits. Subsurface data quoted in galleries supported by field evidence indicate an early stage of mineralization during the Sarmatian followed by the main one. To the latter belong some gold veins from the Săsar mine and the Borzaș stockwork. They are of Pannonian age and precede the sulphide deposits of Herja, Baia Sprie and Capnic.

Regiunea Baia-Mare prin bogăția zăcămintelor sale neferoase a atras numeroși cercetători încă din secolul trecut. Prin intensificarea lucrărilor miniere după anul 1949, a fost necesară o documentare geologică. În acest scop o echipă de petrografi a Comitetului Geologic condusă de D. Giuşcă a întreprins o cartare geologică începută din 1950, între Seini și Băiuț, urmată de prospecțiuni geologice, geofizice și geochemice la care au participat și echipe ale Trustului de prospecțiuni și explorări miniere (T.P.D.E.M.N.) apoi I. P. L., publicîndu-se numai puține studii și comunicări științifice în raport cu numărul mare de rapoarte rămase în arhive.

În a doua jumătate a secolului XIX B. v. Cotta (1866) stabilește că numeroase filoane de cuarț aurifer de la Ilba sunt găzduite de roci propilitizate. Zăcămintele de la Baia-Mare au fost descrise încă din 1870 de G. Faller și G. Grimm. După lucrările lui A. Gessell (1892 –

¹ Comunicare în sesiunea Intreprinderii de prospecțiuni geologice din februarie 1968.

² Întreprinderea geologică de prospecțiuni. Cal. Griviței nr. 64, București.



1898) urmează mai tîrziu cele ale lui M. Pálfy (1914 — 1918), în care sînt precizate relațiile dintre filoanele metalifere și rocile efuzive.

Pentru prima oară în 1950 Giuşcă³ stabilește o succesiune a mineralizațiilor și consideră că principalele zăcăminte asociate cu andezitele, dacitele și riolitele fazei I de erupție sunt legate de acestea. Giuşcă se sprijină pe faptul că la Ilba și Nistru este clară localizarea periferică a unor filoane în raport cu coșurile de riolite. Ulterior procese de mineralizare extensive au avut loc ca urmare a erupțiilor din faza a II-a. O ultimă mineralizare a avut loc în jurul unor coșuri vulcanice tinere la E de Capnic, cercetate anterior de Atanasiu (1946) la Băiuț, Văratec, Cisma. Cioflica (1956) admite de asemenea trei cicluri metalogenetice legate de cele trei cicluri magmatice. Rădulescu (1958) își exprimă îndoiala față de posibilitatea desfășurării metalogenezei în mai multe etape.

Mănilici, Giuşcă, Stiopoli (1965) în studiul monografic asupra zăcămîntului de la Baia Sprie precizează că mineralizația cupriferă — pirooasă este mai veche decît cea polimetalică, iar aceasta ar urma probabil celei auro-argentifere. De asemenea Urdeș și Rădulescu (1965) bazîndu-se pe relațiile între filoane, admit două faze de mineralizare în unele zăcăminte (Șuior, Capnic, Borzaș). Recent Rădulescu și Borcoș (1967) deosebesc trei cicluri eruptive la Baia-Mare, iar mineralizația de sulfuri este legată de primul ciclu, pe cînd cea auriferă apare în cel de al doilea.

Cadrul tectonic

Rocile vulcanice din regiunea Baia-Mare acoperă în mare parte depozite de fliș aparținînd Senonianului, Eocenului și Oligocenului, cît și sedimente neogene. Primele aparțin flișului transcarpatice, unitate situată pe flancul intern (occidental) al anticlinoriului central al Carpațiilor Orientali (Dumitrescu, Sandulescu et al., 1962). De altfel în Ghidul excursiilor de la Baia-Mare (1961) R. Dimitrescu a subliniat interesul deosebit ce-l prezintă acest sector al Carpațiilor Orientali, prin faptul că numai aci flancul său intern nu este ascuns de produse efuzive și aglomerate (între Botiza și Colibața). Apare astfel caracterul de orogen bilateral asimetric al regiunii. Acest stil rezultă din pînzele cu o vergență către S puse în evidență de Dumitrescu (1957). Pînza Poiana Botizei și pînza Wildflysch-ului se întind pînă în regiunea Baia-Mare (Gherasi,

³ D. Giuşcă. Raport geologic preliminar asupra regiunii Baia-Mare. 1950. Arh. Inst. geol. București.



S t a n c i u, 1970). Într-adevăr depozitele de fliș străbătute de sonda de la Săsar aparțin la diferenți termeni ai Eocenului și Oligocenului, care nu se găsesc în succesiune normală, indicând prezența unor pînze solzi, găsindu-se și calcare tithonice (G h e r a s i, 1964), klippe de tip piennin ce reprezintă olistolite din pînza Wildflysch-ului. Mișcările savice care au generat aceste pînze de decolare gravitațională, le-a urmat scufundarea bazinului Baia-Mare.

La sfîrșitul fazei stirice are loc o fracturare, care a permis grație sistemului de falii profunde, ascensiunea magmelor litogene formate în timpul subîmpingerilor care au determinat șariajele amintite.

După sedimentarea Tortonianului și a Sarmațianului inferior — mediu însotită de o activitate vulcanică care s-a produs mai ales în partea de W, au urmat mișcările atice. Acestea rezultă mai puțin din caracterul ingresiv al Pannonianului, decit din absența Chersonianului. Mișcările de exondare au contribuit la formarea altor fracturi care au compartimentat în blocuri regiunea (P a u c ă, 1956). Activitatea magmatică crește și se deplasează mai spre E și în NW (bazinul Oașului). Din cauza pînzelor de lavă nu este posibil din datele de suprafață să fie identificate principalele fracturi prezente. Prospectivele gravimetrice efectuate de F o t o p o l o s⁴ și echipa (1966 — 1967) au pus în evidență un sistem de fracturi orientate WNW-ESE decroșate de două falii transversale NNE — SSW și anume falia Firizei și falia Sisești. Din datele gravimetrice mai rezultă că pînza de Botiza are o dezvoltare maximă în zona Băiuț, iar spre Firiza este mai redusă ca grosime, ceea ce rezultă din contrastul de masă al andezitelor față de fundimentul sedimentar preefuziv. Concomitent intensitatea vulcanismului crește către W.

Un sistem de fracturi de tensiune paralel cu faliile Firiza și Sisești și contemporan cu acestea au permis instalarea numeroaselor filoane de la Capnic și Săsar. Stabilirea vîrstei acestor falii mineralizate este posibilă deoarece la Capnic filoanele Cristofor, Gutii I și II și a. s. sint cantonate în partea nordică în sedimente pannoniene. Această situație pledează pentru atribuirea lor la mișcările rhodanice. Acestea au determinat și formarea anticlinalului Tăuți-Măgheruș situat la marginea zonei eruptive și caer este o cută de împingere faliată, (Stauantikline). De asemenea și zona de Pannonian intens cutată și faliată de la marginea nord-estică a orașului Baia-Mare, în valea Firizei se datorește acestor mișcări.

⁴ S. Fotopolos, Doina Fotopolos. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice de detaliu din regiunea Maramureș, zona N Baia-Mare și localizarea aparatelor vulcanice. 1967. Arh. Com. Stat. Geol. București.



Pe de altă parte faliile direcționale care au permis instalarea importantelor mineralizații de la Baia Sprie, Șuior cît și cele de la Herja sunt tot post-pannoniene.

Pentru a completa imaginea tectonicii disjunctive este necesar să discutăm vîrsta dyke-urilor a căror orientare în partea de W a fost stabilită de Rădulescu (1958). Dyke-urile de riolit îndreptate NNS-SSE și care străbat masa de andezite sarmațiene (de Seini) permit să fie atribuită fracturarea mișcărilor atice. De asemenea și cele orientate latitudinal (Cicîrlău N și Baia Sprie) aparțin acelorași mișcări.

Dyke-uri de andezite bazaltoide orientate NE-SW paralele cu filoanele de la Băița și Nistru cît și filonul Firizan de la Ilba sunt mai recente. Alte dyke-uri sunt dispuse NW-SE coincizind cu direcția unor filoane de la Ilba. Măsurările de fisuri efectuate de Kalmár, Balás (1969) la zăcămîntul de la Cicîrlău au stabilit aceleași orientări. Ele sunt în legătură cu mișcările mai recente rhodanice.

Magmatismul neogen

Fenomenele vulcanice care se încadrează în magmatismul subsecvent în legătură cu mișcările stirice au generat produse foarte variate. După vîrstă le-am grupat în trei subdiviziuni (vezi tabelul).

Eruptiile tortoniene sunt reprezentate prin piroclastite, dacite, perlite, riolite și tufuri acide silicificate situate la marginea de SW a regiunii muntoase.

Eruptiile sarmațiene încep cu andezite și sunt urmate de veniri de riolite și de dacite. Andezitele piroxenice de Seini ocupă suprafețe întinse în partea de W a zonei eruptive. Rocile sunt propilitizate și afectate puternic de transformări hidrotermale.

Riolitele localizate între valea Băiței și valea Ilbei sunt de asemenea hidrotermalizate. Riolitele străbat andezitul de Seini la S de Băița pe Valea Roșie, unde constituie un stilp care a pătruns în andezite.

Dacitele formează o succesiune de curgeri, atât în bazinele văilor Cicîrlău și Băița, cît și la S de Baia Sprie. Lavele cele mai vechi sunt ale dacitului de Limpedea, urmate de dacitul de Ulmoasa. Ambele sunt afectate de transformări hidrotermale. Dacitul cu biotit de Dănești este mai proaspăt și prezintă unele variații prin creșterea conținutului în amfiboli și piroxeni, apropiindu-se de andezite. Lavele dacitului de Dănești acoperă depozite sedimentare sarmațiene. Aglomerate și tufuri dacitice cu biotit apar intercalate la limita între sedimentele sarmațiene și pannoniene (Manicci, 1963).



TABEL

Andezit cu piroxen și biotit de Gutii
Andezit bazaltoid de Ilba

Mineralizații *polimetaleice*
aurifere

Andezit cu hornblendă și piroxen de Herja-Jereapăń
Dacit (andezit) de Șindilău

Andezite cuarțifere

{ microcristalin de Ulmu
cuarțifer de Șuior
porfirice de Berăria și Piscuiatu
cu piroxeni de Highișa

Mineralizații aurifere

{ cu hornblendă opacitizată
și piroxeni de Murgău

Pannonian

Dacit de Dănești

Mineralizații *aurifere*
polimetaleice

Dacit de Ulmoasa

Dacit de Limpedea

Riolite

Andezite cu piroxeni (Seini)

Sarmatian

Dacite (perlite)

Piroclastite acide (dacitice)

Andezite cu hornblendă și piroxeni, dacite

Porfire cuarțdioritice

Sonda I. S. E. M.

Apa Sărătă

Tortonian

Erupțiile pannoniene și mai noi prezintă un caracter predominant andezitic. Activitatea vulcanică din Pannonian este la început marcată de erupții de andezite cuarțifere. Acestea sunt destul de variate ca aspect și am deosebit (1964) patru tipuri: andezitul de Murgău cu hornblende opacitizate având lave situate sub tufite pannoniene medii, andezite porfirice de Piscuiatu în general mai proaspete decât primul, andezite propilitizate de Berăria și andezite microcristaline de Ulmu.

La Capnic se dezvoltă andezitul cuarțifer (dacitul) de Șuior, mai acid decât andezitul cuarțifer de Piscuiatu.

Andezitul de Jereapăń este răspândit la E de Baia-Mare. Acest andezit conține de regulă hornblendă și piroxeni și apare atât în stare proaspătă cât și puternic transformat hidrotermal. Din această cauză a fost confundat cu andezitul de Seini în regiunea Herja și mai la E. În urma



cercetărilor de teren și de laborator Dimitrescu în 1957 atribuie andezitului de Jereapăn o vîrstă pliocenă și implicit o vîrstă mai nouă mineralizațiilor de la Capnic, Jereapăn, Băiuț. Aceste andezite de Jereapăn au fost identificate și la Herja de Polonice (1961) apoi la Dealul Crucii de Russo (1965) cît și la Baia Sprie și Nistru.

Activitatea magmatică crește în ampoare după Pannonianul mediu, cînd se produc efuziunile andezitului bazaltoid, care ocupă suprafețele cele mai întinse din munții Oaș-Gutii. Acest andezit (de Ilba) nu este afectat de transformări hidrotermale, nici andezitul cu hornblendă de Brezile. De asemenea sunt ulterioare metalogenezei curgerile andezitului cu piroxeni și biotit de Gutii.

Etapele de mineralizare

În regiunea Baia-Mare mineralizațiile aparțin la două tipuri principale de zăcăminte: zăcăminte de polisulfuri metalice și zăcăminte de aur nativ. Caracterul mezothermal al mineralizației de sulfuri de la Herja și de la Baia Sprie a fost stabilit pe baza unor determinări geotermometrice (Pomirleanu, 1957; Savul, Pomirleanu, 1961). Acest caracter nu este un argument că zăcămîntul ar fi mai vechi decît cel aurifer de la Săsar, net epitermal (N. Petruțian, Livia Stelică, 1961). Vom vedea mai jos că este tocmai invers.

În privința desfășurării proceselor de mineralizare M. Socolescu⁵, pornind de la ipoteza prezenței unui mare corp eruptiv subcrustal, este de părere că au fost veniri hidrotermale succesive generate de acest corp, însă au fost atât de numeroase încît nu se mai pot stabili mai multe etape distincte. Aceste considerații sunt în oarecare măsură confirmate de studii calcografice (Petruțian et al.). În ceea ce privește corpul eruptiv acesta își găsește confirmarea prin găsirea unei anomalii gravimetrice pozitive importante, destul de întinsă (Fotopolos, 1967)⁶. Executarea unui foraj de adâncime ar permite soluționarea acestei probleme a corpului subcrustal. Deocamdată vom căuta în baza relațiilor dintre filoane și dyke-uri mai decît primele să deosebim etapele de mineralizare.

Transformări hidrotermale în vulcanitele tortoniene. Procese hidrotermale au avut loc chiar la începutul activității vulcanice din Tortonian. În sonda Săsar din valea Borcutului au fost interceptate piroclastite

⁵ Comunicare orală.

⁶ Op. cit. pet. 4.



dacitice, iar din examenul microscopic al tufitelor dacitice din bază, rezultă că plagioclazii au suferit adularizări (Gheorghe, 1964). Concomitent unele cristale de plagioclazi au fost substituite de cuart. Silicifieri puternice au afectat piroclastitele dacitice de la confluența văii Nistru cu valea Boncatei, dar acest proces este mai recent.

Mineralizațiile din vulcanitele sarmatiene. În această categorie intră mineralizațiile localizate în andezitele piroxenice propilitizate (de Seini), în roci riolitice și în dacitul de Ulmoasa. În andezitul de Seini se găsesc filoane plumbo-zincifere la Vama, Ilba, Nistru, iar în vulcanite riolitice la Ilba.

În sectorul minier Ilba apare o situație favorabilă, care permite să se stabilească pentru unele filoane că sunt anterioare Pannonianului. Din datele lui C. Costache de la I.P.L. rezultă că în vecinătatea filonului Aluniș localizat în andezite de Seini străbate un dyke de andezit cuartifer, care nu este afectat de fenomene hidrotermale. Acest fapt aduce precizarea că mineralizația este anterioară Pannonianului.

Mineralizația auriferă de la Racșa cantonată în andezite piroxenice (Stan, Bîrlea, 1967) nu poate fi datată, deoarece lîngă filoanele de cuart cu pirită auriferă nu se găsesc roci eruptive netransformate mai noi. În privința filoanelor aurifere de la vechea mină Wilhelm din valea Borcutului și găzduite de dacitele de Ulmoasa mai sunt necesare cercetări, pentru a se preciza vîrstă lor. Același lucru trebuie menționat și pentru cele două filoane de sulfuri metalice întâlnite în galeria Trei Stejari în andezitele sarmatiene.

Mineralizațiile din vulcanitele pannoniene. Principalele zăcăminte de la Baia-Mare sunt cantonate în aceste vulcanite. Deocamdată se pot deosebi două subetape. Subetapa I cuprinde mineralizațiile cantonate în andezite cuartifere, în subetapa a II-a cele din andezitele de tip Jereapă.

Mineralizația auriferă de la Săsar este localizată în andezite cuartifere de Murgău. Din grupul de filoane Sofia apare la zi filonul Sf. Ion în valea Antonca. Filonul este excavat puțin și se poate observa bine că este străbătut de un dyke de andezit cuartifer nealterat. Rezultă că mineralizația este anterioară acestui dyke. Sterilul filonului consistă din cuart care înlocuiește metasomatic andezitul cu hornblendă opacitizată de Murgău, ceea ce se observă și lîngă filoanele X și XXV în galerii. Studiul mineralologic al acestora a permis lui N. Petruțiu, Liviu Stelaci, Floro-oveanu (1961) să deosebească două „faze” de mineralizare. În prima s-au depus silice, pirită, blendă și aur, iar după o brecificiere urmat „faza” a două cu depuneri de carbonați și sulfo-săruri de argint (proustit, poli-



bazit). De asemenea grupul de filoane din transversala Băița a minei Săsar, ce conțin rodocrozit și marcasită formate la o temperatură mai scăzută decât filoanele aurifere, aparțin de asemenea „fazei” a II-a.

În zăcămîntul aurifer de la Borzaș explorat de N. R oșu (I. P. L.) se poate descifra o situație similară cu aceea a grupului de filoane Sofia, și anume rețeaua filoanelor aurifere (Stock) este cantonată în andezit de Murgău, care este străbătut de andezite cuarțifere proaspete. Andezitul hidrotermalizat este impregnat cu aur, ceea ce se datorează unei metasomatize prin difuzie cu aport de silice.

Mineralizația de sulfuri polimetale este însă ceva mai recentă, fiind în legătură pe valea Băiței cu dyke-uri de andezite cuarțifere de Ulmu, dar îndeosebi filoanele cantonate în andezitele de Jereapă, constituind importantele zăcăminte de la Herja, Baia Sprie, Capnic.

La Herja filoanele Clementina și Sf. Treime încadrează un dyke de andezite de Jereapă, ceea ce este o indicație că mineralizația polimetalică este mai nouă decât cea auriferă.

Mineralizația de la Baia Sprie este complexă, și nu este exclus să fie prezente trei „faze”: cea cupriferă este mai nouă decât mineralizația polimetalică (M a n i l i c i, G i ușcă et al., 1965). Aceasta din urmă a precedat pe cea auro-argentiferă.

La zăcămîntul Capnic situația este mai clară, întrucît 7 filoane paralele orientate NNE, dintre care cităm filoanele Cristofor, Gutii, Iosif și au terminațiile nordice în depozite pannoniene. De altfel este demult cunoscut faptul că aceste filoane sunt mai vechi decât filonul Ramura de West, căci acesta este decroșat mai la N sub denumirea de filonul Va. Studii calcografice recente inițiate de Petruțian et al., 1967 coroborate cu aspecte texturale și paragenezele stabilite au pus în evidență patru stadii de mineralizare, rezultate prin veniri succesive de soluții hidrotermale.

La mina Văratec, G h e o r g h i tă (1962) a stabilit că mineralele metalice s-au format în două stadii, observînd oligist și calcopirită de două generații. Prima fază de temperatură ridicată mezotermală este caracterizată prin prezența mispichelului, iar în a doua s-a depus tetraedrit și marcasită indicând condiții epitermale.

Înainte de a încheia, aduc mulțumirile mele profesorului N. Petruțian, lui S. Fotopoulos, geofizician la I. G. P. și lui D. Costache, geolog la I. P. L. pentru datele puse la dispoziție.



BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1946) Fenomenele magmatische. (Curs litografat), București.
- Cioflica Gr. (1956) Studiu geologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Băița (Baia-Mare). *An. Univ. C. I. Parhon seria șt. nat. XI*, București.
- Dimitrescu R., Gheorghită Ioana (1962) Studiu geologic al minei Vărătec (Baia-Mare). *D. S. Com. Geol. XLV*, București.
- Dumitrescu I., Sandulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol. XXXII*, București.
- Gheorghită Ioana (1962) Studiu calcografic al minei Vărătec (Baia-Mare). *D. S. Com. Geol. XLV*, București.
- Gherasi N. (1964) Contribuții la cunoașterea unor erupțiuni neogene de la Baia Mare. *D. S. Com. Geol. L*, București.
- Stanciu Constantina (1970) Observații privind vulcanitele neogene, străbătute de forajul din valea Borcutului (Baia-Mare). *D. S. Inst. Geol. LV/1*, București.
- Kalmár I., Balașa E. (1969) Asupra sistemelor de fracturi în neoeruptivul de la Cicirlău (Baia-Mare). *D. S. Com. Stat. Geol. LIV/2*, București.
- Manilici V. (1963) Contribuții la studiul rocilor efuzive din zona Baia Sprie-Dănești-Bloaja (Baia-Mare). *D. S. Com. Geol. XLVI*, București.
- Giușcă D., Stiopol Victoria (1965) Studiul zăcământului de la Baia Sprie. Reg. Baia-Mare. *Mem. Com. Geol. VII*, București.
- Paucă M. (1956) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la nord și est de Baia-Mare. *D. S. Com. Geol. XXIX*, București.
- Polonic P., Polonic Gabriela (1961) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Chiuzbaia-Baia-Mare. *D. S. Com. Geol. XLVII*, București.
- Pomirleanu V. (1957) Cercetări experimentale cu privire la temperatura de formare a cristalelor de cuarț din zăcământul hidrotermal de la Herja (Baia-Mare). *Acad. R. P. R. Bul. șt. Geol. Geogr. II*, 3 — 4, București.
- Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru. *An. Com. Geol. XXXI*, București.
- Borcoș M. (1967) Spätsubsequester alpiner Magmatismus in Rumänien. *Geol. Acad. Sc. Hung.*, II, 1 — 3, Budapest.
- Russo Doina (1965) Contribuții la cunoașterea neovulcanitelor de la Baia-Mare dintre Firiza și valea Borcutului. Simpozion la Baia-Mare.
- Savul M., Pomirleanu V. (1961) Cercetări geotermometrice asupra zăcământului hidrotermal filonian de la Baia Sprie. *Acad. R. P. R. Stud. cerc. geol. VI*, 27, București.
- Stan N., Bîrlea V. (1967) Puncte de vedere asupra vulcanismului neogen de la Racșava-Merteze. *D. S. Com. Geol. LIII/1*, București.
- Urdea I., Rădulescu S. (1965) C. Voprosy o metallogenuu panona Baia-Mare. *Lucr. Asoc. Geol. Carp.-Balc. III*, Sofia.
- * * * Ghidul excursiilor Baia Mare. 1961. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V*, București.



OBSERVATIONS RELATIVES À LA MINÉRALISATION DE BAIA-MARE EN RELATION AVEC LA TECTOGENÈSE NÉOGÈNE

(Résumé)

Le substratum des roches volcaniques de la région de Baia-Mare, formé par du flysch transcarpatique sénonien, éocène et oligocène n'apparaît qu'en boutonnières. La structure en nappe de ces dépôts, décelée plus à l'E, (nappe de Botiza et du Wildflysch) a été confirmée par le forage de Săsar. À la suite des mouvements styriens qui ont déterminés la subsidence du bassin de Baia-Mare se sont produits des cassures. Les failles profondes ont favorisé l'activité volcanique. Durant le Miocène, la sédimentation du Tortonien et du Sarmatien inférieur a été accompagnée par des phases explosives rhyolitiques et d'épaisses coulées d'andésites à pyroxènes (Seini) suivies par des dacites. Toutes ces roches sont affectées par des transformations hydrothermales. La surrection survenue pendant le Sarmatien supérieur (Chersonien) a contribué à la formation d'importantes cassures en connexion avec les mouvements atiques. Aussi s'accentue l'activité volcanique durant le Pannonien et présente-t-elle un caractère essentiellement andésitique. Une succession de laves d'andésites quartzifères marque le début de ces manifestations. Elles sont suivies par la venue de l'andésite à hornblende et pyroxène de Jereapăn souvent affectée par des transformations hydrothermales. De puissantes coulées d'andésites surtout basaltoïdes (d'Ilba) clôturent cette activité et occupent de grandes surfaces. Il est difficile, à cause de ces épanchements de laves, de déterminer la présence des failles. Cependant les anomalies gravimétriques (F o p o l o s, 1967) ont permis d'établir un système de faille dirigé WNW-ESE. À ce système se rattache les cassures où se sont installées les minéralisations sulfurées de Baia Sprie et de Șuior. Ces cassures sont décrochées par deux failles transversales NNE-SSW. Des fractures d'extensions parallèles à ces dernières ont permis la formation de nombreux filons à Capnic et à Săsar. On peut préciser que ces failles minéralisées sont dues aux mouvements rhodaniens. En effet à la mine de Capnic les filons Cristofor, Gutii I et II ont leurs extrémités septentrionales cantonnées dans les sédiments pannoniens. À cette phase se rattache aussi le plissement qui a déterminé la formation de l'anticinal faillé (Stauantikline) de Tăuți-Măgheruș et la zone de Pannonien puissamment plissée et faillée à l'E de Baia-Mare.

Les étapes des minéralisations. Deux types de gisements sont présents dans la région de Baia-Mare : gîtes de sulfures et gîtes d'or natif. Le caractère mésothermal des minéralisations sulfurées



de Herja et de Baia Sprie a été précisé par des études géothermométriques (Pomirleanu, 1953 ; Savul, Pomirleanu, 1961). Ces faits ne prouvent pas que ces minéralisations seraient plus anciennes que le gîte aurifère de Săsar nettement épithermal (Petrulian, Stelaci, 1956). Les rapports entre certains filons métallifères avec des dykes plus récents prouvent le contraire.

Les minéralisations dans les roches volcaniques sarmatiennes sont localisées dans les andésites à pyroxène (Seini), dans les roches rhyolitiques ainsi que dans la dacite d'Ulmoasa.

Parmi les filons plombo-zincifères d'Ilba, celui d'Aluniș est recoupé par un dyke d'andésite quartzifère pannonienne, ce qui permet de préciser que la minéralisation a eu lieu durant le Sarmatien.

Les filons de quartz aurifère de Racsa qui traversent les andésites à pyroxène ne peuvent pas être datés, car on ne trouve pas de roches plus jeunes dans leur voisinage. Les principaux gisements de Baia-Mare sont cantonnés dans les roches volcaniques pannoniennes. On peut distinguer à ce jour deux sous-étapes :

La première a été décelée dans les andésites quartzifères, tandis que la seconde est renfermée dans les andésites à pyroxène de Jereapăn.

La minéralisation aurifère de Săsar appartient à la première sous-étape. Le filon Sf. Ion, cantonné dans l'andésite quartzifère de Murgău est recoupé par un dyke d'andésite quartzifère frais, ce qui prouve que la minéralisation est d'âge pannonien. Le gîte aurifère de Borzaș présente les mêmes rapports. Le réseau filonien (stockwerk) est traversé par des dykes d'andésites quartzifères non altérés.

La seconde sous-étape essentiellement sulfurée est représentée par des filons qui accompagnent soit le dyke d'andésite quartzifère microcristallin d'Ulmu, soit surtout les andésites à pyroxènes et hornblende de Jereapăn. Ainsi à Herja les filons Clementina et Sf. Treime bordent un dyke d'andésite à pyroxène nettement antérieur ; ce fait indique une succession, la minéralisation sulfurée étant plus jeune que celle aurifère. La mine de Baia Sprie a une minéralisation complexe formée apparemment en trois stades. Le gîte de Capnic présente des relations plus claires : les sept filons parallèles orientés NNE sont plus récents que le filon Ramura de l'Ouest, car ce dernier est décroché vers le N. Les études calchographiques ont permis à Petruțian et al. d'établir quatre stades de minéralisation. Enfin à la mine de Văratec deux stades de minéralisation sont présents. Le premier stade a un caractère mésothermal avec formation de mispickel tandis que dans le second stade la présence de la tétraédrine et de la marcassite indique des conditions épithermales.



Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967 — 1968)

2. ZĂCĂMINTE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA ZĂCĂMINTELOR DE MINEREU DE FIER DIN REGIUNEА SADOVA-TEREGOVA

(MUNTII SEMENIC)¹

DE

CONSTANTIN HURDUZEU²

Abstract

Contributions to the Knowledge of Iron Ore Deposits in the Sadova-Teregova Region (Semenic Mts). Within the feldspar complex located in the eastern part of the Semenic Mts, there occur numerous carbonatite and amphibolite lenses with magnetite intercalations, sideritic-ankerite limestones and magnetite impregnations. Iron has deposited in marine environment conditions under two initial sedimentation facies (carbonatite facies and oxide facies) determined by basic geosynclinal eruptions. Pyrite which is present in magnetite has formed subsequently under the influence of metamorphic solutions.

În partea estică a cristalinului munților Semenic apar cîteva zăcăminte de minereu de fier, situate între localitățile Sadova Veche-Teregova, de-a lungul văii Timișului, dintre care mai principale sunt : Tîmpa, Armeniș și Feneș.

Mineralizațiile de fier sunt cunoscute încă din secolul trecut, cele din dealul Tîmpa constituind în perioada 1880-1918 obiectul unor exploatari. Informații geologice asupra ivirilor de magnetit din zăcămintele Feneș și Tîmpa au rămas din acea vreme de la Schafarzik (1898) și Papp (1919).

Informațiile geologice asupra zăcămîntului Feneș devin mai numeroase în urma exploatarii, în perioada 1940-1960, a minereului magnetitic.

¹ Comunicare în ședință din 15 martie 1968.

² Comitetul de Stat al Geologiei. Cal. Griviței nr. 64, București.



Cercetările mai recente efectuate de Gheorghiu³, Pahomova⁴, Hurduzeu (1962); Savu, Micu (1964); Savu⁵, Hurduzeu⁶ au adus date noi referitoare la geologia zăcămintelor de fier din regiunea Sadova-Teregova și a șisturilor cristaline înconjurătoare.

I. Geologia zăcămintelor

Din punct de vedere geologic, regiunea este constituită din roci cristaline mezozonale cu treceri spre roci catazionale, ce aparțin domeniului getic și se încadrează la seria de Timiș (Hurduzeu, 1962) sau Sebeș-Lotru (Savu, Micu, 1964).

Șisturile cristaline se pot repartiza la două complexe, unul inferior, denumit complexul feldspatic și altul superior, denumit complexul micașeu (Hurduzeu, 1962) care corespund complexului paragnaiselor din zona cu sillimanit, respectiv complexul micașisturilor din zona cu disten (Savu, Micu, 1964).

Complexul feldspatic este constituit din gnais biotitice și gnais amfibolice, în care sunt intercalate lentile de calcare și dolomite cristaline, lentile de amfibolite, șisturi cuarțitice și șisturi cu sillimanit.

Rocile prezintă o direcție NNE-SSW, cu căderi spre WNW, de la 12-60°, fiind străbătute de puternice injecții liniare-oculare, cu aspect pegmatitic și cu aceeași orientare ca și structura generală a cristalinului.

În partea de W a complexului feldspatic, deasupra și concordant cu acesta, stau rocile din complexul micaceu reprezentate prin micașisturi cu granați și disten, iar în E este acoperit transgresiv de depozitele sedimentare neogene ale bazinei Caransebeș.

Lentile de carbonatite și amfibolite purtătoare de minereu de fier apar intercalate în complexul feldspatic sub formă de acumulări concordanțe, metamorfozate regional și cutate împreună cu rocile din jur.

³ C. Gheorghiu. Raport geologic asupra domeniului Armeniș-Sadova, județul Severin. 1948. Arh. Com. Stat Geol. București.

⁴ N. F. Pahomova. Raport asupra rezultatelor cercetărilor de prospecționi și revizie din zăcămintele de minereuri de fier din regiunea Banat. 1960. Arh. Com. Stat Geol. București.

⁵ H. Savu. Raport geologic asupra regiunii Teregova-Luncavița-Armeniș. 1962. Arh. Com. Stat Geol. București.

⁶ C. Hurduzeu. Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice pentru minereu de fier în zona Sadova Veche-Armeniș. 1962. Arh. Com. Stat Geol. București.



Minereurile de fier sunt reprezentate prin roci magnetitice și hematitice, calcare sideritice și ankeritice, care pot fi atribuite la două faciesuri initiale de sedimentare a fierului : faciesul carbonaților și faciesul oxizilor.

Calcarele sideritice și ankeritice caracterizează faciesul carbonaților și apar sub formă de intercalații în lentilele dolomitice.

Magnetitul și hematitul reprezintă acumulări în faciesul oxizilor și apar sub formă de intercalații în rocile carbonatice sau gnaise și sub formă de impregnații cu rocile carbonatice. Între minereurile dintre cele două faciesuri de sedimentare există o trecere continuă.

Minereul de fier este legat genetic de lentilele de carbonați și amfibolite ce însotesc întotdeauna rocile ferifere. Aceste lentile se înșiră între Sadova Veche și Teregova, de la nord spre sud, de-a lungul unei zone cristaline mezo-catazonale de adâncime (complexul feldspatic), cu o lățime de cca 1 km și lungime de cca 6 km, după cum urmează : gura pârâului Armeniș, fața Tîmpa, dealul Tîmpa, fața gării Armeniș, tîlva Pogării și mina Feneș (fig. 1).

Dintre acestea, lentilele cele mai bogat mineralizate și care au fost supuse unui proces de explorare-exploatare sunt zăcăminte Tîmpa din dealul Tîmpa, Armeniș din fața gării Armeniș și Feneș din dealul Glinov.

A) *Zăcămîntul Tîmpa*. Apare sub forma unei lentile de carbonați interstratificați în șisturile cristaline cu direcția N 12°E și înclinarea NW 30-46°, avînd la bază amfibolite (pe alocuri hornblendit) și în acoperiș paragnaise cu ochiuri de feldspat și cuarț.

Lentila este constituită dintr-o alternanță de dolomite, calcare sideritice și calcare cristaline cu intercalații de magnetit și mai rar hematit. În unele zone apar calcare sideritice și ankeritice și calcare cu impregnații de magnetit. În zona de contact a lentilei carbonatice cu șisturile cristaline din jur se găsesc șisturi amfibolitice cu magnetit.

B) *Zăcămîntul Armeniș*. Cuprinde o lentilă de calcar dolomitic cenușiu pe alocuri trecînd în calcar marmorean alb cu impregnații de magnetit și mai rar hematit. Direcția lentilei este NS cu înclinarea de 39-43° spre W, avînd în bază gnaise biotitice amfibolice, iar la partea superioară paragnaise.

Impregnațiile de magnetit sunt prezente atît în calcarele dolomitice, cît și în gnaisele amfibolice, fiind mai frecvente în rocile carbonatice la contactul cu șisturile cristaline, unde apare și hematit.



C) Zăcămîntul Feneş. Este reprezentat printr-o lentilă de şist amfibolic cu magnetit și pirită cu direcția N 18-30°E și înclinarea NW 15-26° avînd în bază calcare cristaline iar în coperiș gnaisice biotitice-amfibolice.

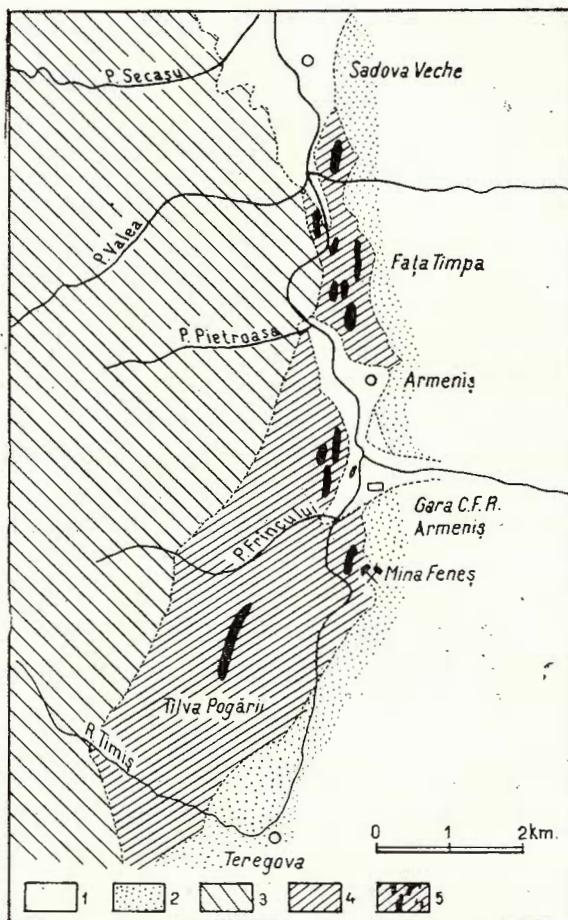


Fig. 1.—Distribuirea lentilelor de carbonatite și amfibolite pûrâtăoare de minereu de fier.

1. depozite aluvionare; 2. sedimentar neogen; 3. complexul micaceu; 4. complexul feldspatic; 5. carbonatite și amfibolite cu intercalatii și impregnatii de minereu de fier.

Distribution des lentilles de carbonatites et d'amphibolites hôtes de mineraux de fer.

1. dépôts alluvionnaires; 2. sédimentaire néogène; 3. complexe micacé; 4. complexe feldspathique; 5. carbonatites et amphibolites à intercalations et à imprégnations de minéral de fer.

În acest complex de roci (calcare + magnetit + gnaisă) uneori apar vinișoare de hornblendă și pirită ce le străbat concordant, mai rar discordant, considerate de S a v u⁷ „skarne de reacție” care au luat naștere sub influența soluțiilor metamorfice, ca și a proceselor de metamorfism.

II. Petrografia zăcămintelor

Acumulările de fier din regiune indică două faciesuri inițiale de sedimentare a fierului : faciesul carbonaților și faciesul oxizilor.

A) *Faciesul carbonaților.* Este în cea mai mare parte reprezentat prin calcare și dolomite și mai puțin prin calcare sideritice și ankeritice.

În cadrul rocilor faciesul carbonaților, magnetitul și hematitul apar sub formă de intercalații sau impregnații.

În cadrul faciesului carbonaților apar următoarele parageneze :

dolomit + hornblendă ± magnetit ± epidot ;
dolomit + calcit ± magnetit ± biotit ;
calcit + sideroză ± ankerit ± clorit ;
calcit + tremolit + granat ± hematit ± magnetit.

Conform acestor parageneze apar următoarele roci : dolomite ferifere, calcare dolomitice cu sau fără impregnații de magnetit, calcare sideritice și ankeritice și calcare cu sau fără impregnații de magnetit și hematit.

1. Dolomite ferifere apar în baza zăcămîntului Tîmpa, la contactul cu amfibolitele. Culoarea rocii este cenușiu-roșiatică, cu structura granulară și textura masivă. Masa rocii este constituită din cristale de dolomit, în care apar cristale de hornblendă și magnetit. Cristalele de dolomit au frecvențe incluziuni de epidot.

2. Calcarale dolomitive sunt rocile cele mai dezvoltate în cadrul faciesului. Ele apar în lentilele carbonatice de la gura râului Armeniș, față Tîmpa, dealul Tîmpa, față gării Armeniș, tîlva Pogării, mina Feneș.

Sunt roci granulare, cu o culoare cenușie, constituuite dintr-o masă compactă de calcit și dolomit. În masa calcitului apar cristale de hematit, magnetit și pirită. În unele locuri apar cristale de granat, tremolit și mai rar diopsid și flagopit.

⁷ Op. cit. pct. 5.



Trémolitul, flagopitul, diopsidul și magnetitul sau hematitul sunt mai frecvente la contactul calcarelor dolomitice cu șisturile cristaline.

3. Calcarele sideritice și calcarele ankeritice sunt prezente în lentila carbonatică din dealul Tîmpa, fiind greu de separat.

De asemenea, calcarele ankeritice apar și în lentila dolomitică din tilva Pogării. Rocile au o culoare cenușie, cenușiu-roșiatică și structură granulară.

Cristalele de sideroză sau ankerit sunt dispuse în masa calcitică, alături de acestea apar cristale de mică și magnetit.

La partea superioară a lentilei de calcar dolomitice de la gura pârâului Armeniș apare o pălărie de fier rezidual, constituită din blocuri de calcar sideritic cu o pojghiță hematitică.

4. Calcarele cristaline apar sub formă de intercalații în calcarele din dealul Tîmpa și fața gării Armeniș.

În dealul Tîmpa, calcarul are o culoare cenușiu-roșiatică și structură granulară.

Masa rocii este constituită din cristale de calcit, maclate polisintetic, între care sunt prinse cristale de magnetit și biotit cloritizat. Rar apar incluziuni de epidot și granat.

Calcarul din fața gării Armeniș are o culoare albă și aspect marmorean, fiind constituit dintr-o masă calcitică cu rare cristale de tremolit și diopsid.

B) *Faciesul oxizilor.* Este reprezentat prin magnetit și hematit, care apar sub formă de intercalații și impregnații în rocile carbonatice și rocile amfibolice.

Paragenezele caracteristice sunt următoarele :

- magnetit + sulfuri ;
- magnetit + hornblendă + sulfuri ;
- magnetit + calcit + dolomit ± hematit ;
- hematit + calcit ± epidot.

1. Magnetitul asociat rocilor carbonatice apare sub formă de intercalații și impregnații.

a) În lentila carbonatică din dealul Tîmpa apar trei intercalații de minereu format din magnetit cu grosimi cuprinse între 0,1 — 2,0 m.



Magnetitul este componentul principal al minereului, în care apar incluse într-un conținut mic cristale de pirită, marcasită, covelină, granați și apatit.

b) Magnetitul sub formă de impregnații apare în calcarele din fața Tîmpa, dealul Tîmpa și fața gării Armeniș.

Impregnațiile de magnetit se prezintă sub formă de cristale cu contur neregulat, rar idiomorfe, de dimensiuni diferite, localizate îndeosebi în culcușul și coperișul calcarelor dolomitice.

La contactul rocilor carbonatice cu șisturile cristaline, impregnațiile de magnetit sunt mai dese, formând cîteodată mici cuiburi. Aici calcarul dolomitic conține uneori vinișoare subțiri de magnetit cu grosimi de 0,2 – 1 cm, tremolit în cristale prismatice, granați, pirită și lamele de clorit.

2. Magnetitul asociat cu rocile amfibolice caracterizează minereul din zăcămîntul Feneș.

Macroscopic, magnetitul apare compact, de culoare cenușie închisă și cenușiu-verzui cu incluziuni de hornblendă, pirită și granat.

La microscop magnetitul apare în cristale larg dezvoltate, ocupînd porțiuni întregi în care sunt prinse cristale de hornblendă și pirită și uneori calcopirită și calcit.

Magnetitul + pirita variază în minereul din zăcămîntul Feneș între 20-50% și după mineralele componente este șist amfibolic cu magnetit și pirită, pînă la magnetit cu amfiboli și pirită.

Uneori magnetitul cu calcarele din bază și gnaisele biotitice amfibolice din acoperiș sunt traversate de vinișoare de hornblendă și pirită care au luat naștere sub influența soluțiilor metamorfice ca și a proceselor de metamorfism, avînd caracterul unor „skarne de reacție”⁸.

Compoziția acestor roci este variată. Astfel S a v u⁸ a identificat: granat, piroxen, hornblendă, zoizit, epidot, feldspați, calcit, apatit. Conținutul mineralelor este uneori idiomorf, alteori neregulat.

Șisturile amfibolice cu magnetit și pirită apar și la contactul lentilelor carbonatice cu șisturile cristaline din fața Tîmpa, dealul Tîmpa și fața gării Armeniș.

3. Hematitul apare sub formă de intercalății centimetrice în calcarele din dealul Tîmpa, prezentînd incluziuni de epidot și zoizit, o culoare brună și structură lamelară.

Hematitul mai apare și sub formă de impregnații în calcarele dolomitice din fața gării Armeniș alături de tremolit și clorit.

⁸ Op. cit. pct. 5.

III. Considerații asupra compoziției chimice a zăcămintelor

Conținutul în compoziții chimice principali ai magnetitului din zăcăminte Tîmpa și Feneș variază astfel:

Componenți	Zăcămîntul Tîmpa %	Zăcămîntul Feneș %
Fe	61,82 – 70,12	20,69 – 51,49
SiO ₂	0,34 – 1,20	10,10 – 26,27
S	0,03 – 0,69	1,59 – 5,18
P	0,002 – 0,69	0,11 – 0,18
Cu	0,00 – 0,04	0,04 – 0,14
Mn	0,00 – 0,17	0,36 – 0,91

Din histogrammele fierului și a SiO₂ din magnetitul de la Tîmpa (fig. 2) și de la Feneș (fig. 3) se constată o deosebire din punct de vedere chimic între cele două tipuri de roci magnetitice.

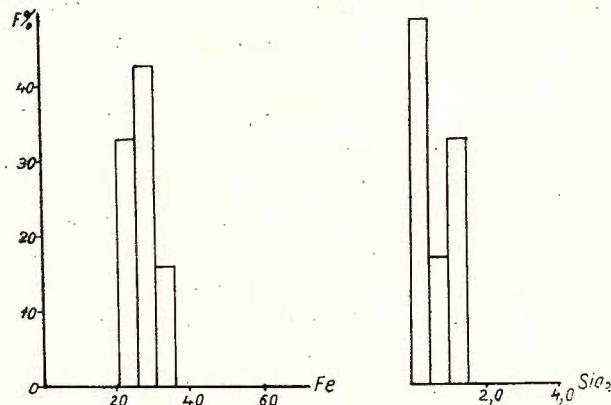


Fig. 2. — Histogrammele fierului și ale SiO₂ din magnetitul de la Tîmpa.

Histogrammes du fer et du SiO₂ de la magnétite de Tîmpa.

Astfel, la magnetitul din zăcămîntul Tîmpa frecvența maximă a conținutului în Fe este de 60 – 70 % și la SiO₂ 0 – 0,5 %, iar la zăcămîntul Feneș, frecvența la Fe este de 30 – 45 % și la SiO₂ de 20 – 25 %. Aceste deosebiri se datorează faptului că magnetitul de la Tîmpa este asociat cu rocile carbonatice sărace în siliciu iar magnetitul de la Feneș este asociat cu sisturile amfibolice cu conținut mai ridicat în SiO₂.

Între conținutul în SiO_2 și Fe se evidențiază o interdependență inversă, în sensul că pe măsura creșterii procentului de SiO_2 scade Fe (fig. 4).

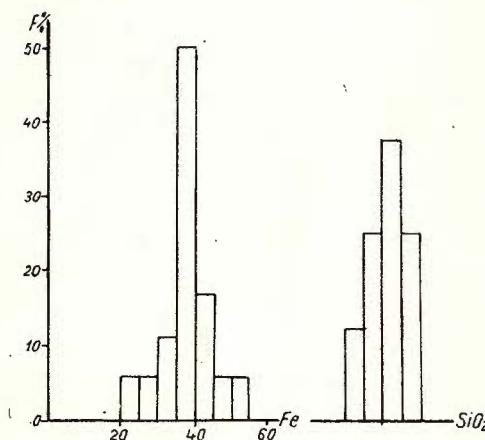


Fig. 3. — Histogramele fierului și ale SiO_2 din magnetitul de la Feneș.

Histogrammes du fer et du SiO_2 de la magnétite de Feneș.

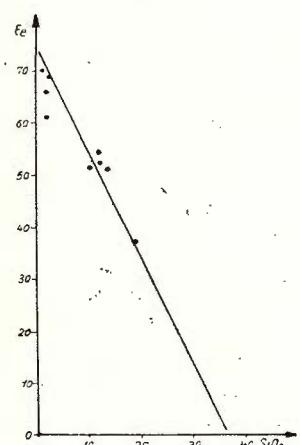


Fig. 4. — Variația raportului Fe : SiO_2 în magnetitul de la Timpa și Feneș.

Variation du rapport Fe : SiO_2 dans la magnétite de Timpa et de Feneș.

De asemenea conținutul în sulf și fosfor este mai mare la magnetitul ridicat de SiO_2 . Calcarele dolomitice și șisturile cristaline impregnate cu magnetit au un conținut în Fe care variază între 15 — 24%, iar SiO_2 1,14 — 8,06%.

IV. Considerații genetice

Forma de zăcămînt a rocilor ferifere — lentile intercalate concordant în șisturi cristaline cu care apar sincron cutate — duc la ideea că ele s-au depus în condiții de sedimentare marină sub formă de carbonați și oxizi de fier și apoi au fost metamorfozate regional.

Rocile ferifere sunt deci singenetic și de aceeași vîrstă cu restul șisturilor cristaline din regiune.

Asocierea rocilor ferifere cu amfibolitele care provin din metamorfoza unor roci eruptive bazice — produse ale unui magmatism inițial — Sa v u (1965), caracterizează acumulările ferifere vulcanogen-sedimentare.

Putem admite că ionii de Fe și Mg provin din mineralele melanocrate ale acestor roci bazice, prin procesele de alterare submarină și concentrații în zonele din apropiere.

Depunerea fierului în două faciesuri de sedimentare se poate datora variației pH-ului, fiind cunoscut faptul că atunci când erupțiile submarine sunt puternice, valoarea acestuia este mai ridicată, favorizând depunerea oxizilor de fier, iar atunci când erupțiile submarine scad în intensitate, valoarea pH-ului scade de asemenea, favorizând depunerea carbonaților.

În rocile magnetitice din regiune apare în mod frecvent pirita, care presupune depunerea ei într-un mediu reducător.

Faptul că alături de magnetit apare și pirita, conduce la concluzia că această parageneză nu poate fi primară. Pirita s-a putut forma ulterior sub influența soluțiilor metamorfice.

Rocile cu diopsid, granați, tremolit, flagopit și hematit din zăcăminte Tîmpa și Armeniș au caracter de skarne de reacție, formate în decursul metamorfismului regional, la contactul dintre lentilele de carbonați cu rocile silicatice (amfibolite, gnaisse amfibolice).

BIBLIOGRAFIE

- H u r d u z e u C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în partea centrală a munților Semenic. *D. S. Com. Geol.* XLV, București.
- P a p p K. (1919) Die Eisenerz u. Kohlevorräte des Ung. Reiches. Budapest.
- S a v u H. (1965) Structura în virgație a cristalinului munților Semenic. *D. S. Com. Geol.* LI, București.
- M i c u C. (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei și petrografiei părții centrale a munților Semenic. *D. S. Com. Geol.* XLIX/1, București.
- S c h a f a r z i k F r. (1898) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Orményes und Verceserova, südlich von Karansebeș im Komitate Krassó Szörény. *Jahresber. kgl. ung. geol. R. A. F.* 1896. Budapest.



CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES GISEMENTS DE MINERAI DE FER DE LA RÉGION SADOVA-TEREGOVA (MONTS SEMENIC)

(Résumé)

Dans la partie orientale des monts Semenic, entre les localités Sadova et Teregova apparaissent plusieurs gisements de minerai de fer dont les principaux sont les suivants :

Le gisement Timpa, constitué d'intercalations de magnétite et de calcaires sidéritiques-ankéritiques, dans une lentille de calcaires dolomiques et de dolomies ;

Le gisement Armeniș, constitué d'une lentille de calcaires dolomiques à imprégnaitions de magnétite ;

Le gisement Feneș, constitué d'une couche de magnétite à pyrite et à amphiboles et d'un schiste amphibolitique magnétitique à pyrite.

Dans la magnétite du gisement Timpa, la fréquence maxima de la teneur est de 86 % pour le fer et de 0,37 % pour le SiO_2 ; dans le gisement Feneș, les valeurs enrégistrées sont 38 % pour le Fe et 22 % pour le SiO_2 .

Entre la teneur en SiO_2 et le Fe on a mis en évidence une interdépendance inverse.

Les roches ferrifères apparaissent intercalées dans le complexe feldspathique sous forme d'accumulations concordantes, métamorphisées sur un plan régional et plissées ensemble avec les roches environnantes.

Le fer s'est déposé dans le milieu marin, dans deux faciès de sédimentation initiaux (faciès des carbonates et faciès des oxydes), déterminé par les éruptions basiques de géosynclinal.

La pyrite s'est formée ultérieurement à la magnétite sous l'influence des solutions métamorphiques ; les solutions migmatiques ont y aussi joué un rôle important.



Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României

Geological Institute of Romania - Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967 – 1968)

2. ZĂCĂMINTE

CONSIDERATII NOI ASUPRA ZĂCĂMÎNTULUI DEALUL CRUCII PE BAZA REZULTATELOR UNOR FORAJE RECENTE¹

DE

LIVIU NEDELCU, EUGEN BĂLAŞA, NICOLAE ROŞU, REMUS BORDEA²

Abstract

New data on the Dealul Crucii Deposit Resulting from Recent Drillings. In the following paper a minutely description of rocks crossed by drillings carried out in the Dealul Crucii zone (Baia-Mare) is given. Among the former amphibole-bearing andesites, quartz andesites, dacites and pyroxenic andesites constitute here a strong rooting. The mineralization included in these rocks is considered as meso-epithermal having formed as a result of the emplacement along fractures trending NE-SW of volcanites and sub-volcanic bodies that belong to the amphibole- and pyroxene-bearing andesites.

Introducere

Zăcămîntul Dealul Crucii este situat la limită nordică a municipiului Baia-Mare, fiind încadrat de valea Sf. Ioan (afluent al văii Săsar) la vest și valea Stejarului (afluent al văii Firiza) la est.

Prospecțiunile geologice efectuate la scara 1 : 5.000 și apoi la scara 1 : 2.000 coroborate cu informațiile succinte asupra mineralizației de la Dealul Crucii, cu un trecut minier foarte grăitor, indică existența unei structuri vulcanice productive cu extindere importantă pe adâncime și direcție. Forajele săpate în zona centrală a mineralizației au furnizat o seamă de date noi a căror interpretare formează obiectul prezentei lucrări.

¹ Comunicare în ședința din 12 aprilie 1968.

² Întreprinderea de prospecții și laboratoare – Ministerul Minelor. Șos. N. Titulescu nr. 85 – 87, București.



I. Istoricul cercetărilor

Interesul economic pe care îl prezintă regiunea minieră Baia-Mare a polarizat încă din secolul trecut atenția unui număr mare de cercetători. Din nefericire, numai o mică parte din lucrările cunoscute au ca obiect în sine zăcămîntul Dealul Crucii, majoritatea, cele cu caracter de monografie sau sinteză, amintind în mod cu totul informativ de existența acestuia (W o d i t s k a, 1896 ; K o c h, G e s e l l, 1898).

G e s e l l (1892) trece în revistă principalele roci eruptive din regiune, pe care le consideră drept trahite, dacite și andezite, ultimele avînd o dezvoltare importantă în zona Dealul Crucii.

P á l f y (1917) consideră că în axul Dealului Crucii ar fi existat un centru de erupție al andezitului piroxenic, unde ulterior, printr-o fractură mare orientată NE-SW, a fost pus în loc riolitul.

În 1935 A r a p u face un istoric al minei descriind structura geologică a zăcămîntului.

H e l k e (1931) descriind unele zăcăminte din Baja-Mare prezintă geologia și mineralogia filoanelor din Dealul Crucii, iar M e t t a (1937) studiază proveniența gipsului din constituția acestei mineralizații.

S t o i c o v i c i (1946) aduce, în raportul geologic referitor la Baia-Mare³, o serie de precizări asupra geologiei și genezei zăcămîntului.

Urmează apoi alți cercetători printre care: P a u c ă (1955), G i u ș e ă (1958), R ă d u l e s c u (1958), S t a n c i u (1961), G h e r a s i (1964), S t a n (1964), B î r l e a (1964), ale căror lucrări tratează vîrsta sedimentarului, tectonica și fazele de erupție din regiunea minieră Baia-Mare.

La începutul anului 1952 echipa de revizie a Expediției geologice a efectuat o inventariere detaliată a mineralizațiilor cunoscute și a lucrărilor miniere existente. Între 1956-1957, echipele geologice ale T. P. E. D. M. N. au efectuat prospecțiuni și lucrări miniere de suprafață.

Lucrările de cartare detaliată scara 1 : 5.000 și 1 : 2.000 precum și forajele structural-economice executate în ultimul timp, de echipa de prospecțiuni Baia-Mare a Întreprinderii de prospecțiuni și laboratoare — Ministerul Minelor, ne-au permis să facem cîteva considerații asupra succesiunii vulcanitelor, genezei și tectonicii zăcămîntului Dealul Crucii.

³ E. Stoicovici. Raport asupra rezultatelor activității de teren din regiunea minieră Baia-Mare. 1946. Arh. Com. Stat Geol. București.



II. Formațiuni geologice

Cercetarea structurii Dealul Crucii prin foraje este de dată recentă. Forajele 201, 311 și 205 săpate în această zonă prezintă o succesiune stratigrafică similară ale cărei caracteristici sunt bine reprezentate prin coloana litologică a forajului 201 pe care o redăm mai jos (fig. 1).

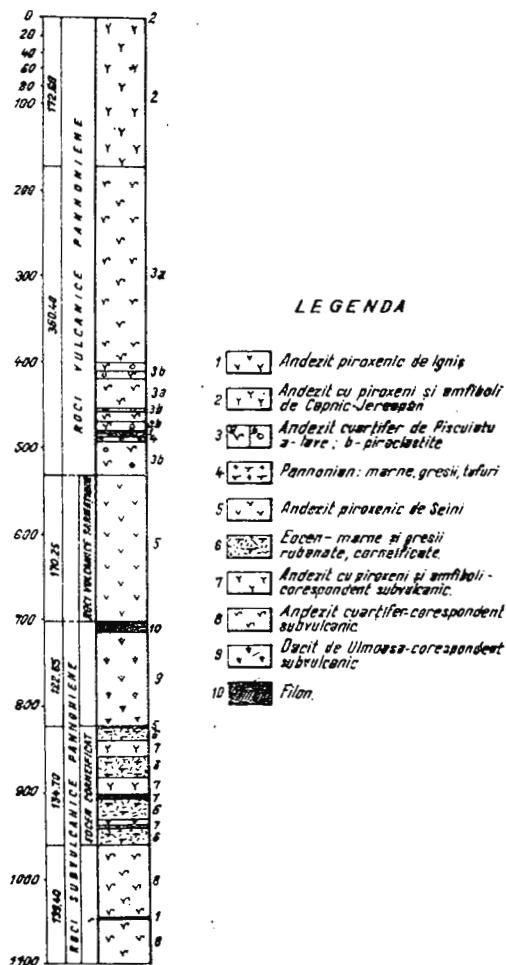


Fig. 1. — Coloana litologică a forajului 201 — Dealul Crucii.

1, andezit piroxenic de Ighiș; 2, andezit cu piroxeni și amfiboli de Capnic-Jereapăn; 3, andezit quartifer de Piscuiatu : a, lave; b, piroclastite ; 4, Pannonian : marne, gresii, tufuri ; 5, andezit piroxenic de Seini ; 6, Eocen : marne și gresii rubanate, cornificatae ; 7, andezit cu piroxeni și amfiboli-corespondent subvulcanic ; 8, andezit quartifer-corespondent subvulcanic ; 9, dacit de Ulmoasa-corespondent subvulcanic ; 10, filon.

Colonne lithologique du forage 201 — Dealul Crucii.

1, andésite pyroxénique d'Ighiș; 2, andésite à pyroxènes et amphiboles de Capnic-Jereapăn; 3, andésite quartifère de Piscuiatu : a, laves; b, pyroclastites; 4, Pannonien : marnes, grès, tufs; 5, andésite pyroxénique de Seini; 6, Eocène : marnes et grès rubanés, cornéens; 7, andésite à pyroxènes et amphiboles-correspondant subvolcanique; 8, andésite quartifère-correspondant subvolcanique; 9, dacite d'Ulmoasa-correspondant subvolcanique; 10, filon.

Forajul 201 săpat în zona centrală a mineralizației, de pe un affluent stîng al văii Sf. Ioan, a străbătut : A) roci eruptive ; B) roci sedimentare ; C) corneene de contact ; D) roci eruptive în facies subvulcanic.

A) Roci eruptive. 1. *Andezitul cu piroxeni și amfiboli de Capnic-Jereapăn.* Multă vreme, cercetătorii anteriori au considerat acest tip

de rocă drept riolit (Pálfy, 1917). Această eroare a fost posibilă datorită confundării adularului cu sanidina și a cuarțului magmatic cu cel hidrotermal.

Pentru prima dată diagnosticul de „andezit cu piroxeni și amfiboli” a fost atribuit acestei roci de către echipa de prospecțiuni Baia-Mare a T.P.E.M.⁴ și de Russo⁵, în anul 1964.

În foraj, andezitul cu piroxeni și amfiboli a fost interceptat pe intervalul 0-172,60 m, prezentându-se sub aspectul unei roci vulcanice de culoare cenușiu-verzuie sau cenușiu-albicioasă, pe porțiunile alterate, în care se pot distinge cu ochiul liber piroxeni transformați și plagioclazi.

Sub microscop se remarcă feldspatul plagioclaz parțial transformat — sericitizat sau albitezat — a cărei compozitie, 50 — 60% An, indică un labrador.

Piroxenii sunt totdeauna substituiți prin clorit-carbonați.

Amfibolii sunt înlocuitori de titanit (pl. I, fig. 1) sau de titanit-leucoxen — minerale argiloase care mai păstrează fie conturele caracteristice, fie unghierile de clivaj ale amfibolilor.

Pasta are structură pilotaxitică, mai rar hialopilitică, de obicei modificată de fenomenele de alterare.

TABELUL 1

Compoziția mineralologică a andezitului cu piroxeni și amfiboli

Mineralul	Frecvența medie %	Dimensiuni mm
cuart	sporadic	0,2—0,1
plagioclazi	30	3/2—1,5/0,7
piroxeni	10	1,2/0,5—0,4/0,2
amfiboli	2	1,5/0,4—0,3/0,1
pastă	57	—

2. *Andezitul cuartifer de Piscuiatu.* Se dezvoltă pe o grosime de 360 m, de la 173-533 m, într-o gamă variată de lave, și piroclastite, fapt ce atestă caracterul extrusiv al acestuia.

Roca proaspătă are o culoare neagră sau cenușiu-negricioasă, distinguindu-se cu ușurință fenocristalele de feldspat plagioclaz, minerale femice și cuarț. Structura rocii este, în acest caz, porfirică, iar textura masivă.

Fenomenele de alterare (argilizarea, cloritzarea, carbonatarea, limonitzarea) imprimă rocii un diapazon larg de nuanțe de la cenușiu

⁴ S. Rădulescu, P. Vilceanu et al. Raportul lucrărilor geologice — sectorul Prospecțiuni Baia-Mare. 1963. Arh. I. P. L. — M. M. București.

⁵ Doina Russo. Studiul petrologic al vulcanitelor dintre v. Firiza și v. Roșie (Baia-Mare). 1964. Arh. Inst. geol. -geogr. Acad. R. S. R. București.



deschis-verzui pînă la cenușiu-brun, ducînd în multe cazuri la completa ștergere a structurii rocii.

Microscopic au fost observate mineralele specificate în tabelul de mai jos (tab. 2).

TABELUL 2
Compoziția mineralologică a andezitului cuarțifer

Mineralul	Frecvența medie %	Dimensiuni mm
cuarț	2	2–0,5
plagioclazi	25	5/2–1,2/0,7
piroxeni	6	1,5/0,5–0,7/0,3
amfiboli	3	3/1–0,7/0,3
pastă	64	—

Feldspatul plagioclaz apare transformat, cu o compoziție variabilă, de la un andezin (46% An) la un labrador (50-60% An). Piroxenii și amfibolii sunt transformați, ultimii mult mai intens, fapt pentru care, probabil, au fost apreciați cantitativ sub valoarea lor din rocă (pl. I, fig. 3).

Pasta rocii, inițial cu o structură pilotaxitică, a suferit frecvente modificări, fie datorită silicificării în zona centrală a intervalului, fie datorită argilizării în zonele sale marginale.

a) *Piroclastitele andezitului cuarțifer* de Pisculiatu (de tipul aglomeratelor) constituie nivele bine individualizate la partea inferioară a curgerilor. În mod obișnuit, sunt alcătuite din elemente cloritizate de andezit cuarțifer și de marne negre prinse într-un liant cineritic pelicular.

3. Andezitul piroxenic de Seini. A fost interceptat pe intervalele 533-703,20 m și 824-825 m.

Macroscopic se prezintă ca o rocă de culoare verde închisă cu treceri gradate spre negru sau cenușiu. Transformările ce o afectează (cloritizarea, caolinizarea și silicificarea) imprimă rocii, în mod frecvent, o tentă albicioasă, producînd totodată ștergerea structurii pastei.

Microscopic transformarea rocii este mai evidentă. Plagioclazul este parțial albitizat. Compoziția în anortit este cuprinsă între 40-50% (andezin). Piroxenii sunt complet substituîti de clorit. Pasta este formată din microlite feldspatice prinse într-o masă de clorit.

Compoziția mineralologică a andezitului piroxenic de Seini, determinat de noi în forajul 201, se apropie de compoziția obținută de Stan și



Bîrlea (1964) pentru andezitul piroxenic sarmațian din zona Racșa-Seini (tab. 3).

TABELUL 3
Compoziția mineralologică a andezitului piroxenic

Compoziția mineralologică a andezitului piroxenic de Seini — forajul 201 — Dealul Crucii			Compoziția mineralologică a andezitelor piroxenice sarmațiene din regiunea Racșa-Seini (după Stan și Bîrlea)	
Mineralul	Frecvența medie %	Dimensiuni mm	Mineralul	Frecvența medie %
feldspat plagioclaz piroxeni	28 12	1,5/0,7—0,6/0,4 1,2/0,5—0,2/0,2	feldspat plagioclaz hipersten augit minerale opace pastă	20—30 2—7 0—3 0,5 60—78
pastă	60	—		

B) **Roci sedimentare.** Sedimentarul ocupă un spațiu redus în coloana litologică a forajului, fiind reprezentat prin Pannonian și Eocen.

1. *Pannonianul*, steril din punct de vedere faunistic, este reprezentat prin două nivele subțiri :

a) primul nivel (457,20-457,60 m) este constituit din marne negriicioase cu urme de plante incarbonizate și material cineritic ;

b) al doilea nivel (484,55-495,90 m), puțin mai gros, este alcătuit din marne cenușiu-verzui-roșcate, cinerite și tufite verzui, compacte, cu cristale de cuart.

Acest sedimentar a fost considerat de vîrstă pannoniană pe baza relațiilor cu andezitul cuartifer de Piscuiatu (Pannonian), cît și a similarității litofaciale cu formațiunile de aceeași vîrstă.

2. *Eocenul* a fost identificat în foraj, pe intervalul 825,90-960,60 m, printr-un pachet de marne cenușiu-verzui, rubanate și gresii marnoase cenușii, străpunse de apofize ale unui corp subvulcanic. La contact sedimentarul a fost puternic corneificat (pl. III, fig. 4).

Atribuirea vîrstei eocene acestui sedimentar s-a făcut, în lipsa argumentelor paleontologice, pe baza asemănării litologice cu formațiunile eocene flișoide cunoscute în regiune (E d e l s t e i n , C h i t i m u s , 1970).



C) **Corneene de contact.** Aceste roci s-au format la contactul dintre sedimentarul eocen și apofizele corpului subvulcanic ce-l străbat, în urma transformărilor metasomaticice suferite de sedimentar.

Sunt caracterizate printr-o trecere gradată de la roca sedimentară la o rocă în care compoziția mineralologică este complet schimbată.

Corneenele studiate sunt corneene feldspatice, în care predomină fie cordieritul și diopsitul, fie epidotul și diopsidul. Ele au fost recoltate din intervalul 902-909 m.

1. *Corneenele feldspatice cu cordierit.* Sunt alcătuite dintr-o masă feldspatică microgranulară în care se observă, sub microscop, cuiburi și benzi de cordierit. Epidotul și diopsidul apar cu totul subordonat. Feldspatul este de tipul albitului. În general compoziții sunt de dimensiuni mici.

2. *Corneenele feldspatice cu epidot.* Sunt complet lipsite de cordierit. Microscopic etalează o masă microgranulară de feldspat, de tipul albitului, în care sunt dispuse paralel benzi de epidot.

TABELUL 4

Compoziția mineralologică a corneenelor

Mineralul		Frecvența medie, %		Dimensiuni mm
Corneene cu cordierit	Corneene cu epidot	Corneene cu cordierit	Corneene cu epidot	
feldspat	feldspat	50	60	0,03–0,02
cordierit	epidot	20	30	0,07–0,05
clorit	min. argiloase	25	7	0,02–0,01
diopsid	diopsid	3	3	0,04–0,02
epidot	—	<2	—	0,03–0,02

D) **Roci eruptive în facies subvulcanic.** Sub această denumire am încadrat rocile de natură eruptivă localizate în scoarță, formind corpuri subvulcanice de dimensiuni și forme variabile.

Corpuri asemănătoare au fost identificate anterior în regiune la Apa Sărătă, într-un foraj al I. S. E. M.-ului (Gheerasi, 1964) și în zona barajului de la Firiza (Russo, 1964)⁶.

⁶ Op. cit pct. 5.



Aceste roci se diferențiază macroscopic mai greu de corespondentele lor de suprafață, respectiv dacitul de Ulmoasa, andezitul cu piroxeni și amfiboli de Capnic-Jereapă și andezitul cuarțifer de Piscuiatu.

1. Dacitul de Ulmoasa (*facies subvulcanic*). Formează un corp intrusiv, care pe intervalul 704-824 m străpunge curgerile inferioare ale andezitului piroxenic de Seini.

Roca are un pronunțat caracter porfiric imprimat de cristale mari de cuarț și feldspat. Culoarea sa variază de la cenușiu închis pînă la cenușiu-verzui deschis.

Compoziția mineralologică a dacitului poate fi urmărită în tabelul de mai jos (tab. 5).

TABELUL 5
Compoziția mineralologică a dacitului

Mineralul	Frecvența medie %	Dimensiuni mm
cuarț	7	7-2
feldspați		
plagioclazi	20	4/2,5-0,7/0,3
piroxeni	8	2/0,7-0,8/0,5
amfiboli	4	0,7/0,3-0,2/0,1
pastă	61	-

În secțiune subțire, plagioclazul este parțial substituit de carbonat-sericit. Compoziția sa în anortit este de 40 - 45 % (andezin).

Piroxenul este înlocuit printr-un agregat de clorit sau clorit-carbonat, iar amfibolul prin leucoxen — minerale argiloase.

Pasta rocii este alcătuită dintr-o masă de cristale mărunte de albă la care se mai distinge aspectul microlitic inițial.

2. Andezitul cu piroxeni și amfiboli, în facies subvulcanic. A fost întlnit pe intervalul 839,25-902,20 m sub forma unor apofize de diferite grosimi (de la cîțiva cm la 5-10 m), digitate în sedimentarul eocen. Apartenența acestora la un corp subvulcanic situat mai la nord este foarte posibilă.

Observațiile macroscopice ne relevă o rocă cenușiu-verzuie, cu cristalinitate medie și structură vag porfirică, mascată uneori de fenomenele de alterare. Se remarcă prezența cuiburilor de epidot (pl. I, fig. 4) în care cristalele aciculare sunt dispuse radiar. Relația dintre epidot și amfibol este uneori atât de strînsă încît să impresioneze unei pseudomorfoze.



Sub microscop roca se deosebește întrucâtva de corespondență sa de suprafață prin structura pastei pilotaxitică pronunțată, precum și prin prospetimea piroxenilor și amfibolilor.

Redăm în tabelul 6 compoziția mineralologică a andezitului cu piroxeni și amfiboli.

TABELUL 6

Compoziția mineralologică a andezitului cu piroxeni și amfiboli, în facies subvulcanic

Mineralul	Frecvență medie %	Dimensiuni mm
feldspați plagioclazi	30	2/1,2–1/0,7
piroxeni	8	1,2/0,7–0,5/0,3
amfiboli	2	1,5/0,7–0,5/0,3
pastă	60	—

Plagioclazul este de tipul andezinului, cu un conținut de 37-48 % An. De obicei cristalele sunt parțial albitezate.

Dintre piroxeni augitul predomină, fiind proaspăt pe cind hiperstenul apare opacitizat. Amfibolul este de tipul hornblendei bazaltice. Cristalele sale sunt proaspete și bine dezvoltate. Pasta este microlitică.

3. *Andezitul cuartifer*. Formează un corp subvulcanic, interceptat la 1045 m, în partea inferioară a forajului. Roca de aici are tangențe mineralogice care merg pînă la identitate cu corespondentul său de suprafață.

III. Mineralizația

Zăcămîntul Dealul Crucii, consacrat ca o importantă sursă auriferă, fiind cunoscut și exploarat probabil de pe timpul romanilor, constituie încă și astăzi un punct de atracție pentru cercetările geologice.

În componența acestui zăcămînt intră filonul Principal cu ramurile sale de culcuș Cioara I și Cioara II precum și filoanele Sigismund, Rătăcit și Baptist, situate la nord de primele. W o d i t s k a (1896) menționează în plus filonul Sanda.

Filonul Principal constituie de fapt partea cea mai importantă din zăcămînt, avînd o extindere de peste 1000 m pe direcție, NE-SW, și o grosime variind între 1-8 m, exceptiional 15 m. Înclinarea sa destul de mare, 75°NW, a permis deschiderea și exploatarea pe zece orizonturi pînă la cota de -100.

Filoanele sunt alcătuite din cuarț compact, calcedonie și subordonat baritină, calcit, rodocroxit, impregnate cu pirită auriferă și minerale roșietice de argint.



În literatură (Woditska, 1896; Stoicovici, 1946) sunt citate următoarele minerale, caracteristice pentru mineralizația de la Dealul Crucii: pirită, blendă, argentit, galenă, calcopirită, pyrargirit, tetraedrit, bournonit, jamesonit, stibină, fülpöppit.

Stoicovici distinge două faze în formarea acestor minerale: a) prin precipitarea din soluții a sulfurilor simple; b) prin depunerea argentalului și a sulfo-sărurilor în crăpăturile și cavitatele din roci.

Asupra comportării și caracterului mineralizației pe verticală au existat păreri diferite. Woditska (1896) arată că în adâncime conținutul în aur al filonului Principal scade brusc, pe cind Stoicovici (1946) constată că acesta se menține, iar cel de plumb crește.

Prin săparea forajelor 201, 311, 205 suntem în măsură să afirmăm că sub orizontul -IX, mineralizația auriferă trece la cea de plumb și zinc. Astfel, și în cazul acestui zăcămînt, se constată zonalitatea pe verticală a mineralizației, caracteristică filoanelor din Baia-Mare.

Filonul Principal, interceptat în forajul 201 la cca 200 m sub ultimul orizont, este alcătuit din două ramuri. Prima ramură, de 1,25 m grosime este de sulfuri polimetallice (galenă, blendă, pirită, marcasită, calcopirită) compacte, cu gangă de cuarț cenușiu-albicioasă sau, uneori de calcit. A doua ramură, de 3,40 m grosime, este alcătuită din cuarț alb-cenușiu, sticlos, compact, cu textură masivă și în geode, mineralizat cu pirită și plomoziit. Aceste două ramuri sunt separate de o intercalatie de dacite de Ulmoasa avînd grosimea de 2 m.

Mineralizația filonului Principal a fost studiată mai bine pe ramura de coperiș, aici apărînd mai clare fazele de depunere și relațiile dintre sulfuri.

Sub microscop a fost determinată următoarea compozitie în sulfuri polimetallice (tab. 7).

TABELUL 7
Compoziția în sulfuri polimetallice

Mineralul	Frecvență medie %	Dimensiuni mm
pirită	15	1,5–0,5
gallenă	5	1–0,3
blendă	4	0,8–0,5
marcasită	3	0,08–0,02
calcopirită	<1	0,15–0,05
tetraedrit	sporadic	0,05–0,04
jamesonit	sporadic	0,07–0,04
mispichel	sporadic	0,25–0,10
pirotină	sporadic	0,10–0,03



P i r i t a este sulfura cea mai răspândită prezentând aglomerări sau cuiburi, alteori grăunți idiomorfi solitari. Este asociată frecvent cu blenda, iar pe centrul filonului cu marcasita.

G a l e n a însoteste în toate cazurile blenda cu care este intim asociată. În porțiunea centrală a filonului este evidentă depunerea galenei în două etape. Galena de prima generație, în cristale bine dezvoltate, este străbătută pe liniile de clivaj de filonașele subțiri ale galenei de generația a doua. Alteori aceste filonașe străbat marcasita.

B l e n d a este de obicei legată de prezența piritei sau a galenei; sporadic apare diseminată în gangă. În partea de centru a filonului se remarcă asocierea blendei cu marcasita. Aceasta din urmă formează acumulări pulvрulente în blendă dând un aspect de pseudoimiscibilitate. În aceste condiții blenda își modifică culoarea, producind dificultăți în determinarea ei.

M a r c a s i t a caracterizează mineralizația filonului Principal — Dealul Crucii prin modul ei deosebit de prezentare. Se întâlnește doar pe centrul filonului.

Marcasitzarea este un proces endogen caracteristic ce afectează aproape toate sulfurile metalice, dar în special pirita, blenda, galena și calcopirita. Astfel pirita este substituită complet de marcasită, iar celelalte sulfuri sunt acoperite de acumulări pulvрulente de marcasită, în special blenda și galena (pl. II, fig. 4).

C a l c o p i r i t a este mai puțin frecventă decât mineralele descrise, iar grăunții săi sunt mai mici. Însoteste de obicei pirita și blenda. Cu aceasta din urmă formează dezamestecuri din soluții solide.

Într-o etapă mai nouă de mineralizare, calcopirita, împreună cu blenda și galena, pătrunde pe planele de clivaj ale galenei de prima generație, sub formă de vinișoare (pl. II, fig. 1), alteori aceste vinișoare traversează marcasita (pl. II, fig. 3).

T e t r a e d r i t u l și j a m e s o n i t u l au fost întâlniți sporadic și doar în porțiunea centrală a filonului.

M i s p i c h e l u l a fost de asemenea observat pe centrul filonului.

P i r o t i n a, în cantitate foarte mică, a fost remarcată în cîteva eșantioane din extremitatea de coperică a filonului.

G a n g a este reprezentată în cea mai mare parte de cuarț. Aceasta a fost depusă în mai multe generații, începînd o dată cu depunerea piritei și terminînd cu depunerea galenei. Sub microscop a fost posibilă determinarea a patru generații de cuarț :

Prima generație este reprezentată de cristale de cuarț idiomorf, bine dezvoltate (3 — 5 mm lungime) cu care este asociată o parte importantă din sulfurile metalice. Cristalele sunt dispuse



perpendicular pe pereții fantei filoniene. Sulfurile asociate cu acest cuarț sunt de asemenea bine dezvoltate și au habitus idiomorf;

Cuarțul de generația a doua se dezvoltă în dimensiuni mai mici (cca 1 mm) cu forme proprii de cristalizare (pl. III, fig. 1, 2). Cristalele sunt dispuse perpendicular, formând benzi paralele cu cele din prima generație. Uneori formează filonașe cu orientări diferite. Sulfurile asociate cu această generație sunt în cantitate mai mică și au dimensiuni reduse;

A treia generație de cuarț este reprezentată de cristale mărunte cu idiomorfism foarte scăzut (pl. III, fig. 2, 3). Acestea este dispus fie în cuburi sau aglomerări, fie în filonașe subțiri ce străbat sau se insinuează printre cristalele de generația întâi și a doua. Sulfurile însotitoare sunt în cantitate foarte mică;

Generația a patra este mai rar întâlnită. Cristalele sale sunt xenomorfe și de dimensiuni mici (pl. III, fig. 3). Sulfurile metalice apar cu totul sporadic.

Din secțiunile studiate rezultă că pentru ramura de coperiș a filonului Principal sunt reprezentative generațiile I, II și III de cuarț, în timp ce pentru ramura de culcuș, generațiile II, III și IV.

Lipsa cuarțului de generația I, care în ramura de coperiș este însotit de o cantitate importantă de sulfuri metalice (pl. III, fig. 1) explică mineralizarea slabă a ramurii de culcuș.

A) Considerații genetice. Procesul de mineralizare, care a dus la formarea filonului Principal — Dealul Crucii a avut loc în două faze distincte, vizibile în special sub microscop.

În prima fază, de temperatură mai ridicată, au fost depuse, în ordinea cristalizării, următoarele minerale: cuarț, pirită, pirotină, blendă, calcopirită, galenă și mispichel.

În a doua fază, de temperatură mai scăzută, s-au depus: cuarț, pirită II, marcasită, blendă II, calcopirită II, galenă II, tetraedrit, jamezonit, carbonați.

Mineralizația fazei întâi reprezintă cea mai mare parte a filonului, în timp ce mineralizația fazei a doua este subordonată cantitativ și apare doar pe centrul filonului.

Considerăm mineralizația fazei întâi ca mezotermală datorită prezenței pirotinei și a proceselor de imiscibilitate dintre blendă și calcopirită, caracteristice temperaturilor medii de formare.

De asemenea, tipul alterației hidrotermale a rocilor din jurul filonului ne indică prezența mezotermalului.

În schimb, mineralizația fazei a doua, dispusă pe centrul filonului, am considerat-o epitermală pentru aceasta pleânind procesele de marcasitizare, apariția sulfo-sărurilor și a carbonațiilor.

Din relațiile cuarțului cu mineralele metalice rezultă că pentru faza mezotermală este caracteristic cuarțul de generația I și II, a cărui idio-

morfie și mărime indică o temperatură de formare destul de ridicată și un spațiu suficient de cristalizare. El însoțește de obicei benzile de sulfuri din parageneza mezotermală.

Cuarțul de generația III și IV se asociază sulfurilor epitermale și se dezvoltă împreună cu acestea în zona centrală a filonului. Acest fapt că și lipsa idiomorfiei indică depunerea acestora din soluții de temperatură scăzută într-un spațiu restrâns ce nu a permis cristalizarea. Aparține deci epitermalului.

Redăm în tabelul următor succesiunea de cristalizare și fazele de mineralizare caracteristice pentru filonul Principal-Dealul Crucii.

TABELUL 8

Succesiunea de cristalizare și fazele de mineralizare

Minerale	Faza mezotermală	Faza epitermală
Carbonați		— — —
Jamesonit		—
Tetraedrit		—
Galena II		—
Calcopirita II		—
Blenda II		—
Marcasită		—
Pirită II		—
Cuarț III, IV		— — — —
Galenă	—	
Calcopirită	— —	
Blendă	—	
Pirotină	—	
Pirită	—	
Cuarț I, II	— — — —	



IV. Alterația hidrotermală

Studiul modificărilor chimice și mineralogice suferite de rocile din jurul filonului Principal—Dealul Crucii a fost făcut pe un profil situat în coperișul filonului.

TABELUL 9

Conținuturile chimice ale probelor recoltate din coperișul filonului Principal

Adincimea m	SiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Al ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	P. C. %	Na ₂ O %	K ₂ O %	FeO %
674	56,10	0,86	19,05	3,12	3,13	3,83	2,52	4,12	6,50
677	57,75	2,34	18,35	3,03	3,50	4,80	1,38	3,88	4,55
680	56,00	1,46	19,75	5,37	2,23	4,15	1,89	1,83	5,80
683	55,05	1,45	18,85	3,10	5,30	5,28	0,40	3,08	6,95
686	54,25	0,72	18,30	3,75	3,55	5,50	0,37	5,67	6,70
689	59,00	4,20	19,54	2,25	1,57	6,24	0,25	4,40	2,58
691	50,25	5,65	18,60	4,00	3,24	8,20	0,34	4,67	3,44
695	53,00	3,04	19,55	4,48	3,48	6,57	0,31	4,95	3,32
697	54,50	2,48	19,38	4,00	2,38	6,20	0,25	5,66	3,54
699	47,60	11,00	16,80	2,35	2,02	8,45	0,32	7,40	2,94
700	56,30	2,98	19,05	2,56	1,87	4,68	0,27	8,05	2,84
701	57,10	5,55	16,10	2,62	1,71	4,87	0,27	8,40	3,62
702	55,78	5,55	17,60	2,60	2,34	4,40	0,30	9,20	2,12

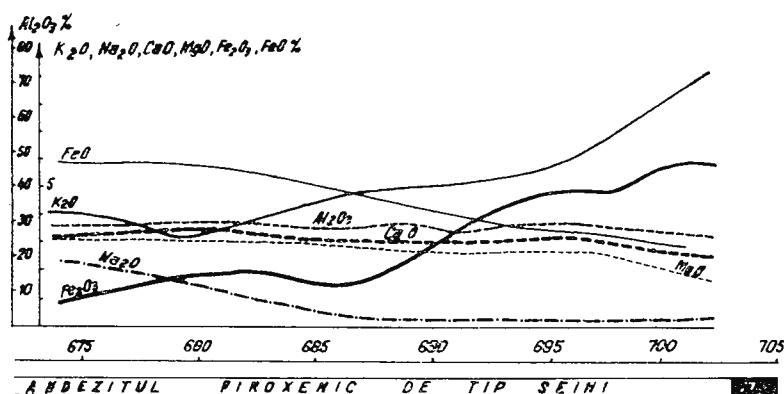


Fig. 2. — Profil prin forajul 201 — zona din coperișul filonului Principal — Dealul Crucii ; graficul cu variația conținuturilor în K₂O, Na₂O, CaO, MgO, Fe₂O₃, FeO, Al₂O₃.

Profil du forage 201 — zone du toit du filon Principal — Dealul Crucii ; diagramme de la variation des teneurs en K₂O, Na₂O, CaO, MgO, Fe₂O₃, FeO, Al₂O₃.

Analizele chimice (tab. 9) indică o zonă cu K₂O și Fe₂O₃ în apropierea filonului și o zonă cu Na₂O și FeO în portiunea mai îndepărtată de filon. Tot în această portiune se remarcă o creștere a conținuturilor în CaO și MgO (fig. 2).

Analizele mineralogice prezintă o zonalitate bine pronunțată, justificată de zonalitatea chimică și anume : a) zona de adularizare (în apropierea filonului); b) zona de sericitizare ; c) zona de cloritizare (cea mai îndepărtată de filon) (fig. 3).

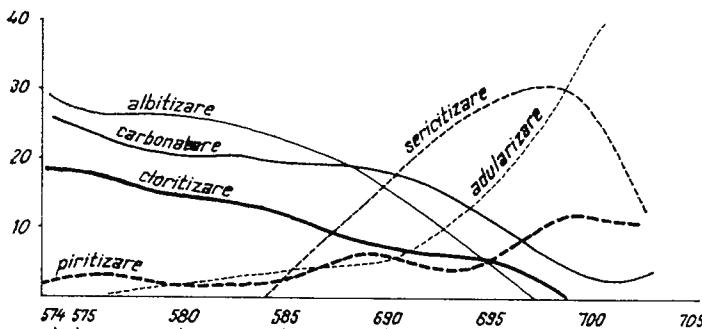


Fig. 3. — Profil prin forajul 201 — zona din coperișul filonului Principal — Dealul Crucii ; graficul cu modificările mineralogice în zona de alterație hidrotermală.

Profil du forage 201 — zone du toit du filon Principal — Dealul Crucii; diagramme des modifications minéralogiques de la zone d'altération hydrothermale.

Alterația hidrotermală a rocilor din coperișul filonului Principal—Dealul Crucii, comparată cu tipurile de alterație stabilite de Măldăresecu (1965) pentru regiunea Baia-Mare, se încadrează la tipul mezo-terminal.

a) În zona din apropierea filonului este caracteristică adularizarea și piritizarea; acestora le corespund chimic zonele cu K_2O și Fe_2O_3 , cu mențiunea că Fe_2O_3 justifică piritizarea în măsura în care pirlita este parțial transformată în oxizi de fier în apropierea filonului datorită circulației apei în această zonă.

Sub microscop adularul se prezintă atât sub formă de pseudomorfoze după plagioclazi (triclinic) cit și sub formă de depuneri de filonașe (monoclinic).

b) Zona următoare este marcată de sericitizare.

Fenomenul a avut loc prin substituția rocilor argilizate de către soluții cu un caracter alcalin-potasic, puțin pronunțat. Sericitizarea s-a format pe un fond de argilizare care inițial a avut o extindere mare și care probabil a precedat și zona de adularizare.

Microscopic sericitizarea se manifestă ca o invadare cu sericit a plagioclazilor și piroxenilor.

În ceea ce privește zona de argilizare, stabilită de Măldărescu în faciesurile de alterație hidrotermală din jurul zăcămintelor din Baia-Mare, aceasta nu apare suficient de pregnantă în profilul nostru.

c) În porțiunea mai îndepărtată de filon, se evidențiază zonă de cloritizare, în care, pe lîngă fenomenul amintit se mai remarcă albitizarea și carbonatarea. Toate acestea justifică zonele cu MgO , FeO , CaO și Na_2O stabilite pe baza analizelor chimice.

Prezența FeO în analiză este justificată de carbonații de fier.

Cloritizarea afectează în proporție însemnată piroxenii, adesea la substituția acestora asocindu-se și carbonații.

Albitizarea afectează plagioclazii, iar uneori și pasta rocii, aceasta în funcție de distanța față de căile de circulație a soluțiilor.

V. Tectonica

Întregul aspect tectonic al zonei cercetate, Dealul Crucii, se înscrie în caracteristica tectonicii de ansamblu a regiunii Baia-Mare, pendinte de manifestările vulcanice din partea internă a orogenului carpatic, cu caracter subsecvent, din timpul mișcărilor savice.

Astfel, de-a lungul unor mari linii de dislocații longitudinale, cum este linia Vihorlat-Harghita, au fost puse în loc în mai multe etape, vulcanitele cunoscute în acest lanț eruptiv.

Vulcanismului din regiunea Baia-Mare îi sunt caracteristice trei faze de erupție⁷:

Faza I (tortonian-superioară) în care se grupează: tufuri, riolite și piroclastite rio-dacitice;

Faza a II-a (sarmațiană) caracterizată prin punerea în loc a andezitelor piroxenice de Seini și de Șindileu, însoțite de piroclastitele lor;

Faza a III-a (pannoniană) în care au loc erupțiile dacitelor de Ulmoasa și Dănești, andezitelor cuarțifere de Piscuiatu-Berăria, andezitelor cu piroxeni și amfiboli de Capnic-Jereapă, andezitelor cuarțifere de Ulmu-Tocastru, andezitelor amfibolice de Breze, andezitelor piroxenice de Igniș și andezitelor de Gutin, însoțite de produsele lor piroclastice.

În legătură cu acest vulcanism, pe o seamă de dislocații produse în timpul orogenezei alpine au fost puse în loc mineralizațiile auro-argentifere și de sulfuri polimetalice cunoscute în regiune.

⁷ A. Bodnarenco, S. Rădulescu (1965) Probleme geologice și aspecte economice în bazinul minier Baia-Mare. Comunicările simpozionului Baia-Mare.



Vorbind de tectonica zonei Dealul Crucii trebuie să arătăm în primul rînd, că ea se grefează pe importanța elevației a Eocenului în regiune, elevație cu atribute de anticlinoriu compartmentat direcțional și transversal și orientată WNW-ESE (E d e l s t e i n, C h i ț i m u ș, 1970).

Față de cele arătate mai sus, acest domeniu joacă rolul unui compartiment coborât, delimitat la vest de falia Usturoiului (E d e l s t e i n, C h i ț i m u ș, 1970) și la est de falia Firizei (P a u c ă, 1964). Ulterior, începînd probabil din Sarmatian, pe aceste fracturi au evoluat către suprafață magmele acide și bazice ce au generat vulcanite din Dealul Crucii.

Interesantă este prezența corpurilor subvulcanice la adîncimi de cca 800 - 1000 m, situate, în general, în zona de ridicare axială a Eocenului, pe unele din fracturile sistemului NE-SW. Corpurile intrusive au produs o metamorfozare și chiar o assimilare a sedimentarului eocen, printr-o acțiune termo-caustică a magmei. O seamă de fracturi, formate la contactul acestor corpuri intrusive cu rocile înconjurătoare, au facilitat ascensiunea către suprafață a soluțiilor hidrotermale ce au generat mineralizația Dealul Crucii.

În Pliocenul superior sau chiar la începutul Cuaternarului, cu ocazia exondării regiunii, s-au produs o serie de fracturi, cu orientare NW-SE, ce au decroșat zonele filoniene, provocîndu-le perturbații importante pe direcție și înclinare. Astfel de falii sunt destul de numeroase în perimetru; cităm doar ca exemplu falia Făgașului ce deplasează către nord extremitatea estică a filonului Principal — Dealul Crucii.

VI. Concluzii

Datele furnizate de forajele săpate în zona Dealul Crucii, coroborate cu observațiile de suprafață și informațiile din subteran ne permit să tragem cîteva concluzii referitoare la structura geologică și perspectiva zăcămîntului.

1. În zona Dealul Crucii există o puternică înrădăcinare a andezitelor piroxenice de Seini, andezitelor cuarțifere de Piscuiatu și andezitelor cu piroxeni și amfiboli de Capnic-Jereapă, datorată reactivării de către acestea a unei largi zone de fracturi.

2. Prezența corpurilor subvulcanice la adîncimi reduse în scoarță, pare un efect contrar, de compensare a scufundării acestui compartiment. Efectul pozitiv dat de măsurătorile gravimetricice (F o t o p o l o s, 1961-



1967)⁸ s-ar datora în acest caz, probabil, conjugării fenomenului de ridicare axială relativă a Eocenului cu apropierea de suprafață a unei mase intrusiv importante.

3. Mineralizarea zonei Dealul Crucii s-a produs după punerea în loc a andezitului cu piroxeni și amfiboli de Capnic-Jereapă și înaintea erupției andezitelor piroxenice de Igniș; fapt demonstrat de relațiile spațiale ale mineralizației cu andezitul de Capnic-Jereapă, pe care îl străbate.

4. Întrucât s-ar părea că și mineralizația din Dealul Crucii respectă zonalitatea pe verticală, caracteristică filoanelor din Baia-Mare, se poate presupune că în adâncime filonul Principal va trece de la caracterul plumb-zincifer la cel cupros.

De asemenea, din datele furnizate de lucrările miniere și de foraj, rezultă o dezvoltare importantă a mineralizației Dealul Crucii (filonul Principal), atât pe direcție cât și în adâncime.

Considerăm prezenta lucrare drept un prim pas în cunoașterea structurii și mineralizației Dealul Crucii, elucidarea definitivă a structurii geologice a acestui sector constituind o problemă de viitor.

Aducem pe această cale mulțumirile noastre lui M. S o c o l e s c u pentru indicațiile date cât și lui S. F o t o p o l o s pentru datele gravimetrice puse la dispoziție.

BIBLIOGRAFIE

- A r a p u I. (1935) Descrierea exploatarii miniere Dealul Crucii. *Analele Industriei Miniere din România*. Cluj.
- B u r n h a m C. W. (1962) Facies and types of hidrotermal alteration. *Econ. Geol.* 37, 5. Lanchaster.
- E d e l s t e i n O., C h i ț i m u ș V. (1970) Contribuții la cunoașterea fundamentului sedimentar al zonei eruptive dintre v. Ilbei și v. Chiuzbaia. *D. S. Inst. Geol.* LV/5, București.
- G e s e l l A. (1892) Montangeologische Aufnahme des Erzdistriktes von Nagybánya. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R. A. f.* 1890, Budapest.
- G h e r a s i N. (1964) Contribuții la cunoașterea unor erupțiuni neogene de la Baia-Mare. *D. S. Com. Geol.* L/1, București.
- G i u ș c ă D. (1958) Evoluția vulcanismului din regiunea Baia-Mare. *Congr. Asoc. Carp.-Balc.* Kiev.
- (1960) Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia-Mare. *Acad. R. S. R. Stud. cerc. geol.* 3, București.

⁸ S. F o t o p o l o s . Rapoarte asupra prospecțiunilor gravimetrice din zona Baia-Mare. 1961—1967. Arh. Com. Stat. Geol. București.



- H e l k e A. (1931) Die Erzlagerstätten in der Umgebung von Baia-Mare in Rumänien, *Freiburger Geol. Ges.* 15, Freiberg.
- K o c h A., G e s e l l A. (1898) Die Gegend von Nagybánya. *Erläuterung zur geol. Spezialkarte, herausg. v. d. Kgl. ung. Geol. Anst.* Budapest.
- K o r j i n s k i D. S. (1952) Zonalitatea de infiltratie metasomatică și formarea filoanelor. *Anal. Rom. — Sov. Geol. Geogr.* B. București.
- Măldărescu I., Măldărescu Maria (1965) Asupra unor probleme privind alterările hidrotermale din regiunea Baia-Mare. *Anal. Univ. București. Geol. Geogr.* XIV, 1, București.
- Mănzăraru Lidia (1965) Studiul mineralologic și petrografic al corporilor subvulcanice din partea de NW a Munților Bîrgău. *St. tehn. econ.* I 1, București.
- M e t t a N. (1937) Gipsul din Dealul Crucii. *Bul. Lab. Min. Univ. București*, II, București.
- P á l f y M. (1917) Die montangeologischen Verhältnisse von Nagybánya, Borpatak, Felsöbánya und Kisbánya. *Jahresb. d. Kgl. ung. geol. R. A. f.* 1915. Budapest.
- P a u c ă M. (1955) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la nord și est de Baia-Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- (1963) Raionarea geologică a depresiunii Lăpușului. *Asoc. geol. Carp.-Balc. Congr.* V, București.
 - (1964) Probleme geologice în bazinul Băii-Mari. *D. S. Com. Geol.* XLIX/1, București.
- R ă d u l e s c u D. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru (Baia-Mare). *An. Com. Geol.* XXXI, București.
- S o c o l e s c u M., P o p o v i c i D., V i s a r i o n M. (1963) Suprafața Mohorovicic în Carpații Orientali și bazinul Transilvaniei, rezultată din datele gravimetrice. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geof.* I, 1, București.
- S t a n N., B ī r l e a V. (1964) Asupra caracterului piroxenic al andezitelor sarmațiene din regiunea Racșa-Seini (Baia-Mare). *D. S. Com. Geol.* L/2, București.
- S t a n c i u C o n s t a n t i n a (1961) Contribuții la cunoașterea transformărilor hidrotermale ale rocilor andezitice. *Acad. R. S. R. Stud. cerc. geol.* VI, 4, București.
- W o d i t s k a I. (1896) Monografia minelor din Baia-Mare. Cluj.

NOUVELLES CONSIDÉRATIONS SUR LE GISEMENT DEALUL CRUCII, RÉSULTÉES DES FORAGES RÉCENTS

(Résumé)

Le gisement Dealul Crucii (région Baia-Mare), ancienne et importante source aurifère, est à présent l'un des points vers lesquels convergent les investigations géologiques.

Les forages effectués pour l'étude du filon Principal ont apporté une série de nouvelles données sur la colonne lithologique des volcanites, sur la minéralogie et la genèse du gisement, la tectonique et la structure Dealul Crucii.

Les suivantes conclusions ont résulté à la suite de l'interprétation des données obtenues :



a) Dans la zone Dealul Crucii les andésites pyroxéniques, les andésites quartzifères et les andésites à amphiboles forment un puissant enracinement. Cet enracinement constitue l'ossature d'une structure volcanique productive d'importantes dimensions.

b) La présence des corps subvolcaniques tout près de la surface est considérée comme un effet de compensation de l'affaissement du compartiment Dealul Crucii.

Ce fait a conduit à la formation de nouvelles fractures qui ont facilité la mise en place de la minéralisation Dealul Crucii.

c) Les considérations sur la minéralisation Dealul Crucii mènent à une genèse mésothermale-épithermale.

d) La minéralisation du filon Principal présente la zonalité caractéristique aux gisements de la région de Baia-Mare.

I, la zone auro-argentifère (à la partie supérieure) ; II, la zone plombo-zincifère (à moins de -100) ; III, la zone cuivreuse (présumée à la partie inférieure).

Il résulte aussi un important développement de la minéralisation sur la direction et en profondeur, qui présente sous un nouvel jour la perspective du gisement.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Schéma géologique du périmètre Dealul Crucii.

1 a, b, andésite pyroxénique Igniș – agglomérats ; c, andésite de Capnic-Jereapăń ; d, e, andésite quartzifère de Piscuiatu-agglomérats ; f, dacite d'Ulmoasa ; g, marnes, grès – Pannónien ; 2, enracinements ; 3, failles ; 4, filons ; 5, forages exécutés ; 6, forages projetés ; 7, galeries ; 8, fossés ; 9, couches à découvert ; 10, contour du bloc-diagramme.

Planche II

Bloc-diagramme de la structure Dealul Crucii.

1, Pannonien : a, andésite pyroxénique d'Ignis ; b, andésite à pyroxènes et amfiboles de Capnic-Jereapăń ; c, andésite quartzifère de Piscuiatu – laves (c), clastolaves - pyroclastites (d) ; e, dacite d'Ulmoasa ; f, marnes, grès, cinérites ; 2, Sarmatiens : andésite pyroxénique de Seini ; 3, Tortoniens : marnes, grès, tufs ; 4, Eocène : marnes, grès cornéifiés ; 5, Crétacé supérieur : marnes rouges ; 6, cheminées volcaniques ; 7, corps subvolcaniques ; 8, cheminées volcaniques à la surface ; 9, limite géologique ; 10, fractures ; 11, filon Principal-Dealul Crucii ; 12, ligne d'affleurement du filon Principal-Dealul Crucii ; 13, galeries ; 14, gueules de galeries ; 15, haldes anciennes ; 16, excavations anciennes ; 17, forages ; 18, axes et échelle de la projection cavalière.



PLANŞA I.

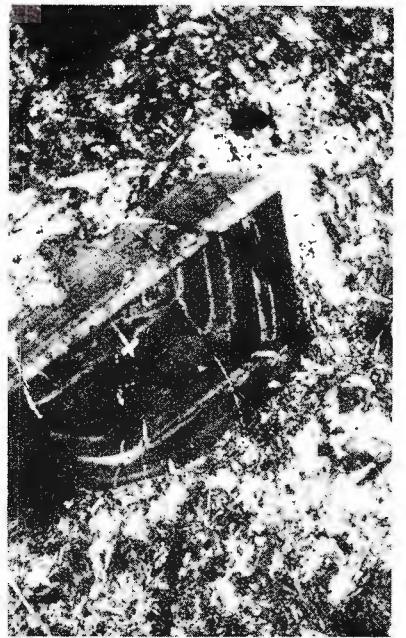
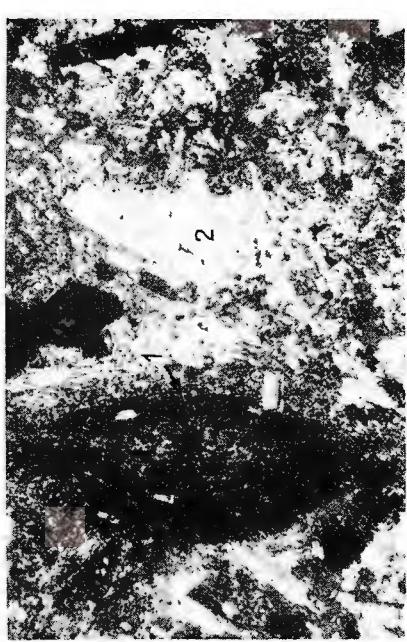
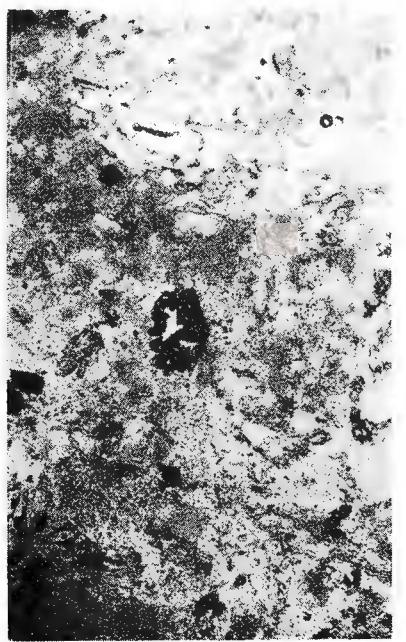


Institutul Geologic al României

PLANŞA I

- Fig. 1. — Amfibol substituit de cristale idiomorfe de titanit, într-un andezit cu piroxeni și amfiboli de tip Capnic-Jerecapăn, de la m 15,10. N II; $\times 40$.
Amphibole substitué par cristaux idiomorphes de titanite, dans une andésite à pyroxènes et amphiboles de type Capnic-Jerecapăn, de m 15,10. N II; $\times 40$.
- Fig. 2. — Feldspat cu structură zonară corodat de silicificările din pastă, în andezitul cuarțifer de tip Piscuiatu de la 343,40 m. N +; $\times 40$.
Feldspath à structure zonée corrodeé par des silicifications de la pâte, dans l'andésite quartzifère de type Piscuiatu de 343,40 m. N +; $\times 40$.
- Fig. 3. — Andezit cuarțifer de tip Piscuiatu în care se vede amfibolul cloritizat și opacitizat (1) și feldspatul spart (2) — m 343,40. N +; $\times 40$.
Andésite quartzifère de type Piscuiatu où l'on voit l'amphibole chloritisé et opacifié (1) et le feldspath cassé (2) — m 343,40. N +; $\times 40$.
- Fig. 4. — Cuiburi de epidot (1) în andezitul cu piroxeni și amfiboli de tip Capnic-Jerecapăn de la 891 m. N +; $\times 40$.
Nids d'épidote (1) dans l'andésite à pyroxènes et à amphiboles de type Capnic-Jerecapăn de 891 m. N +; $\times 40$.





Institutul Geologic. Dați de seamă ale ședintelor, vol. LV/2.

PLANŞA II

- Fig. 1. — Galenă din faza I (G) traversată de blendă din faza a II-a ; acestea sunt traversate de gangă (Gg) din faza a II-a. N II ; $\times 40$.
Galène de la première phase (G) traversée par de la blonde de la seconde phase ; celles-ci sont traversées par de la gangue (Gg) de la seconde phase. N II ; $\times 40$.
- Fig. 2. — Galenă (G) desfăcută de gangă (Gg) după linii de clivaj. N II ; $\times 40$.
Galène (G) séparée de la gangue (Gg) selon les lignes de clivage. N II ; $\times 40$.
- Fig. 3. — Marcasită (Mr) traversată de filonașe de galenă (G), blendă (B) și pirită (P) din faza a II-a. N II ; $\times 40$.
Marcassite (Mr) traversée par de petits filons de galène (G), blonde (B) et pyrite (P) de la seconde phase. N II ; $\times 40$.
- Fig. 4. — Acumulări pulverulente de marcasită endogenă (Mr) pe blendă (B). N II ; $\times 40$.
Accumulations pulvérulentes de marcassite endogène (Mr) sur blonde (B). N II ; $\times 40$.



L. NEDELCU ET AL. Zăcămîntul din Dealul Crucii.

Pl. II.



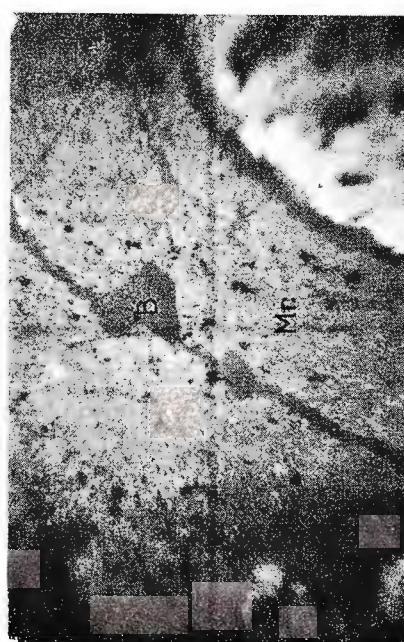
1



2



3



4

Institutul geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LV/2.

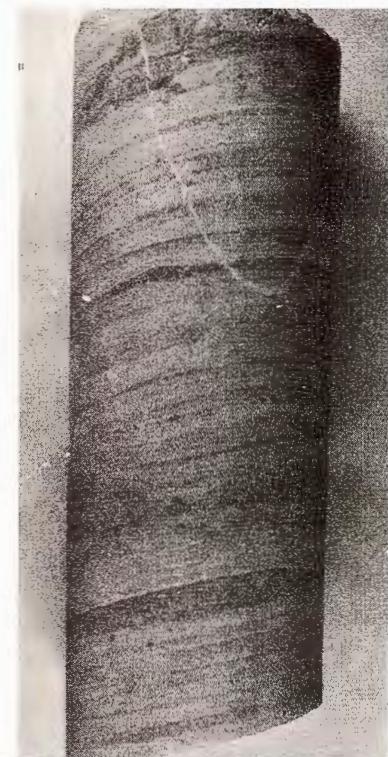
PLANŞA III

- Fig. 1. — Cuarț din prima generație (1) traversat de cuarț din generația a două (2); sulfurile metalice (3) sunt asociate cu cuarțul din prima generație. N + ; $\times 40$.
Quartz de la première génération (1) traversé par du quartz de la deuxième génération (2); les sulfures métalliques (3) sont associées au quartz de la première génération. N + ; $\times 40$.
- Fig. 2. — Cuarț din prima generație (1) traversat de cuarț din generația a două (2); pe contactul dintre acestea s-a insinuat cuarțul din a treia generație (3). N + ; $\times 40$.
Quartz de la première génération (1) traversé par du quartz de la deuxième génération (2); au contact s'est infiltré le quartz de la troisième génération (3). N + ; $\times 40$.
- Fig. 3. — Cuarț de generația a două (1) traversat de cuarț din generația a treia (2), acesta este traversat de cuarț de generația a patra (3). N + ; $\times 40$.
Quartz de la deuxième génération (1) traversé par du quartz de la troisième génération (2), ce dernier étant traversé par du quartz de la quatrième génération (3). N + ; $\times 40$.
- Fig. 4. — Sedimentar eocen rubanat, corneificat (earotă).
Dépôt sédimentaire éocène rubané, cornéen (carotte).



L. NEDELCU ET AL. Zăcămîntul din Dealul Crucii.

Pl. III.



Institutul geologic. Dări de seannă ale ședințelor, vol. LV/2.

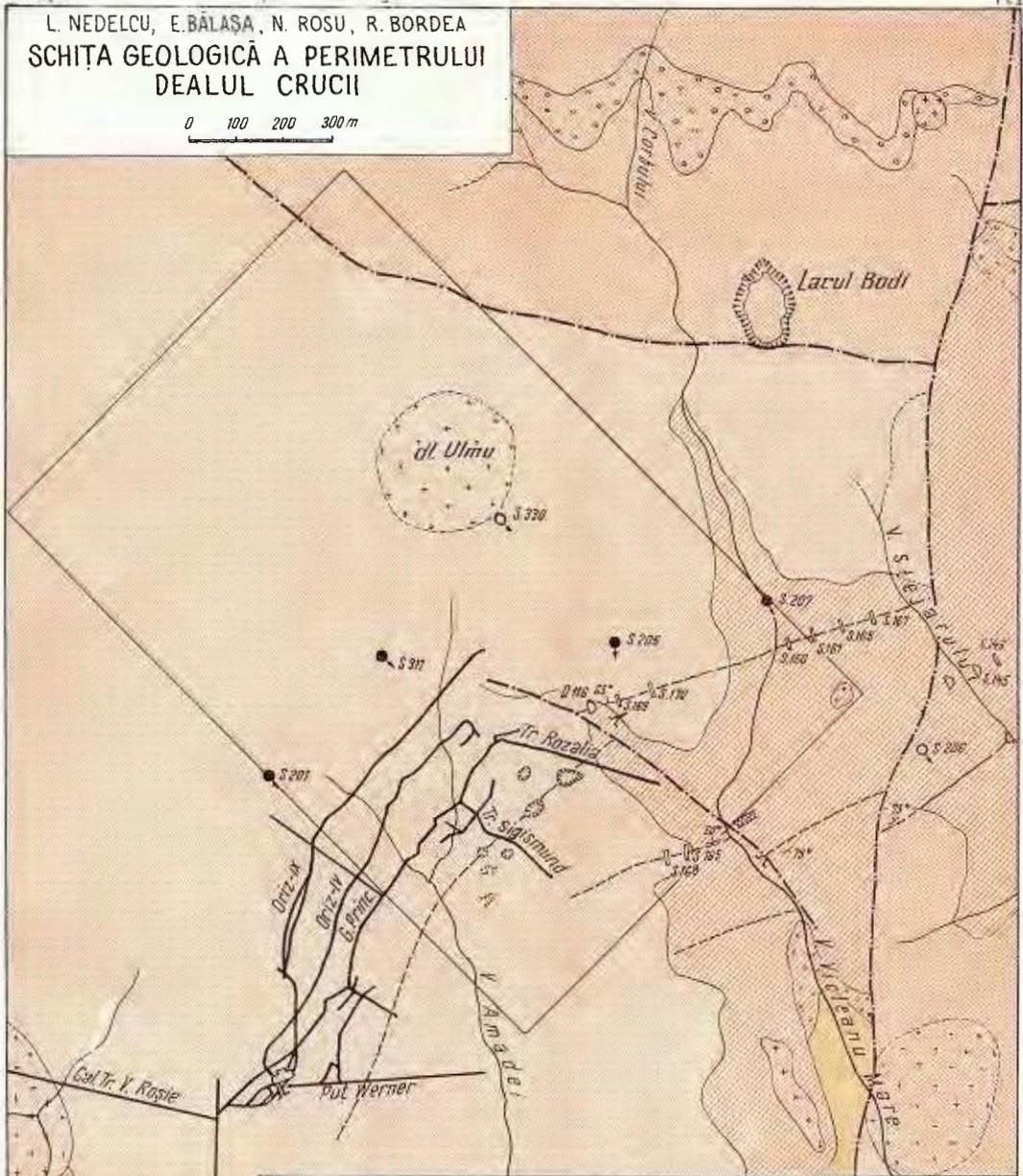
3



Institutul Geologic al României

L. NEDELCU, E. BĂLĂSA, N. ROSU, R. BORDEA
SCHIȚA GEOLOGICĂ A PERIMETRULUI
DEALUL CRUCII

0 100 200 300 m



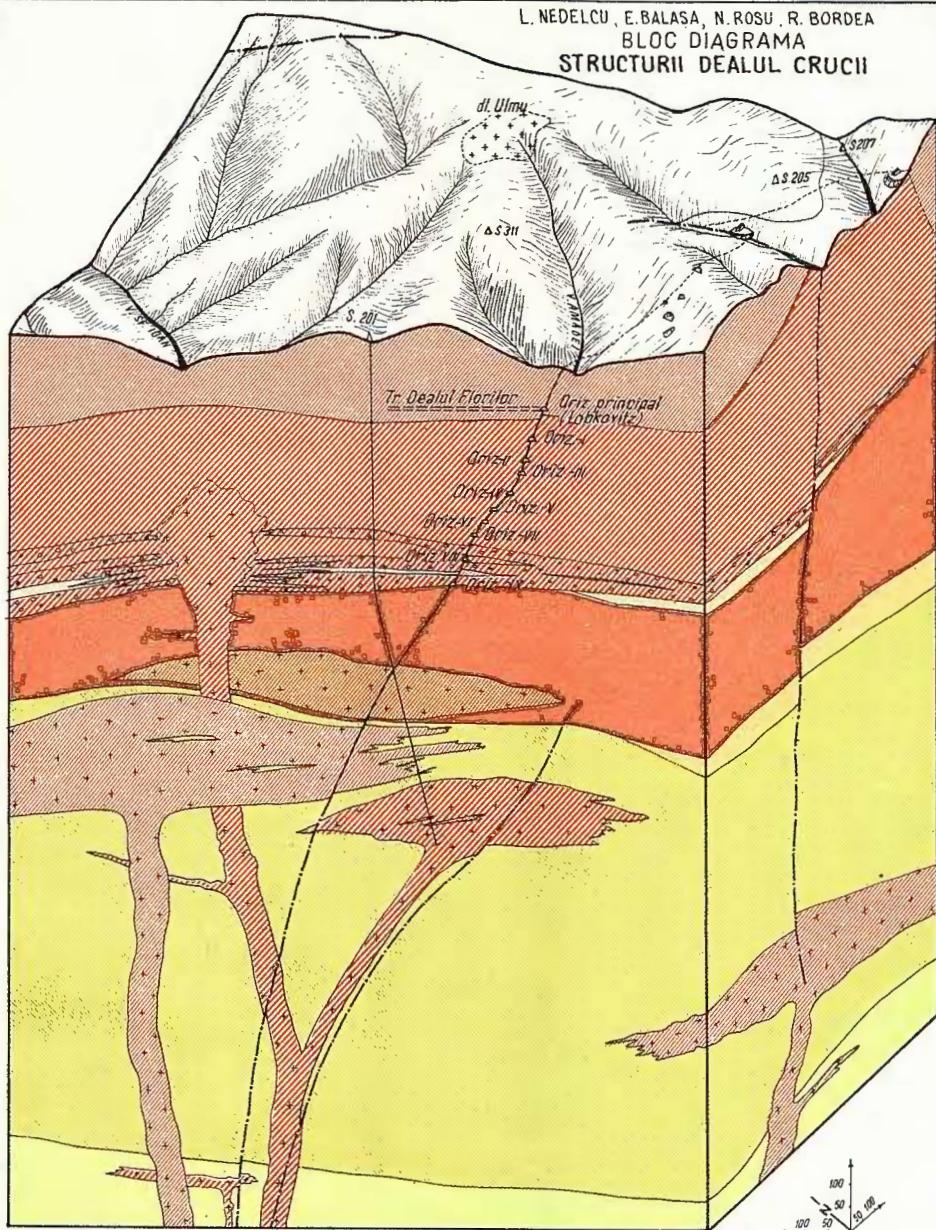
LEGENDA

- 1. PANNONIAN**

Legend:

 - g - Andezit piroxenic
Iignis - Aglom.
 - d - Andezit de Capnic-
Jereapă
 - D - Andezit cuartifer
Pisciuiașu - Aglom.
 - D - Dacit de Ulmoasa
 - M - Marnă, gresii
 - 2. Inrădăcinări
 - 3. Falii
 - 4. Filoane
 - 5. Foraje executate
 - 6. Foraje proiectate
 - 7. Galerii
 - 8. Șanțuri
 - 9. Dezverinri
 - 10. Conturul blocului diagram

L. NEDELCU, E. BALASA, N. ROSU, R. BORDEA
BLOC DIAGRAMA
STRUCTURII DEALUL CRUCII



LEGENDA

1. PANNONIAN		Andezit piroxenic de Ioniș	7	Corpori subvulcanice
		Andezit cu piroxeni și amfiboli de Ioniș	8	Coșuri vulcanice proiectate la suprafață
		Andezit cu quartifer de Pisculatu - laiev (C)	9	Limită geologică
		Dacit de Ulmoasa	10	Fracturi
2. SARMATIAN		Andezit piroxenic de Seini	11	Filonul principal - Dealul Crucii
3. TORTONIAN		Marne, gresii, cinerite	12	Linia de afiorare a filonului principal Dealul Crucii
4. EOCEN		Marne, gresii, tufuri	13	Galerii
5. CRETACIC SUPERIOR		Marne, gresii carbonificate	14	Guri de galerii
		Marne roșii	15	Hale vechi
		Coșuri vulcanice	16	Excavări vechi
		Foraje	17	Axele și scara proiecției cavaliere

Dări de seamă ale ședințelor vol. LV (1967 – 1968)

2. ZĂCĂMINTE

DETERMINAREA VÎRSTEI ABSOLUTE A BRANNERITULUI DIN ZĂCĂMÎNTUL DE FIER VÎRFUL BOUL (MUNȚII POIANA RUSCĂ)¹

DE

IOAN TIEPAC, ȘERBAN ANASTASE²

Abstract

Determination of Absolute Age of [Brannerite in the Vîrful Boul Iron Ore Deposit (Poiana Ruscă Mts)]. This paper aims at determining the absolute age of a very small-sized uranium (brannerite) occurrence, pointed out in a fracture zone within the Vîrful Boul – Ruschița iron ore deposit. An age of 140 millions years results from ratios Pb²⁰⁶/U²³⁸ and Pb²¹⁰/U²³⁸. This fact indicates that the iron ore deposit has been affected by Cretaceous tectonic movements which have contributed to the circulation of some uranium-bearing solutions.

În cursul măsurătorilor radiometrice efectuate în zăcămîntul de fier Ruschița, zona Vîrful Boul, situat în partea de SW a munților Poiana Ruscă, a fost pusă în evidență o slabă mineralizație de uraniu³.

Zăcămîntul care cantonează mineralizația este constituit dintr-o serie de lentile de minereu de fier prinse în șisturi cristaline predominant epizonale (H a r o s a, 1961)⁴ reprezentate prin șisturi clorito-cuarțitice, clorito-amfibolice și prin șisturi clorito-sericitoase. O serie de falii mari compartimentează zăcămîntul în mai multe sectoare.

¹ Comunicare în ședință din 19 ianuarie 1968.

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

³ I. Tiepac. Raport asupra măsurătorilor radiometrice în zăcămîntul Ruschița-Vîrful Boul. 1963. Arh. Com. Stat Geol. București.

⁴ S. H a r o s a. Raport asupra lucrărilor de explorare în zăcămîntul Ruschița-Vîrful Boul. 1961. Arh. Com. Stat Geol. București.



Mineralul apare pe o zonă de fractură majoră, la contactul unor șisturi sericito-cloritoase cu o lentilă de minereu de fier.

Pe această zonă de fractură apare o brecie constituită din elemente silicioase asociate cu calcit și pirită. Pe suprafețele de îmbinare a fragmentelor de brecie apare mineralul de uraniu sub forma unor benzi înguste de 1 – 2 mm.

Mineralul a fost identificat prin difractometrie de raze X. Au fost identificate liniile caracteristice branneritului la 3,42 ; 2,45 și 1,90 Å⁵. Branneritul este un oxid de uraniu la care se adaugă cantități importante de titan și subordonat Ca, Fe, Th, Y. Mineralul de culoare neagră apare sub formă de granule. În secțiuni este opac. Se poate observa cum uneori umple fisurile calcitului cu care este asociat.

Determinarea vîrstei

A) Metoda uraniu-plumb. În urma procesului de dezintegrare suferit de izotopii naturali ai uraniului U-238 și U-235 are loc acumularea izotopilor de Pb stabili Pb-206, respectiv Pb-207.

Relația, care leagă cantitatea izotopilor de Pb produsă în intervalul de timp t în funcție de cea a radionucleidului generator este de forma :

$$N_{\text{Pb}}^{206} = N_{\text{U}}^{238} (e^{\lambda U^{238} t} - 1) \quad (1)$$

Ecuția de mai sus, rezolvată în raport cu t duce la :

$$t_{\text{ani}} = 15,0 \cdot 10^{10} \log \left(1 + \frac{1,115 \text{ Pb}^{206}}{\text{U}^{238}} \right) \quad (2)$$

Pentru calcule s-au luat în considerare următoarele valori ale constantei de dezintegrare și ale timpului de înjumătățire pentru U²³⁸ :

$$T = (4,51 \pm 0,01) \times 10^{-9} \text{ ani} ; \lambda = 1,5369 \times 10^{-10} \text{ ani.}$$

Relații analoge se pot scrie și pentru Pb²⁰⁷ și Pb²⁰⁸. Vîrstele ca funcție de rapoartele Pb²⁰⁶/U²³⁸, Pb²⁰⁷/U²³⁵ și Pb²⁰⁸/Th²³² pot fi aflate direct din tabelele întocmite de Stieff et al. (1959).

Calcularea vîrstei după raportul Pb²⁰⁶/U²³⁸ pentru mineralele de uraniu cu conținuturi mari de uraniu și plumb este mai puțin afectată de erori experimentale. Calcularea vîrstei pe baza raportului Pb²⁰⁶/U²³⁵ este afectată în mod deosebit la introducerea corecției pentru plumb neradiogenic, dată fiind mica răspândire a U²³⁵.

⁵ Analiza efectuată de R. Giușcă în laboratorul de Raze X al Institutului geologic. București.



I. Metode de analiză

Roca ce conținea mineralul a fost mojarată la o granulație de 0,5 — 1 mm, din care a fost ales sub binocular mineralul pur. Acesta s-a dizolvat în HNO_3 1 : 1 la cald. Reziduul insolubil a fost descompus într-un creuzet de platină prin topire cu carbonat de sodiu, topitura după dizolvare fiind adăugată soluției inițiale.

a) *Determinarea uraniului.* S-a folosit pentru determinarea uraniului metoda polarografică datorită rapidității, preciziei și simplității ei, evitând astfel eventualele pierderi. Ca electrolit-suport s-a utilizat o soluție de acid ascorbic 10% în care uraniul dă o treaptă bine conturată.

Soluția etalon s-a preparat prin dizolvarea a 21,1 mg azotat de uraniu, $\text{UO}_2(\text{NO}_3)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ în 100 ml apă, concentrația soluției fiind de $100\gamma\text{U}/\text{ml}$.

Deoarece conținutul de uraniu în acest caz este ridicat, miciile cantități de Pb și Cu nu jenează determinarea polarografică directă.

b) *Determinarea plumbului.* Dozarea plumbului implică o extracție prealabilă, urmată de analiza polarografică. Extractia s-a efectuat cu o soluție de ditizonă în cloroform 0,1% în prezență de : 10 ml soluție tampon (conținând 60 ml NH_4OH și 50 g NH_4Cl la litru); 5 ml citrat de sodiu 10%; 2 ml cianură de potasiu 10%; 1 ml clorhidrat de hidroxilamină 10% la un pH = 8.

Pentru recuperarea cantitativă a plumbului au fost necesare 2 — 3 extracții în părți de 10 — 15 ml soluție ditizonă, agitând puternic 2 — 3 minute. Cu ditizona, plumbul formează un complex de culoare roșie din care, după separarea de fază apoasă, s-a reextras Pb din fază cloroformică prin agitare cu $\text{HCl N}/50$ în porțiuni de cîte 10 ml. Soluția clorhidrică s-a trecut în balon de 25 ml, la care s-au adăugat 10 ml acid ascorbic 10%, 1 ml soluție gelatină 0,5% și s-a polarografiat, atât proba cît și etalonul de comparație preparat din azotat de plumb ($100\gamma\text{Pb}/\text{ml}$).

c) *Determinarea radiului.* În scopul stabilirii gradului de dezechilibru radioactiv s-au efectuat analize ale conținutului de radiu, folosind metoda emanometrică. Rezultatele analizelor de uraniu, plumb și radiu sunt date în tabelul 1.

d) *Analiza izotopică.* Pentru efectuarea analizei izotopice, plumbul s-a extras din mineral sub formă de iodură de plumb și s-a analizat la un spectrometru de masă tip M. I. — 1305.



TABELUL 1

Numărul probei	Uraniu %	Plumb %	Radius $\times 10^{-9}$ g/g probă	Ra/U $\times 10^{-7}$
R-1	32,70	2,74	2,71	4,9
R-2	29,77	3,27	2,00	6,0
R-3	26,80	5,08	1,50	5,0
R-4	24,07	4,98	1,58	4,9
R-5	23,01	2,51	1,12	5,9
R-6	26,08	4,29	1,80	5,3
Media	27,05	3,79		

În scopul corecției pentru plumbul neradiogen a fost analizată o probă de galenă provenită din zăcămînt.

Rezultatele sunt date în tabelul 2.

TABELUL 2

Proba ⁶	Conținutul izotopic al plumbului			
	Pb-204 %	Pb-206 %	Pb-207 %	Pb-208 %
Brannerit-Ruschița	0,75	26,97	20,77	51,57
Galenă-Ruschița	1,43	25,10	21,27	52,50
Pb-Neradiogenic	-0,75	-13,20	-11,18	-27,61
Pb-Radiogenic	0,00	13,77	9,59	23,96

Pe baza datelor din tabelele 1 și 2 se poate calcula vîrstă Pb ²⁰⁶/U ²³⁸ prin înmulțirea conținutului mediu de plumb cu raportul Pb - 207,38 /Pb - 206,32, ceea ce dă conținutul real de plumb în unități de greutate atomică fizică; urmată de raportarea lui la conținutul de U-238 după formula :

$$N_{\text{Pb}^{206}}/N_{\text{U}^{238}} = \frac{3,79 \times 13,77}{27,05 \times 99,27} = 0,02205$$

unde 3,79 și 27,05 sunt conținuturile medii de plumb și uraniu.

Rezultatul obținut arată pe baza tabelelor lui Stieff et al. (1959), o vîrstă de 142×10^6 ani.

⁶ Analiza efectuată de Eleonora Văjdea.



II. Metoda RaD ($Pb-210$)

În scopul studierii influenței gradului de echilibru radioactiv asupra vîrstei reale am utilizat metoda RaD propusă de Houtermans (1951) și ulterior utilizată de Begemann et al. (1953), Kulp (1953), Cahen et al. (1961).

Metoda permite determinarea rapidă și precisă a raportului Pb/U cu condiția ca uraniul să fie în echilibru cu descendenții săi, în caz contrar vîrstele obținute vor fi mai mari.

Cînd echilibrul radioactiv este realizat, activitatea fiecărui membru intermediu este egală cu activitatea nucleidului generator :

$$\lambda_0 n_0 = \lambda_i n_i \quad \text{unde}$$

λ_0 și λ_i = constantele de dezintegrare ale nucleizilor generator respectiv derivat, n_0 și n_i = numărul de atomi al acestor nucleizi.

În cazul nostru :

$$\frac{\text{RaD}}{\text{U}^{238}} = \frac{\lambda \text{ U}^{238}}{\lambda \text{ RaD}}$$

Numărul de atomi de Pb^{206} formați prin dezintegrarea U^{238} este dat de relația :

$$N_{Pb}^{206} = N_U^{238} (e^{\lambda U^{238} t} - 1)$$

de unde :

$$\frac{\text{RaD}}{\text{Pb}^{206}} = \frac{\lambda \text{ U}^{238}}{\lambda \text{ RaD} (e^{\lambda U^{238} t} - 1)}$$

Luînd în considerare și Pb^{207} dat de U^{235} vom avea :

$$\begin{aligned} \frac{\text{Nr. dezintegrări RaD/s}}{\text{mg (Pb}^{206} + \text{Pb}^{207})} &= \frac{139 \times 6,0227 \times 10^{23} \lambda \text{ U}^{238}}{139 \times 206,051 (e^{\lambda U^{238} t} - 1)} + \\ &+ 207,054 (e^{\lambda U^{235} t} - 1) \end{aligned}$$

Pentru aflarea vîrstei pe baza formulei de mai sus se utilizează tabelele date de Begemann et al. (1953) unde vîrsta este dată ca o funcție de activitate $Pb-210$ (RaD). Metoda RaD prezintă avantajul că nu necesită determinarea cantitativă a uraniului și a plumbului, ci numai măsurarea activității RaD ($Pb-210$) dintr-o cantitate cunoscută de plumb.



Metoda de analiză. Dozarea Pb ²¹⁰ nu poate fi făcută direct deoarece acesta este un emițător β de slabă energie (0,018 MeV). El poate fi măsurat indirect prin activitatea descendantului său Pb ²¹⁰. Determinarea conținutului de Pb ²¹⁰ se poate face și prin spectrometrie gama — G o j-k o v i c et al. (1963). Noi am utilizat măsurarea Pb ²¹⁰ pe baza RaE (Bi ²¹⁰).

Măsurarea RaD (Pb ²¹⁰) pe baza RaE (Bi ²¹⁰). La dozarea Pb ²¹⁰ pe baza Bi ²¹⁰, care are timp de înjumătățire egal cu 5 zile, am utilizat un contor pentru lichide cu pereți dubli tip VAZ-420. Măsurătorile au fost făcute după un interval de 20 — 40 zile, timp suficient pentru stabilirea echilibrului între Pb ²¹⁰ și Bi ²¹⁰.

Pentru stabilirea eficacității contorului s-a folosit o soluție de Pb ²¹⁰ de activitate cunoscută, în echilibru cu descendenții. Eficacitatea a fost găsită egală cu 2,8%. Rezultatele sunt date în tabelul 3 pe trei probe.

TABELUL 3

Proba	RaD dezintegrări/s pe cm ³	mg Pb/cm ³	RaD dezintegrări /s mg/cm ³ soluție	Vîrstă (milioane ani)
1	1,05	0,0017	617	159
3	1,57	0,0031	506	184
4	1,31	0,0026	503	185
				Media = 176.10 ⁶ ani

III. Concluzii

Din analiza valorilor obținute se remarcă o diferență între cele două vîrste în sensul că vîrstă obținută prin metoda RaD este deplasată spre valori superioare vîrstei izotopice. Așa cum am arătat, branneritul analizat a fost găsit pe o zonă de fractură asociat cu calcit și sulfuri. Impurificarea relativ mare cu plumb de altă proveniență decât cel acumulat ca urmare a dezintegrării uraniului existent inițial în rețeaua cristalină a mineralului, este atestată și de analiza izotopică.

Însă, în timp ce la vîrstă obținută pe baza raportului Pb ²⁰⁶/U ²³⁸ s-a efectuat corecția corespunzătoare pentru plumbul asimilat, analizindu-se compozitia izotopică a galenei asociate, în metoda RaD, care utilizează activitatea specifică a Pb ²¹⁰ (RaD) raportată la cantitatea totală de plumb, creșterea acestuia din urmă va influența direct obținerea unei vîrste superioare, ca în cazul de față. În urma acestor considerații autorii inclină spre vîrstă de 142 milioane de ani, vîrstă, care în condițiile de



contaminare cu plumb existente, n-a fost afectată de erori. Această cifră corespunde unei vîrste cretacice pentru mineralul care a făcut obiectul studiului de față. Explicarea acestei vîrste se poate face pe baza situației geologice existente în regiunea Ruschița.

În această regiune, în afara șisturilor cristaline, care constituie fundamentalul ei, apar roci eruptive, care fac parte din seria eruptiilor cretacic-superioare intruse în faza laramică de-a lungul unor fracturi (L. Pavelescu, R. Dimitrescu, 1954; L. Pavelescu, 1958).

Rocile banatitice, reprezentate prin termenii portirici ai familiei granodioritelor, dioritelor și, mai rar a gabbrourilor, străbat rocile metamortice pe o direcție NW — SE.

L. Pavelescu (1958), H. Kräutner (1964) au arătat că punerea în loc a acestor roci a fost însotită de soluții hidrotermale, care au dat naștere la mineralizații de sulfuri complexe cum sunt cele de la Ruschița sau cele localizate în skarnele de pe valea Varniței.

Vîrsta cretacică a mineralului confirmă în plus faptul că zăcămîntul de fier Ruschița-Vîrful Boul a fost afectat de mișcările cretacice ce au dat naștere unor serii de deformații rupturale concretizate în numerose falii, ce au constituit căi de acces pentru soluțiile hidrotermale.

BIBLIOGRAFIE

- Begemann F., Buttler H., Houtermans F. G., Isaac N., Picciotto E. (1953) Application de la méthode du RaD à la mesure de l'âge chimique d'un minéral d'uranium. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4, Londra.
- Cahen L., Pasteels P., Ledent D., Bourguillot R., Wambeke von L., Eberhardt P. (1961) Recherches sur l'âge absolu des mineralisations uranifères du Katanga et de Rhodesie du Nord. *Annales Musée Royal de Afrique Centrale Serie I*, 8. *Sciences géologiques*, 41, Bruxelles.
- Charlot G., Beziers D. (1954) Analyses quantitatives minérales. *Masson. Cie*. Paris.
- Gokovic S., Delon G., Cervenjak Z. (1963) Dating of some uranites from Yugoslav localities by the Pb^{206}/Pb^{210} method. *Radioactive dating 1962*, Atena.
- Houtermans F. G. (1951) Über ein neues Verfahren zur Durchführung chemischer Alterbestimmungen nach der Bleimethode. *Sitz Ber Heidelb. An. Der Wiss. Math. Naturw. Kl. Jhg.* 2, Abh. Heidelberg.
- Kulp J. L., Broecker W. S., Eckelmann M. R. (1953) Age determinations of uranium minerals by Pb^{210} . *Nucleonics*, 2, New York.
- Stern T. W., Stieff L. R. (1959) Ra-U echilibrium and Ra-U ages of some Colorado Plateau secondary minerals. *U. S. Geol. Survey. Prof. Paper*, 320, Washington.



DÉTERMINATION DE L'ÂGE ABSOLU DU BRANNÉRITE DU GISEMENT DE FER DU VÎRFUL BOUL (MONTS POIANA RUSCĂ)

(Résumé)

On y présente les méthodes de travail et les résultats des déterminations d'âge absolu pour un minéral d'uranium (brannérite) du gisement de fer de Ruschița-Vîrful Boul.

Le minéral a été mis en évidence à l'aide des mesurages radiométriques le long d'une zone de fracture , où il se trouve en association avec de la calcite et des sulfures.

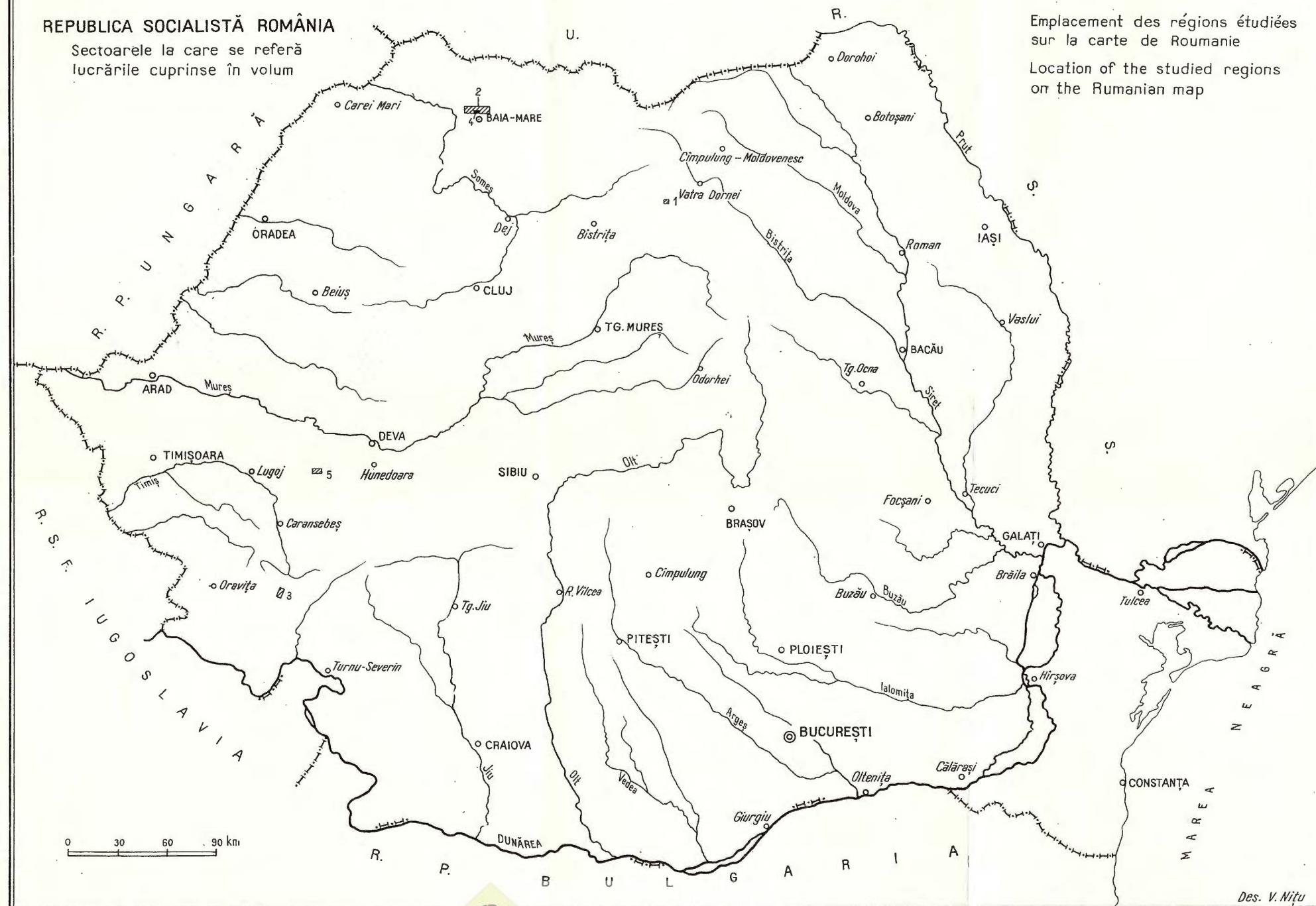
La détermination de l'âge absolu a été faite par deux méthodes : la méthode isotopique et la méthode RaD. Les données obtenues à la suite de l'utilisation de ces deux méthodes ne sont pas égales dans le sens que les valeurs obtenues par la méthode RaD sont plus grandes, fait qui peut être expliqué par la prise en considération du plomb total pour les calculs.

Les valeurs de 148 millions ans, obtenue par la méthode isotopique et de 176 millions d'ans, obtenue par la méthode RaD indiquent un âge crétacé. On peut expliquer cet âge, si l'on admet que les roches banatiques, mises en évidence par divers géologues qui ont étudié la région de Ruschița, ont donné naissance à leur mise en place, à une série de fractures le long desquelles ont circulé des solutions qui contenaient de différents éléments hormis l'uranium. Il s'impose la conclusion que le gisement de fer Ruschița — Vîrful Boul a été affecté par les mouvements crétacés, donnant naissance à une série de failles.



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă
lucrările cuprinse în volum



Emplacement des régions étudiées
sur la carte de Roumanie

Location of the studied regions
on the Rumanian map

C U P R I N S

ZĂCĂMINTE

Pag.

1. B a l i n t o n i I. Date și idei noi în legătură cu geneza zăcământului de sulf nativ din munții Călimani și cu fenomenele geologice din terenurile adiacente zăcământului	5
2. G h e r a s i N. Observații asupra mineralizațiilor de la Baia-Mare în legătură cu tectogeneza neogenă	23
3. H u r d u z e u C. Contribuții la cunoașterea zăcămîntelor de minereu de fier din regiunea Sadova-Teregova (munții Semenic)	35
4. N e d e l c u L., B ă l a ș a E., R o ș u N., B o r d e a R. Considerații noi asupra zăcământului Dealul Crucii pe baza rezultatelor unor foraje recente	47
5. T i e p a c I., A n a s t a s e Ș. Determinarea vîrstei absolute a branneritului din zăcământul de fier Vîrful Boul (munții Poiana Ruscă).	67





Institutul Geologic al României

C O N T E N U

(Résumés)

GISEMENTS

	<u>Page</u>
1. Balintoni I. Nouvelles données sur la genèse du gisement de soufre natif des monts Călimani et sur les phénomènes géologiques des terrains adjacents au gisement	21
2. Gherasi N. Observations relatives à la minéralisation de Baia-Mare en relation avec la tectogenèse néogène	32
3. Hurduzeu C. Contributions à la connaissance des gisements de minerai de fer de la région Sadova-Teregova (monts Semenic)	45
4. Nedelcu L., Bălașa E., Roșu N., Bordea R. Nouvelles considérations sur le gisement Dealul Crucii, résultées des forages récents . . .	65
5. Tiepac I., Anastase Ș. Détermination de l'âge absolu du brannérite du gisement de fer du Virful Boul (monts Poiana Ruscă)	74





Institutul Geologic al României

Redactor : MARGARETA PELTZ
Tehnoredactor și corector : P. MIHALCEA
Traduceri : MARGARETA HÄRJEU, F. CHIUTU
Ilustrația : V. NITU

*Dat la cules : aug. 1969. Bun de tipar : mai 1970. Tiraj : 1100 ex. Hârtie scris I
A. Format 70×100/56. Coli de tipar : 5. Comanda 334. Pentru biblioteci indicele de
clasificare : 55 (058)*

Inreprinderea poligrafică „Informația” str. Brezoianu, nr. 23–25, București,
România



Institutul Geologic al României

83100



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LV
1967-1968

2. GISEMENTS



Institutul Geologic al României