

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA I

Mineralogie — Petrografie

Nr. 11

STUDIUL MINERALOGIC
ȘI PETROGRAFIC AL REGIUNII
MOLDOVA NOUĂ
(ZONA SUVOROV—VALEA MARE)

DE

IOANA GHEORGHIȚĂ



BUCUREŞTI
1975
Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolului
revine în exclusivitate autorului



Institutul Geologic al României

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

SERIA I

Mineralogie — Petrografia

Nr. 11

**STUDIUL MINERALOGIC
ȘI PETROGRAFIC AL REGIUNII
MOLDOVA NOUĂ
(ZONA SUVOROV—VALEA MARE)**

DE

IOANA GHEORGHIȚĂ

BUCUREȘTI
1975



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

CUPRINS

	<u>Pag.</u>
Introducere	7
Istoricul cercetărilor geologice și miniere din regiunea Moldova Nouă	8
Istoricul cercetărilor geologice	8
Istoricul cercetărilor miniere	10
Condiții generale asupra geologiei Banatului de SE	11
Caracterizare geologică	11
Şisturile cristaline	12
Formațiunile sedimentare Paleo-mezozoice	13
Magmatismul banatitic	15
Magmatismul cuaternar	17
Relațiile structurale între formațiunile geologice	17
Geologia și petrografia regiunii Moldova Nouă	18
Formațiunile sedimentare mezozoice	18
Vîrstă formațiunilor sedimentare și raporturile dintre ele	18
Caracterele petrografice ale rocilor sedimentare din zona Suvorov-Valea Mare	20
Rocile eruptive banatitice	22
Scurt istoric	22
Localizarea și forma de zăcămînt a rocilor banatitice din regiunea Moldova Nouă	23
Clasificarea rocilor banatitice	30
Studiul petrografic al rocilor banatitice	30
Variațiile structurale ale rocilor banatitice	41
Chimismul rocilor banatitice	43
Concluzii petrogenetice	48
Procese de asimilare la contactul rocilor banatitice cu rocile argiloase	50
Transformările generate de rocile banatitice	51
Scurt istoric al cercetărilor	51
Faza metamorfismului de contact	52
Metamorfismul de contact endomorfic	52
Metamorfismul de contact exomorfic	55
Faza subsecventă a metamorfismului de contact metasomatic	100
Etapa hidrotermală timpurie	100
Etapa hidrotermală tardivă	115
Mineralizația	125
Localizarea și forma de zăcămînt a mineralizațiilor din zona Suvorov-Valea Mare	125
Mineralizația asociată rocilor de contact	129
Mineralizația din rocile banatitice	141
Considerații privind chimismul mineralizației de sulfuri	143
Studiul caracteristicilor chimico-mineralogice cantitative ale mineralizației de sulfuri prin metode de statistică matematică	149
Tipul de distribuție a cuprului	149
Variațiile conținutului de cupru	151
Potențialul economic al diverselor tipuri de roci din zăcămînt	156
Considerații cu privire la geneza mineralizației	158
Concluzii	165





Institutul Geologic al României

STUDIUL MINEROLOGIC ȘI PETROGRAFIC AL REGIUNII MOLDOVA NOUĂ (ZONA SUVOROV – VALEA MAPE)¹

DE
IOANA GHEORGHIȚĂ²

Résumé

Étude minéralogique et pétrographique de la région de Moldova Nouă (la zone Suvorov-Valea Mare). La région de Moldova Nouă représente l'extrémité méridionale de la province banatique, sur un alignement pétrogénétique laramien orienté N-S. Du fait du magmatisme laramien banatique développé sur des lignes de fracture N-S, des intrusions se sont formées, consolidées généralement à des profondeurs petites et moyennes, ce qui a déterminé des textures à dominance porphyrique dans les roches représentées d'habitude par des porphyres quartzdioritiques et sporadiquement par des granodiorites. L'homogénéité pétrographique des roches banatiques de la zone Suvorov-Valea Mare est confirmée aussi par les analyses chimiques qui mettent en évidence l'existence d'une magma quartzdioritique à tendance granodioritique. Les intrusions se présentent en général sous forme de corps irréguliers, de petite taille, ou en tant qu'apophyses, particulièrement à Valea Mare. Les sections géologiques à travers des forages suggèrent la relation des apophyses avec un corps enraciné dans le voisinage de la ligne tectonique Oravita. La mise en place des intrusions banatiques dans les formations sédimentaires mésozoïques a eu comme conséquence leur transformation intense, par suite de laquelle des auréoles de contact se sont formées. La nature des produits générés par les intrusions banatiques aussi bien que leur distribution spatiale ont permis la séparation de deux principales phases de déroulement des processus : la phase du métamorphisme de contact et la phase hydrothermale. Pendant la phase du métamorphisme de contact, sous l'influence du contact thermique et métasomatique, se sont formées des roches variées, par exemple les calcaires cristallins, les conréennes et les skarns. Les paragenèses minéralogiques, de même que la forme d'accumulation de ces types de roches de contact démontrent le rôle du contrôle structural, lithologique et chimique de la paléosome. Le grand développement et la fréquence des skarns à dominance granatifère, qui constituent souvent la roche encaissante des minéralisations cuprifères y est caractéristique. Un autre moment important dans le déroulement des processus provoqués par les intrusions banatiques est représenté par des phénomènes caractéristiques à une phase subséquente du métasomatisme de contact ; les solutions qui ont évolué dans un régime de baisse continue de la température ont mené au déroulement des processus caractéristiques pour certaines conditions de chimisme et PT existantes à un moment donné. Au cours de la phase subséquente, des processus variés de métamorphisme hydrothermal ont eu lieu, aussi bien que des processus métallogéniques, ce qui a rendu possible autant d'établir certains états de leur déroulement, de même qu'une certaine interdépendance leur étant caractéristique. Le début de la phase subséquente est marqué par la formation des oxydes de fer (hématite, magnétite) et aussi de divers hydrosilicates (épidote,

¹ Teză de doctorat susținută la 28 martie 1972 la Institutul de Petrol, Gaze și Geologie, București.

² Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, București



chlorite, etc). Dans une étape hydrothermale précoce suivante se sont déroulés des processus de métamorphisme hydrothermal ayant affecté surtout les roches banatitiques et des processus métallogéniques. Les transformations hydrothermales des roches banatitiques de l'étape précoce ont eu au commencement un caractère prédominant potassique (feldspathisation, séricitisation, argilisation), alors que ultérieurement eût lieu une silicification intense qui, par son caractère parfois fort métasomatique, a mené à la formation de quartzites hydrothermaux en certaines zones de quelques intrusions banatitiques. Les processus métallogéniques ayant provoqué la formation des accumulations importantes de minérais cuprifères constitués surtout de pyrite et chalcopyrite et sporadiquement d'autres sulfures de métaux communs, sont étroitement liés dans leur évolution à certains types de transformations hydrothermales subies autant par les roches banatitiques qu'aussi par les roches de contact. La succession et l'interdépendance des divers processus liés à l'activité magmatique banatitique sont, dans la plupart des cas, masquées par une activité pulsatile des produits formés en différents stades, en résultant des associations complexe de minéraux qui se superposent, sans être possible de mettre en évidence une zonalité à grande échelle. Il est à supposer que les fluides skarnisants, de même que les solutions hydrothermales proprement-dites ont suivi presque les mêmes voies d'accès. La proximité du contact intrusif, l'extension du métamorphisme de contact et hydrothermal et des zones de tectonisation antérieures à la minéralisation sont des facteurs de contrôle dominants dans localisation des accumulations de minérai. A la fin des processus métallogéniques a eu lieu une étape hydrothermale tardive, manifestée d'une manière bien caractéristique par la formation de l'anhydrite et des zéolites.

Studiul de față a fost elaborat sub îndrumarea prof. dr. docent Lazăr Pavelescu, căruia îi exprim sincera mea recunoștință și cele mai calde mulțumiri pentru îndrumările prețioase și discuțiile fructuoase purtate în tot timpul elaborării acestuia.

În mod deosebit sunt îndatorată prof. dr. docent Dan Giuşcă, căruia îi exprim pe această cale mulțumirile și recunoștința mea pentru faptul că mi-a sugerat abordarea acestei probleme de studiu, urmărind apoi cu un deosebit interes întreaga mea activitate de teren și laborator.

Mulțumesc de asemenea prof. dr. docent Virgil Ianovici pentru atenția acordată cercetărilor mele în regiunea Moldova Nouă.

Aduc mulțumirile mele Acad. prof. Alexandru Codarcea pentru discuțiile fructuoase purtate în legătură cu anumite probleme legate de geologia Banatului.

Prof. dr. docent Radu Dimitrescu îi rămân recunoscătoare și îi mulțumesc pentru ajutorul acordat în elucidarea anumitor probleme legate de acest studiu.

Mulțumesc de asemenea Conducerii Institutului Geologic pentru sprijinul acordat în elaborarea lucrării de față.

Conducerii și colegilor de la Intreprinderea geologică de prospecții, colegilor de la I.F.L.G.S. precum și colegilor de la Exploatarea minieră le mulțumesc pentru sprijinul acordat în activitatea mea de teren.

De asemenea, mulțumesc tuturor acelora care m-au ajutat și îndrumat în activitatea pe care am desfășurat-o în vederea întocmirii acestei lucrări.

Lucrarea are ca obiectiv studiul petrografic și mineralologic al zonei Suvorov – Valea Mare din regiunea Moldova Nouă, situată în extremitatea



sudică a unității geologice cunoscută sub denumirea de sinclinorul Reșița—Moldova Nouă.

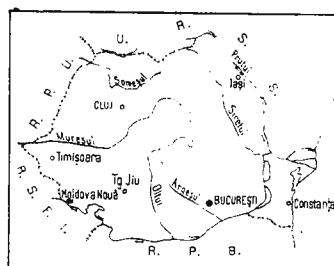
Zona care a făcut obiectul cercetărilor noastre a fost mai puțin cercetată în trecut, cunoșindu-se pînă în prezent date generale geologice și cu totul reduse cu privire la rocile și mineralizațiile asociate unora dintre acestea. Aceste motive ne-au determinat să abordăm studiul de detaliu al zonei respective, în vederea descifrării și cunoașterii mai aprofundate a structurilor banatitice și în special a rocilor de contact generate de acestea, precum și a mineralizațiilor asociate. Cercetarea noastră a fost ușurată de unele condiții favorabile create în urma unui program de explorare prin lucrări miniere și foraje care au permis deschiderea în adîncime a zonei și colectarea unui bogat material pe baza căruia s-a întocmit prezentul studiu. Toate aceste lucrări au permis de asemenea urmărire, atît pe verticală cît și pe orizontală, a diverselor tipuri petrografice și a mineralizațiilor asociate, precum și stabilirea relațiilor geologice și structurale dintre acestea. Studiul de față s-a întocmit pe baza unui material colectat din peste 200 de foraje și aproximativ 18 lucrări miniere executate în perioada 1958—1968. În acest scop, ne-am deplasat în regiune începînd din anul 1960 pînă în anul 1967, cercetînd lucrările miniere și forajele din zona Suvorov—Valea Mare.

Rezultatele cercetărilor noastre de teren și laborator au fost consemnate în parte în lucrări publicate și în totalitate în rapoarte întocmite în vederea documentării petrografice a lucrărilor de explorare executate de I.F.L.G.S. în perioada 1959—1967. Cercetarea continuă și aprofundată a regiunii a fost posibilă datorită sprijinului acordat de către Intreprinderea geologică de prospectiuni, de I.F.L.G.S. și de Institutul Geologic.

I. INTRODUCERE

Regiunea Moldova Nouă este situată în Banat și reprezintă extremitatea sudică a provinciei banatitice din țara noastră, înscriindu-se pe

Fig. 1. — Amplasarea regiunii Moldova Nouă pe teritoriul României.
The location of the Moldova Nouă region on the territory of Romania.



aliniamentul Zolt—Nădrag—Bocșa Română, cu orientare N—S, aliniament marcat de eruptions banatitice laramice, a căror apariție se continuă și la sud de Dunăre pe direcția Ridan—Macikatița (fig. 1).

Zona în care s-au desfășurat cercetările noastre se află pe teritoriul localității Moldova Nouă situată la 4 km ENE de portul la Dunăre, Moldova Veche. Delimitarea zonei studiate se face la nord prin dealul Gaura Lupilor și dealul Scorțar, la sud prin culmea Văradului și dealul Tăușan, la est printr-o linie care trece prin vîrful Scorțar, Cracul Dosului, dealul Amalia și culmea Văradului și la vest prin ogașul Cornetului, pîriul Nucilor și dealul Tăușan.

Regiunea Moldova Nouă se caracterizează printr-un relief deluros, cu diferențe accentuate de nivel, datorită calcarelor mezozoice în care apele au săpat văi adânci. Altitudinea dealurilor variază între 150–600 m cu vîrfurile mai importante Cleanțul Baronului (606,45 m) și stîncile lui Brediceanu (559 m) în partea de nord, dealul Gaura Lupilor (452,29 m), vîrful Cornet (389,84 m) și vîrful Scorțar (512,29 m) în zona mediană și culmea Amalia (552 m) în sud.

Văile principale care brăzdează regiunea sunt Valea Mare și Valea Mică. Valea Mare, de la izvor și pînă în zona Suvorov are cursul orientat NE–SW, iar de aici curge spre W pînă în centrul localității Moldova Nouă, unde se unește cu Valea Mică și își continuă cursul spre SW, pînă la vîrsarea în Dunăre, sub numele de Boșneag. Afluenții mai importanți ai Văii Mari sunt: Ogașul Rău, Ogașul Găuri, ogașul Suvorov, valea Amalia și Ogașul Cornetului. Valea Mică, curge de la nord spre sud pînă la confluența cu Valea Mare, iar ca afluenți principali are ogașul Băies, Ogașul Grecilor și valea Apele Albe.

II. ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE ȘI MINIERE DIN REGIUNEA MOLDOVA NOUĂ

A) Istoricul cercetărilor geologice

Date privitoare la geologia regiunii Moldova Nouă se cunosc din lucrările mai vechi de ansamblu asupra Banatului, în care unii autori s-au ocupat de probleme privind mineralizația petrografie și chiar mineralogia acestei regiuni.

În centrul atenției cercetărilor mai vechi a fost regiunea Ocna de Fier–Dogenecea, pentru că există o vastă bibliografie.

Primul cercetător care s-a ocupat mai pe larg și de Moldova Nouă a fost v. Böhr (1774) care în lucrările sale tratează și despre minele de la Moldova Nouă, pe atunci în exploatare.

În anul 1818 Beudant, publică o serie de date mineralogice și geologice despre minele din Banat, printre care și despre „mina de cupru” de la Moldova Nouă. Referitor la aceasta, Beudant spune că mina denumită Amalia se găsește „într-un calcar granular ce este aşezat pe un porfir sienitic”. La minere Marianda din „Munții Florimund” situația este asemănătoare. În aceste mine s-au găsit granate verzi, din care Beudant spune că mulți mineralograzi „au crezut că pot să facă o specie aparte”.

După Beudant, cercetările geologice au fost intrerupte pînă în a doua jumătate a secolului XIX, cînd geologi de seamă au pus bazele descifrării geologiei Banatului.

În lucrarea lui Hauser, Ritter, Foerster (1855), publicată la Viena, se fac o serie de considerații geologice și miniere cu descrieri mai detaliate privind formațiunile sedimentare, cristaline și eruptive. Autorii se referă și la Moldova Nouă, asupra căreia fac următoarea descriere: „Aici se ridică în estul cîmpiei șisturi cristaline care conțin foarte rareori inclusiuni metalice constînd numai din pirită. Mai departe spre est se ridică o catenă mare de calcar cenușiu-alb, care are direcția sud-nord pînă la Sasca și Oravița. La contactul dintre calcare, sienite și șisturi apar diferite filoane. Contactele indică inclinări și direcții foarte diferite. Conținutul de metale al filoanelor se subțiază ca o pană de la est la vest, mai cu seamă în punctele



unde șiștul se ridică mai puternic și se îngroașă unde acesta nu se află, îndeosebi spre sud. De asemenea, metalele nobile se concentrează mai mult în adâncime. Contactul de pe latura de est a calcarului, purtând în special minereuri de argint cu conținut în plumb și minereuri de cupru cu conținut de argint se numește „direcția argintului” (din documentația șantierului IGEX-Moldova Nouă; 1962).

În anul 1863 Schröckenstein³ într-o lucrare în care se ocupă de formațiunile permo-carbonifere și mezozoice din vestul Banatului, explică cutarea depozitelor sedimentare prin presiunile dirijate de la NW spre SE, produse de ridicarea „granitelor” de la Bocșa, în Jurasic, și de la Oravița-Ilidia-Sasca, în Cretacic.

v. Cotta (1865) pune bazele unei noi vizuni petrografice privind rocile eruptive cretacice consangvine din Banat, cărora le dă pentru prima dată numele generic de „banatite”. În această lucrare autorul întoemește în linii mari o hartă geologică, delimitând cîteva contacte dintre banatite și calcare și dă o listă cu minerale din zăcămintele de la Moldova Nouă, pe care le identifică și le descrie: allophan, analcim, aragonit, auripigment, azurit, brochantit, bornit, calcit, caolin, chalcantit, calcopirită, ccruzit, chabazit, cupru nativ, crizocol, cuart, cuprit, desmin, fluorină, galenă, gips, goslarit, granat, kupferpecherz (Ziegelerz), kupferschwärze (tenorit + wad), leitsomit, limonit, melanterit, malachit, pirită, pirotină, realgar, redruhit (calcozină).

Szabó (1875) publică lucrarea „Einige eruptive Gesteine von Uj Moldova”, în care introduce pentru rocile eruptive banatitice termenul de „trachit andezino-cuarțos”, descriindu-l în diferite puncte, cum sint Sasca și Moldova Nouă. Despre trahitul andezino-cuarțos de la Moldova Nouă, Szabó este de părere că acesta are mai mult un aspect „porfiric” decât „granitic”. Szabó este acela care identifică în mina Sfânta Treime de la Moldova Nouă un filon de bazalt.

v. Cotta a semnalat un alt filon de bazalt mai spre sud. În acest bazalt, Szabó a găsit anclave de trahit, ceea ce demonstrează că trahitul este mai vechi. Tot în lucrarea lui Szabó se descrie modul de apariție al realgarului și auripigmentului, care se exploatau pe atunci în mina Florimunda. Se arată că cele două minerale de arsen sint cantonate într-un trahit foarte transformat, de culoare albă și cu aspect pămîntos, în care se mai ivesc, din cind în cind, fragmente de calcare.

Szabó remarcă depunerile importante de silice în valea Nemîilor și în dealul Amalia, pe care le consideră formațiuni de contact.

În „Lexiconul mineralologic al Imperiului Austro-Ungar” (1859, 1875, 1893) Zepharovice citează peste 20 de minerale (oxizi, carbonați și sulfati de cupru, plumb și mangan), care apar în zăcămintele de la Moldova Nouă.

Liffa (1911), într-o lucrare referitoare la Ciclova, Oravița, Sasca și Moldova Nouă arată că eruptivul cretacic este reprezentat prin granodiorite care au erupt pe „crăpătură”. Autorul vorbește de asemenea despre „zona de contact endogen” și despre „zona de contact exogen”. Pentru Moldova Nouă el arată că zona de contact endogen este formată din stomatolit (corneene) și formațiuni silicioase cu fluorină, care apar în dealul Amalia. Autorul pune sub semnul întrebării apartenența corneenelor foarte silicioase de la Moldova Nouă, considerind că ele ar putea fi rezultatul altui tip de metamorfism, și anume al unui metamorfism pneumatotitic, datorat prezenței fluorinei.

O contribuție importantă la descifrarea petrografiei eruptivului de la Moldova Nouă o aduc Emzett, Rozlosnik în lucrarea „Bazaltul de la Moldova Nouă” (1913). Față de ceterători anteriori, care s-au ocupat de aceste roci, ei studiază la microscop masa de bază, pe care o consideră o sticlă. Rocile sunt considerate limburgite sau bazalte nefelinice. Din analize chimice, autori trag concluzia că bazaltul de la Moldova Nouă poate fi inclus în grupul tefritelor pieritorilor sau mafafelor.

În anul 1916, Hallavatsch, Schréter, publică harta geologică scara 1:75.000 a regiunii cuprinse între Biserică Albă, Sasca Montană și Moldova Veche. Harta este însoțită de un text în care autorii descriu cristalinul Munților Locvei, granitul de Sichevița, depozitele sedimentare paleo-mezozoice, rocile eruptive mai noi cu formațiunile lor de contact și depozitele sedimentare ale bazinelor neogene. În regiunea Moldova Nouă ei stabilesc o intruziune dacitică în zona galeriei Suvorov, un cuartdiorit porfiric la est de dealul Gaura Lupilor și diorite cuartifere pe Valea Mică, la nord de Moldova Nouă. Mineralizațiile sunt puse în legătură cu filoanele și corporile de roci eruptive, fiind cantonate la contactul dintre acestea și rocile calcaroase.

³ F. von Schröckenstein. Geognostische Notizen aus dem Banat. Manuskript nebst Karte und Profilen. 1863. Geschenk des Freiherrn G. von Berg an die Berg-Akademie zu Freiberg i. B. (citat de B. v. Cotta).



Acstea zăcăminte se prezintă sub formă de corperi neregulate care pătrund uneori în roca eruptivă, alteleori în rocile de contact. Minereul este format din pirită, calcopirită, magnetit și limonit, precum și alte minerale rare, „care constituie adevărate comori ale muzeelor mineralogice”.

În urma studiilor efectuate în anii 1910 și 1911, Liffa în colaborare cu Emszt elaboră o lucrare de amploare mai mare. În această lucrare se ocupă cu descrierea cristalografiă și chimică a mineralelor din regiune. În 1920 se publică prima parte a lucrării referitoare la realgarul de la Moldova Nouă. Probele petrografice descrise de Liffa provin din galeria Florimunda. Acest autor mai menționează că realgarul și auripigmentul se extrag ca produse secundare încă din anul 1880, exploatarea lor înceind în anul 1911, odată cu celelalte exploatari miniere. Liffa constată că realgarul de la Florimunda apare la contactul unui granodiorit (cuarțdiorit porfiric după Röhlznick) cu calcare. Aceeași autor citează pe Zepharovici că realgarul este asociat cu calcopirita, în timp ce auripigmentul apare într-o gangă cuarțitică. Au fost identificate de către Liffa 22 forme cristalografice de realgar dintre care 4 forme noi, nemenționate în tabele lui Goldschmidt, după care s-a condus. Studiul chimic al realgarului efectuat de Emszt, coautor cu Liffa, arată că realgarul de la Moldova Nouă are următoarea compoziție: As (69,74%), S (29,82%), SiO₂ (0,15%).

Cercetători mai noi, cum sunt Constantinoff (1957–1958), Focșa et al. (1962) au efectuat cartări și proiecții geologice în regiunea Moldova Nouă în cadrul unor lucrări de mai mare amploare pe linia nord-sud, Bocșa Montană, Oravița, Ilidia, Sasca și Moldova Nouă. Datele obținute de acești cercetători sunt concretizate într-o serie de rapoarte în care sunt descrise rocile fundamentului cristalin, rocile sedimentare mezozoice și rocile eruptive banatice. Se acordă o deosebită atenție proceselor de metamorfism de contact, cu descrierea în mare, a rocilor care au luat naștere și a mineralizațiilor legate de acestea.

Începând din anul 1958, Comitetul Geologic a început lucrări de explorare pentru punerea în evidență a unor noi zone mineralizate.

Între anii 1959–1968 Ghiorghiu a executat studii pentru documentarea mineralologică și petrografică a lucrărilor de explorare (foraje și galerii) din zona Suvorov–Valea Mare–Vărăd, care formează obiectul unor rapoarte (1959–1968) și publicații (1969, 1970).

Lucrări cu caracter asemănător au fost executate și în sectorul Florimunda de către Pieptea (1962–1969).

B) Istoricii cercetărilor miniere

Datele referitoare la activitatea minieră se cunosc fie din lucrări de ansamblu asupra Banatului, fie din lucrări care se referă în mod special la regiunea Moldova Nouă. Denumirea orașului Moldova Nouă provine de la comuna Moldova Veche, care după documentele locale datează încă de pe vremea romanilor. Numeroși istorici amintesc de Moldova Nouă ca centru minier important de pe vremea romanilor, afirmațiile fiind bazate pe unele denumiri (minele romanilor, Centum putea = 100 izvoare) resturi de instrumente miniere romane, o lămpă de mină, depozite de zgură, monede etc. Se pare că ar fi existat și o cetate din care s-au descoperit canalizări și băi romane (citat din Lotreanu – Monografia Banatului). Liffa într-o lucrare despre realgar, arată că mineritul din această regiune se poate urmări încă de pe vremea romanilor.

În Evul Mediu, valea Radimnei (la nord de Moldova Nouă) este amintită ca punct minier.

Din timpul instaurării stăpânirii turcești există dovezi sigure ale activității miniere care au condus la emigrarea unor olteni din Mehedinți (sec. XVII și XVIII), denumiți „bufeni” care se ocupau cu mineritul la Baia de Aramă. După pacea de la Passarowitz (1718) Banatul și Oltenia intră sub stăpânirea austriacă și încep lucrări intense și sistematice de exploatare. Turcii la plecare au luat cu ei minerii olteni și au devastat și minele, iar din această cauză austrieci au adus nemți, croați și francezi, mai ales, în funcțiile de conducere. În anul 1735 sunt instalate uzine noi, iar în războiul dintre anii 1737–1739 acestea sunt distruse de către turci, care au recucerit Banatul. Lucrările se reiau în anul 1747 sub conducerea grecească, de la care a rămas și denumirea de „Ogașul Grecilor”, affluent al Văii Mici. Începând cu anul 1755 s-au deschis mine și la Sasca, iar minele de la Moldova Nouă au trecut din antrepriza grecească sub conducerea statului austriac. În scrierile mai vechi se menționează că minele de la Moldova Nouă, între anii 1773–1788 au produs aramă, argint și plumb. Între anii 1788–1803 minele și-au început activitatea din cauza exploatarii fără profit. În 1805, se organizează un oficiu minier pentru intensificarea lucrărilor de extragere a piritei pentru acid sulfuric.

În anul 1848 exploatarea începează din nou.



În anul 1898, lucrările miniere de exploatare au început definitiv, din cauza nerentabilității, iar între anii 1908–1911 s-au făcut unele redeschideri, mai mult cu caracter informativ. Date importante asupra exploatărilor miniere sunt furnizate de lucrarea lui C a s t e l, chemat ca expert pentru a stabili perspectivele miniere ale întregii regiuni cuprinse între Ocna de Fier și Moldova Nouă. În lucrarea sa, publicată la Paris, în anul 1869 (*Annales des mines*), C a s t e l vorbește despre exploatarea zăcămintelor Florimunda și Suvorov de la Moldova Nouă, făcind în același timp și un calcul al rezervelor de pirită (100.000 tone de pirită pură), precum și al conținutului de cupru, care în medie este 0,75 %, iar maximum de 3 %. Galeria Suvorov, care era în exploatare avea 400 m lungime și un conținut de 75 % pirită. El a calculat rezervele pe 22 m înălțime. C a s t e l descrie și instalațiile de prelucrare și preparare a minereului și de asemenea fabrica de acid sulfuric de la Moldova Nouă.

B u r i l e a n u publică în anul 1920 lucrarea „industria metalurgică a Banatului și a Transilvaniei”, în care se referă și la minele de aramă și pirită de la Moldova Nouă. Autorul arată că „piritele de fier” erau prelucrate la fabrica de acid sulfuric chiar la Moldova Nouă, iar arama era expediată la Viena. Urmele unei intense activități de exploatare și prelucrare se observă și azi pe halde, depozite de zgură și zidurile fostei fabrici de acid sulfuric. În diverse documente sunt citate mina Suvorov (pirită) și minele Amalia (pirită, cupru, argint), ambele pe Valea Mare. Pe pîrul Suvorov, Ogașul Grecilor și ogașul Băiaș, la nord de zona cercetată de noi, sunt citate de asemenea o serie de mine pentru cupru, pirită, auripigment, aur, argint și zinc.

În perioada 1938–1940, U.D.R. și în anii 1950–1951 Comitetul Geologic, au redeschis unele lucrări miniere cu scop de cercetare. Astfel, a fost redeschisă parțial galeria Suvorov, în zona cercetată de noi, și galerile Grecilor și Covătiei, la nord, fără a se face un proiect sistematic de explorare.

Incepând cu anul 1958, Comitetul Geologic, în cadrul unui proiect vast de explorare a structurilor banatitice, a redeschis Galeria Suvorov, a executat noi galerii de pîrul Suvorov și în sectorul Vărăd, recum și numeroase foraje amplasate pe profile E–W și N–W, în dealul Suvorov, în Valea Mare, ogașul Bording, platoul Garina și la Vărăd. A fost astfel explorată toată zona cuprinsă între dealul Suvorov și culmea Vărădului. Rezultatele obținute din aceste lucrări de explorare au condus la concluzii favorabile privind valorificarea mineralizațiilor cuprifere, astfel încît în anul 1967 a început exploatarea în sectorul Suvorov.

III. CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA GEOLOGIEI BANATULUI DE SE

A) Caracterizarea geologică

Din punct de vedere geologic și structural, Banatul se integrează în unitatea Carpaților Meridionali. Structura geologică complexă a Banatului a trezit interesul a numeroși cercetători, care au încercat o descifrare a acestuia la început prin studii de detaliu și apoi prin lucrări de sinteză. H a l a v á t s (1885 b), S c h r é t e r (1912), S c h a f a r z i k (1913) sunt printre primii cercetători care au descris și reprezentat cartografic în mod general (sc. 1 : 75.000) formațiunile geologice determinate. C a n t u n i a r i (1930 a, b) se ocupă de geologia și tectonica regiunilor Cilnic–Lupac–Vodnic și Moniom–Reșița–Vodnic, publicind datele obținute în anul 1930.

O contribuție deosebită în cadrul acestor cercetări o aduce C o d a r c e a, care efectuează un studiu detaliat al formațiunilor cristaline, al depozitelor sedimentare și al rocilor banatitice de la Ocna de Fier–Dogenecea (1931), iar într-o lucrare de sinteză asupra Banatului de sud și a Platoului Mehedinți (1940) tratează tectonica acestei zone încadrind-o în acea a Carpaților. Dintre lucrările mai recente menționăm lucrarea lui C o n s t a n t i n o f f (1959), care se ocupă de sisturile cristaline și rocile eruptive



de la Bocșa Montană—Forotic. M a i e r (1958—1961) a adus de asemenea date importante privind șisturile cristaline din Munții Locva. Depozitele sedimentare paleo-mezozoice au fost cercetate de M u t i h a c (1959) și de C. și A l e x a n d r a B o l d u r (1958). R ă i l e a n u et al., (1964) se ocupă de zona Reșița—Moldova Nouă întocmînd barta geologică a zonei cuprinse între valea Bîrzavei și Dunăre.

La constituția geologică a Banatului iau parte formațiuni variate reprezentate prin șisturi cristaline, roci eruptive și depozite sedimentare.

Depozitele sedimentare constituie un sinclinoriu orientat NNE—SSW, în cadrul căruia se reliefază structura majoră a anticlinalului Anina, flancat de două mari sinclinale. În partea de vest a sinclinoriului, contactul dintre depozitele sedimentare și șisturile cristaline se face în lungul unei importante linii de dislocație.

1. Șisturile cristaline. Fundamentul este format din șisturi cristaline cu diverse grade de metamorfism. Din datele care au stat la baza întocmirii hărții geologice scara 1 : 200.000 a Banatului, reiese că în cadrul șisturilor cristaline se pot face unele separații pe baza vîrstelor lor.

a) *A n t e - P r o t e r o z o i c s u p e r i o r*. Șisturi cristaline mai vechi decât Proterozoicul superior apar în Munții Semenic, în vestul Munților Almaj, între Bocșa Montană și Forotic. După C o d a r c e a (1931—1940), H u r d u z e u (1962), S a v u (1964), șisturile cristaline din Semenic sunt reprezentate prin micașisturi cu granați, staurolit și disten, micașisturi cu granați și paragnaise cu biotit (faciesul almandin-amfibolitic). Sunt prezente de asemenea filoane și lentile de pegmatite. Roci intrusive acide care constituie plutonul granitoid de la Poniasca străbat șisturile cristaline.

În Munții Almajului șisturile cristaline ale seriei de Sebeș-Lotru sunt reprezentate prin roci metamorfozate în condițiile faciesului almandin-amfibolitic. Acestea sunt străbătute de plutonul acid de la Sichevița (C o d a r c e a, 1940).

Seria de Miniș include formațiunile cristaline din partea de sud a Munților Semenic și din bazinul văii Minișului, reprezentate prin șisturi amfibolice, amfibolite, șisturi cuarțitice cu biotit și filite cu biotit și clorit.

Șisturile cristaline din vestul zonei sedimentare Reșița—Moldova Nouă au fost separate în două zone de C o d a r c e a (1931) : una alcătuită din gnaisse diafitorizate, zona Buchin, și alta constituită din roci cu biotit și muscovit, zona Bocșita-Dîrmoxa. Șisturile cristaline ale acestor două zone alcătuiesc complexul gnaiselor micacee. Complexul gnaiselor cuprinde paragnaise, aplite, pegmatite, migmatite și amfibolite și sunt străbătute de granite plagioclazice. Gnaisele alternează cu bancuri de micașisturi, cuarțite feldspatice și amfibolite cu biotit. Toate aceste roci au rezultat din metamorfoza unor roci bazice, care au constituit magmatismul inițial al geosinclinalului. Rocile din zona retromorfozată de Buchin sunt reprezentate prin paragnaise și micașisturi al căror biotit a fost cloritizat. În complexul gnaiselor micacee din zona Bocșa Montană—Oravița apar intruziuni de granite gnaisice (Ferendia) și granite plagi-



clazice, care au dat aureole de contact cu dezvoltare de coreeneene cu biotit, muscovit, cordierit, silimanit, andaluzit, etc.

b) Proterozoic superior – Paleozoic anterior. Formațiunile cristaline cărora li se atribuie această vîrstă sunt șisturile cristaline epimetamorfice situate la vest de zona sedimentară Reșița–Moldova Nouă și în măsură redusă în zona Miniș.

Șisturile cristaline din masivul Oravița–Bocșa Montană au fost descrise de Codarcea (1931) sub denumirea de complexul șisturilor verzi, cu următoarea zonalitate de la vest la est; zona epigabbrourilor (metagabbrourilor), zona porfirogen-tufogenă și zona epigranitelor și epidioritelor.

În Munții Locva, Măier (1974) separă „seria de Locva” (clorito-șisturi cu porfiroblaste de albă, șisturi verzi, roci porfiroide, ortognaise) și „seria de Lescovița” (șisturi muscovito-cloritoase, șisturi cloritoase, filite și cuarțite).

La est de masivul granitoid de Sichevita pînă în Valea Minișului, se dezvoltă seria de Buceava, formată din filite, epigabbrouri, roci porfiroide, amfibolite și gnaisse aplitice.

2. Formațiunile sedimentare paleo-mezozoice.

a) Paleozoic. Primele depozite sedimentare care se dispun discordant peste șisturile cristaline ale domeniului getic aparțin Paleozoicului superior și sint constituuite dintr-un ciclu de sedimentare care începe cu carboniferul superior și se încheie cu Permianul inferior.

Carboniferul superior este reprezentat prin conglomerate poligene și gresii grosiere care alternează cu argile negre în care apar intercalații de cărbuni. Cu aceste caractere apare Carboniferul superior între valea Birzavei și valea Aninei și la Secul.

Permianul inferior este prezent în partea centrală a zonei de sedimentare Reșița, unde s-a constatat o trecere de la argile negre șistoase stephaniene la gresii și argile roșii cu intercalații de conglomerate și gresii arcoziene, care aparțin Permianului inferior. O caracteristică a depozitelor permiene de la Ciclova și Oravița o constituie intercalațiile de tufuri și tufite.

Paleozoicul de pe domeniul danubian oferă o succesiune stratigrafică mai completă decît cel de pe domeniul getic, în cadrul căreia s-a recunoscut Devonianul, Carboniferul și Permianul.

Cele mai vechi formațiuni sedimentare, care se găsesc peste șisturile cristaline, sint alcătuite din argilite negre și au fost atribuite Devonianului (harta geologică sc. 1:200.000 foaia Reșița).

Pe valea Idegului apare un complex de argilite cenușii-verzui sau negre, cu caracter ardezan, cu intercalații de tufite și roci eruptive bazice. Aceste depozite stau discordant peste șisturile cristaline și suportă calcare ce aparțin Carboniferului inferior.



Pe malul stîng al Dunării, între localitățile Cozla și Drencova se dezvoltă o succesiune de depozite sedimentare, slab metamorfozate și care au fost atribuite Devonianului de Năstăsescu, Bițoi anu (1970). Autorii atribuie Devonianului o serie groasă de șisturi argilitice negre sau verzui, cu intercalații de gresii argiloase și gresii cuarțitice, cărora li se asociază nivale de diabaze, aplite, porfire și tufuri vulcanice. Seria aceasta este foarte asemănătoare cu aceea din valea Idegului, în care s-a semnalat floră devoniană.

Carboniferul inferior în facies marin este cunoscut în valea Idegului (zona Presacina). Calcarele dinanțiene trec treptat la argile negre șistoase cu intercalații de tufite și roci bazice, considerate ca aparținând Carboniferului mediu.

În partea de nord a zonei Svinică apare Carboniferul superior, care este reprezentat prin depozite de molasă cu cărbuni, care stau direct pe cristalin.

Depozitele care au fost atribuite Permianului au cea mai completă dezvoltare în zona Svinică, unde sunt reprezentate prin gresii, conglomerate, argile și șisturi roșii. A fost identificat de asemenea și un facies vulcanogen al Permianului, format din aglomerate, tufuri, tufite, porfire cuarțifere și mafafire.

b) *Mezozoic*. După o perioadă de exondare, urmează transgresiv depozitele mezozoice, în care se disting trei cicluri de sedimentare bine individualizate: ciclul Triasic, ciclul Jurasic–Eocretacic și ciclul Neocretacic.

Ciclul Triasic cuprinde Triasicul inferior cu conglomerate și gresii cuarțitice (între Sasca și Moldova Nouă) și Triasicul mediu cu dolomite, calcare albe și calcare negre bituminoase.

Ciclul Jurasic–Eocretacic începe cu transgresiunea liasică.

Liasicul este reprezentat în bază printr-un conglomerat grosier format din elemente de cuarț și șisturi cristaline prinse într-un ciment silicios, peste care urmează gresii micacee, gresii argiloase și șisturi cărbunoase, cărbuni și argile refractare (Anina). În continuare urmează Liasicul mediu și superior, format dintr-o serie pelitică, argiloasă, șistoasă cu un conținut ridicat de bitumen („orizontul șisturilor bituminoase” de la Anina, Doman și Secul).

Aalenian – Callovianul este reprezentat prin marne nisipoase și marno-calcare. Callovianul din zona Reșița, după Năstăseanu (1964), începe printr-un orizont de marnocalcare cu concrețiuni elipsoïdale silicioase, care trece la calcare grezoase cu accidente concreționare de silex, acestea trecind lateral la calcare spactice cu entroce de crinoizi. Acest facies al Callovianului este caracteristic pentru zona Anina și zona de la sud de Minîș.

Oxfordian–Tithonicul este reprezentat prin depozite predominant calcaroase. Rocile caracteristice sunt: marnocalcare, marne grezoase și marnocalcare șistoase („marnele de Tămașa”), calcare cu accidente silicioase de valea Aninei, pirolastrite pelitice verzi și calcare dolomitice



(Oxfordian), marnocalcare noduloase, calcare sublitografice cu accidente silicioase (Kimmeridgian superior-Tithonic inferior) și roci în facies de adîncime cu faună de amoniți sau în facies recifal cu lamelibranchiate și corali (Tithonic – la Izbucul Coronini și de pe valea Minișului pînă la Dunăre). Tithonicul superior este reprezentat prin calcare albe-gălbui fine, sublitografice cu elipsoizi de silex („calcare de Marila”).

Eocretacicul începe cu sedimentarea calcarelor litografice, care se continuă din Tithonicul superior și trece la marnocalcare. Urmează un orizont marnos („marnele de Crivina”) tipic reprezentat pe valea Minișului apoi marnocalcare și calcare care conțin accidente silicioase (valea Minișului și la sud de valea Nerei). Se trece apoi la calcare masive sau stratificate, foarte fosilifere, atribuite Barremianului, cînd printr-un fenomen de transgresiune s-a instalat un facies recifal (Urgonian). Calcarele în facies urgonian conțin corali, alge calcaroase, gasteropode, echinide.

În regiunea Dognecea, calcarele recifogene masive, urgoniene, prezintă frecvențe procese de dolomitizare și sunt perfect comparabile cu calcarele urgoniene din zona Reșița.

Aptianul este reprezentat prin calcare organogene cenușii sau roșcate, cu intercalații de marne.

Albianul este format dintr-un complex detritogen (gresii și microconglomerate) cu intercalații de argile și nisipuri cu resturi de plante carbonificate.

Ciclul Cretacic superior se dispune transgresiv peste depozitele mai vechi. Cretacicul superior se întîlneste pe valea Radimnei și la est de Coronini, fiind reprezentat prin microconglomerate, gresii glauconitice și gresii calcaroase.

c) *N e o z o i c*. Urmarea mișcărilor laramice a constat în apariția de fracturi profunde, folosite drept căi de acces pentru magmatismul subsecvent, și în formarea de depresiuni intramontane, în care s-au acumulat depozite terțiare aparținînd Neogenului.

Depozitele sedimentare neogene sunt reprezentate prin Tortonian (Bozovici-Nera, Caransebeș, valea Carasului, valea Oravița), Sarmațian și Pannonian (la vest de zona Reșița) și Cuaternar (valea Nera, între Baziaș și Moldova Veche și pe versantul de nord și sud al cristalinului de Locva).

3. Magmatismul banatitic. Provincia banatitică cuprinde corpuri intrusive și vulcanice asociate tectogenezei laramice și se dezvoltă în vestul țării, unde corporile eruptive se grupează pe o zonă orientată NNE–SSW, începînd din sudul munților Rez, prin munții Bihor-Vlădeasa, munții Gilăului, munții Poiana Ruscă, de unde zona trece în munții Banatului și în continuare, la sud de Dunăre, în Iugoslavia, Bulgaria și Turcia. În cuprinsul provinciei banatitice, intruziunile de banatite sunt localizate pe sisteme de fracturi laramice sau sisteme de fracturi mai vechi, reintinerite, formînd mai multe aliniamente. În Banat, rocile batitice se dezvoltă pe trei aliniamente, dintre care două mai importante la vest și



unul mai redus în est, toate continuindu-se și la sud de Dunăre, în Iugoslavia.

Cel mai important este aliniamentul Moldova Nouă—Sasca Montană—Bocșa Română, Nădrag—Zolt, din care se individualizează o ramură secundară Surduc—Ocna de Fier. Acest aliniament se suprapune în parte de sud cu linia tectonică Oravița—Moldova Nouă, din vestul zonei Reșița (Răileanu et al., 1963).

Pe acest aliniament, Codarcea (1931), Constantinoff (1957–1958) Giuşcă et al. (1966) descriu o serie de corpuri banatitice formate în mod predominant din granodiorite, în care apar separații de granite și filoane de porfire granodioritice, porfire dioritice, porfire sienodioritice, microgranodiorite, microdiorite, aplite, pegmatite, keratofire cuartifere și lamprofire (malchite, kersantite, spessartite, minete și odinite).

În masivul Ocna de Fier se remarcă în mod special prezența rocilor de apofiză, mai bazice, cu o structură și o compozиție mineralologică variabilă, ca: gabbrouri, granogabbrouri, sienogabbrouri și melagabbrouri (Codarcea, 1931).

Constantinoff (1957–1958) menționează la Surduc apofize de gabbrouri cu olivină și de sienodiorite, iar la Bocșa Română separă monzonite cuartifere în cadrul masivului granodioritic.

La Tincova, Giuşcă et al. (1966), descriu un masiv de granodiorite destul de omogen, precum și numeroase filoane foarte variate ca structură și compozиție mineralologică, iar la Hăuzești menționează un mic corp de diorite piroxenice cu filoane de porfire dioritice cu augit. La Nădrag este singurul loc de pe aliniamentul Moldova Nouă—Zolt unde apar efuziuni banatitice reprezentate prin aglomerate andezitice, andezite, dacite și riolite.

Al doilea aliniament de banatite care se dezvoltă între Berzasca—Bozovici—Lindenfeld—Rusca Montană, la sud de Ravensca se suprapune liniei tectonice Ljubcova—Rudăria și se continuă de asemenea și la sud de Dunăre pe linia Maidanpek—Pirot.

Rocile banatitice de pe acest aliniament formează corpuri reduse ca dimensiuni și neregulate ca formă, filoane și subordonat silluri, dyke-uri și neck-uri, care străbat șisturile cristaline și depozitele cretacic-superioare ale zonei Sopot și ale bazinului Rusca Montană, pe care le metamorfozează la contact.

În zona Berzasca—Șopot—Bozovici corporile, apofizele și filoanele sunt alcătuite din granodiorite asociate cu diorite, diorite cuartifere, porfire dioritice, gabbrouri și andezite. În cadrul acestui aliniament dezvoltarea cea mai mare o au banatitele din bazinul Rusca Montană și de la Ruschița. Corporile sunt alcătuite predominant din granodiorite, uneori cu faciesuri marginale. Apofizele sunt formate din porfire granodioritice, diorite, diorite cuartifere, porfire dioritice, dacite, andezite, bazalte, keratofire, lamprofire și camptonite cu kataforit (Pavelescu).

În bazinul Rusca Montană apar produsele vulcanice ale banatitelor reprezentate prin piroclastite și curgeri de andezite interstratificate în

depozitele daniene (Pavescu, Dimitrescu, 1954), în timp ce corporile intrusive granodioritice străbat depozitele Cretacicului superior și produsele vulcanice asociate acestora.

Al treilea aliniament cu banatite apare în estul munților Semenic, între Lăpușnicel și Armeniș. Banatitele de pe acest aliniament formează filoane de diorite cuarțifere, granodiorite, porfire dioritice și porfire granodioritice (Hrudzu 1962; Savu, 1964).

Magmatismul banatitic a determinat importante fenomene metamorfice de contact în rocile din jur, însotite de o importantă fază metalogenetică, cu mineralizații de fier, cupru, molibden, bismut, plumb, zinc etc.

Pînă în prezent banatitele sunt considerate de vîrstă Senonian superior — Paleocen.

4. Magmatismul cuaternar. Rocile magmatice cele mai noi sunt reprezentate prin ivirea de bazalte de la Lucareț — Șanovița și Gătaia. În aceste puncte peste depozitele pliocene terminale se dezvoltă produse vulcanice (cenușe, lapili, bombe), peste care stau lave bazaltice. Bazaltele s-au pus în loc într-o fază posterioară orogenezei post-pliocene, după încheierea cutărilor valahice și înaintea depunerii argilei roșii de vîrstă Pleistocen superioară.

5. Relațiile structurale între formațiunile geologice. Banatul reprezentînd partea sud-vestică a domeniului getic, care face parte integrantă din Carpații Meridionali, a avut o evoluție geotectonică strîns legată de această unitate. Structura geologică complexă a formațiunilor cristaline și sedimentare s-a realizat în decursul ciclurilor tectonice prebaicalian, baicalian, hercnic și alpin.

În ciclul tectonomagmatic prebaicalian au fost cutate și metamorfozate șisturile cristaline din munții Semenic și din fundamentele munților Almajului (din domeniul getic), cu formarea unei structuri anticlinale majore.

Ciclului tectonomagmatic baicalian îi aparțin șisturile cristaline proterozoic superioare de la vest de Reșița și cele din Munții Locva.

Mișările hercinice sunt puse în evidență de transgresiunea Carboniferului și lipsa Permianului mediu și superior, care pledează pentru existența unei perioade de exondare ce se înregistrează la sfîrșitul acestor mișcări.

Începutul mișărilor alpine este legat de transgresiunea Liasicului și se continuă în Jurasicul mediu și superior ca și în Cretacicul inferior și mediu. Efectul acestor mișcări a imprimat depozitelor sedimentare o structură foarte complicată, exprimată prin linii de dislocație cu plane de încălcare și prin cute care au frecvent un flanc laminat. Mișările alpine au fost acelea care au dus la imprimarea caracterului structurii regiunii și la imprimarea stilului tectonic al formațiunilor sedimentare din zona Reșița și Dogenecea.

După paroxismul neocretacic a urmat o perioadă de relaxare, care s-a caracterizat printr-o gliptogeneză activă și prin formarea depresiunilor intramontane, la începutul Tortonianului și după Sarmațian.

Reluarea formațiunilor paleozoice și chiar a celor triasice în mai multe faze de cutare este trădată de prezența unor cufe mai vechi cu o altă orientare față de stilul general NNE – SSW, imprimat de orogeneza alpină.

Structura formațiunilor sedimentare paleozoice și mezozoice din Banatul de vest se caracterizează prin prezența anticlinalelor și sinclinalelor, dintre care unele sunt foarte dezvoltate. Pentru completarea imaginii structurii acestei zone sunt de reținut o serie de accidente care au complicat tectonica. Liniile cele mai marcante sunt : falia Oravița, falia Reșița – Carașova, falia Polon. Dintre acestea, falia Oravița se continuă și la sud de Dunăre, având deci o ampioare considerabilă.

Magmatismul a fost destul de activ în această parte a domeniului getic, fiind dezvoltat în raporturi de cauzalitate cu orogeneza, unele manifestări având un caracter intrusiv, iar altele unul efuziv.

Intruziunile banatitice care străbat sisturile cristaline de la Ocea de Fier – Dognecea – Oravița și formațiunile sedimentare din zona Reșița sunt puse pînă în prezent în legătură cu orogeneza alpină, fapt confirmat de apariția fenomenelor de contact în formațiunile triasice, jurasicice și inclusiv cretacice, precum și dispunerea transgresivă a depozitelor mezozoice pe corporile eruptive. Existența unor roci piroclastice sau a unor curgeri de lavă atestă manifestări cu caracter vulcanic.

IV. GEOLOGIA ȘI PETROGRAFIA REGIUNII MOLDOVA NOUĂ

A) Formațiunile sedimentare mezozoice

1. Vîrstă formațiunilor sedimentare și raporturile dintre ele. Formațiunile sedimentare din zona cercetată se înscriu în cuprinsul zonei Reșița – Moldova Nouă și sunt reprezentate numai prin depozite mezozoice aparținînd Triasicului, Jurasicului și Cretacicului.

Un rol deosebit în cercetarea geologică și descifrarea tectoniciei acestor depozite l-au avut Răileanu, Năstăseanu, Mutihac, Boldur, Dinca, care au stabilit mai multe cicluri de sedimentare în cadrul formațiunilor mezozoice, relevînd în același timp și relațiile structurale dintre diferitele cicluri de sedimentare.

Dintre formațiunile sedimentare care apar în regiunea Moldova Nouă, cele jurasicice și cretacice au cea mai largă răspîndire, în timp ce Triasicul este considerat ca fiind reprezentat slab, numai la nord de dealul Suvorov, pe valea Apele Albe, unde aflorează (Răileanu et al., 1964).

Relațiile structurale dintre formațiunile sedimentare mezozoice, sisturile cristaline din fundament și rocile eruptive banatitice, sunt observate atât la suprafață cât și în lucrările de explorare (galerii și foraje).

Sisturile cristaline de Locva încalcă formațiunile cretacice de la W către E, sub un unghi de 40–50°W, aşa cum reiese dintr-o serie de



profile E-W, care trec prin culmea Văradului, dealul Amalia, valea Ciuchir, cracul Mezaroș și dealul Bordîng etc. (Focea et al., 1962).

Referitor la relațiile dintre formațiunile sedimentare mezozoice și rocile eruptive banatitice, se constată că acestea din urmă le străbat pe primele. Intruziunile banatitice au afectat într-o măsură mai mare sau mai mică rocile sedimentare mezozoice, ceea ce a determinat apariția unor variate roci de contact termic și metasomatic. Din această cauză se impune, în măsura în care este posibil, cunoașterea tipurilor petrografice de roci sedimentare, pentru descifrarea petrogenezei rocilor de contact la a căror formare un rol deosebit l-a jucat materialul primordial asupra căruia influența metamorfismului termic și metasomatic a avut efecte diferite.

a) *Ciclul triasic*. Între Sasca Română și Moldova Nouă, în baza formațiunilor triasice, se dezvoltă un orizont de conglomerate silicioase atribuite Werfenianului (Răileanu, et al., 1964), care apar între Valea Grecilor și valea Apele Albe. Peste orizontul conglomeratic urmează un orizont calcaros-dolomit constituit din dolomite, calcare albe cornoase și calcare negre, atribuite Anisianului; prezența acestora a fost pusă în evidență pe valea Apele Albe.

b) *Ciclul Jurasic – Cretacic inferior*. Între valea Nerei și Dunăre se găsesc reprezentate toate subdiviziunile jurasice, care se afundă spre sud.

Liasicul, în cadrul căruia s-a separat Lias inferior și Lias mediu-superior, este transgresiv peste depozitele mai vechi și începe prin conglomerate, peste care urmează gresii micacee și gresii argiloase negre cu intercalări de cărbuni și argile refractare. În continuare urmează argile bituminoase negre cu sferosiderite și argile nisipoase. Depozitele Liasicului apar în regiunea Moldova Nouă, pe Ogașul Rău de la Padina Matei.

Doggerul se prezintă sub faciesuri bine individualizate din punct de vedere litologic și faunistic. El este reprezentat prin marne grezoase micacee, marne compacte, calcare grezoase, gresii conglomeratice și gresii calcaroase spătice. În regiunea Moldova Nouă, Doggerul are un caracter predominant marnos.

Malmul are un facies predominant calcaros, în care s-au separat următoarele etaje :

Callovianul, reprezentat prin calcare ușor grezoase, de culoare cenușiu-gălbui, care conțin accidente silicioase cu aspect rugos (cca 200 m grosime). Calcarele cu accidente silicioase au o culoare cenușie în spărtură proaspătă sau alb gălbui, cind sănătatea alterată. Ele capătă un aspect foarte caracteristic cind au suferit o eroare lentă sub acțiunea apei, prin aceea că se îndepărtează carbonatul de calciu și silicea rămâne în evidență, așa cum se poate vedea pe Valea Mare în apropiere de mina Suvorov. La partea superioară a Callovianului se trece la calcare spătice cu entroce de crinoizi sau la calcare grezoase spătice.



Oxfordianul este alcătuit din marnocalcare, marne și calcare. „marnele de Tămașa” cuprind un complex de marne grezoase, de culoare închisă, cu conținut de bitumen.

Oxfordianul superior – Kimmeridgianul inferior este reprezentat prin „stratele de valea Aninei”, în care se disting calcare cenușii gălbui stratificate în bancuri decimetrice, în care apar accidente silicioase stratiforme, intercalări reduse de calcare spatică, precum și calcare dolomitice.

Kimmeridgianul superior – Tithonicul inferior este alcătuit din calcare noduloase, de culoare vînătă sau ușor gălbuie, care sunt cunoscute sub denumirea de „stratele de Brădet”.

Tithonicul superior este reprezentat prin calcare gălbui, fine (litolitografice), cu rare accidente silicioase („calcare de Marila”).

Continuitatea de sedimentare dintre Jurasic și Cretacic permite o trecere gradată între aceste formațiuni, care se face prin înlocuirea progresivă a faciesului calcaros din Jurasicul superior, cu unul marnos, care se instalează la începutul Cretacicului inferior.

Referitor la compoziția litofacială a depozitelor cretacice se constată că, în partea bazală, ele sunt marnoase, în partea mijlocie predominant calcaroase, iar la partea superioară sunt grezo-conglomeratice.

Berriasianul se situează între calcarele de Marila și marnele de Crivina și este reprezentat printr-o alternanță de calcare cu marno-calcare ce au intercalări frecvente de marne.

Valanginianul are un caracter predominant marnos, fiind separat aici orizontul marnelor de Crivina.

Hauterivianul îmbrăcă două faciesuri : unul marnos calcaros (alternanță de marnocalcare cenușii gălbui cu calcare gălbui) și altul calcaros calcare cenușii sau gălbui cu concrețiuni de silice).

Barremianul și Aptianul inferior sunt reprezentate prin calcare recifale cu rudiști.

Aptianul superior conține calcare organogene cenușii sau roșii, cu intercalări de marne.

c) *Ciclul cretacic superior.* Albianul se dispune transgresiv și discordant peste depozitele Aptianului superior și este reprezentat printr-un complex detritogen în care intră gresii verzui-gălbui, microconglomerate și conglomerate cu intercalări argiloase, uisipoase, micacee și cu resturi de plante incarbonizate.

Albian-Cenomanianul este constituit dintr-o serie calcaroasă cenușie-gălbuie, cu intercalări de microconglomerate.

2. Caracterele petrografice ale rocilor sedimentare din zona Suvorov-Valea Mare. Deoarece rocile sedimentare mezozoice au constituit un material primordial variat pentru formarea diferitelor tipuri de roci de contact, în urma acțiunii proceselor de metamorfism generate de rocile banatitice, am considerat necesar să facem o prezentare succintă din punct de vedere petrografic a cîtorva tipuri de roci sedimentare, care au fost întîlnite în forajele studiate. Acest lucru a fost posibil numai la anumite



nivele, acolo unde efectele metamorfismului nu s-au resimțit și deci rocile au rămas netransformate. Unele considerații în legătură cu corespondența dintre tipul de rocă sedimentară și tipul de rocă de contact, privind caracterul litofacial și vîrstă, le vom face la capitolul care se referă la rocile de contact.

Cercetarea rocilor sedimentare care aflorează în regiune sau au fost interceptate în diverse foraje, atât în sectorul Valea Mare, cît și la Vărăd, acolo unde nu au intervenit procese de transformare datorită activității magmatische banatitice, indică, cel mai frecvent, prezența a trei mari grupe de roci: calcare, marnocalcare și gresii, cu dezvoltarea predominantă a primelor două grupe.

a) *Calcarele*. Aceste roci formează o grupă de roci a căror culoare variază de la alb-gălbui la cafeniu și de la cenușiu deschis la cenușiu negricios. Cel mai frecvent au fost întâlnite calcarne cu structură litografică sau sublitografică și mai rar cu structură spatică sau slab grezoasă. Adeseori masa calcarelor este străbătută de numeroase diaclaze umplute cu calcit. În unele cazuri calcarele cu structură litografică conțin accidente silicioase cu aspect concreționar. Astfel, în zona văii Bordăngului și în culmea Vărădulei în calcarele cu structură sublitografică apar nodule silicioase centimetrice și chiar decimetrice, cu aspect rugos, de culoare cenușiu negricioasă. Duritatea mare a acestor accidente silicioase determină o evidențiere a lor în masa carbonatică de culoare cenușiu deschisă — albicioasă, care a fost parțial dizolvată de apele de circulație.

Studiul microscopic al calcarelor litografice și sublitografice arată că ele sunt formate dintr-o masă de calcit criptocristalin, în care apar uneori cantități cu totul reduse de material argilos.

Din punct de vedere granulometric, se poate observa o largă variație. Astfel s-au observat treceri de la calcare omogene pelitice (litografice) la calcare cu o cristalinitate incipientă și chiar la calcare microgranular, în care pe alocuri apar pseudoolite (pl. I; fig. 1).

Calcarele litografice cu accidente silicioase sunt constituite dintr-o masă de calcit criptocristalin în care se dispun nodule de silice criptocristalină sau fibroasă (varietatea calcedonită). În aceste calcare s-au observat uneori resturi de organisme reprezentate prin radiolari și saccocomidae, acestea din urmă presupunând vîrstă kimmeridgiană.

Calcarele grezoase sunt formate dintr-o masă fundamentală de calcit microgranular, în care apar cantități variabile de granule detritice de cuart, lamele de muscovit, granule de zircon și cristale de pirită. Mai rar au fost observate calcare fin oolitice, a căror structură este vizibilă numai la microscop. Oolitele calcaroase cu structură fibroradiară sunt prinse într-o masă de calcit cripto- sau microcristalin (pl. I, fig. 2).

b) *Marnocalcarele*. Aceste roci au o mare dezvoltare, fiind întâlnite atât la suprafață cît și în multe foraje din Valea Mare, din platoul Gărița și de la Vărăd. Sunt roci de culoare cenușie deschisă sau cenușie negricioasă, cu aspect adesea nodulos și cu textură care variază



de la masivă la slab șistoasă. În cazul din urmă, intercalatiile de marne șistoase care se desfac în plăcuțe, a căror grosime variază de la cîțiva milimetri pînă la 1–3 centimetri, le accentuează stratificația. Nivelele de marnocalcare conțin uneori intercalări de calcare litografice și sublitografice, în care s-au observat pe alocuri accidente silicioase. Marnocalcarurile se caracterizează adesea prin apariția numeroaselor sisteme de diaclaze umplute cu calcit alb, mai larg cristalizat. În apropierea zonelor în care s-au intrus rocile banatitice, rocile sunt intens tectonizate, fiind caracteristice pentru aceste zone, fenomene de brecificare cu apariția oglinziilor de fricțiune.

Studiul microscopic al rocilor marno-calcaroase arată că acestea au o structură criptocristalină și sunt constituite dintr-o masă de carbonat de calciu în amestec intim cu material argilos izotrop. Culoarea cenușiu-negricioasă sau chiar neagră uneori este determinată nu numai de materialul argilos și bituminos, ci și de prezența sulfurii de fier cu caracter adesea de gel melnicovitic, din care a recristalizat pe alocuri pirita. La microscop s-au observat alternanțe de benzi de carbonat de calciu criptocristalin în amestec cu material argilos, cu benzi subțiri și ondulate alcătuite din melnicovit. Cu totul sporadic apare uneori cuarțul detritic și mai rar lamele de muscovit.

c) Gresiile. Rocile cel mai puțin întîlnite sunt gresiile, ce apar sub forma unor intercalări reduse și discontinui în masa marnocalcarelor și a calcarelor grezoase. Culoarea lor este cenușiu deschisă, structura fin psamitică și textura masivă.

La microscop am determinat atât gresii cu ciment calcaros cât și gresii cu ciment silicios. Gresile cu ciment calcaros sunt formate din cuarț detritic, în cristale inechigranulare cu conture predominant anhedrale și mai puțin euhedrale. Sporadic apar lamele de muscovit, cristale de zircon și de turmalină. Cimentul bazal și de atingere este de natură calcaroasă, fiind format din calcit cripto- și microcristalin, în care uneori apar cantități variabile de material argilos. Alteori, aceste gresii conțin rare oolite formate din depuneri concentrice de carbonat de calciu fibros, în jurul unui granul de cuarț detritic (pl. I, fig. 3). Ca organisme, se observă frecvent foraminifere. În cazul gresilor silicioase, cimentul granulelor de cuarț detritic este format din silice criptocristalină sau fibroasă (cuarțina), având un caracter de ciment de supracreștere.

B) Rocile eruptive banatitice

1. Seurt istoric. Așa după cum s-a arătat în capitolul privind istoricul cercetărilor geologice din Banat, unii dintre autorii care au studiat rocile banatitice se referă în lucrările lor și la rocile eruptive din regiunea Moldova Nouă.

Termenul de „banatit” introdus de v. Cotta (1865) este valabil și pentru rocile eruptive de la Moldova Nouă, de unde menționează și o serie de minerale, prezente în aureolele de contact ale acestora cu calca-



rele. Szabo (1876) introduce termenul de „trahit andezino-cuarțos” și determină existența unui filon de bazalt. Liffa (1911) menționează că eruptivul cretacic de la Moldova Nouă este reprezentat prin granodiorite care au dat aureole de contact endo- și exogen. Rozloznik, Emst (1908) consideră ca bazalte sau limburgite unele dintre rocile eruptive laramice. Hallavats, Schreiter, (1916) denumesc dacite, porfire cuarțdioritice și cuarțdiorite unele roci din dealul Suvorov și din dealul Gaura Lupilor. Constantinoff (1957–1958), Focșa et al., (1962), în urma unor lucrări de cartare și prospecție din regiunea Moldova Nouă, separă granodiorite, porfire granodioritice, diorite și microdiorite.

2. Localizarea și forma de zăcămînt a rocilor banatitice din regiunea Moldova Nouă. În regiunea cercetată rocile banatitice apar în general ca iviri izolate la suprafață, modul de apariție cît și continuitatea lor putind fi observate în special în forajele care le-au interceptat, atât direc-

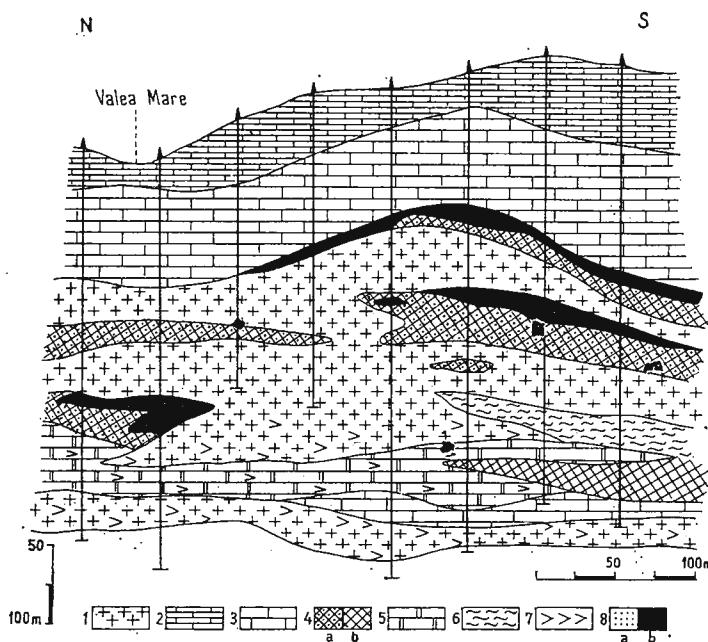


Fig. 2. — Secțiune geologică N—S (D—D') în sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).

1, roci banatitice; 2, calcare mezozoic; 3, calcar cristaline; 4, skarne; a, mineralizate difuz; b, nemineralizate; 5, calcar cristaline magneziene; 6, corneene biotitice; 7, anhidritizare; 8, mineralizatie; a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnație densă.

Cross section N—S (D—D') in the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).

1, banatitic rocks; 2, Mezozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, skarne; a, with disseminated ore; b, unmineralized; 5, magnesian crystalline limestone; 6, biotite-hornfels; 7, anhydritization; 8, mineralization; a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.

țional cît și transversal, la diverse nivele. Direcțiile aproximativ N–S pe care se înscriu intruziunile banatitice sunt mai puțin evidente la suprafață, din cauza ivirilor izolate ale acestora. Aceste direcții devin foarte clare și capătă un caracter general în foraje (fig. 2, 3). Astfel, la suprafață, pe o linie N–S începînd din valea Marianda, în versanții ogașului Suvorov, pînă la confluența acestuia cu Valea Mare, aflorează un corp de banatite ale cărui dimensiuni sunt de cca 2 km/0,300 km și care se afundă spre

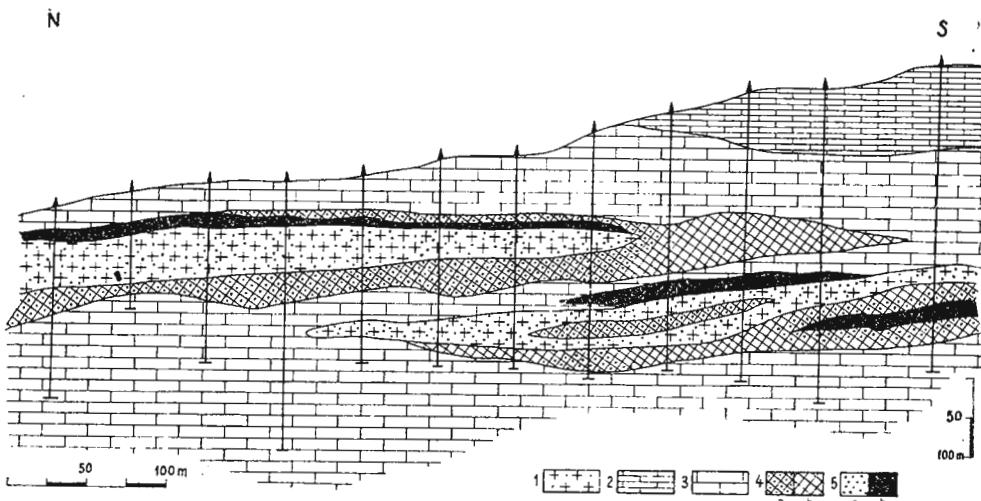


Fig. 3. – Secțiune geologică N–S (H–H') în sectorul Valea Mare.

1, roci banatitice; 2, calcare mezozoice; 3, calcare cristaline; 4, skarne; a, mineralizate difuz; b, nemineralizate; 5, minerație; a, difuz; b, minereu masiv și cu impregnație densă.

Cross section N–S (H–H') in the Valea Mare mining field.

1, banatitic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, skarn; a, with disseminated ore; b, unmineralized; 5, mineralization; a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.

sud în Valea Mare, iar la nord dispără sub cuvertura de roci sedimentare mezozoice (fig. 4, 5). Lucrările miniere și forajele executate în sectorul Suvorov au conturat și în adîncime acest corp, care a determinat apariția unor importante aureole de contact, în cadrul calcarelor mezozoice, cu formarea de skarne și calcare cristaline, precum și a unor importante mineralizații cu caracter predominant cuprifer și subordonat de oxizi de fier.

Două iviri reduse de banatite, se întîlnesc în vestul culmii Amalia, către zona de izvoare a ogașului Bording.

La SE de localitatea Moldova Nouă, în zona culmii Văradului apar la zi două intruziuni, de asemenea cu dimensiuni reduse, situate la N și la S de interfluviul văii Văradului și valea Ciuchin.

În zona cercetată de noi rocile banatitice sunt însă mult mai frecvente decît indicațiile de la suprafață, așa cum au dovedit-o atît lucrările miniere

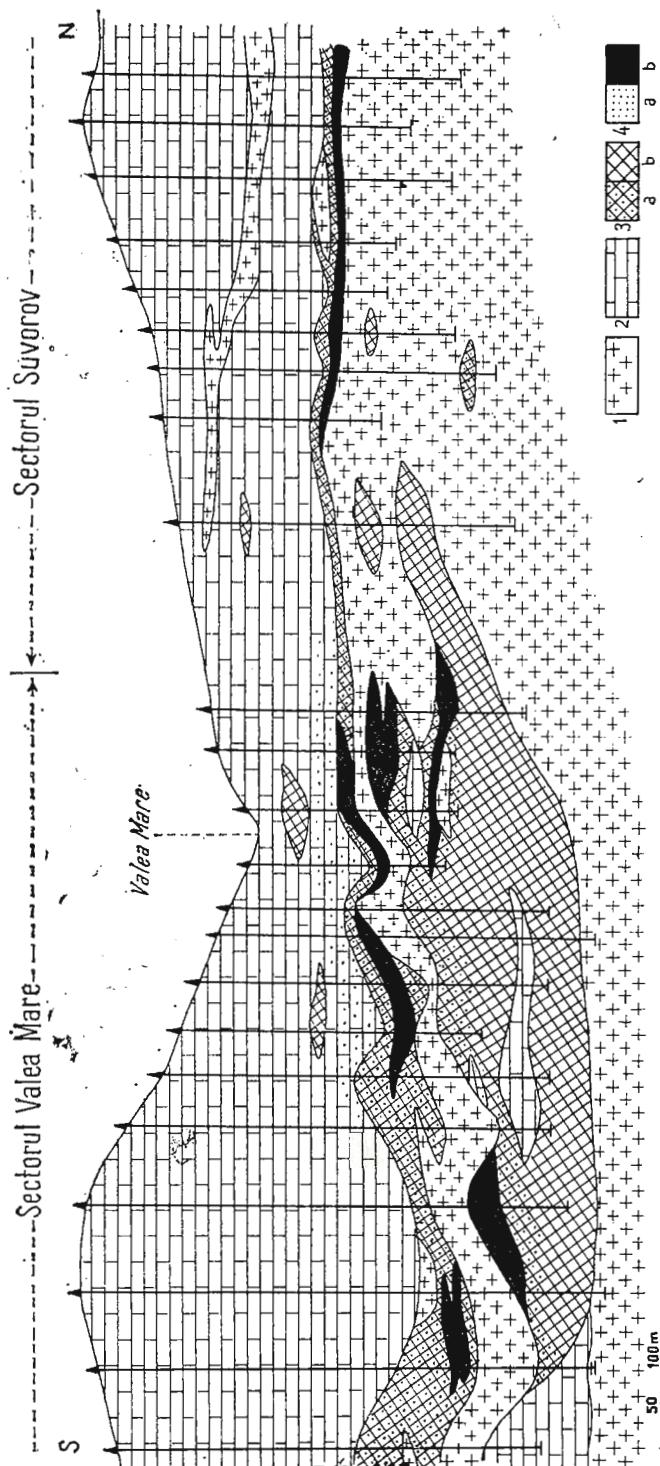


Fig. 4. – Secțiune geologică N–S (E–E'), în zona Suvorov–Valea Mare (pl. XXXVIII).

1, roci banatnice ; 2, calcare cristaline ; 3, stârni ; a, mineralizate difuz ; b, nemineralizate ; a, difuză ; b, mineralizat și cu impregnare densă.

Cross section NS (E–E') within the Suvorov–Valea Mare zone (Pl. XXXVIII).

1, banatic rocks ; 2, crystalline limestone ; 3, shale ; a, mineralized ; b, unmineralized ; a, disseminated ; b, massive and dense impregnation-like ore.



cît și forajele executate. Din secțiunile geologice prin foraje, este evident că forma predominantă de zăcămînt a rocilor banatitice din zona Suvorov – Valea Mare – Vărăd este de apofize și în mod subordonat de corpuri cu dimensiuni reduse. Întreaga zonă cercetată de noi este împînztă de astfel de apofize cu dimensiuni variabile, a căror prezență a fost pusă în evidență la diverse nivale. În felul acesta se explică apariția calcarelor cristaline și

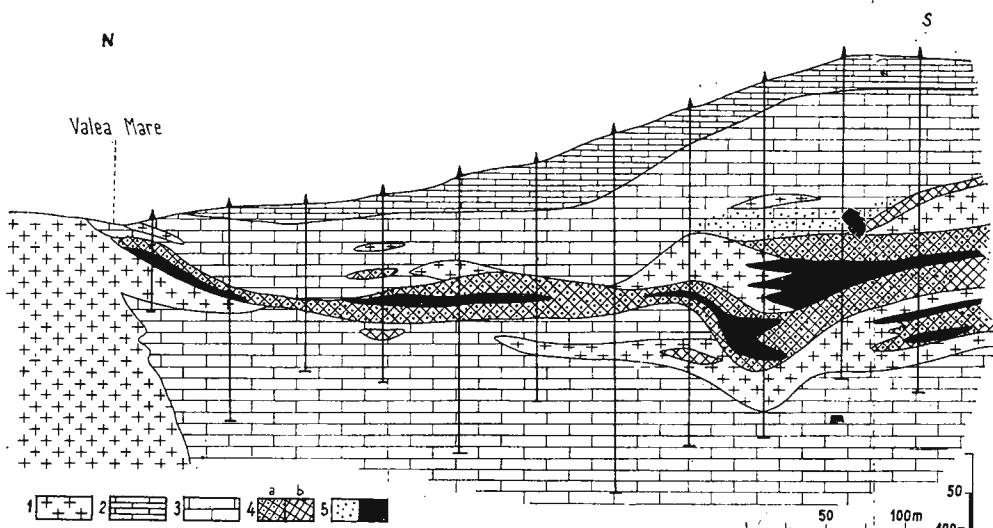


Fig. 5. – Secțiuncă geologică N–S (G–G'), la sud de corpul banatitic Suvorov (pl. XXXVIII).

1, roci banatitice ; 2, calcare mezozoico ; 3, calcare cristaline ; 4, skarne ; a, mineralizate difuz ; b, nemineralizate ; 5, mineralizare : a, difuză, b, minereu masiv și ca impregnație densă.

Cross section N–S (G–G'), southwards the Suvorov banatitic intrusive body.

1, banatitic rocks ; 2, Mesozoic limestone ; 3, crystalline limestone ; 4, disseminated ore-skarn ; 5, mineralization : a, disseminated ; b, massive and dense impregnation-like ore.

a skarnelor, în puncte în care nu se cunosc în apropiere roci banatitice deschise la zi, acestea fiind interceptate numai în adîncime.

Secțiunile geologice prin foraje ilustrează efilarea și închiderea spre est a celor mai multe și importante apofize de banatite, atît în valea Mare cît și la Varad, presupunîndu-se legătura lor cu niște corpuri mai mari înrădăcinat spre vest în apropierea contactului cu cristalinul. Această ipoteză ne este sugerată și de îngroșarea spre vest a apofizelor cu efilarea cel mai adesea spre est (fig. 6, 7, 8).

Pînă în prezent, în afară de corpul intrusiv Suvorov, în Valea Mare nu a fost interceptat nici un alt corp mai mare, ci numai apofize, a căror înclinare către vest și dispoziție aproape concordantă cu structura geologică a sedimentarului ne sugerează existența cel puțin a unui corp important la vest, situat la o adîncime care nu a fost atinsă de foraje.

Punerea în loc a banatitelor în fundumentul cristalin și în formațiunile sedimentare mezozoice a avut loc după cît se pare, pe o zonă de slabă rezistență, care s-a dezvoltat de-a lungul liniei de încălecare a șisturilor cristaline peste formațiunile sedimentare. Efectul tectonic al acestei

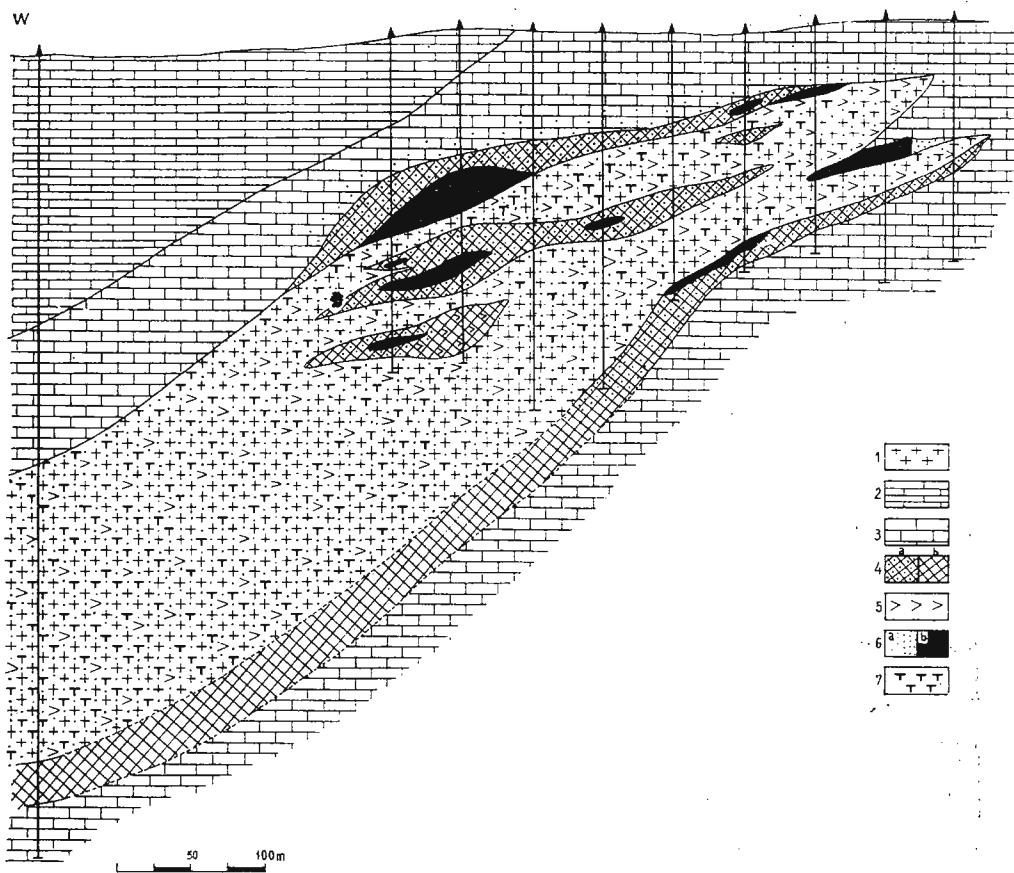


Fig. 6. — Secțiune geologică E–W (IV–IV') în sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).

1, roci banatitice; 2, calcare mezozoice; 3, calcare cristaline; 4, skarne; a, mineralizate difuz; b, nemineralizate; 5, anhidritizare; 6, mineralizare; a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnație densă; 7, silicifiere.

Cross section E–W (IV–IV') within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).

1, banatic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, skarn; a, disseminated ore; b, unmineralized; 5, anhydritization; 6, mineralization; a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore; 7, silification;

încălecări a determinat formarea unei fracturi majore și probabil a unor fisuri de sprijin, care au servit drept căi de acces pentru magme. Caracterele tectonice ale zonei Moldovița–Moldova Nouă sint determinate de linia tectonică majoră a Oraviței, orientată N–S, linie care marchează înaintarea cristalinului peste formațiunile sedimentare triasice și jurasicice

sub un unghi cuprins între $45^\circ - 65^\circ$. Deoarece Apțianul transgresiv se oprește în această falie, vîrstă ei este post apțiană.

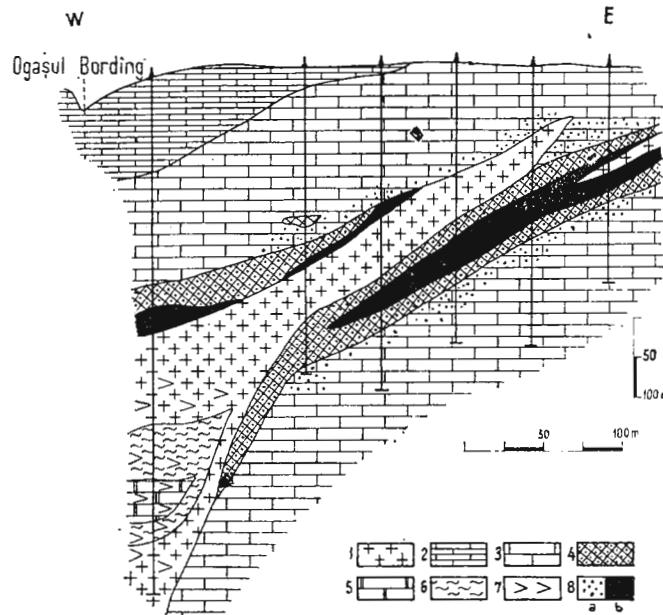
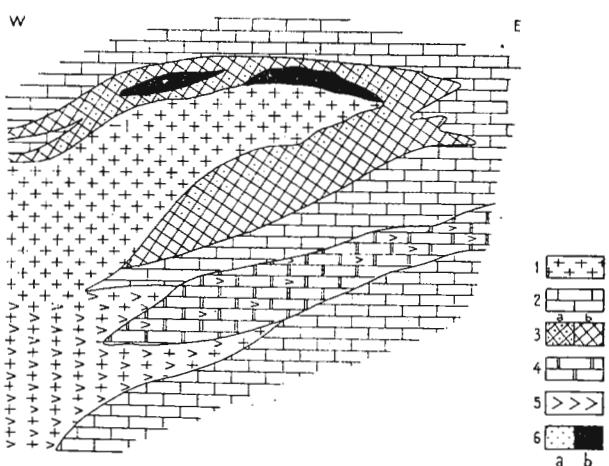


Fig. 8. – Secțiune geologică (detaliu în aureola de contact a unei apofize banatice) în sectorul Valea Mare.

1, roci banatice; 2, calcare cristaline; 3, skarne; a, mineralizate difuz; b, ne-mineralizate; 4, calcar cristaline magneziene; 5, anhidritizare; 6, mineralizare; a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnație densă.

Cross section (detail within the contact aureole of a banatic apophysis) within the Valea Mare mining field.

1, banatic rocks; 2, crystalline limestone; 3, skarn; a, disseminated ore; b, unmineralized; 4, magnesium crystalline limestone; 5, anhydritization; 6, mineralization; a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.



Secțiunile geologice transversale E – W, prin foraje în diferite puncte ale zonei cercetate, arată în majoritatea cazurilor că apofizele urmăresc în general direcția NNE – SSW a formațiunilor sedimentare, jurasice și cretacice, în care se localizează, având căderi relativ mici către vest, care

coincid în general cu înclinările rocilor sedimentare cuprinse cel mai frecvent între 30° – 40° W. Numai în cazul corpului intrusiv Suvorov s-au observat înclinări care ating și valori mai mari (70 – 75° W, fig. 9).

Mai rar a fost observată străbaterea transversală a rocilor sedimentare de către apofize banatitice, raporturile acestora fiind adesea de concordanță cu rocile mezozoice.

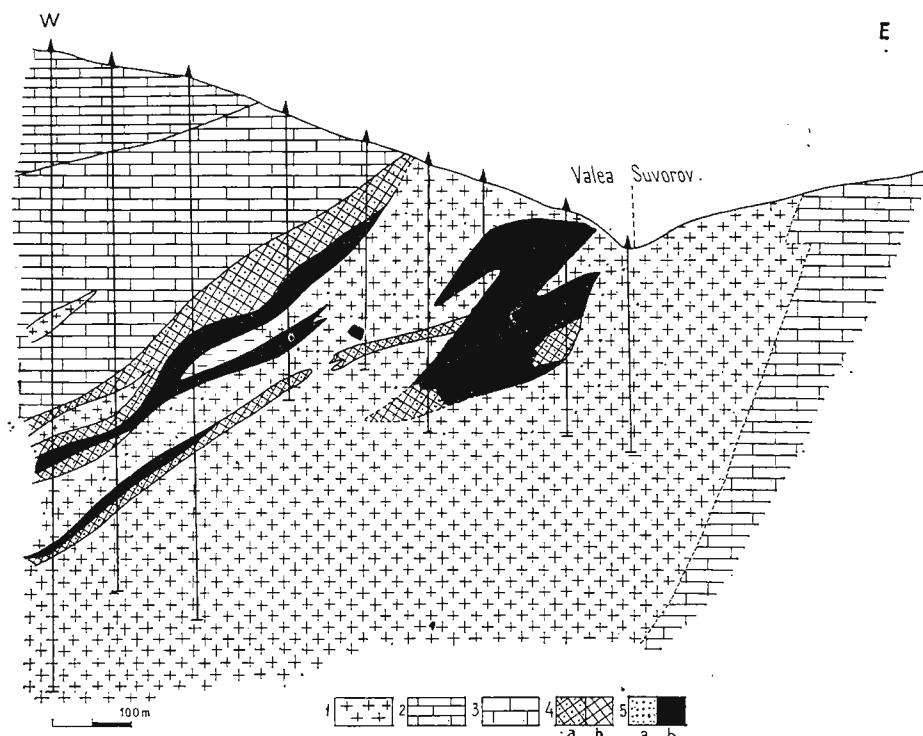


Fig. 9. — Secțiune geologică E–W (II–II') în sectorul Suvorov (pl. XXXVIII).

1, roci banatitice; 2, calcare mezozoice; 3, calcare cristaline; 4, skarne : a, mineralizate difuz; b, nemineralizate; 5, mineralizație: a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnație densă.

Cross section E–W (II–II') within the Suvorov mining field (Pl. XXXVIII).

1, banatitic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, skarn; a, disseminated ore; b, unmineralized; 5, mineralization; a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.

În concluzie, putem deci presupune existența unui rezervor magmatic mai mare, sau a mai multor rezervoare mici, situate în apropierea fracturii Oravița, din care magma a migrat după cît se pare pe direcțiile de stratificare ale rocilor sedimentare și pe diverse sisteme de fracturi și fisuri, fapt care ar explica alura generală a intruziunilor sub formă de corpuri cu digitații sau ca apofize. Căile de migrare ale magmei spre actualele corpuri și apofize au fost destul de mici și acolo unde competența rocilor a fost mare, aceste căi s-au deschis, astfel fiind explicate îngroșările

și gîtuirile pe parcursul apofizelor. Nu au fost observate canale de legătură transversale între diversele apofize și adîncime care ar putea presupune existența unor fracturi perpendiculare pe stratificația rocilor sedimentare, prin care magma să fi migrat din rezervorul de alimentare. Din datele pe care le detinem pînă în prezent, singura posibilitate de a explica acest caracter adesea concordant al apofizelor cu formațiunile sedimentare este folosirea în general și a planelor de stratificație, drept căi de acces ale magmei. Numeroasele apofize de banatite, care împînzesc formațiunile sedimentare din zona cercetată, au determinat procesele de metamorfism termic și metasomatic al rocilor preexistente ducînd atît la formarea unor variate roci de contact cît și la apariția unor mineralizații de sulfuri cuprifere cu sau fără oxizi de fier.

3. Clasificarea rocilor banatitice. Rocile banatitice din regiunea cercetată se caracterizează, în general, printr-o mare variație de structură și o monotonie în ceea ce privește compoziția mineralologică, monotonie care de fapt este confirmată, după cum vom vedea, și de chimismul rocilor.

Intruziunile de banatite cunoscute la suprafață cît și cele conturate în lucrări miniere și mai ales în foraje, la diverse adîncimi, sunt formate, în cele mai multe cazuri, din roci cu caracter hipoabisic și mai rar din roci cu caracter plutonic sau vulcanic.

Tinînd seamă de variațiile de structură și de compoziția mineralologică, rocile banatitice se pot clasifica după cum urmează :

andezite cuarțifere ; porfire cuarțdioritice ; diorite cuarțifere porfirice ; diorite cuarțifere ; porfire granodioritice ; granodiorite ; diorite ; lamprofire.

4. Studiul petrografic al rocilor banatitice. Tipul predominant de banatite din regiunea cercetată este reprezentat prin roci cuarțo-feldspatice, în care plagioclazul apare în proporție de 90–100 % din totalul feldspaților, ortoza fiind prezentă în cantități foarte reduse sau chiar lipsind. Mineralele melanocrate sunt reprezentate prin biotit și hornblendă, în proporții variabile. Biotitul predomină adesea, atît ca fenocrostale, cît și în masa fundamentală. În cadrul unor apofize și corpuri mai mici se pot observa îmbogățiri în biotit sub forma unor separații cu caracter de șliere și cuburi (autolite).

Banatitele se caracterizează în general prin următoarele particularități structurale, care indică consolidarea lor, în cele mai multe cazuri, la adîncimi mici și medii :

- structuri porfirice care pot fi sau nu seriate, structura masei fundamentale fiind în general microgrăunțoasă atît la rocile din corpuri cît și la cele din apofize ;
- zonalitatea plagioclazilor cu apariția de zone succesive în număr de 2–7, a căror compoziție chimică variază de la oligoclaz la andezin ;
- corodarea intensă a fenocristalelor de cuarț.



Studiul microscopic, precum și interpretarea analizelor chimice, după cum vom vedea ulterior, arată că banatitele din zona cercetată nu prezintă variații mari de chimism ci mai ales de structură, ca rezultat al adâncimii diferite de consolidare a magmei.

a) *Andezite cu quartifere*. Am utilizat termenul de andezit cuartifer în accepțiunea lui Strecker (1967) pentru rocile cu caracter vulcanic care pot fi considerate corespondente ale dioritelor cuartifere. Nu a fost posibilă o clasificare chimică, andezitele din regiune fiind roci în general foarte alterate. În consecință, am folosit termenul de andezit pentru rocile care conțin predominant fenocristale de plagioclaz și subordonat de hornblendă sau biotit și uneori de quart, într-o masă fundamentală cu structură criptocristalină. Pe lîngă structura rocilor și gradul de cristalinitate al masei fundamentale, un alt criteriu care ne-a determinat să separăm ca andezite unele roci banatitice de la Moldova Nouă, a fost raportul dintre masa fundamentală și fenocristale, care este de asemenea, foarte concluzent. Astfel, masa fundamentală reprezintă valori cuprinse între 68–82%, în timp ce fenocristalele ating valori cuprinse între 16–30% (frecvent 16–20%).

TABELUL 1

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor din andezite cuartifere cu hornblendă și biotit

Minerale	Limite %	Media %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	7,57–19,00	18,73	2,8 /1,4 – 0,35/0,21
Hornblendă	2,67– 9,56	6,16	1,6 /0,52–0,21/0,10
Biotit	2,00–3,16	2,58	1,85/ 1,4 – 0,52/0,35
Quart	1,50–3,00	2,30	0,52/0,35 – 0,21/0,10
Minerale accesoria	0,50–1,00	0,75	0,07/0,07–0,17/0,21
Masa fundamentală	68,02–82,86	75,44	–

Andezitele cuartifere sunt roci care apar cu o frecvență și o dezvoltare mai redusă comparativ cu celelalte tipuri de banatite. Ele au fost întâlnite în unele foraje din sectorul valea Mare și Vărăd, unde apar sub forma unor apofize de dimensiuni reduse, intruse la nivelele superioare ale calcarelor mezozoice. În alte cazuri, andezitele constituie părțile superioare sau periferice ale apofizelor mai bine dezvoltate de porfire cuartdioritice. Localizarea spațială cît și relațiile cu celelalte roci banatitice cu caracter hipoabasic arată că andezitele reprezintă un facies vulcanic al magmei banatitice, a cărei consolidare a avut loc — în acest caz — în condiții de adâncime mică. În cazul unor apofize și corpuri banatitice se pot observa treceri gradate de la andezite la porfire cuartdioritice care — la rîndul lor — capătă un caracter mai granular în adâncime, ceea ce indică consolidarea acestor intruziuni la diverse adâncimi. Gradul intens de transformare

hidrotermală a andezitelor îngreunează adesea separarea lor de celelalte tipuri de roci banatitice. Când transformările nu sunt însă prea intense, rocile andezitice se pot totuși identifica chiar megascopic, prin faptul că în masa fundamentală criptocristalină predominantă se evidențiază clar fenocristale larg dezvoltate. Andezitele sunt roci de culoare cenușiu deschisă cind sunt mai proaspete și cenușiu verzuie, violacee sau chiar albă, cind sunt alterate. Prin alterare, ele devin poroase și foarte friabile, iar fenocristalele de plagioclaz capătă un aspect mat, având conture adesea difuze. În cazul unei alterații supergene unele fenocristale au fost complet levigate. Melanocratele, în urma alterației hidrotermale și supergene se decolorează, incit la un grad mai avansat de transformare ele nu mai pot fi identificate decât după conturele cristalografice.

La microscop andezitele apar constituite predominant dintr-o masă fundamentală cu structură, cel mai adesea, criptocristalină și mai rar microlitică. Rareori se pot distinge microlite de plagioclaz, cristale de quart și de hornblendă. Masa fundamentală este invadată adesea de produse de transformare reprezentate prin sericit, minerale argiloase, clorit, quart și carbonați. În această masă fundamentală apar fenocristale idiomorfe de plagioclaz maclate după legea albit și uneori zonate, care adesea sunt substituite de sericit și carbonați. Subordonat apar melanocrate, cum este hornblenda, în cristale idiomorfe, de cele mai multe ori parțial sau chiar total substituită de clorit și chiar de sericit (pl. I, fig. 4); biotitul este uneori prezent ca fenocristale cu conture pseudohexagonale sau ca lamele parallele cu fața 010. El este uneori cloritizat sau bauerizat. În mod aproape constant se observă rare fenocristale de quart intens corodat. Andezitele au deci o compoziție mineralologică foarte asemănătoare cu a dioritelor cuarțifere, diferența dintre aceste două tipuri de roci constând numai în gradul de cristalinitate al masei fundamentale și în variația raportului dintre aceasta și fenocristale. Sub acest aspect, putem considera andezitele cuarțifere ca fiind corespondente vulcanice ale dioritelor cuarțifere.

Cele mai frecvente roci banatitice din zona cercetată sunt reprezentate însă prin roci care, după compozitia mineralogică, aparțin dioritelor cuarțifere. Ele au un caracter cuarț-feldspatic, fiind alcătuite predominant din plagioclaz care reprezintă uneori în exclusivitate feldspatul. Se remarcă faptul că ortoza este prezentă în cantități foarte reduse sau chiar lipsește. Compoziția plagioclazului se menține în general sub 50% An, procentul de quart este cuprins între 10—25%, iar mineralele melanocrate în general nu depășesc 15% din compoziția mineralologică a rocilor.

După compozitia mineralogică, calculată prin analize modale, aceste roci se încadrează în grupa dioritelor cuarțifere — cîmpul dioritelor cuarțifere cu biotit și hornblendă, conform clasificării lui S t r e c k e i s e n (1967).

Studiul rocilor de acest tip în diverse intruziuni a permis observarea unor variații mari de structură; sunt astfel caracteristice în cele mai multe cazuri structurile porfirice, tipice rocilor hipoabisice. Numai în mod cu totul subordonat s-au întîlnit roci cu caracter plutonic, ceea ce evidențiază o adîncime mare de consolidare a magnei banatitice în unele cazuri.

b) *Porfire cu quartdioritice.* Aceste roci reprezintă tipul caracteristic de banatite din zona cercetată, având cea mai mare dezvoltare atât în cazul corporilor cât și al apofizelor. Menționăm faptul că, în general, rocile sunt afectate de transformări hidrotermale, ceea ce a determinat adesea schimbarea totală a culorii, a duratăii cât și stergerea structurii primare.

Rocile proaspete au o culoare cenușie deschisă, care poate deveni cenușie închisă și chiar negricioasă, în cazul separațiilor cu o masă fundamentală mai bogată în biotit. În general se distinge o masă fundamentală cu structura microgrăunțoasă, în care se poate observa uneori feldspat, quart și biotit. În această masă fundamentală apar fenocristale de plagioclaz, iar dintre melanocrate cel mai frecvent apare biotitul, ca foite cu conture pseudohexagonale având secțiuni de 0,3–1 cm și care formează de obicei pachetele cu grosimi de 0,3–0,8 cm. Varietățile cu amfiboli conțin fenocristale de hornblendă de culoare neagră, cind este proaspătă, sau verde deschisă, cind este alterată.

În funcție de principalul mineral melanocrat care intră în constituția rocilor, se disting următoarele tipuri de porfire cuartdioritice:

porfire cuartdioritice cu biotit (pl. II, fig. 1); porfire cuartdioritice cu biotit și hornblendă; porfire cuartdioritice cu hornblendă și biotit; porfire cuartdioritice cu hornblendă (pl. II, fig. 2).

Dintre aceste tipuri, cele mai frecvente sunt cele cu biotit sau cu biotit și hornblendă.

Redăm mai jos compozitia modală pentru diferite varietăți de porfire cuartdioritice.

Gradul diferit de cristalinitate al masei fundamentale a porfirelor cuartdioritice studiate, cât și alterarea hidrotermală care intervine de cele mai multe ori, nu a permis calcularea compozitiei modale a masei fundamentale decit pentru unele din aceste roci.

La microscop, rocile sunt constituite dintr-o masă fundamentală cu structură microgrăunțoasă, formată din cristale izometrice de quart, cristale idiomorfe, hipidiomorfe și xenomorfe de plagioclaz, la care se asociază uneori cantități reduse de ortoză, lamele de biotit sau cristale fine

TABELUL 2

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor din porfire cuartdioritice cu biotit și hornblendă

Minerale	Limite %	Media %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	27,14–35,37	31,25	2,80/2,45–0,52/0,49
Biotit	5,39–10,01	7,70	1,92/0,05–1,05–1,05
Hornblendă	3,38–4,66	4,02	2,10/0,52–0,24/0,17
Quart	0,00–4,70	2,35	1,22/1,05–0,70/0,7
Minerale accesoria	1,00–1,30	1,15	0,35/0,035–0,035/0,035
Masa fundamentală	44,05–60,27	52,16	—

TABELUL 3

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor din porfire cuarțdioritice cu biotit

	Minerale	Limite %	Media %	Dimensiuni mm
Masa fundamentală 40–55%	Plagioclaz	32,01–39,01	35,00	0,59/0,35–0,07/0,07
	Cuarț	15,90–21,00	17,50	0,35/0,35–0,07/0,035
	Biotit	5,27–8,16	7,00	0,035/0,035–0,21/0,10
	Minerale accesoriai	1,3–2,00	1,50	0,07/0,035–0,21/0,17
Fenocristale 40–48%	Plagioclaz	28,10–38,14	30,00	4,90/1,85–0,49/0,35
	Biotit	4,5–8,01	7,15	3,50/2,45–0,35/0,35
	Cuarț	0–5,7	2,50	3,50/2,45–0,49/0,49

TABELUL 4

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor din porfire cuarțdioritice cu hornblendă și biotit

	Minerale	Limite %	Media %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	20,35–41,86	31,10	2,80/5,40–0,35/0,49	
Hornblendă	2,15–12,24	7,18	2,10/0,52–0,35/0,17	
Biotit	0,70–4,70	2,70	2,10/1,40–1,05/1,05	
Cuarț	1,50–5,11	3,30	2,10/1,70–0,35/0,35	
Minerale accesoriai	0,50–1,20	0,85	0,035/0,035–0,35/0,35	
Masa fundamentală	38,80–65,52	57,16		

TABELUL 5

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor din porfire cuarțdioritice cu biotit

	Minerale	Limite %	Media %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	32,25–40,06	36,15	3,5 /2,10–0,35/0,28	
Biotit	5,58–8,83	7,20	3,5 /3,5 –0,49/0,49	
Cuarț	1,42–9,63	5,50	1,4 /1,4 –0,75/0,75	
Ortoză	0 – 5,51	2,75	0,87/0,87–0,35/0,28	
Minerale accesoriai	1,00–11,20	1,10	0,035/0,035–0,49/0,52	
Masa fundamentală	46,72–54,34	50,53	—	



TABELUL 6

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor din porfire cuarțdioritice cu hornblendă

Minerale	Limite %	Media %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	22,18 – 36,83	34,55	2, 3 / 1,05 – 0,17 / 0,17
Hornblendă	4,81 – 17,06	10,93	2, 8 / 0,52 – 0,24 / 0,14
Cuarț	0 – 6,78	3,40	1,75 / 1,05 – 0,52 / 0,52
Minerale accesorii	1,00 – 2,05	1,50	0,035 / 0,035 – 0,10 / 0,10
Masa fundamentală	47,60 – 63,30	55,45	—

de hornblendă. Ca minerale accesori apare magnetit, titanit, apatit și zircon. Fenocristalele sunt reprezentate predominant prin plagioclaz, iar dintre melanocrate biotit și hornblendă. Alături de acestea este observat adesea cuarțul și cu totul întimplător, ortoza. Raportul procentual dintre masa fundamentală și fenocristale variază între următoarele limite : masa fundamentală (37–67%); fenocristale (33–62%).

Plagioclazul apare sub formă de cristale idiomorfice, cu fețele 010 și 110, bine dezvoltate și maclate după legea albit, albit + Karlsbad și albit + periclin (pl. II, fig. 3). Cel mai adesea, plagioclazul este zonat, cristalele prezintind un număr variabil de zone de la 2–7, înguste și uneori recurente, al căror conținut în anortit variază între 20–43%. În mod frecvent, plagioclazul are un conținut de anortit cuprins între 37–40%. Determinările prin metoda Feodorov au arătat că zonele externe au un conținut de 20–30% An, în timp ce către interior acesta ajunge la 37–43%. Cu totul excepțional, unele nuclee ating un conținut de 45% An.

Studiul feldspațiilor zonați efectuat de Ghik - Budesti (1931) pentru banatitele de la Oca de Fier, arată că pentru rocile granodioritice din această regiune sunt caracteristice zonele succesive acide și bazice către centru și din ce în ce mai acide la periferie. Cel mai frecvent s-a constatat un conținut de 38–40% An pentru zonele centrale și între 18–25% An pentru zonele periferice. Referitor la sistemele de maclare, același autor constată frecvența maclelor după legea albit și albit + Karlsbad. Este astfel evidentă asemănarea între feldspații plagioclazi din rocile banatitice de la Oca de Fier și cei din rocile banatitice de la Moldova Nouă, atât în ceea ce privește conținutul în anortit și succesiunea zonelor în cadrul cristalelor, cât și modul frecvent de maclare, deși rocile din zona cercetată de noi se încadrează în grupa dioritelor cuarțifere atât după compozиția mineralogică cât și după cea chimică. De cele mai multe ori, plagioclazul acestor roci este afectat de transformări hidrotermale în special în apropierea zonelor mineralizate. În urma acestor transformări, el este parțial sau total înlocuit de neominerale, formate în diferite stadii de alterație. Dintre acestea, cele mai importante sunt sericitul, ortoza, mineralele argiloase, adularul, anhidritul și uneori zeolitii.

Fenomenul de sericitizare sau de argilizare se produce uneori zonar și preferențial.



Biotitul apare intotdeauna idiomorf cu secțiuni bazale (001) sau perpendicular pe direcția clivajului bazal (010). Culoarea lui este brun-roșcată, uneori chiar intens roșcată, iar pleocroismul este foarte accentuat după Ng = brun închis-roșcat, iar după Np = brun deschis-gălbui. Uneori biotitul conține incluziuni de apatit, zircon, sfen, și chiar de plagioclaz. Datorită rezistenței la alterare, biotitul este întinut și în rocile cu un grad avansat de transformare endometamorfică sau hidrotermală a rocilor, constituind în acest caz un indiciu pentru stabilirea tipului inițial de rocă. Transformările pe care le suferă biotitul sub influența soluțiilor hidrotermale, se manifestă într-un stadiu incipient prin modificarea culorii care din roșcată devine brun închis și prin apariția de rețele sogenitice; acele de rutil rezultate, au dimensiuni cuprinse între 0,04–0,08/0,02 mm sau mai mici. Ele sunt uneori orientate pe trei direcții. Un alt tip de transformare-care afectează biotitul este cloritizarea, care este de asemenea însotită de separarea rutilului. Într-un stadiu foarte avansat de transformare, biotitul se baueritizează, ajungind să se decoloreze total și să capete astfel caracterele unei mice incolore, în care se observă cristale de pirită, magnetit și rutil.

Hornblenda se asociază de obicei cu biotitul și numai uneori constituie singurul mineral melanocrat. Este prezentă varietatea de hornblendă comună verde în cristale tabulare sau prismatice. Pleocroismul variază în modul următor: Ng = verde-măsliniu, Nm = verde, Np = verde-gălbui. Unghiul de extincție are valori c: Ng = 15°–18°. Cristalele de hornblendă conțin incluziuni de apatit, zircon, magnetit și sfen. Adesea hornblenda a suferit transformări hidrotermale care se manifestă sub diferite aspecte. Dintre cele mai caracteristice menționăm biotitizarea care duce la parazitarea ei de lamele de biotit mai deschis la culoare, care se înscriu în limitele cristalografice ale fostului fenocrystal. Alteori hornblenda este parțial sau total cloritizată, fiind substituită de un clorit de culoare verde deschisă, cu (+) 2V = 38° corespunzător clinoclorului; acesta este însotit de magnetit și pirită. Alteori sub acțiunea soluțiilor hidrotermale, hornblenda este decolorată aproape total. În cazul unei sericitizări avansate a rocilor ea este înlocuită de sericit, uneori conturele cristalografice devenind difuze sau chiar fantomatice. Mai puțin frecvent s-a observat opacitizarea hornblendei, care în acest caz capătă conture zdrențuite, și o culoare brună închisă aproape opacă.

Cuarțul este prezent destul de frecvent ca fenocristale; de obicei are conture foarte neregulate, lobate, (pl. II, fig. 4) datorită coroziunii, și mai rar conture idiomorfe, cu secțiuni bazale. Cristalele de plagioclaz și biotit sunt incluse uneori de către cuarț.

Ortoza formează foarte rar fenocristale și atunci apare xenomorfă și uneori cu aspect tulbure, din cauza materialului argilos sau a lamelelor extrem de fine de sericit care au rezultat în urma alterării.

c) *Diorite cu quartifere porfirice.* Sunt roci care se deosebesc de porfirele cuarțdioritice numai prin raportul cantitativ dintre masa fundamentală și fenocristale. Masa fundamentală prezintă un grad



de cristalinitate mai mare și este subordonată cantitativ (20–30%) fenocristalelor (70–80%). Structura rocilor este hipidiomorf-granulară, slab porfirică; cea mai mare parte a mineralelor, bine și relativ uniform cristalizate sunt separate prin porțiuni reduse de masă fundamentală.

Studiu microscopic arată că rocile sunt formate predominant din plagioclaz cu un conținut de 37–40% An, biotit, cuart, hornblendă și cu totul sporadic ortoză. Toate aceste minerale sunt în general uniform dezvoltate, numai pe alocuri separându-se porțiuni de masă fundamentală cu structură fin-mediu granulară, a cărei compoziție mineralologică este identică cu a porfirelor cuartdioritice.

d) Diorite cu quartifere. Aceste roci reprezintă faciesul cel mai de adâncime al banatitelor din zona cercetată, ele fiind interceptate la cca 900 m într-un foraj din Valea Mare, care a străbătut numai parțial un corp a cărui înrădăcinare o presupunem spre vest. Macroscopic, dioritele quartifere sunt roci de culoare cenușie deschisă cu structură holocrastalină și textură masivă. La microscop rocile sunt formate predominant dintr-o masă hipidiomorf-granulară de plagioclaz și cuart, alături de care sunt prezente uneori cantități cu totul reduse de ortoză iar dintre melanocrate, biotit și hornblendă. Ca minerale accesori s-a observat apatit, sfen, zircon și magnetit.

Plagioclazul este reprezentat printr-un andezin cu 38–40% An, maclat după legea albit + Karlsbad sau periclin, adesea zonat, având zone exterioare cu o compoziție oligoclazică (18–25% An). Cuarțul este unul din constituentele importante ai rocii alături de plagioclaz, cu care formează uneori concreșteri cu structură grafică. Biotitul este de obicei melanocratul predominant și se prezintă în cristale bine dezvoltate, cu

TABELUL 7

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor din diorite quartifere porfirice cu biotit și hornblendă

	Minerale	Limite %	Media %	Dimensiuni mm
Fenocristale 70,20–80,25	Plagioclaz	28,10–38,14	38,12	2,80/1,4 – 0,49/0,35
	Biotit	3,01–7,01	5,01	1,05/1,05 – 0,35/0,35
	Cuarț	0,00–5,70	2,85	2, 1/2,1 – 0,24/0,24
	Hornblendă	0,00–4,95	2,47	1,22/1,05 – 0,35/0,24
Masa fundamentală 18,30–31,00	Plagioclaz	32,01–39,02	35,51	0,49/0,28 – 0,035/0,035
	Cuarț	15,90–21,00	18,45	0,35/0,35 – 0,10/0,10
	Biotit	5,27–8,16	6,71	0,07/0,10 – 0,035/0,035
	Ortoză	0,00–5,28	2,64	0,49/0,35 – 0,07/0,07
	Minerale accesori	1,00–1,37	1,18	0,28/0,21 – 0,035/0,035



TABELUL 8

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor din diorite cuarțifere cu biotit și hornblendă

Minerale	Limite %	Media %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	53,48 – 62,55	58,01	2,45/1,05 – 0,24/0,24
Cuarț	10,44 – 26,10	18,27	0,49/0,49 – 0,10/0,10
Biotit	7,77 – 18,81	13,29	1,22/0,87 – 0,07/0,07
Hornblendă	0,00 – 8,47	4,23	1,70/0,49 – 0,49/0,35
Ortoză	1,30 – 5,98	3,64	0,70/0,70 – 0,24/0,10
Minerale accesori	0,70 – 2,50	1,60	0,10/0,07 – 0,035/0,035

conture adesea pseudohexagonale, sau ca lamele care reprezintă secțiuni perpendicularare pe direcția clivajului bazal (010). Culoarea biotitului este brună-roșcată și pleocroismul este foarte accentuat după Ng = brun închis-roșcat, iar după Np = brun deschis-gălbui. Adesea cristalele de biotit conțin incluziuni de zircon, apatit și sfen. Mai rar se remarcă prezența acelor de rutil, care se separă de obicei din abundență numai în biotitul care începe să fie afectat de procese de alterare, așa cum am menționat și în cazul porfirelor cuarțdioritice. Hornblenda este reprezentată prin varietatea comună de culoare verde sau verde-măslinie, care se prezintă de obicei în cristale prismatice alungite sau aciculare, cu fețele 110 și 100 distințe; unghiul de extincție este cuprins între 20–24°, iar birefringența 0,022–0,024. Cristalele de hornblendă conțin uneori incluziuni de apatit, magnetit și sfen. În unele cazuri, hornblenda este substituită parțial de lamele fine de biotit, care se înscriu în conturele cristalografice ale acesteia. Ortoza are o apariție în general sporadică și se prezintă de obicei xenomorfă, inclusiv parțial plagioclazul și melanocratele. Dioritele cuarțifere sunt în general roci proaspete sau foarte puțin afectate de transformări, datorită atât adincimii de consolidare cât și lipsei mineralizațiilor din aureolele lor de contact.

e) *Granodiorite*. Sunt roci cu o răspândire redusă în zona cercei tătă, fiind întâlnite în sectorul Suvorov și la Vărăd.

Structura este holocristalină, hipidiomorf-granulară și textura masivă.

TABELUL 9
Compoziția modală și dimensiunile mineralelor din granodiorite

Minerale	Limite %	Media %	Dimensiuni mm
Plagioclaz	40 – 75	57	1,6 : 1,4 – 0,5 : 0,2
Cuarț	15 – 20	18	1,4 : 1 – 0,18 : 0,2
Ortoză	11 – 28	20	1,5 : 1 – 0,8 – 0,9
Biotit	4 – 20	13	7 : 2 – 0,2 : 0,1
Hornblendă	1 – 15	7	2,5 : 1,5 – 1 : 0,2
Minerale accesori	0,5 – 2,5	1,5	



Cînd sunt proaspete, granodioritele au o culoare cenușie deschisă care devine albicioasă sau chiar albă cînd sunt alterate, aşa cum se întimplă cel mai adesea.

Plagioclazul este componentul principal al rocii și apare de obicei maclat după legea albit sau albit + Karlsbad. Unele cristale prezintă zone al căror conținut în anortit variază între 22–45%, bazicitatea crescînd de la centru către periferie. În urma alterațiilor hidrotermale, plagioclazul este substituit parțial sau chiar total de către sericit sau minerale argiloase, reprezentate prin illit și caolinit.

Ortoza ia parte în cantități importante la constituția granodioritelor, care se deosebesc astfel în mod esențial de cuarțdiorite, roci sărace sau chiar lipsite de ortoza. Ortoza este în general xenomorfă ea constituind plaje sau cristale cu conture foarte neregulate, ce înglobează plagioclazul și melanocratele, fapt care indică cristalizarea ei tardivă. De cele mai multe ori ortoza are un aspect tulbure datorită pulberilor fine de minerale argiloase sau lamelelor fine de sericit, care iau naștere prin procesele de alterație. Cuarțul este de asemenea un constituent leucocrat de seamă al granodioritelor și se prezintă de obicei xenomorf, unele cristale avînd conture corodate. În general cristalele de cuarț formează plaje care mulează și includ plagioclazul și melanocratele.

Biotitul este mineralul melanocrat caracteristic, atît ca frecvență cît și ca abundență, aşa cum am menționat și în cazul rocilor cuarțdioritice hipoabisice sau plutonice. Biotitul apare de obicei idiomorf, ca lamele cu secțiuni perpendiculară și direcția clivajului bazal (010). Culoarea este brună închisă și mai rar roșcată. Unele lamele de biotit bine dezvoltate includ parțial sau chiar total cristale de plagiolaz, iar dintre mineralele accesori, apatit, zircon, magnetit și sfen. În urma alterației hidrotermale, biotitul se cloritizează sau se baueritizează, în ambele cazuri separîndu-se rutil, pirită și magnetit. Hornblenda este subordonată cantitativ biotitului, fiind reprezentată prin varietatea comună de culoare verde; ea apare fie sub forma de cristale idiomorfe prismatice, fie xenomorfă și conține adesea inclusiuni de apatit, magnetit și sfen. Prin procesele de alterație, hornblenda este substituită de biotit, clorit, calcit, cuarț, epidot și foarte adesea sfen. Mineralele accesori sunt reprezentate cel mai adesea prin sfen și magnetit și subordonat prin zircon, apatit și ilmenit.

f) *Porfire granodioritice*. Aceste roci însoțesc de obicei granodioritele, avînd ca și acestea o răspîndire limitată, în cadrul unor apofize și corpuri de dimensiuni reduse. Între granodiorite și porfire granodioritice nu există decît deosebiri structurale, compoziția mineralologică fiind aceeași. Trecerea de la rocile granodioritice cu caracter hipidiomorf granular la cele cu caracter porfiric se face de obicei gradat, ca și în cazul dioritelor cuartifere. Fenocristalele din porfirele granodioritice variază între 40–65%. Rocile sunt constituite dintr-o masă fundamentală cu structură microgrăunțoasă, în a cărei compoziție intră plagioclazul, cuarțul, ortoza și uneori biotitul. Fenocristalele sunt reprezentate prin plagioclaz cu un conținut de 20–45% An, hornblendă și uneori cuarț intens corodat.



g) Diorite. Acest tip de roci are o dezvoltare redusă, fiind întâlnit uneori ca separații de formă lenticulară în masa dioritelor cuarțifere. Structura dioritelor este holocrystalină hipidiomorf granulară, cu treceți — uneori — spre porfirică, iar textura este masivă. În general, dioritele sunt intens transformate hidrotermal. Plagioclazul apare de obicei în cristale idiomorfe și hipidiomorfe, uneori maclate și zonate, având un conținut de anortit care variază între 38—60 %. În urma alterației, cristalele de plagioclaz sunt substituite în mod frecvent de sericit fin lamelar și subordonat de minerale argiloase reprezentate prin illit și caolinit. Hornblenda este unul dintre mineralele melanocrate de seamă. Este prezentă hornblenda comună de culoare verde, cu un unghi de extincție c : Ng = 18—20°. De obicei hornblenda este parțial sau chiar total transformată, fiind înlocuită de clorit, calcit, epidot, sfen și biotit. Piroxenii sunt întotdeauna bastițați și uralitizați, fiind recunoscuți, de cele mai multe ori, doar după conturele cristalografice. Dioritele prezintă uneori structuri porfirice. În acest caz masa fundamentală a rocilor este formată din cristale fine de plagioclaz, hornblendă, piroxen (augit), apatit, sfen, magnetit și minerale de neoformăție reprezentate prin clorit, sericit, calcit și epidot. Dintre fenocristale, menționăm plagioclazul cu un conținut de 38—53 % An, hornblendă comună verde și piroxenul reprezentat prin augit, de cele mai multe ori alterat.

h) Lamprofir. Aceste roci reprezintă un tip de banatite cu totul deosebit nu numai prin caracterele lor petrochimice ci și prin relațiile structurale cu celealte tipuri de banatite, care constituie intruziunile din regiunea Moldova Nouă. Privind în ansablu provincia banatică din România, se poate afirma că lamprofirele constituie una din caracteristicile petrochimice ale acesteia, ele fiind observate și descrise în numeroase cazuri de apariție a banatitelor. În zona cercetată de noi lamprofirele apar sub formă de filoane cu grosimi cuprinse între 0,5—3 m, care străbat corpuri și apofize de porfire cuarțdioritice și în cazuri mai rare nivele de corneene cuarțitice și calcare cristaline. Lamprofirele au fost întâlnite de obicei în lucrările miniere și în forajele din sectoarele Suvorov și Valea Mare. În dealul Suvorov se cunosc totuși și apariții la suprafață ale lamprofirelor care străbat corpul intrusiv de porfire cuarțdioritice. Se remarcă, faptul că apariția lamprofirelor este din ce în ce mai sporadică cu cât se merge spre sudul zonei cercetate cum este cazul la Vărad, unde pînă în prezent aceste roci au fost întâlnite mai rar sau chiar deloc.

Lamprofirele sunt roci care se recunosc foarte ușor după culoarea lor neagră, cînd sunt mai proaspete, sau negru-verzui-măslinie cînd sunt alterate. Este de menționat că de cele mai multe ori, ele sunt intens alterate, fiind afectate de acțiunea soluțiilor hidrotermale care au transformat de altfel majoritatea rocilor banatitice din regiune. Lamprofirele se caracterizează printr-o structură porfirică determinată de cele mai multe ori de prezența fenocristalelor de piroxen (augit) care poate atinge dimensiuni cuprinse între 2—12 mm și mai rar de hornblendă, ale cărei dimensiuni sunt cuprinse între 1—4 mm. Studiul microscopic a permis clasificarea

lamprofirilor în trei tipuri principale, în funcție de compoziția lor mineralică (după Turner, Verhogen, 1960).

Odinite. Sunt roci cu structură porfirică, fiind formate dintr-o masă de bază cu structură subofitică, în compoziția căreia intră microlite de plagioclaz bazic (labrador-bitownit), augit, hornblendă și uneori olivină (de cele mai multe ori total înlocuită de bowlingit, talc sau magnetit). Ca minerale accesoria apar titanit și apatit, iar dintre mineralele secundare calcit, clorit și oxizi de fier. În masa de bază apar fenocristale predominante de augit uneori de culoare roz și cu structură „ceas de nisip!” caracteristică varietății titanifere. Augitul se caracterizează printr-un unghi de extincție c : Ng = 46° și (+) 2V = 67°. Hornblenda ca fenocristale este subordonată augitului și aparține varietății brune având un pleocroism accentuat de la brun roșcat la brun deschis-gălbui. În urma proceselor de alterație hidrotermală, augitul se bastitizează și uralitizează, în timp ce hornblenda este înlocuită de clorit și opacit.

Spessartite. Sunt roci cu o dezvoltare redusă în cadrul lamprofirilor. Ele sunt formate dintr-o masă fundamentală alcătuită din microlite de plagioclaz parțial calcitizat, alături de care apare hornblenda comună, de cele mai multe ori cloritzată și opacitzată. Fenocristalele sunt reprezentate prin hornblendă de culoare brună, care este adesea intens transformată, culoarea ei devenind brun închis-măslinie. Din transformarea hornblendei rezultă biotit fin lamelar și sfen. În mod cu totul subordonat sunt observate fenocristale de plagioclaz, care este aproape total substituit de calcit și sericit, ceea ce face imposibilă determinarea lui. Sporadic au fost observate fenocristale de piroxen, care se recunosc numai după conturele cristalografice, el fiind de obicei bastitizat sau opacitzat.

Kersantite. Sunt roci de asemenea slab reprezentate în regiunea cercetată și sunt constituite din plagioclaz bazic (labrador-bitownit), hornblendă și biotit; piroxenul este cu totul subordonat sau lipsește. Structura rocilor este subofitică, plagioclazul și hornblenda dezvoltindu-se ca microlite ce se întrelaie iar spațiile dintre ele sunt ocupate de biotit, apatit, magnetit și sfen.

5. Variațiile structurale ale rocilor banatitice. În cadrul corporilor și apofizelor de banatite se întlnesc frecvente variații de structură a rocilor, determinate de consolidarea magmei la adâncimi diferite. Structurile predominante sunt cele porfirice. Raportul dintre fenocristale și masa fundamentală cît și gradul de cristalinitate al acesteia ne-au determinat să încadrăm o parte din rocile banatitice în grupa andezitelor cuarțifere, ca reprezentând faciesul vulcanic al magmelor cuarțdioritice. Grupa de roci cea mai importantă în ceea ce privește dezvoltarea în regiunea cercetată, aparține porfirelor cuarțdioritice, a căror structură evident porfirică arată că banatile din regiune s-au format într-un facies predominant hipoabisic, caracteristic adâncimilor mici și medii de consolidare. În studiile

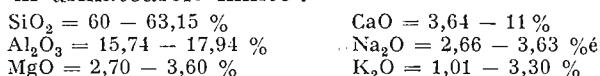


efectuate s-au observat uneori treceri gradate de la faciesurile vulcanice la cele hipoabisice de adîncime mică și medie și în continuare la faciesuri de adîncime mai mare, cu modificarea treptată a structurii rocilor, care variază de la porfirică la holocrystalină hipidiomorf-granulară. Această situație este destul de frecventă pentru banatitele din zona Suvorov— Valea Mare—Vârad, ea putind fi urmărită în numeroase cazuri de apariție a dioritelor cuartifere (tipul petrochimic reprezentativ pentru intruziunile studiate), atât în apofize cît și în corpuși.

Variatiile evidente de structură cu modificarea raportului dintre fenocristale și masa fundamentală s-au putut urmări atât în corpul intrusiv Suvorov cît și într-o apofiză mai bine dezvoltată, care a fost interceptată de un foraj în Valea Mare, la nord de localitatea Moldova Nouă. În cazul acestei apofize, la adîncimea de cca 900 m s-au întîlnit diorite cuartifere cu structură holocrystalină după ce în prealabil se străbătuse o zonă importantă de porfire cuartidioritice și diorite cuartifere porfirice. Este de remarcat că structurile rocilor banatitice din regiunea Moldova Nouă variază adesea în mod treptat cu adîncimea în cadrul aceleiași intruziuni sau de la o intruziune la alta, în funcție de consolidarea acesteia la adîncimi mai mari sau mai mici.

6. Chimismul rocilor banatitice. Menționăm că nu se cunosc informații anterioare privind compoziția chimică a banatitelor de la Moldova Nouă. Considerațiile noastre asupra chimismului rocilor banatitice din această regiune se bazează pe prelucrarea unui număr de 6 analize (tab. 10). Probele analizate provin din corpul intrusiv Suvorov și din unele apofize întinute în forajele din Valea Mare, platoul Gărina și la Vârad.

După cum rezultă din tabelul 10, diferenții componenți chimici ai rocilor variază în următoarele limite :



Proiecția oxizilor pe diagrama Tyrell (fig. 10) indică unele caracteristici ale acestora. În seria de roci analizate, Al_2O_3 prezintă mici oscilații în domeniul cuprins între 61—62% SiO_2 , după care curba lui se păstrează aproape constantă. În ceea ce privește CaO, acesta indică valori cu diferențe mai accentuate la rocile cuprinse în domeniul 61—62% SiO_2 . Valorile mai mari de CaO ar putea fi determinate în unele cazuri de prezență pe diaclaze fine a anhidritului și calcitului ca minerale depuse din soluții tardive. Remarcăm că oscilațiile asemănătoare prezintă și ceilalți oxizi în același domeniu în care variază și conținutul de Al_2O_3 și CaO. În termenii finali ai seriei de roci analizate, MgO și K₂O prezintă conținuturi mai reduse, în timp ce Na₂O se menține la valori aproape constante.

În tabelul 11 este prezentată compoziția normată a rocilor banatitice din regiunea Moldova Nouă. După cum rezultă din acest tabel, cuartul normativ variază în limitele 19,92—25,86. Din cele arătate la descrierea petrografică, unde a fost prezentată compoziția modală, rezultă o diferență, care se explică prin faptul că în cazul compoziției normate o cantitate de SiO₂ nu a saturat complet cationii din compoziția rocii ; de exemplu o



TABELUL 10
Compoziția chimică a rocilor banatice

Nr. crt.	Roca și locul de proveniență	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	Sumă
1	Porfir cuarțdioritic cu hornblendă — Suvorov	60,00	17,10	2,23	1,60	0,04	3,00	7,00	2,66	1,22	0,87	0,14	2,56	1,47	1,88	101,77
2	Porfir cuarțdioritic cu biotit și hornblendă. Vărăd	61,00	16,26	2,16	3,63	0,05	3,17	6,70	3,06	1,01	0,67	0,20	1,61	0,21	0,54	100,27
3	Porfir cuarțdioritic cu biotit și hornblendă — Gârha	61,32	17,63	2,15	3,15	urme	2,70	4,20	3,63	1,61	0,62	0,13	2,59*	1,01	urme	100,61
4	Diorit cuartifer cu horn- blendă — Valea Mare	61,60	17,94	1,80	1,45	0,04	2,70	9,11	2,69	0,46	0,65	0,12	1,00	0,10	0,44	100,10
5	Porfir cuarțdioritic cu biotit — Valea Mare	63,39	16,45	2,56	2,62	0,037	3,05	3,64	3,63	1,20	0,58	0,16	1,35*	0,36	0,17	99,19
6	Granodiorit cu hornblendă și biotit — Valea Mare	63,15	15,74	2,75	1,62	urme	3,60	4,50	2,85	3,30	0,85	0,50	0,10	0,64	urme	99,60
7	Odinit cu hornblendă Suvorov	51,35	16,45	2,90	4,36	0,10	7,37	9,58	3,45	1,55	1,30	0,20	0,05	1,42	—	100,08

* reprezintă H₂O total. Analisti : F.I. Negrescu — nr. 1, 2, 4 ; C. Popescu — nr. 3, 5, 6, 7.



cantitate de Al_2O_3 rezultă în normă sub formă de corindon, mineral care nu este prezent în roci. Cantitatea de plagioclaz (ab+an) variază în limitele 43—58,1%, sensibil asemănătoare cu cele date de compoziția modală a rocilor. Cantitatea de ortoză este în general redusă în cazul dioritelor cuarțifere, valorile ei fiind cuprinse între 2,78—7,23%, ea atingând valoarea de aproximativ 20% în granodiorite. Se observă că în compoziția normată apar din calcul minerale ca diopsid și hipersten, ultimul fiind

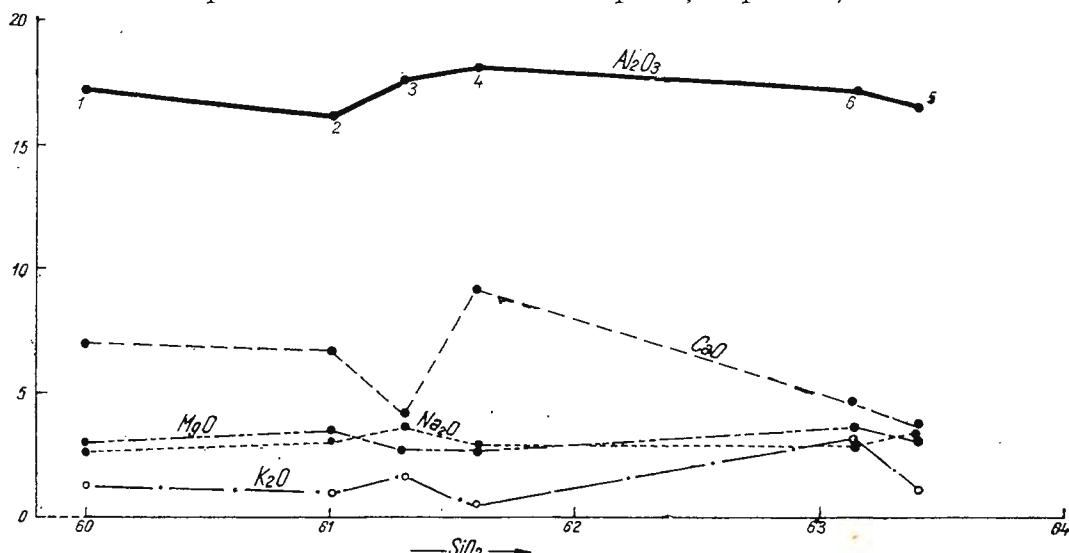


Fig. 10. — Diagrama de variație a oxizilor.
Tyrell diagram showing the oxides variation of the banatitic rocks.

cel mai frecvent. Aceste minerale nu sunt întâlnite ca atare în rocă, ele rezultând prin calcul din conținutul de minerale mafice reprezentate prin hornblendă și biotit, prezente adesea în rocile banatitice cercetate.

Din examinarea valorilor Niggli (tab. 12) reiese că rocile analizate se raportează la următoarele grupe de magme: cuarțdioritică-leucopeleitică, melacuarțdioritică, granodioritică-cuarțdioritică și opdalitică. Această serie de magme se încadrează în provincia calco-alcalină, aşa cum a fost arătat și pentru magmele de la Ocna de Fier (Codarcea, 1931).

Din examinarea parametrului qz (fig. 11) ale cărui valori sunt cuprinse între +58 și +67, cu o singură excepție cind atinge +82, reiese că rocile banatitice de la Moldova Nouă provin din magme slab acide, care au generat roci intermediare.

Același caracter rezultă și din diagrama Q L M (fig. 12) pe care rocile se proiectează într-un cîmp situat deasupra diagonalei P—F, în domeniul de proiecție al rocilor saturate din provincia Lassen-Peack.

Magmele banatitice de la Moldova Nouă prezintă caractere semisalice și salice, cu excepția unei singure roci reprezentate printr-un porfir cuarțdioritic care se proiectează în cîmpul izofalic (fig. 13).

Conținutul de alcalii este redus, fapt care rezultă clar din diagrama al-alk (fig. 14) unde ele se proiectează în cîmpul sărac în alcalii.

Fig. 11. — Diagrama de variație a parametrului q_Z .

Diagram showing the q_Z parameter variation.

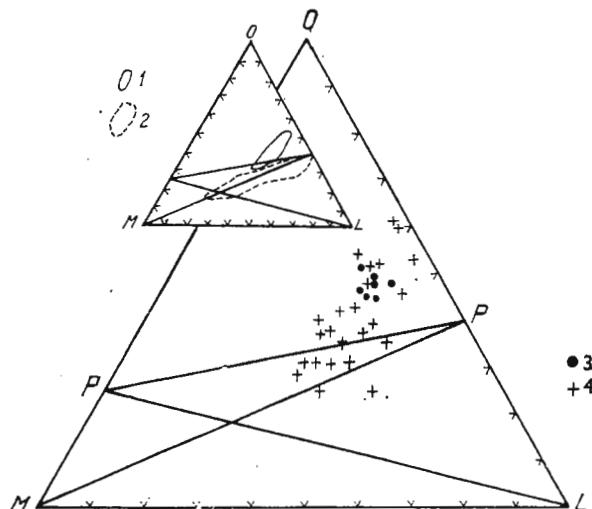
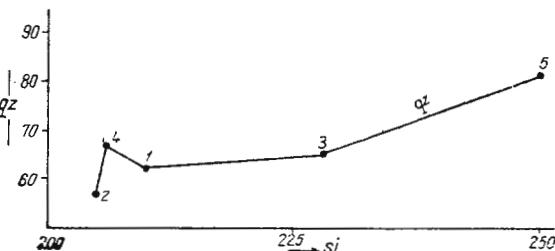


Fig. 12. — Diagrama QLM.
1, Lasson Peak; 2, Tristan de Cuhna;
3, pozitia banatitelor de la Moldova
Nouă; 4, pozitia banatitelor de la
Ocna de Fier - Bocsa Montană -
Surduc.

QLM diagram.

1, Lasson Peak; 2, Tristan de Cuhna;
3, banatites position from Moldova
Nouă; 4, banatites position from
Ocna de Fier - Bocsa Montană -
Surduc.

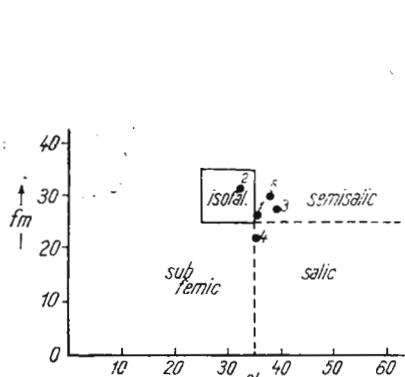


Fig. 13. — Diagrama fm-al.

fm-al diagram.

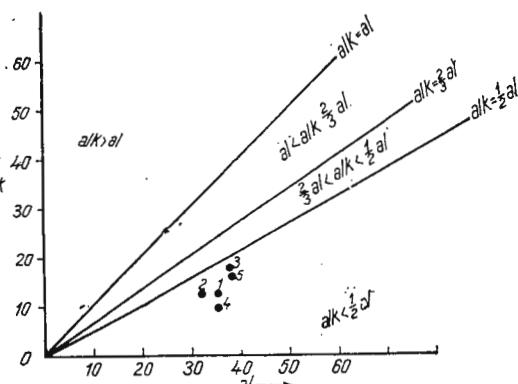


Fig. 14. — Diagrama al-alk.

al-alk diagram.

TABELUL 11

Compoziția normată a rocilor banalitice de la Moldova Nouă

Nr. crt.	Roca	cc	ap	il	mt	hm	or	ab	an	c	di	hy	q	suma
1	Porfir cuartdioritic cu hornblendă Suvorov	4,30	0,34	1,67	2,55	0,48	7,23	22,53	21,96	3,37	—	7,40	25,86	100,25
2	Porfir cuartdioritic cu biotit și hornblendă Vărad	1,20	0,34	1,37	3,25	—	6,12	25,68	27,80	—	0,89	11,06	20,70	100,02
3	Porfir cuartdioritic cu biotit și hornblendă Gărina	—	0,34	1,22	3,25	—	0,45	30,92	20,02	2,55	—	9,60	19,92	99,86
4	Diorit cuarțifer cu hornblendă — Valea Mare	1,00	0,34	1,37	2,55	—	2,78	23,06	35,31	—	4,75	4,50	23,34	100,00
5	Porfir cuartdioritic cu biotit Valea Mare	2,40	0,34	1,22	3,71	—	7,23	30,92	16,12	3,26	—	9,08	25,14	98,77
6	Granodiorit cu hornblendă și biotit — Valea Mare	—	1,34	1,67	2,55	1,12	19,49	24,10	18,90	0,51	—	8,90	20,46	99,68

TABELUL 12

Valorile Niggli calculate pentru rocile banalitice de la Moldova Nouă

Nr. crt.	si	al	fm	c	alk	k	ng	c/fm	qz	ti	p	Q	I	M	Tipul de magmă
1	210,7	35,5	26,3	26,4	11,9	0,23	0,59	1	+63,2	1,56	0,20	48	39,5	12,5	Quartdioritică-leucopelitică
2	205	32,2	31,6	24	12,2	0,20	0,50	0, 8	+56,2	1,20	0,27	46,5	37,9	15,6	Quartdioritică-leucopelitică
3	228,4	38,1	27,7	16,7	16,7	0,20	0,54	0, 6	+60	1,13	0,28	47,7	42,7	9,6	Quartdioritică-leucopelitică
4	206,2	35,5	22,2	32,6	9,7	0,09	0,60	1, 5	+67,3	1,18	0,27	48,9	38,4	12,7	Melaciuri doriituică
5	250,2	38,1	29,8	15,1	16,8	0,20	0,58	0, 5	+82	1,23	0,32	50,4	35,2	14,4	Granodioritică cu tendință quartdioritică
6	228	33,4	31,4	17,3	17,6	0,43	0,60	0,55	+58	2,4	0,9	46,35	39,94	13,74	Opdalitică
7	124,7	23,6	41,0	24,8	10,6	0,23	0,65	0,60	-17,7	2,3	0,15	—	—	—	Normal gabroditică



Apartenența rocilor banatitice de la Moldova Nouă la provincia magmelor calcoalacline este ilustrată de diagrama $k-mg$ (fig. 15) pe care toți termenii se proiectează între diagonalele $0,6k - mg$ și $0,8 k - mg$. Se remarcă valoarea mai ridicată a lui mg în raport cu aceea a lui k , ceea ce indică roci în general mai bogate în magneziu, fapt care reiese și din tabelele cu parametri Niggli. Aceasta arată că în cadrul rocilor intrusive

Fig. 15. — Diagrama $k-mg$.
 $k-mg$ diagram.

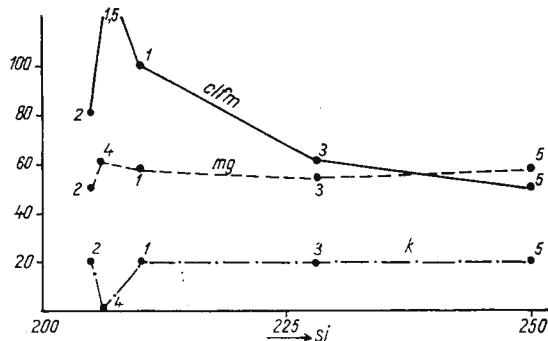
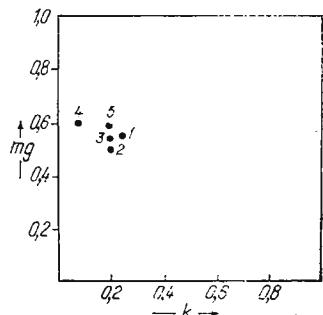


Fig. 16. — Diagrama de variația a parametrului c/fm , mg , K , în funcție de si .

Diagram showing the variation of Niggli parameters of the banatitic rocks.

din regiunea cercetată predomină roci cu un conținut mai ridicat de minerale mafice (hornblendă și biotit), în comparație cu conținuturi scăzute de feldspat potasic.

Raporturile dintre parametrul $k-mg$ se observă de asemenea clar și în diagrama din fig. 16. Din această diagramă rezultă oscilații ale valorilor mg și k în rocile relativ mai bogate în minerale melanocrate, cum sunt unele diorite cuarțifere porfirice, variația conținutului în femice în raport cu parametrul c prezintând de asemenea o oscilație evidentă în domeniul acelorași roci.

Diagrama de diferențiere (fig. 17) pe care sunt proiectate valorile parametrilor Niggli pune în evidență o diferențiere normală a magmei banatitice primare din care au rezultat intruziunile din zona cercetată. Această magmă a avut un caracter granodioritic-cuarțdioritic, din ea diferențiindu-se într-un sens roci mai bogate în femice, cum sunt probele

1, 2, 4 și în alt sens roci relativ mai acide. Acest proces rezultă din alura curbelor de variație a parametrilor, al căror mers este destul de liniștit și aproape paralel cu abscisa diagramei. Se remarcă un mod de comportare cu totul diferit al parametrului c, care în rocile cuarțdioritice prezintă valori mult mai ridicate decât în rocile care corespund magmelor granodioritice.

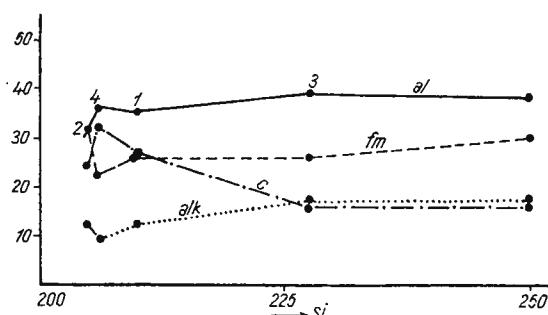


Fig. 17. – Diagrama de diferențiere a rocilor banatitice din regiunea Moldova Nouă.

Differentiation diagram of the banatitic rocks from the Moldova Nouă region.

Punctul de izofalie este redat de proba 2 (porfir cuarțdioritic) care pe diagrama din fig. 13 se proiectează în cîmpul izofal, izofalia prezentind valoarea 200 și /32. Această valoare arată clar că rocile banatitice de la Moldova Nouă aparțin seriei calcoalcaline.

Comparind diagrama de diferențiere a rocilor banatitice de la Moldova Nouă cu diagramele de diferențiere ale unor roci din alte puncte ale provinciei banatitice, se constată pentru unele cazuri (ex. Ocna de Fier) asemănări importante, care indică în general mersul normal al diferențierii unei serii alcătuite din calcare. La aceeași concluzie se ajunge și din analiza indicelui alcătuit după Peacock și cărui valoare este de 62 pentru rocile de la Moldova Nouă, comparativ puțin mai ridicat decât cel al rocilor de la Ocna de Fier, din Poiana Rusă și din Drocea.

Studiul chimismului completează studiul petrografic și arată că și din punct de vedere chimic avem de-a face cu o mare uniformitate în aproape toate rocile banatitice analizate, fapt constatat într-o primă fază de cercetare atât prin observațiile de teren cât și prin studiul microscopic. Din cele 6 roci analizate care provin, aşa după cum am arătat, din intruziuni diferite, se constată că 5 sunt foarte asemănătoare din punct de vedere chimic, corespunzând petrografic dioritelor cuarțifere și numai una singură se încadrează în grupa granodioritelor.

7. Concluzii petrogenetice. Din examinarea diagramelor prezentate în capitolul privind chimismul rocilor banatitice de la Moldova Nouă, reiese că intruziunile banatitice au fost generate de o magmă calcoalcalină. Existența produselor de diferențiere, în general acide, cu care de obicei nu se asociază roci bazice, ne conduce la concluzia că această magmă este de origine litogenă și că a rezultat din topirea unei zone profunde a scoarței sialice. Magma

de origine litogenă a fost generată probabil în adâncime datorită fracturilor profunde care, străbătind aceste zone sialice, au determinat descărcări de presiune, astfel că rocile sialice s-au putut topi de-a lungul planelor de fractură, datorită unei temperaturi mai mari de 700° , care caracterizează adâncimile de peste 30 km. Această magmă cu un caracter granodioritic-cuarțdioritic a suferit procese de diferențiere în cursul evoluției sale, separându-se într-un sens roci mai bogate în minerale femice, cum sunt porfirele cuarțdioritice și chiar dioritele și în alt sens roci relativ mai acide, cum sunt granodioritele.

Aceste diferențiate au fost pulsate spre suprafață în lungul planelor de fracturi laramice și s-au consolidat în general la adâncimi mici și medii. Caracterul predominant porfiric al rocilor banatitice arată că adâncimea de consolidare a intruziunilor s-a situat aproximativ în jur de 3–5 km, presupunind că deasupra nivelului actual de eroziune a existat o masă de roci sedimentare mezozoice. Această presupunere este confirmată și de aspectele structurale ale corporilor și apofizelor din regiune, care – după cum au demonstrat forajele executate – prezintă o zonalitate evidentă în ceea ce privește caracterele structurale; în apropierea suprafeței sunt caracteristice structurile porfirice, iar în adâncime se trece treptat la structuri cu caracter plutonic. În cazul unor apofize și filoane din apropierea suprafeței caracterele structurale ale rocilor indică prezența chiar a unor andezite, formate dintr-o pastă în general criptocristalină, care este mult mai abundantă comparativ cu fenocristalele. În ceea ce privește procesele de consolidare și ordinea de cristalizare a mineralelor, analizele mineralogice și aspectele structural-texturale ale rocilor arată că primele minerale cristalizate sunt hornblenda și biotitul, dintre mineralele femice și nuclee de plagioclaz mai bazic ($45-48\%$ An), dintre mineralele salice. Acest proces de cristalizare se pare că a început încă în timp ce avea loc intruziunea, fapt demonstrat de acumulările acestor minerale sub forma de cuiburi sau șliere mai bazice ce se întâlnesc în masa granodioritică sau cuarțdioritică mai acidă. De altfel, neomogenitatea structurală este o caracteristică principală a tuturor intruziunilor banatitice, fenomen bine reprezentat în masivul de la Ocna de Fier. Cristalizarea magmei a avut loc succesiv, fapt demonstrat de caracterul zonat al plagioclazului, ale cărui zone variază foarte mult în compoziție, ajungind ca zonele cele mai externe să fie foarte acide (oligoclaz cu 18% An), față de un nucleu cu un conținut de $40-50\%$ An. În acest proces este evident faptul că inițial s-au format minerale bogate în magneziu și fier și plagioclaz bogat în calciu, ceea ce a determinat că magma banatitică reziduală să fie din ce în ce mai acidă. Cu acest stadiu magmatic se încheie procese care au determinat intense transformări ale rocilor înconjurațoare, într-o fază metasomatică de contact și ulterior într-o fază hidrotermală. Ultimele veniri se pare că sunt filoanele de lamprofir care străbat atât intruziunile banatitice cât și celelalte înconjurațoare. Asupra originii lamprofirilor există încă discuții la scară mondială, numeroase păreri fiind rezumate în lucrarea lui T u r n e r, V e r h o o g e n (1960).

8. Procese de asimilare la contactul rocilor banatitice cu rocile argiloase. Un fenomen remarcabil atât ca dezvoltare cât și ca frecvență este reprezentat de îmbogățirea în biotit a unor roci banatitice cum sunt porfirele cuarțdioritice, în urma proceselor de asimilare, care au avut loc la contactul dintre magma cuarțdioritică și rocile sedimentare argiloase. Acestea din urmă la rîndul lor au fost transformate în corneene cu biotit, prin procesele de metamorfism termic. Relațiile spațiale dintre porfirele cuarțdioritice și corneenele cu biotit, precum și observațiile microscopice, asupra celor două tipuri de roci, ne-au determinat să considerăm uneori îmbogățirea în biotit ca un fenomen de asimilare și contaminare care a avut loc la contactul rocilor menționate. Reacțiile dintre magma cuarțdioritică și rocile argiloase au dus pe de-o parte la îmbogățirea în biotit a banatitelor și pe de altă parte la transformarea în corneene a materialului argilos preexistent (N o e k o l d s, 1933). Procesul de asimilare a avut loc în timpul consolidării rocilor banatitice; mineralele timpuriu formate, cum este hornblendă, au reacționat cu magma îmbogățită în potasiu și a fost înlocuită astfel cu biotit. Așa s-ar putea explica substituirea totală a fenocristalelor de hornblendă cu lamele de biotit care se înscriu în limitele cristalografice ale acesteia. Biotitul rezultat în urma asimilării materialului argilos se dezvoltă în lamele fine și invadăază în special pasta rocilor. Procentul de biotit, care inițial era de 5–15% în roca neafectată, crește la 20–60% în roca contaminată (pl. III, fig. 1).

Secțiuni geologice prin forajele din Valea Mare, din platoul Gărina și de la Vărăd au permis atât localizarea cât și conturarea zonelor de contact dintre rocile banatitice și rocile argiloase; a fost posibilă în același timp și observarea trecerilor gradate de la roci banatitice cu un conținut obișnuit de biotit la roci mult îmbogățite în biotit, cu treceți la corneene biotitice în zonele externe. În banatitele de la contactul imediat dintre cele două tipuri de roci, apar xenolite de corneene biotitice cu dimensiuni cuprinse între 2–15 cm care marchează în mod aproape constant limita contactului. Aspectul porfirelor cuarțdioritice din zona de contact se modifică mult prin îmbogățirea lor în biotit lamelar, care se dispune de obicei în pastă, mascind adesea caracterul inițial al acesteia. Îmbogățirea în biotit se produce uneori neuniform, ceea ce permite observarea unor porțiuni de pastă cu un conținut mai redus de biotit, alături de porțiuni cu cantități mult sporite de biotit. Dacă nu ar exista zone mai puțin contaminate, s-ar putea adesea ca roca banatitică să fie confundată, cel puțin macroscopic, cu o corneeană biotitică. Acolo unde contaminarea a fost foarte intensă, examinarea atentă a rocilor a permis totuși o deosebire, nu numai prin faptul că biotitul din banatitele contaminate este mai larg cristalizat decât în corneene, ci și prin aceea că el se găsește alături de cantități însemnante de cuarț și plagioclaz, acesta din urmă fiind adesea maclat și zonat (pl. III, fig. 2,3). În corneene în schimb lamelele de biotit sunt foarte fine și uneori ele prezintă tendință de orientare după anumite direcții, sugerând o oarecare stratificație inițială a rocii argiloase. În același timp, corneenele sunt roci bogate în biotit, cu cantități mult reduse de cuarț și lipsite aproape total de plagioclaz. În banatitele îmbogățite în biotit la contactul cu cor-

neenele au fost întâlnite xenolite care microscopic sunt constituite din corneene biotitice cu o structură fin granulară, lamelele de biotit nedepășind 0,08 mm; cele mai frecvente dimensiuni sunt cuprinse între 0,02 – 0,04 mm. Subordonat biotitului apare cuarțul fin granular și cu totul întimplător feldspatul plagioclaz reprezentat prin oligoclaz. Prezența xenolitelor ca și trecerile gradate de la rocile banatitice neafectate de contaminare la cele cu diverse grade de imbogătire în biotit și în continuare la corneene biotitice, a permis delimitarea unor zone în care au avut loc procesele de asimilare. Aceste procese sunt caracteristice contactelor dintre rocile banatitice și cele argiloase din regiunea cercetată, fiind observate în special în Valea Mare, pe ogașul Bording, în platoul Gărina și la Vărăd. În secțiunile geologice E–W și N–S prin foraje s-a putut stabili extinderea acestor zone de contaminare, care apar în mod constant în legătură cu nivelele de corneene biotitice, interceptate frecvent de foraje la adîncimi cuprinse între 400 – 800 m, sub nivelul actual de eroziune.

V. TRANSFORMĂRILE GENERATE DE ROCILE BANATITICE

A) Scurt istoric al cercetărilor

În legătură cu punerea în loc a intruziunilor de banatite din cuprinsul provinciei banatitice, s-au desfășurat intense și variate procese pirometasomatice și hidrotermale care au afectat rocile fundamentalui cristalin, rocile sedimentare mezozoice și uneori chiar însuși rocile banatitice. Privind în acest sens desfășurarea metamorfismului de contact, se poate deosebi deci un metamorfism de contact exomorfic suferit de rocile în care au avut loc intruziunile și un metamorfism de contact endomorfic, care a afectat chiar rocile banatitice. Astfel de procese de transformare au fost observate și descrise în Banat la Ocna de Fier – Dognecea (Codarcea, 1930 a, b, 1931; Kissling, 1967; Vlad, 1969a, 1969b) la Oravița (Mănzatu, Constantinoff, Colios, 1965; Pieptea, 1964); la Moldova Nouă (Gheorghie, 1969, 1971); în Masivul Vlădeasa (Giusea, 1950a) la Băia Bihor (Giusea, 1950b; Ciocifica, Vlad, 1968; Gherasi, 1968), în Poiana Ruscă (Pavelscu, 1958) și în Drocea (Ciocifica, 1960). În cele ce urmăzează ne vom referi pe scurt la evoluția cercetărilor în legătură cu desfășurarea fenomenelor de metamorfism de contact din Banat. von Born (1774), în lucrarea sa, menționează pe Delius, care cu 200 de ani în urmă constată localizarea zăcămintelor la contactul calcarelor cu corneenile și consideră că originea lor se datorește unui aport de „materie nouă”. Marka (1869), Schröckenstein (1863) au fost primii care au vorbit despre transformarea șisturilor cristaline la contact cu rocile banatitice. Szabo (1876) menționează minerale de contact și calcarele din imediata apropiere a „trachitului”. Bergreat (1910) a fost primul care a descris procesele de endomorfism ale rocilor banatitice și a separat skarnele în endo- și exoskarne. Liffa (1911) se ocupă în special de zonele de contact de la Oravița, Ciclova, Sasca și Moldova Nouă. El stabileste și descrie o „zonă de contact endogen” și o „zonă de contact exogen”. Codarcea (1930, 1931) studiind rocile banatitice de la Bocșa Montana – Ocna de Fier, face considerații cu caracter general asupra fenomenelor de contact, descriind transformările suferite de șisturile cristaline, de depozitele sedimentare mezozoice și chiar de rocile banatitice în cadrul fenomenelor de contact endo- și exomorfic. În continuarea cercetărilor privind intruziunile laramice din Banat, o serie de autori semnalează și descriu procesele de metamorfism de contact de la Dognecea, Oravița, Sasca și Moldova Nouă (Constantinoff, 1957–1958; Mănzatu, Constantinoff, Colios, 1965; Focșa et al., 1962; Pieptea, 1964; Raftalct, 1964–1968; Vlad, 1969a, 1969b; Gheorghie, 1962–1967).

În cadrul transformărilor generate de intruziunile banatitice au avut loc în continuarea proceselor de metamorfism de contact, transformări legate de activitatea soluțiilor hidrotermale, care au generat procese complexe și bine reprezentate în regiunea Moldova Nouă; unele dintre acestea prezintă un interes deosebit, deoarece au generat mineralizații de sulfuri cu carac-



ter cuprifer. Pentru redarea unei imagini de ansamblu a întregului complex de fenomene de transformare legate de magmatismul banatitic, considerăm ca necesară prezentarea acestora pe cît posibil într-o ordine care să reflecte succesiunea de desfășurare a diverselor procese.

B) Faza metamorfismului de contact

1. Metamorfismul de contact endomorfic. Rocile banatitice au fost uneori transformate sub efectele metamorfismului de contact, luând naștere roci pentru care am utilizat denumirea de endoskarne, în accepția lui K o r j i n s k i (1948); ele formează zonele periferice ale corpuri și apofizelor de banatite și fac de obicei trecerea la exoskarne. Endoskarnele sunt situate în zonele cele mai interne ale aureolelor de contact, prezentați fiind caracteristică mai ales pentru corpul banatitic de la Suvorov și pentru unele apofize din Valea Mare. Spre sud, respectiv în sectoarele Gărina și Vărăd endoskarnele sunt mult mai puțin dezvoltate sau chiar lipsesc. Culoarea, structura, textura și compoziția mineralologică a endoskarnelor sunt asemănătoare și uneori identice cu cele ale exoskarnelor, ceea ce face, în acest caz, aproape imposibilă deosebirea dintre ele. Relictele din fosta rocă eruptivă sunt singurele indicii pe care se bazează diagnosticarea ca endoskarne a unor astfel de roci. Dintre mineralele ce se mai pot întâlni, chiar cînd fenomenul de transformare a rocilor banatitice în endoskarne este foarte avansat, menționăm fenocristale de biotit, cu conture pseudohexagonale, relict de fenocristale de plagioclaz maclat și zonat, fenocristale de cuarț corodat, relict de pastă formată din plagioclaz, cuarț \pm ortoză și cristale de apatit, zircon și sfen. Uneori, sfenul este mai abundant datorită cantității de titan eliberată din mineralele transformate, cum este hornblendă și biotitul. Astfel, pseudomorfozele de biotit după hornblendă sunt bogate în mici granule de sfen. De altfel, după cum vom vedea, prezența sfenului nu reprezintă o caracteristică exclusivă a endoskarnelor, el fiind întâlnit destul de frecvent și în exoskarne, ca și apatitul, asupra căruia vom reveni la discutarea skarnelor propriu-zise. Faptul că în endoskarne lipsește cu desăvîrșire calcitul, care în exoskarne formează de obicei matricea piroxenilor și granaților, este un alt indiciu pentru separarea celor două tipuri de roci. Datele obținute în lucrările miniere și foraje cu privire la extinderea zonelor de endoskarne, au arătat că grosimea acestora este cuprinsă între 0,5–3,5 m, constatindu-se în același timp că aceasta este direct proporțională cu dimensiunea intruziunii banatitice în care apar endoskarnele. Astfel s-a observat că cele mai dezvoltate zone de endoskarne apar în cadrul corpului intrusiv Suvorov, dimensiunile lor fiind mult mai reduse în cazul apofizelor din același sector, precum și din sectoarele sudice, cum este Valea Mare, Gărina și Vărăd. În unele cazuri, delimitarea zonelor de endomorfism este mult îngreunată de apariția unor fenomene intense de tectonizare prezente la contactul banatitelor cu calcarele. În astfel de situații, atât banatitele afectate de endomorfism cît și exoskarnele sunt intens fracturate, fiind observate numeroase oglinzi de fricțiune, ceea ce face ca rocile din aceste zone să-și modifice aspectul lor inițial. În același timp, aceste zone de tectonizare au funcționat drept căi de minimă rezistență pentru soluțiile hidrotermale ulterioare care au transformat intens



atit endo- cît și exoskarnele. În aceste cazuri, deosebirea dintre cele două tipuri de roci este practic imposibil de realizat macroscopic, totul fiind reprezentat printr-un material de culoare verde-măslinie, foarte friabil, cu aspect argilos. Studiul în pulberi al acestui material a permis totuși identificarea unor minerale cum sunt granații și epidotul, comune atât endo- cît și exoskarnelor, precum și a foilelor pseudohexagonale de biotit, cel mai adesea baueritzat; mai rar s-au observat relicte de plagioclaz maclat și zonat. Aceste două minerale sunt uneori singurele indicii pentru determinarea caracterului de endoskarn. Analizele roentgenografice au pus în evidență cantități însemnante de montmorillonit și beidellit, ceea ce explică aspectul argilos al endoskarnelor afectate de un metamorfism hidrotermal. S-a remarcat că în zona cercetată endoskarnele s-au format în general pe seama porfirelor cuarțdioritice din corpuși și apofize; aceste transformări au avut loc la contactul cu exoskarnele. Procesul de endomorfism constă în substituirea porfirelor cuarțdioritice de către granat, diopsid și uneori vezuvian. Se formează astfel endoskarne cu granat și piroxen, cu sau fără vezuvian, alături de care apar proporții variabile de sfen și apatit. Ca minerale secundare, apare epidot, actinot, tremolit, pirită, clorit și sericit. În unele cazuri a fost observat un plagioclaz bazic de tip labrador care substituie plagioclazul de tip andezin din porfirele cuarțdioritice. Substituirea rocilor silicata de către piroxen, granat sau plagioclaz bazic a avut loc cu diverse grade de intensitate. Astfel, în cazul unei substituții mai puțin avansate, se conservă relicte din structura porfirică inițială a rocii eruptive, în timp ce într-o substituție foarte avansată singurele relicte sunt reprezentate prin fenocristale pseudohexagonale de biotit și uneori de andezin zonat. Așa după cum am mai arătat, aceste structuri relicte reprezintă indicii prețioase pentru deosebirea endoskarnelor de exoskarne.

Endoskarnele sunt roci de culoare verde închisă sau verde deschisă, cu tonuri uneori brun-roșcate; structura variază de la fin la mediu granulară și textura este masivă. În funcție de compoziția mineralologică, endoskarnele se clasifică în: endoskarne cu granați + diopsid ± vezuvian; endoskarne cu diopsid + plagioclaz.

E n d o s k a r n e c u g r a n a t i + d i o p s i d ± v e z u v i a n . Aceste roci reprezintă tipul petrografic cu cea mai mare extindere atât în sectorul Suvorov cît și în Valea Mare și sunt localizate adesea la contactul imediat cu skarnele piroxeno-granatifere mineralizate cu oxizi de fier (magnetit, hematit) și sulfuri (pirită, calcopirită). Macroscopic rocile au o culoare verde, pe locuri cu tonuri verzi-măslinii-negricioase. Se pot distinge uneori cuiburi și aglomerări lenticulare și granați de culoare galben-verzuie sau brun-roșcată, precum și fenocristale de biotit cu contur pseudohexagonale. La microscop roca are un caracter neomogen imprimat de dezvoltarea și concentrarea neuniformă a mineralelor constitutive. Astfel, în unele porțiuni se dezvoltă din abundență idioblaste și xenoblaste de granați izotropi, care apar uneori zonalați; zonalitatea se evidențiază prin culoarea diferită a zonelor, precum și prin separarea acestora de linii opace. Aglomerările compacte de granați includ uneori relicte de plagioclaz cu un conținut de 42% An, maclat și



zonat, care uneori este parțial substituit de sericit și minerale argiloase. Alte relicte sunt reprezentate prin cristale idiomorfe de biotit sau cristale de hornblendă opacitizată. Ca minerale accesori se remarcă apatit, zircon și sfen. Printre agregatele de granați se observă uneori relicte din masa fundamentală a porfirelor cuarțdioritice, care își păstrează structura și parțial compoziția mineralologică inițială (plagioclaz, cuarț, lamele de biotit), alături de care sunt prezente neominerale, cum sunt sericitul și mineralele argiloase. S-au observat diferite stadii de substituire a porfirelor cuarțdioritice de către granați, de la procese incipiente, cind granații apar în aglomerări restrinse pînă la cele aproape totale, cind ei formează cea mai mare parte a rocii. Alături de granați apare în cantități subordonate diopsidul, care substituie mai puțin mineralele din masa fundamentală a porfirelor cuarțdioritice și fenostalele de plagioclaz și mai mult fenocristalele de hornblendă. Vezuvianul a fost observat uneori în asociatie cu granații pe care la rîndul lui îi substituie în mod evident. El se dezvoltă de obicei în cristale xenomorfe și mai rar în cristale prismatice columnare, dispuse în agregate ușor divergente.

E n d o s k a r n e c u d i o p s i d ± p l a g i o c l a z . Acestea sunt roci de culoare verde închisă negricioasă, cu structură fin granulară și textură masivă. La microscop rocile sunt constituite predominant din diopsid care pseudomorfizează total sau parțial hornblenda, începînd de la periferia cristalelor și formînd fie pseudomorfoze monocrastaline, fie agregate de granule fine (pl. III, fig. 4). Titanul din hornblendă se separă în cadrul diopsidului sub formă de grăunțe fine de sfen; din această cauză endoskarnele sunt mai bogate în sfen decît rocile eruptive inițiale. Cuarțul este de asemenea substituit de piroxen, care formează adesea borduri în jurul granulelor. Plagioclazul inițial de tip andezit este substituit în mică măsură de piroxen și în mai mare măsură de un plagioclaz bazic de tip labrador. Prin aceste transformări porfirul cuarțdioritic ia caracterul unei noi roci cu piroxen, plagioclaz, sfen și apatit, în care se mai păstrează pe alocuri structuri relicte (pl. IV, fig. 1). Acțiunea soluțiilor hidrotermale dintr-o fază subsecventă a metamorfismului de contact a dus la procese de metasomatозă hidrotermală ca și la depunerî, în spațiile libere, a unor silicati cum sunt epidotul, actinotul sau tremolitul. Astfel, în endoskarne se întîlnesc adesea acești silicati, care substituie în mod evident granații și piroxenul. Granații sunt înlocuiți adesea de epidot, care se dezvoltă în cristale izolate cu habitus columnar sau în agregate monominerale care formează masa principală a rocii. Substituția heterogenă a piroxenului se face prin actinot și tremolit, care formează agregate fibroase dispuse în diferitele puncte ale rocii. Un grad avansat de substituție a granaților prin epidot duce la apariția unor roci cu caracter de epidotite. Aceeași situație se remarcă uneori și în cadrul substituțiilor avansate ale piroxenului prin actinot și tremolit, care devin constituenții importanți ai rocii (pl. IV, fig. 2). Înînd seama de caracterul deosebit al condițiilor de formare a epidotului, actinotului și tremolitului precum și de relațiile acestor minerale cu mineralele tipice de endomorfism (granați, piroxen), considerăm ca indicată denumirea de pseudo-endoskarne pentru endoskarnele în care gradul de transformare prin procesele de



metamorfism hidrotermal este foarte avansat. Se întâlnesc astfel pseudo-endoskarne cu epidot și pseudo-endoskarne cu actinot și tremolit în care granați și piroxenul apar ca relicte. Studiile de teren și de laborator ne-au permis să constatăm că cel mai frecvent tip de endoskarne este cel cu granați, urmat ca importanță de endoskarnul cu diopsid și plagioclaz bazic. Relațiile spațiale dintre cele două tipuri de endoskarne precum și observațiile în legătură cu raporturile dintre mineralele constitutive, arată că endoskarnele diopsido-plagioclazice s-au format mai întii, cele granatifere fiind ulterioare. Această presupunere este confirmată de prezența relictelor de endoskarne cu diopsid și plagioclaz în masa endoskarnelor cu granați; microscopic se remarcă substituirea și includerea diopsidului de către granați. Substituirea porfirelor cuarțdioritice de către diopsid, plagioclaz bazic și granați se poate explica prin pierderea de SiO_2 , compensată de o îmbogățire în Ca și Mg. A avut loc deci o desilificiere metasomatică progresivă a rocii silicatace, care explică formarea diopsidului și apoi înlocuirea lui de către granați. Un rol deosebit în formarea endoskarnelor l-a avut atât raportul Al/Si cît și creșterea conținutului de calciu, magneziu și fier a soluțiilor. Datorită creșterii continue a conținutului de fier se formează granați din ce în ce mai bogăți în fier, care devin stabili; acest fenomen are loc cu cît ne îndepărțăm de roca silicatace și ne apropiem de calcare. Referitor la apariția endoskarnelor, se constată că acestea nu sunt întotdeauna prezente în zonele de contact ale rocilor banatitice cu skarnele; de cele mai multe ori, trecerea de la roca banatitică se face direct la exoskarne sau chiar la calcare cristaline, fără intermediul unei zone de endomorfism, aşa cum sunt cele mai multe situații întâlnite în apofizele și corporile din Valea Mare, Gărîna și Vărad.

2. Metamorfismul de contact exomorfic. Punerea în loc a intruziunilor banatitice a determinat desfășurarea unor variate și intense procese de metamorfism de contact, care au afectat rocile sedimentare mezozoice, din apropierea acestora. Transformările care au avut loc în aureolele de contact ale intruziunilor banatitice se fac resimțite atât în caracterele petrochimice cît și în cele structurale ale noilor roci rezultate. În procesele de formare a diferitelor roci de contact au concurat mai mulți factori, dintre care temperatura degajată de intruziuni, chimismul magmei, chimismul fluidelor magmatice, cît și natura materialului primordial, au jucat un rol de seamă. Combinarea tuturor acestor factori a determinat o suită de procese complexe, care justifică aspectele variate ale noilor roci formate. Unele tipuri de roci de contact își pot explica geneza numai prin simpla recristalizare însotită uneori de recombinarea elementelor din rocile preexistente. Cele mai multe presupun însă existența unei succesiuni de soluții postmagmatice, care au reacționat mai întii cu materialul primar și apoi cu primele produse formate, dând naștere la o gamă variată de roci în cuprinsul aureolelor de contact. Un rol deosebit l-au jucat procesele metasomatice, în urma căror elemente noi au fost introduse în rocile preexistente, în timp ce altele au fost îndepărtațe. Fiind legate genetic de intruziunile banatitice, aria de răspândire a aureolelor de contact coincide de obicei cu zonele



din imediata vecinătate a corpurilor și apofizelor de roci eruptive. Așa după cum am arătat anterior, în regiunea cercetată un număr redus de intruziuni apar în apropierea suprafetei, cele mai multe fiind puse în evidență de lucrările miniere și mai ales de foraje. Astfel, în afară de aureolele de contact cunoscute la suprafață, un număr însemnat a putut fi conturat în adâncime, prin corelarea datelor obținute în foraje. Dintre acestea, cele mai însemnante atât ca dezvoltare cât și ca importanță economică datorită prezenței mineralizațiilor de sulfuri, sunt aureolele de contact din zona Suvorov – Valea Mare și Vărad. Pentru o mai bună sistematizare a variatelor roci de contact exomorfic întâlnite în zona cercetată, am considerat necesar ca acestea să fie tratate după natura factorilor care au acționat în desfășurarea proceselor de metamorfism de contact, cât și după natura materialului primordial afectat de transformare. În acest sens, am încercat să deosebim efecte ale metamorfismului termic și efecte ale metamorfismului metasomatic, de cele mai multe ori complexitatea fenomenelor fiind determinată de cumularea celor două tipuri de metamorfism.

a) *Metamorfismul de contact termic.* Studiile de teren și laborator asupra diferitelor roci din aureolele de contact ale intruziunilor banatitice ne-au permis să deosebim în cadrul acestora, roci care au rezultat din transformarea unui material preexistent, sub influența temperaturilor ridicate, degajate de magmele banatitice intruse în formațiunile sedimentare mezozoice. Caracterele petrochimice și structurale diferite ale rocilor de contact termic au permis separarea lor de skarne. Rolul evident al naturii materialului primordial afectat de acțiunea proceselor de contact termic, se reflectă destul de evident în produsele finale care au luat naștere. De cele mai multe ori, studiul acestora ne-a condus la descifrarea caracterului petrochimic al rocii preexistente.

Metamorfismul termic al rocilor calcaroase. În regiunea Moldova Nouă, formațiunile sedimentare mezozoice – triasice, jurasiche, cretacice – sunt reprezentate predominant prin faciesuri calcaroase. În funcție de gradul de puritate, acțiunea metamorfismului termic a determinat formarea unei game largi de calcare cristaline, a căror compoziție mineralologică poate varia de la aceea a marmurelor pure pînă la a calcarelor recristalizate cu cantități variabile de diverse minerale de contact. Uneori, cînd gradul de recristalizare este mai scăzut, pot fi încă prezente minerale clastice inițiale.

C a l c a r e c r i s t a l i n e p u r e (marmure). Aceste roci au fost întâlnite în special în zonele cele mai externe ale aureolelor de contact ele făcînd adesea trecerea de la skarne la calcarele sedimentare neafectate de transformări. Au fost observate însă și cazuri în care calcarele cristaline vin în contact direct cu unele apofize și corpuri de roci banatitice, dispunîndu-se în acoperișul acestora. Calcarele cristaline pure sunt roci care au rezultat prin simpla recristalizare a unor calcare aproape pure, sub influența temperaturilor ridicate. În general, rocile au o culoare albă sau cenușie foarte deschisă și o structură zaharoidă de la fin la mediu granulară. Textura este întotdeauna masivă. La microscop se observă că ele



sint formate predominant sau chiar exclusiv din calcit granoblastic cu structură mozaicată, cristalele prezintind adesea macle polisintetice. Masa rocilor este străbătută uneori de fisuri fine cu minerale depuse din soluții hidrotermale, cum este pirita, calcitul și cloritul.

În cele mai multe cazuri însă calcarele mezozoice au fost impure, ceea ce a determinat formarea unor calcare cristaline cu diferite minerale de contact. Acțiunea temperaturilor ridicate a determinat nu numai recristalizarea masei principale de carbonat de calciu, ci și formarea unor noi minerale în urma recombinării diferitelor elemente care constituiau impuritățile din fosta rocă. Cum în metamorfismul termic se produc reacții de aranjare a echilibrelor, formarea noilor minerale a depins de compozitia totală a rocii și anume de compozitia părții carbonatate, precum și de compozitia părții necarbonatate, care putea fi de natură silicioasă, aluminoasă și chiar feriferă. S-au format astfel în special silicați de calciu, începînd cu cel mai bogat în calciu, cum este wollastonitul, grosularul, vezuvianul și dintre mineralele metalice, magnetitul. După predominarea unuia sau altuia din mineralele formate prin metamorfismul de contact termic, se pot deosebi următoarele tipuri de calcare cristaline :

Calcare cristaline cu wollastonit. Prezența wollastonitului indică în general un grad avansat de metamorfism termic (Harker 1960). Aceste roci s-au format probabil pe seama calcarelor cu impurități de silice, prezente sub formă de nodule în unele calcare jurasice. În cazul cînd nodulele au fost mai frecvente, calcarul a suferit o decarbonatare locală, formîndu-se astfel aglomerări monominerale de wollastonit cu aspect de accidente. Wollastonitul este însotit uneori și de cantități reduse de alți silicați. Astfel, prezența materialului aluminos a dat naștere grosularului și vezuvianului, iar impuritățile magneziene, diopsidului. Calcarele cristaline cu wollastonit au fost întinute mai ales în sectoarele Valea Mare și Vărăd. Rocile au o culoare albă și se recunosc ușor macroscopic, datorită wollastonitului, care se prezintă în cristale fine, fibroase, cu luciu sidefios și dispuse de obicei în agregate radiare. Matricea wollastonitului este formată din calcit fin granoblastic, care la microscop apare cu structură mozaicată. Caracterul calcarelor cristaline cu wollastonit este adesea neomogen, datorită modului de apariție a wollastonitului; în unele zone acesta apare în agregate monominerale, calcitul fiind subordonat, în timp ce în altele el este observat în cristale fibroase diseminate izolat în masa de calcit. Subordonat apar uneori granați calcici de tip grosular în cristale dodecaedrice izolate și cu totul întîmplător, diopsidul și vezuvianul, fin cristalizate. Wollastonitul este uneori alterat, fiind transformat într-un material argilos alb, mat și friabil. Prezența calcarelor cristaline cu wollastonit în sectoarele menționate poate fi explicată aici prin prezența calcarelor cu accidente silicioase, din formațiunile jurasice oxfordiene și kimberligene descrise de Răileanu et al. (1963). Atât în Valea Mare cât și pe ogașul Bording aflorează calcare jurasice în care nodulele silicioase pot atinge uneori un diametru de 10–20 cm. În zonele cele mai externe ale aureolelor de contact, calcarele cu accidente silicioase au suferit doar slabe recristalizări ale masei carbonatice, nodulele de silice rămînînd intacte.



Calcare cristaline cu vezuvian. Sunt roci cu o răspindire redusă, care conțin cristale idiomorfe și xenomorfe de vezuvian, uneori maclate și zonate, răspândite neuniform într-o masă de calcit mozaicat.

Calcare cristaline cu granați + vezuvian. În acest caz rocile calcaroase inițiale au conținut impurități aluminoase care justifică formarea granatului calcic. La microscop se distinge o masă formată predominant din calcit cu structură mozaicată, în care apar diseminate granuloblaste de granați fie izolate, fie formând mici aglomerări. Idioblastele de granați prezintă zone distincte de creștere, cu birefringentă variabilă în diversele zone succesive și chiar macle polisintetice. În afara de cristale idioblastice, apar uneori și xenoblaste fine și rar forme scheletice. Se remarcă adesea structuri poikilitice ale granațiilor, datorită incluzierii granulelor fine de calcit din masa carbonatică inițială. Uneori este prezent vezuvianul de obicei xenoblastic și mai rar idioblastic, cînd prezintă zone și macle cu culori de birefringentă anomale. Epidotul hipidiomorf și xenomorf apare pe alocuri însoțind granații și vezuvianul, pe care îi substituie parțial, el fiind format ulterior printr-o metasomatoză hidrotermală.

Cu totul sporadic au fost observate în unele calcare cristaline tremolitul și antofilitul în cristale izolate, a căror existență se dătorește probabil unor impurități reduse de magneziu. Este demnă de menționat prezența uneori a apatitului, care se dătorește probabil unor conținuturi inițiale de fosfor în calcare. În aceste cazuri, apatitul fin granular formează mici aglomerări în diferite puncte ale masei carbonatice rectistalizate.

Metamorfismul termic al rocilor dolomitice. Un aspect deosebit și remarcabil prin dezvoltare, este imprimat de efectele metamorfismului termic asupra unor roci cu caracter dolomitic, considerate ca aparținînd Triasicului și Jurasicului (Răileanu et al., 1964). În zona cercetată, formațiunile triasice, care conțin și orizonturi dolomitice, nu aflorează, acestea fiind deschise mai la nord, pe valea Apele Albe. În schimb depozitele jurasice au o mare dezvoltare și sănt bine deschise în sectorul Valea Mare, unde au fost interceptate și de foraje. Intruziunile banatitice care străbat în mod evident aceste formațiuni le-au metamorfozat intens la contact. Observațiile obținute în foraje izolate ca și în cele amplasate pe profile E – W și N – S, ne-au condus la ideia că rocile calcaroase dolomitice afectate de metamorfismul de contact termic aparțin Jurasicului, și anume Kimmeridgianului, reprezentat prin „stratele de Valea Aninei”; în acest complex sunt de altfel menționate și orizonturi dolomitice (Răileanu et al., 1964). Rocile dolomitice asupra cărora a acționat metamorfismul termic formează în general nivele bine individualizate, a căror corelare se poate face pe distanțe mai mari, începînd din nordul zonei cercetate, și anume de la Florimunda, unde s-au întîlnit în lucrări miniere, pe Ogașul Marichi unde aflorează, și în continuare în Valea Mare, iar spre sud pînă în culmea Văradului. În Valea Mare și la Vărad aceste roci au fost interceptate și corelate în numeroase foraje, la adîncimi cuprinse între (-200 m) și (-400 m). În secțiunile geologice prin foraje orientate N – S se remarcă



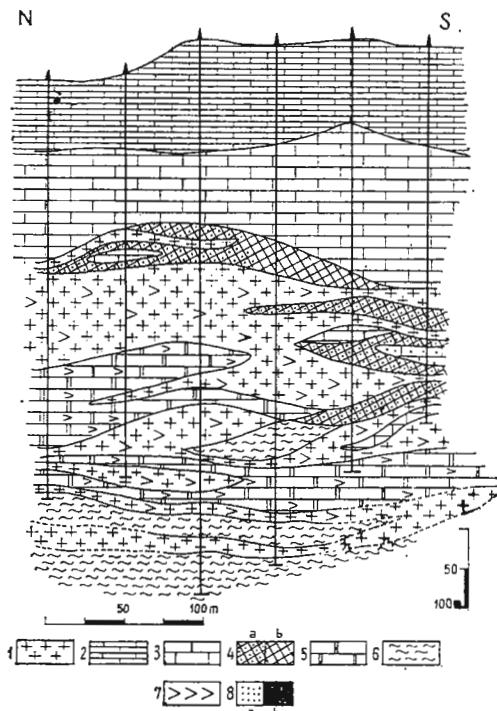
creșterea adincimii de apariție a rocilor dolomitice de la nord către sud, ceea ce presupune o afundare a formațiunilor jurasice în această direcție. Aceleași secțiuni geologice ne-au permis de asemenea să observăm și relațiile rocilor dolomitice metamorfozate termic, cu celelalte tipuri de roci sedimentare, eruptive și de contact (fig. 18, 19, 20, 21). Astfel, în cele mai multe cazuri de apariție, rocile dolomitice se dispun în culcușul apofizelor de roci banatitice, fiind suportate de nivele de corneene biotitice.

Fig. 18. – Secțiune geologică N – S (A–A') în sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).

1, roci banatitice; 2, calcare mezozoice; 3, calcare cristaline; 4, skarne: a, mineralizate difuz; b, nemineralizate; 5, calcare cristaline magneziene; 6, corneene biotitice; 7, anhidritizare; 8, mineralizare: a, difuză; b, mineru masiv și ca impregnație densă.

Cross section N – S (A–A') within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).

1, banatitic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, skarn: a, disseminated ore; b, unmineralized; 5, magnesian crystalline limestone; 6, biotite-hornfels; 7, anhydritization; 8, mineralization: a, disseminated; b, massive and impregnation-like ore.



Remarcăm în mod aproape constant faptul că orizontul dolomitic repauzează pe un orizont de corneene biotitice a căror formare se datorează transformării la contact a unor formațiuni argiloase și marnoase de vîrstă probabil Oxfordian inferior, cunoscute sub denumirea de „marne de Tămașa” (Răileanu et al. 1964 – fig. 22). Alteori, rocile dolomitice formează intercalării în masa unor calcar cristaline cu diferite minerale de contact (granați, vezuvian etc.). S-au observat de asemenea cazuri în care rocile dolomitice se îndințează spre est cu calcare cristaline sau skarne. Prin metamorfismul termic rocile calcareoase dolomitice s-au transformat în calcare cristaline cu diverse minerale magneziene de contact. Variația cantitativă a acestora este cuprinsă între 5–25% din totalul rocii și se datorează conținutului diferit de magneziu și silice al rocilor dolomitice.

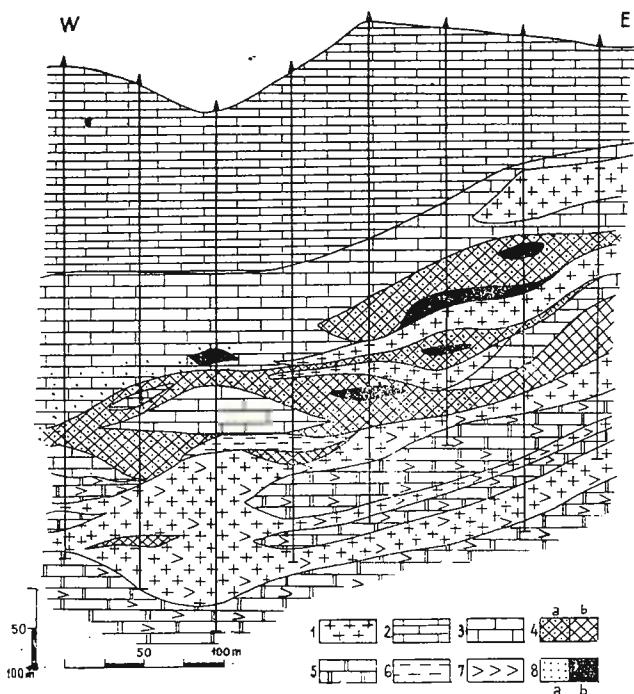


Fig. 19. — Secțiune geologică E—W (XI—XI') în sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).
 1, roci banatice; 2, calcare mezozoice; 3, calcare cristalne; 4, skarne: a, mineralizate difuz; b, nemineralizate; 5, calcare cristalne magneziene; 6, cuartite; 7, anhidritizare; 8, mineralizatie: a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnatie densă.

Cross section E—W (XI—XI') within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).

1, banatic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, skarn: a, disseminated ore; b, unmineralized; 5, magnesian crystalline limestone; 6, quartite; 7, anhydritization; 8, mineralization; a, disseminated; b, massive and impregnation-like ore.

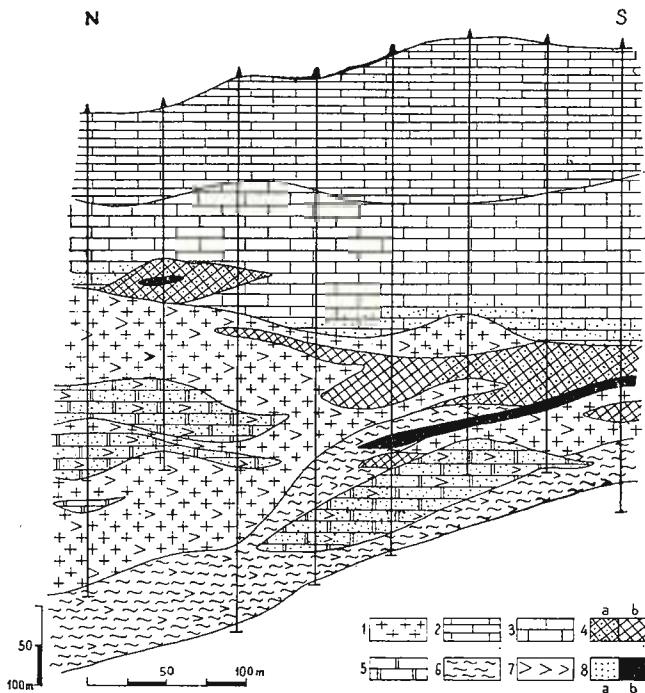


Fig. 20. — Secțiune geologică N—S (C—C') în sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).
 1, roci banatice; 2, calcare mezozoice; 3, calcare cristalne; 4, skarne: a, mineralizate difuz; b, nemineralizate; 5, calcare cristalne magneziene; 6, corneene biotitice; 7, anhidritizare; 8, mineralizatie: a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnatie densă.

Cross section N—S (C—C') within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).

1, banatic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 5, skarn: a, disseminated ore; b, unmineralized; 5, magnesian crystalline limestone; 6, biotite-hornfels; 7, anhydritization; 8, mineralization: a, disseminated; b, massive and impregnation-like ore.

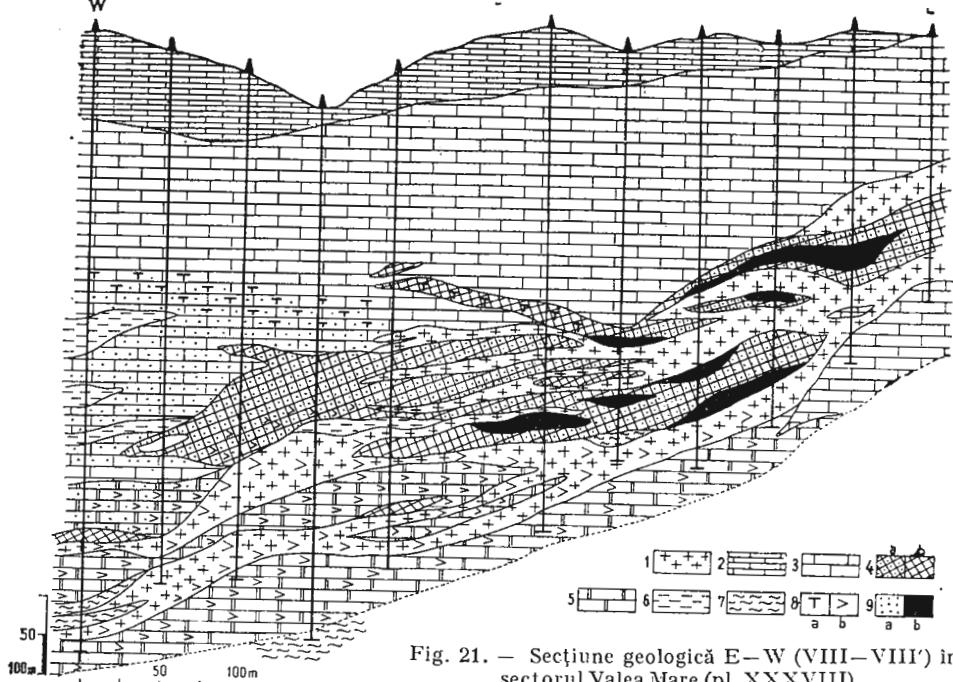


Fig. 21. — Secțiune geologică E–W (VIII–VIII') în sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).

1. roci banatitice; 2. calcare mezozoice; 3. calcare cristalne; 4. skarne: a. mineralizate difuz; b. nemineralizate; 5. calcare cristalne magneziene; 6. quartite; 7. corneene biotitice; 8. alteratii hidrotermale: a. silicificari; b. anhidritizari; 9. mineralizatie: a. difuz; b. minerere masiva si ca impregnatie densa.

Cross section E–W (VIII–VIII') within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).
 1, banatic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, skarn: a, disseminated ore; b, unmineralized;
 5, magnesian crystalline limestone; 6, quartite; 7, biotite-hornfels; 8, hydrothermal alteration: a, silification;
 b; anhydritization; 9, mineralization: a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.

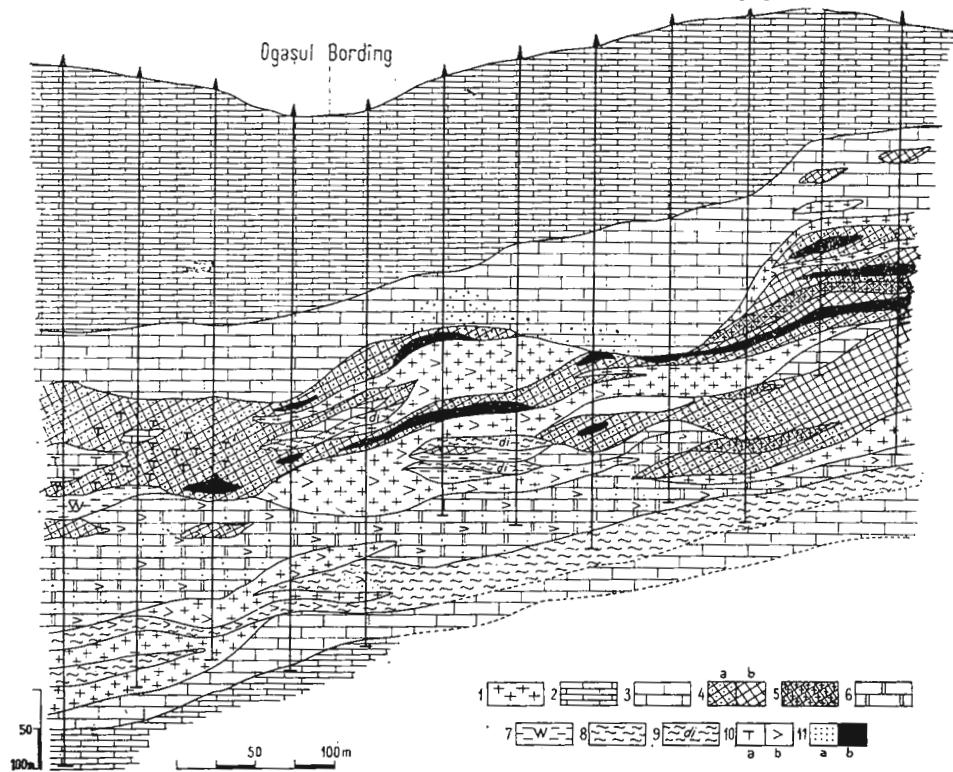


Fig. 22. — Secțiune geologică E–W (IX–IX') în sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).

1. roci banatitice; 2. calcare mezozoice; 3. calcare cristalne; 4. skarne: a. mineralizate difuz; b. nemineralizate; 5. endoskarn; 6. calcare cristalne magneziene; 7. quartite cu wollastonit; 8. corneene biotitice; 9. corneene cu diopsid; 10. alteratii hidrotermale: a. silicificari; b. anhidritizari; 11. mineralizatie: a. difuz; b. minerere masiva si ca impregnatie densa.

Cross section E–W (IX–IX') within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).
 1, banatic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, skarn: a, disseminated ore; b, unmineralized;
 5, endoskarn; 6, magnesian crystalline limestone; 7, wollastonite-quartzite; 8, biotite-hornfels; 9, diopside-hornfels;
 10, hydrothermal alteration: a, silification; b, anhydritization; 11, mineralization: a, disseminated ore; b, massive and dense impregnation-like ore.

inițiale. Efectele metamorfismului termic asupra acestui tip de roci mezozoice au fost diferite, datorită chimismului inițial variat al acestora. Prezența silicei a avut o importanță deosebită, deoarece a acționat în special cu carbonatul de magneziu și mai puțin cu cel de calciu. Cind cantitatea de silice a fost suficientă, s-a produs decarbonatarea completă a rocii calcareoase, prin procesul de dedolomitizare. În cele mai multe cazuri, mineralele magneziene au rezultat prin procesele de contact termic determinate de chimismul inițial al rocilor dolomitice; conținutul primar de magneziu a fost variabil, rocile primordiale având caracterul de calcare dolomitice sau dolomite calcareoase. În timpul metamorfismului de contact termic, carbonatul de magneziu a reacționat complet cu diversele impurități pentru a forma silicate magneziene. În unele zone este de presupus însă și un aport de silice și alumina și cu totul accidental de fluor și bor. În cazul rocilor dolomitice pure, efectele metamorfismului termic s-au tradus prin simpla recrystalizare a masei carbonatice inițiale, luând naștere marmure mixte calcito-dolomitice (pl. IV, fig. 3). Aceste roci cu o răspindire redusă au o culoare cenușiu deschisă, iar structura variază de la fin la mediu granulară. La microscop, sunt formate dintr-o masă predominant calcitică și subordonat dolomitică, cu diferite grade de cristalinitate. Masa calcitică este mai larg cristalizată și se întrepătrunde cu masa dolomitică fin cristalizată, în care se disting adesea cristalele idiomorfe și echigranulare de dolomit. Reacțiile cromatice pe pulberi și secțiuni subțiri descoperite, au permis deosebirea calcitului de dolomit prin colorare cu azotat de cupru, clorură ferică și nitrat de argint (Rodgers, 1940; Leroy 1950; Winchell 1958). Astfel, în masa predominant calcitică s-au conturat centri de dolomit, a căror prezență sugerează existența unei dolomitizări diagenetice a calcarelor sedimentare jurasice afectate ulterior de metamorfismul termic. Prezența acestor centri de dolomitizare inițială explică concentrarea uneori a mineralelor magneziene de contact în aceste puncte, în cazul în care au existat bineînțele și impurități de SiO_2 , Al_2O_3 , FeO etc. Acțiunea metamorfismului termic asupra rocilor dolomitice cu diferite impurități a dus la formarea calcarelor cristaline cu minerale magneziene; acestea sunt diseminante de cele mai multe ori într-o masă formată exclusiv sau predominant din calcit și subordonat din dolomit. Absența de cele mai multe ori a dolomitului se poate explica printr-un proces de dedolomitizare al rocii inițiale (Strewe, 1959). După Bowen (1940), dedolomitizarea are loc într-un stadiu de temperatură la care dolomitul devine instabil. Reacțiile se produc în sistemul $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{CO}_2$, după cum urmează:



Calcarele cristaline magneziene se caracterizează prin asociatii de minerale care s-au format în cea mai mare parte prin metamorfismul de contact termic, subordonat prin metasomatism și ulterior, prin metamorfismul regresiv sub influența unor soluții hidrotermale: forsterit \pm clinohumit \pm humit \pm diopsid; diopsid \pm forsterit; flogopit \pm mice verzi \pm brucit \pm actinot; brucit \pm periclas \pm mice verzi \pm forsterit; spineli

± forsterit; minerale serpentinice ± forsterit ± diopsid; actinot ± diopsid ± tremolit ± flogopit; tremolit ± actinot ± diopsid ± ludwigit.

Calcare cristaline cu forsterit ± clinohumit ± humit ± diopsid. Sunt roci de culoare cenușiu închis-negricioasă cu structură fină sau mediu granulară și textură masivă. Parageneza de minerale din aceste roci este caracteristică pentru un metamorfism de temperatură mai ridicată, aparținând faciesului corneenelor cu piroxeni (Williams, Turner, Gilber, 1954).

Studiul microscopic arată că rocile sunt formate dintr-o masă principală de calcit cu structură mozaicată, căruia foarte rar î se asociază cantități subordonate de dolomit; în această masă carbonatică apar cantități variabile (5–20%) de forsterit, sub formă de cristale cu conture adesea rotunjite și mai rar idiomorfe, dispuse izolat sau în mici aglomerări monominerale (pl. IV, fig. 4; pl. V, fig. 1). Cristalele de forsterit prezintă adesea spărturi neregulate caracteristice și uneori macle polisintetice. De cele mai multe ori este parțial sau total transformat, fiind înlocuit de produse de alterare dintre care cel mai frecvent este antigoritul. De asemenea, mai apare cloritul (penin și clinoclor), talc și uneori minerale fibroase galbene-brune nedeterminabile, care fac parte probabil tot din grupa mineralelor serpentinice, aşa cum sunt descrise în roci similare din Pirinei (Struew, 1959). Alterarea incipientă a forsteritului și transformarea lui în minerale serpentinice are loc de-a lungul crăpăturilor sau periferic, cînd încep să se schițeze structuri reticulare foarte evidente la o transformare mai avansată. Uneori, singurul constituent al rocilor este forsteritul, sub formă de granoblaste diseminat oarecum uniform în masa carbonatică. În urma serpentinizării totale a forsteritului, roca ia caracterul unui oficalcit (Harker, 1960) (pl. V, fig. 2, 3). S-a observat că pe alocuri calcarele cu forsterit au o structură ușor rubanată, imprimată de alternanța unor benzi subțiri formate din minerale serpentinice cu benzi de calcit, în care este diseminat forsteritul. În acest caz, putem presupune prezența în fostele calcare dolomitice, a unor nodule silicioase (frecvent întlnite în Jurasic) din care silicea a difuzat în rocă în mod ritmic, formindu-se învelișuri concentrice, alternativ bogate și sărace în silice, care a dus la apariția de benzi succesive de minerale serpentinice și calcit (Harker, 1960). Forsteritul este însoțit cu totul intimplător de humit și clinonbmit, cu care formează concreșteri. Humitul prezintă uneori macle polisintetice, are extincție dreaptă și o culoare gălbui, spre deosebire de clinohumit, care apare colorat mai intens în galben auriu, cu un pleocroism după Ng == gălbui și după Np = galben intens; cNg = 11° și (+) 2V = 80°. Clinohumitul este de asemenea parțial serpentinizat. Alt mineral care însoțește forsteritul, în cantități subordonate, este diopsidul. Menționăm de asemenea prezența uneori a magnetitului ca rojuri fine, care se dezvoltă în cadrul cristalelor de olivină serpentinate și cloritate. În general, se admite că prin serpentinizarea și clorizarea clinohumitului se formează astfel de granule fine de magnetit pe seama fierului eliberat. Deci în acest caz putem presupune că pseudomorfozarea de către minerale serpentinice, clorit și magnetit, a avut loc după un clinohumit, din a cărui transformare rezultă și un produs negru, tulbure, care nu poate fi deter-

minat și care a fost menționat în condiții asemănătoare și în calcarele cristaline dolomitice de la contactul granitului de Quérigut din Pirinei (Strohme, 1959).

Calcare cristaline cu diopsid ± forsterit. Aceste roci au o culoare verde-cenușiu închisă. La microscop se observă o masă carbonatică predominant calcitică, mai rar dolomitică, în care apare diopsidul în cristale scurt prismatice, uneori columnare, disseminate neuniform sau formind mici aggregate monominerale (pl. V, fig. 4). Din cauza răspândirii neuniforme a diopsidului, rocile au un caracter neomogen, pe alocuri ele fiind mai bogate în diopsid, în timp ce în alte porțiuni acesta este sporadic sau lipsește. Diopsidul este adesea proaspăt și numai uneori apare înlocuit de clorit, actionot, tremolit sau minerale serpentinice. Cu diopsidul se asociază cantități subordonate și variabile de forsterit și uneori de magnetit fin granular.

Calcare cristaline cu flogopit ± mice verzi ± brucit ± actinot. Rocile au o culoare brun-verzui sau verde închisă imprimată de flogopit, care poate fi observat și macroscopic sub forma de foite dispuse în pachețele sau izolate într-o matrice de calcit (pl. VI, fig. 1). Studiul microscopic arată că rocile sunt formate dintr-o masă de calcit cu diverse grade de cristalinitate în care apar lamele de flogopit, a cărui culoare este brun verzuie, cind este proaspăt, sau verde cind este clorizat. Pleocroismul destul de accentuat variază de la galben brun verzuie la verde pal, aproape incolor. În majoritatea cazurilor s-a determinat $(-)$ $2V = 0, -10^\circ$ și $Ng - Np = 0,035$. Uneori, cristalele de flogopit prezintă deformări mecanice care determină o extincție ondulatorie vizibilă, mai ales la cristalele mai alungite după axul C. De cele mai multe ori, flogopitul este înlocuit de clorit, care îl substituie parțial sau chiar total. Varietățile de clorit prezente sunt reprezentate predominant prin penin și clinoclor și subordonat prin amesit, o varietate de clorit incolor, uniax +, cu extincție dreaptă și alungire negativă. În unele cazuri, flogopitul este singurul constituent al calcarelor cristaline, în timp ce alteori este însoțit de minerale lamelare cu aspect de mice, a căror culoare este verde intens cu pleocroism puternic de la verde închis la verzuie ușor brun. Faptul că sunt destul de fin cristalizate și că formează adesea aglomerări compacte, nu a permis determinarea lor. Din aceste motive am folosit termenul de „mice verzi”, utilizat de Saskell (1947) în descrierea unor minerale asemănătoare din zăcămîntul de la Pitkäranta. Alte minerale prezente în cantități subordonate sunt brucitul fin lamelar și actinotul în ace fine.

Calcare cristaline cu brucit ± periclaz ± mice verzi ± forsterit. Sunt roci mai puțin frecvente, care apar de obicei asociate cu calcarele cristaline cu forsterit și minerale serpentinice. Culoarea rocilor este albă, ușor verzuie. Microscopic se distinge o masă de calcit, căruia i se asociază uneori subordonat dolomit și în care apare brucit ca lamele fine, disseminate neuniform sau în aglomerări aproape monominerale (pl. VI, fig. 2). Rareori s-au observat cristale de periclaz cu habitus



idioblastic, în mici octaedri diseminați neuniform și care au rămas netransformați în brucit. Pe alocuri se observă pseudomorfoze parțiale ale brucitului după periclaz, în cele mai multe cazuri însă, pseudomorfozele sunt totale și au structuri helicitice. Pe alocuri brucitul este însoțit de cantități reduse de mice verzi și de forsterit în granoblaste diseminate neuniform.

C a l c a r e c r i s t a l i n e c u s p i n e l i ± f o r s t e r i t. Sunt cele mai puțin frecvente și apar în asociatie cu calcarele cu forsterit. Rocile sunt formate dintr-o matrice de calcit în care sunt diseminate oarecum neuniform cristale octaedrice de spinel verde, varietatea pleonast, însoțit uneori de rare granoblaste de forsterit. În afara de paragenezele de minerale caracteristice metamorfismului termic, în calcarele cristaline dolomitive se întâlnesc minerale formate prin transformarea mineralelor de contact termic în urma unui metamorfism regresiv hidrotermal, sau chiar ca depuneri din soluții în spațiile libere. Dintre acestea, menționăm mineralele serpentинice, actinotul, tremolitul, antofilitul, anhidritul, sulfurile metalice etc.

C a l c a r e c r i s t a l i n e c u m i n e r a l e s e r p e n t i n i c e ± ± f o r s t e r i t ± d i o p s i d. Aceste roci apar destul de frecvent în cuprinsul calcarelor cristaline dolomitice. Culoarea lor variază de la verde închis la verde galben, galben pal și chiar albă iar textura este în general masivă. Mineralele serpentинice pot forma local aglomerări monominerale și în acest caz roca are caracterul unui serpentinit. Serpentinitul de culoare verde închis cu aspect translucid și luciu gras, este adesea străbătut de rețele de fisuri umplute cu minerale serpentинice de culoare galben verzui, uneori aproape albă și cu aspect amorf. Studiul microscopic arată că mineralele serpentинice reprezentate predominant prin antigorit și subordonat prin crisotil, se formează în majoritatea cazurilor pe seama forsteritului și mai puțin a diopsidului. Structurile reticulare ale agregatelor de antigorit precum și prezența adesea a relictelor de forsterit vin în sprijinul acestei afirmații. În afara de aceasta, studiul a numeroase secțiuni subțiri pe astfel de roci ne-a permis să observăm diverse stadii de serpentinizare a forsteritului. Astfel, într-un stadiu incipient serpentinizarea se produce de-a lungul sistemelor de crăpături din cristalele de forsterit, iar pe măsură ce procesul devine tot mai intens, forsteritul proaspăt este observat numai ca relicte. În multe cazuri, mineralele serpentинice și în special antigoritul pseudomorfozează total olivina, rezultând aggregate monominerale de antigorit cu structuri reticulare caracteristice unor astfel de substituții (pl. VI, fig. 3). Din observațiile obținute este evident că procesul de serpentinizare a avut loc în cazurile descrise sub influența unor soluții hidrotermale care au determinat, aşa după cum vom vedea, multiple și variate procese de transformare. Bowen, Tuttle (1950) au demonstrat că forsteritul devine instabil la o temperatură mai mică de 400°C, în contact cu vaporii de apă și trece imediat în minerale serpentинice. Presupunem că serpentinizarea forsteritului a avut loc în cazul de față sub influența unor soluții hidrotermale, care au determinat un proces avansat de anhidritizare al calcarelor cristaline dolomitice; în acest sens s-a observat că în mod permanent depunerile de anhidrit sunt însoțite

și de serpentinizarea intensă a forsteritului (pl. VI, fig. 4; pl. VII, fig. 1,2,3). Observațiile macroscopice și microscopice ne-au permis să deosebim două generații de serpentinitite :

– serpentinitul din prima generație are o culoare verde închisă și un luciu sticlos, iar la microscop se caracterizează prin structuri adesea reticulare. Se disting astfel agregate rotunjite de antigorit fin lamelar, care pseudomorfozează total granoblastele de forsterit, al căror contur îl respectă, sau conțin încă simburi reliete de forsterit, în stadiile incipiente și intermediare ale procesului. Printre agregatele de antigorit apar adesea cantități reduse de sulfuri reprezentate prin pirotină, pirită și mai rar calcopirittă;

– serpentinitul din generația a doua are un aspect amorf și o structură uneori coloidală, iar culoarea este galbenă deschisă sau aproape albă. După modul de apariție presupunem că acest serpentinit a fost regenerat de soluțiile hidrotermale mai tîrzii care l-au redespus pe crăpăturile și fisurile ce străbat serpentinitul de prima generație cu structură reticulară precum și masa calcarului cristalin. Uneori, serpentinitul din generația a doua recimentează mici fragmente de agregate antigoritice cu relicte de forsterit, acest aspect fiind asemănător cu cel descris în zăcămîntul de la Pitkäranta (S a s k e l l a , 1947). Dintre mineralele serpentinice care iau parte la constituția serpentinitelor din prima și a doua generație, cel mai frecvent este antigoritul, de obicei lamelar și cu birefringență scăzută și mai rar crisotilul, care umple cel mai adesea fisurile din masa calcarelor dolomitice, dispunindu-se ca fibre perpendiculare pe peretei acestora. Antigoritul este comun celor două generații de serpentinite, în timp ce crisotilul este mai frecvent observat în generația a doua de minerale serpentinice. Mai rară este ocurența produșilor serpentinici de culoare brun deschisă sau verzuie și cu birefringență ridicată. Finețea mare a cristalelor cu aspect lamelar sau acicular nu a permis determinarea varietăților. Mineralele serpentinice la rîndul lor sunt înlocuite de talc fin solzos și magnezit, care au fost determinate prin analize roentgenografice (pl. VII, fig. 4). În același timp, a fost determinat alături de talc, saponitul, un mineral de culoare albă, ușor verzuie, cu aspect unsuros și duritate mică, ce apare ca umplutura a unor fisuri din calcarele cristaline cu minerale serpentinice.

Calcare cristaline cu actinot ± diopsid ± tremolit ± flogopit. Sînt roci mai puțin frecvente, dar se recunosc ușor după culoarea lor verde caracteristică actinotului și după structura parțial fibroradiară. La microscop se distinge o masă de calcit cu structură mozaicată, în care apare actinotul fin acicular, dispus în mici agregate compacte sau diseminat neuniform (pl. VIII, fig. 1). Uneori actinotul este asociat cu tremolit în cristale fin fibroase. Constantele optice determinate pentru cei doi amfiboli ne arată că avem de-a face cu minerale din seria actinot-tremolit : $c : Ng = 15 - 20^\circ$ și unghiu (-) $2V = 80 - 88^\circ$. În unele puncte ale rocii, este evident că cei doi amfiboli substituie diopsidul, care este observat ca relicte. Cu totul sporadic, apare uneori flogopitul, sub formă de lamele fine, diseminat în matricea de calcit sau formînd mici acumulări (pl. VIII, fig. 2).



C a l c a r e c r i s t a l i n e c u t r e m o l i t ± a c t i n o t ± d i o p s i d ± l u d w i g i t. Sînt roci de culoare albă ușor verzui cu porțiuni negricioase, iar structura este fibroradiară. La microscop se distinge o masă carbonatică, în care apare tremolitul sub formă de agregate fibroase compacte sau cu fibre diseminate neuniform. Cu totul subordonat, se asociază actinotul acicular. În porțiunile cu aglomerări de tremolit și actinot apar relicte de diopsid rămas parțial nesubstituit de amfiboli (pl. VIII, fig. 3). În mod special semnalăm în aceste calcare, cu totul sporadic, prezența ludwigitului, care apare ca mici nodule de 1–2 cm, dispuse în masa carbonatică. Macroscopic ludwigitul se prezintă în cristale aciculare foarte fine, cu o dispoziție radiară, luciu este mătăsos și culoarea neagră. La microscop ludwigitul se caracterizează printr-un pleocroism foarte accentuat după Ng = brun roșcat și după Np = verde măsliniu. Apariția cu totul întîmplătoare și neînsemnată cantitativ a ludwigitului se poate atribui unui aport redus de bor.

După cum reiese din cele de mai sus, calcarele cristaline magneziene au fost afectate, ca de altfel majoritatea rocilor de contact și a rocilor eruptive, de acțiunea soluțiilor hidrotermale, care au dat naștere la procese regresive de metamorfism hidrotermal, în urma cărora mineralele de contact termic sînt substituite de către mineralele serpentinite, talc, clorit, amfiboli din seria actinot-tremolit și chiar magnetit. Relațiile dintre mineralele de contact termic și mineralele hidrometasomatice sînt de cele mai multe ori foarte evidente, datorită pseudomorfozelor parțiale care permit observarea de relicte netransformate. Astfel, în urma proceselor de metamorfism hidrotermal, compoziția mineralologică a calcarelor cristaline magneziene devine mult mai complexă prin apariția de diverse neominerale, alături de mineralele primare pe care de cele mai multe ori le substituie. Soluțiile hidrotermale au depus în același timp în spațiile libere (sisteme de fisuri și interstițiile dintre minerale) din masa calcarelor cristaline magneziene, cantități variabile de sulfuri reprezentate prin pirotină, pirită, calcopirită și blendă. Uneori sulfurile substituie evident porțiuni din masa carbonatică înglobind minerale de contact magneziene, (forsterit, diopsid și flogopit) care au fost în același timp transformate în minerale serpentinite și clorit. Depunerile de sulfuri sînt însoțite de cantități reduse de cuarț, calcit și anhidrit, care constituie ganga acestora. Un aspect deosebit al fenomenelor hidrotermale care au afectat calcarele cristaline magneziene este reprezentat prin procesul de anhidritizare al acestora. Depunerile de anhidrit din soluțiile hidrotermale tardive, care încheie formarea sulfurilor, au avut de cele mai multe ori un caracter evident metasomatic. Astfel, anhidritul substituie cu diverse grade de intensitate matricea carbonatică a mineralelor magneziene de contact, ajungînd uneori pînă la substituții totale ale calcitului și dolomitului. În aceste cazuri în final, rocile ajung să fie constituite din minerale magneziene de contact și din anhidrit. De cele mai multe ori, silicatiile primari de magneziu sînt și ei parțial transformați sub influența soluțiilor, care generează diverse neominerale, cele mai importante fiind mineralele serpentinite. Studiul unui număr însemnat de roci din zonele unde a avut loc procesul de anhidritizare, ne-a permis



să urmărim dezvoltarea acestuia la diverse grade de intensitate. Astfel, de la simpla depunere pe sistemele de fisuri din masa rocilor, se trece treptat la substituții parțiale ale matricei carbonatice și uneori chiar la substituții totale ale carbonaților, anhidritul constituind în final noua matrice a mineralelor magneziene de contact (pl. VIII, fig. 4 ; pl. IX, fig. 1, 2, 3, 4 ; pl. X, fig. 1, 2, 3). Anhidritul reprezintă în același timp și un mineral de gangă tardiv al sulfurilor depuse anterior, pe care uneori le înglobează ; se știe că depunerea anhidritului are loc într-un mediu puternic oxidant și încheie de obicei procesele de formare a sulfurilor. În același timp procesul intens de anhidritizare a acestor roci de contact se poate explica prin capacitatea mai ridicată de reacție a rocilor dolomitice cu soluțiile bogate în ioni SO_4^{2-} .

Metamorfismul termic al rocilor argiloase. Un alt aspect al metamorfismului termic se referă la transformarea rocilor cu caracter argilos, care intră în alcătuirea unor formațiuni sedimentare mezozoice. Efectele contactului termic se remarcă atât prin frecvența aparițiilor cît și prin marea dezvoltare pe care o au corneenele biotitice, întâlnite de obicei la nivele mai adânci în forajele din sectoarele Valea Mare și Vărăd (fig. 23, 24). Caracterul predominant argilos al materialului primordial se reflectă în compoziția mineralogică a corneenelor, care se caracterizează în general prin abundența biotitului ca mineral principal de contact termic. Cu totul subordonat au fost întâlnite și alte minerale, care presupun fie un facies mai marnos al rocilor inițiale, fie existența în cantități reduse a unor impurități conținute de acestea. Metamorfismul de contact termic în cele mai multe cazuri nu implică o schimbare apreciabilă în compoziția chimică a rocilor afectate, dacă nu a existat un adăos sau o înlăturare de apă și alte elemente. Astfel, cantități mici de elemente ca potasiu, sulf, siliciu, fluor, bor, clor pot fi introduse de către fluidele de origine magmatică ducând la formarea unor minerale accesoriale, cum este feldspatul potasic, piroxen, turmalina, scapolitul, etc. Unele din aceste elemente pot fi însă prezente ca impurități în rocile argiloase inițiale, acțiunea temperaturii ridicând singurul factor care justifică apariția unora din mineralele accesoriale din corneene. În cazul nostru cele mai importante și frecvente minerale care iau parte la constituția corneenelor sunt : biotitul, andaluzitul, cuarțul și feldspatul plagioclaz. Corneenele din zona cercetată se caracterizează printr-o structură în general fin granoblastică echigranulară și numai uneori porfiroblasică, datorită andaluzitului care apare uneori mai larg dezvoltat comparativ cu celelalte minerale constitutive (biotit, cuarț, feldspat plagioclaz). Textura corneenelor este în general masivă, cu rare excepții în cazul rocilor mai îndepărtate de contactul cu intruziunile banatitice, unde metamorfismul termic fiind mai slab a permis păstrarea urmelor de stratificare a rocilor inițiale. După compoziția mineralologică corneenele se pot clasifica astfel : corneene cu biotit \pm andaluzit \pm actinot ; corneene cu diopsid \pm biotit.

Corneene cu biotit \pm andaluzit \pm actinot. În regiunea cercetată, aceste roci constituie tipul reprezentativ de corneene,



atât în ceea ce privește frecvența cât și dezvoltarea. Corneenele biotitice formează nivele a căror continuitate se poate urmări pe distanțe însemnante, în sectoarele Valea Mare, Gărâna și Vărad. Aceste corelări pot fi urmărite în secțiunile geologice prin foraje amplasate pe profile orientate. În același timp s-a putut observa și poziția corneenelor în aureolele de contact,

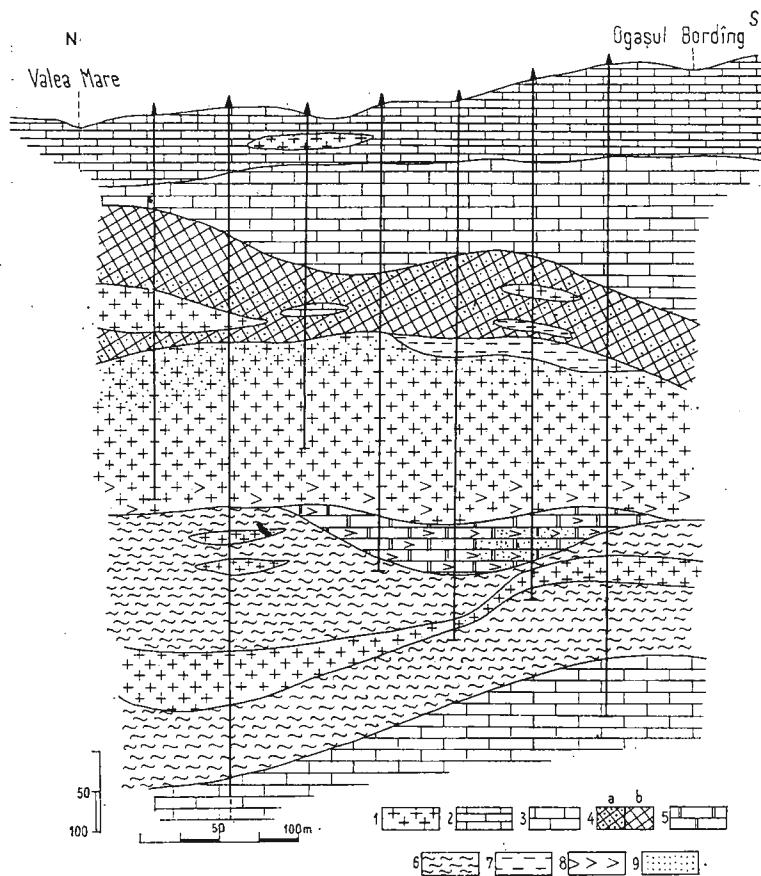


Fig. 23. — Secțiune geologică N—S (B—B') în sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).
 1, roci banatitice; 2, calcare mezozoice; 3, calcare cristaline; 4, skarne: a, mineralizate difuz; b, nemineralizate; 5, calcare cristaline magneziene; 6, corneene biotitice; 7, quartite; 8, anhidritizare; 9, mineralizare difuză.

Cross section N—S (B—B') within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).

1, banatic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, skarn: a, disseminated ore; b, unmineralized; 5, magnesian crystalline limestone; 6, biotite-hornfels; 7, quartzite; 8, anhydritization; 9, disseminated mineralization.

atât față de rocile banatitice, cât și față de celelalte roci înconjurătoare. Astfel reiese că în numeroase cazuri ele se situează la contactul direct cu rocile banatitice, care au suferit de multe ori îmbogățiri în biotit prin

contaminare în urma asimilării materialului argilos. În aceste cazuri este posibilă observarea unor treceri gradate de la rocile banatitice neafecțate de contaminare, la cele imbogățite mult în biotit la contact și apoi la corneene biotitice propriu-zise. Zona internă de contact dintre rocile banatitice și corneene este marcată, aşa cum am arătat într-un capitol anterior,

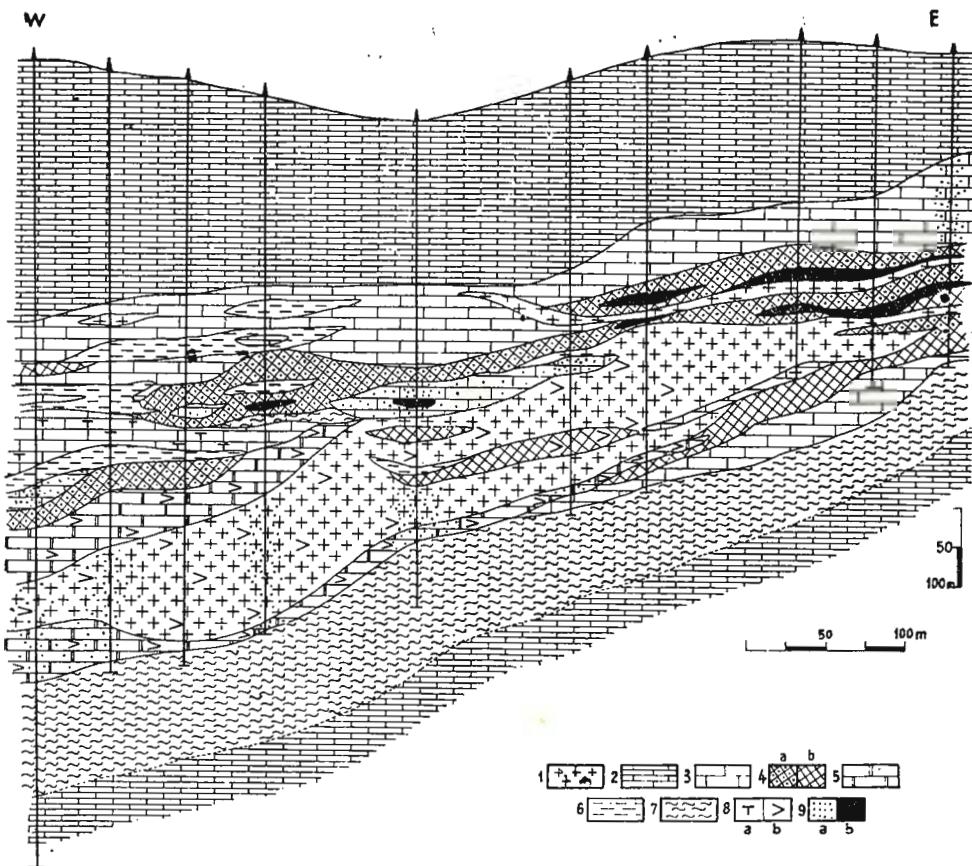


Fig. 24. — Secțiune geologică (VII—VII') in sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).
1, roci banatitice; 2, calcare mezozoice; 3, calcare cristaline; 4, skarne: a, mineralizate difuz; b, nemineralizate; 5, calcare cristaline magneziene; 6, quartite; 7, corneene biotitice; 8, alterații hidrotermale: a, silificieri; b, anhidritizări; 9, mineralizare: a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnație densă.

Cross section (VII—VII') within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).
1, banatitic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, skarn: a, disseminated ore; b, unmineralized; 5, magnesian crystalline limestone; 6, quartzite; 7, biotite-hornfels; 8, hydrothermal alteration: a, silification; b, anhydritization; 9, mineralization: a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.

prin prezența xenolitelor de corneene în masa rocilor banatitice. Uneori, corneenele biotitice apar ca intercalării în rocile banatitice, procesele de

asimilare și contaminare fiind mult mai dezvoltate în acest caz (fig. 25). De cele mai multe ori corneenele formează nivale bine individualizate, situate în baza calcarelor cristaline magneziene și repauzind pe calcar slab recristalizate sau chiar calcare sedimentare netransformate. Apariția, de cele mai multe ori a corneenelor biotitice sub nivelul calcarelor cristaline magneziene, formate probabil pe seama unor calcare dolomitice kimmeri-

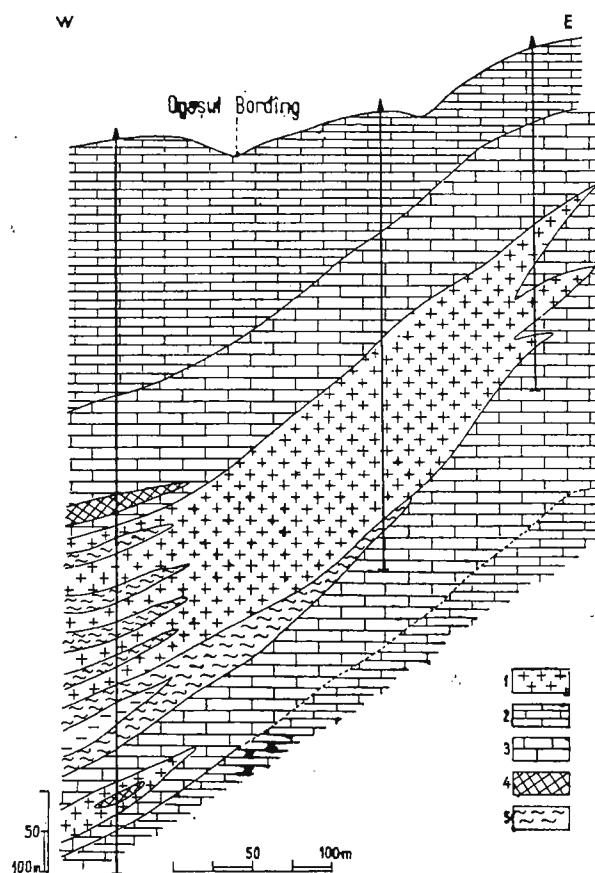


Fig. 25. – Secțiune geologică E–W (XII–XII') în sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).

1, roci banatitice; 2, calcare mezozoice; 3, calcare cristaline; 4, skarne; 5, corneene biotitice.

Cross section E–W (XII–XII') within the Valea Mare mining field (Pl. XXVIII).

1, banatitic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, skarn; 5, biotite-hornfels.

dgiene, cît și modul de prezentare a celor două tipuri de roci, ca nivale cu continuitate oarecum apropiată, ne determină să considerăm că formarea corneenelor biotitice a avut loc pe seama orizontului „marnelor de Tămașa” din Oxfordianul inferior. Alteori, corneenele biotitice sunt cuprinse între rocile banatitice și calcar cu diverse grade de cristalinitate. Grosimea nivalelor de corneene biotitice este cuprinsă între 50–70 m în Valea Mare, ajungînd pînă la 150–200 m în sectorul Vărăd. Se observă o creștere treptată a grosimii către sud, unde în mod evident nivalele de corneene

se afundă în același timp. Adincimea de apariție este cuprinsă cel mai frecvent între 400—700 m. Corneenele biotitice sunt roci de culoare neagră cînd sunt proaspete, devenind cenușiu-deschisă sau cenușiu-verzuie cînd sunt alterate. Structura este fin granoblastică, iar textura este masivă sau slab orientată. În zona internă a contactului cu rocile banatitice, corneenele sunt masive și mai larg cristalizate, lamelele de biotit distingându-se și cu ochiul liber (0,8—1,55 mm), în timp ce mai departe de contact textura este slab orientată, apărind sisteme de diaclaze, iar granulația este mult mai fină, ceea ce permite observarea mineralelor constitutive numai la microscop. Pe sistemele de diaclaze se observă de obicei minerale de gangă și metalice (cuarț, sericit, anhidrit, gips, pirită, calcopirite și molibdenit). Desfacerea rocilor în plăcuțe de-a lungul diaclazelor permite obținerea de fețe pe care se observă mineralele mai sus menționate, unele avînd uneori chiar conture idiomorfe. Microscopic, corneenele biotitice sunt formate dintr-o masă de cuarț fin granoblastic și izometric, asociat cu cantități reduse de plagioclaz, în care apare biotitul ca lamele de dimensiuni ce variază de la 0,02—1,5 mm și care sunt distribuite mai mult sau mai puțin uniform (pl. X, fig. 4; pl. XI, fig. 1). În general, rocile au un aspect omogen în ceea ce privește distribuția componentelor mineralogici, existînd însă și cazuri cu porțiuni neomogene. Această omogenitate sau neomogenitate mineralogică este determinată de biotit, care în afară de cazurile generale, cînd este răspîndit destul de uniform, alteori el se poate aglomera în unele porțiuni ale rocii mai mult decît în altele. Lamelele de biotit pot fi de asemenea dispuse uneori orientat după direcții aproximativ paralele, ceea ce imprimă rocilor, în acest caz, o textură slab orientată, caracteristică de obicei corneenelor din zonele cele mai externe ale aureolelor de contact; acest aspect sugerează stratificația inițială a rocilor argiloase. În aceste cazuri, biotitul foarte fin cristalizat este dispus într-o masă de bază alcătuită pe alocuri dintr-un material tulbure, nediferențiat, în care se observă pe alocuri cristale de cuarț cu aspect detritic, care reprezintă probabil cuarțul inițial din roca sedimentară. Faptul că biotitul este mult mai fin cristalizat cu conture uneori mai difuze, prezența materialului tulbure, precum și a cuarțului cu caracter detritic, pledează pentru un metamorfism termic mai slab, care a avut loc la temperaturi mai scăzute în zonele mai îndepărtate de contactul intruziunilor. Cristalinitatea mult mai ridicată a biotitului cît și cantitățile mai abundente ale acestuia în imediata vecinătate a intruziunilor banatitice, se explică atât prin recombinarea elementelor constitutive ale rocilor argiloase preexistente, sub influența temperaturii cît și printr-un surplus de apă și volatile furnizate de magma banatitică. La constituția corneenelor ia parte alături de biotit, cuarțul și cantități reduse de feldspat plagioclaz (oligoclaz cu 18% An), ambele minerale fiind dezvoltate în cristale fine, de obicei echigranulare. În cazul plagioclazului se disting adesea macle de tip albît. Un mineral subordonat cantitativ, dar caracteristic corneenelor biotitice este andaluzitul, care a fost observat rar în stare proaspătă. În acest caz el se prezintă în cristale xenoblastice dispuse de obicei în aglomerări și mai rar izolat în masa rocilor. De cele mai multe ori, andaluzitul este complet transformat, fiind

înlocuit de aggregate fin lamelare de sericit. Prezența aglomerărilor de andaluzit proaspăt sau transformat imprimă corneenelor o structură porfiroblastică distinctă mai ales la microscop (pl. XI, fig. 2). Uneori a fost înălținită, cu totul sporadic, turmalina de culoare verde albăstruiie, în cristale idiomorfice sau hipidiomorfice, dispuse izolat în masa de bază a corneenelor. Prezența ei poate fi explicată mai degrabă printr-un conținut inițial de B_2O_3 al sedimentelor marine argiloase (Goldschmidt, Peters, 1932 — citateți de Turner, Verhogen, 1960) decât printr-un aport metasomatic al borului. Pe sistemele de fisuri care străbat corneenele biotitice se observă uneori biotit mai larg cristalizat, în lamele de culoare brun deschisă-verzuie, dispuse în rozete. În acest caz biotitul este însotit uneori de ortoză și cuarț, parogenează caracteristică fenomenului de feldspatizare generat de rocile banatitice, unde procesul se dezvoltă cu o mai mare ampoare, aşa după cum vom vedea într-un capitol special privind aspectele proceselor de transformare hidrotermală. Ortoza și cuartul substituie chiar mici portiuni din masa corneenelor de-o parte și de alta a fisurilor pe care se depun. Alte minerale hidrotermale prezente pe fisurile din corneene sunt actinotul, cloritul, anhidritul, gipsul, zeoliții, pirlita, calcopirita și molibdenitul. Sulfurile sunt adesea intim asociate cu cuart, ca mineral de gangă. Anhidritul ca mineral tardiv de gangă umple de obicei singur fisurile sau traversează masa de cuart cu sulfuri. Acțiunea soluțiilor hidrotermale se manifestă adesea printr-un proces intens de sericitizare a corneenelor biotitice; se produce substituirea parțială sau chiar totală a biotitului de către sericit ca și depunerea acestuia pe sistemele de fisuri ale rocilor cu diverse grade de transformare. Procesul de sericitizare este evident și macroscopic prin faptul că rocile își modifică culoarea, care din neagră devine cenușie deschisă și uneori chiar alb verzuie, în același timp ele fiind mult mai friabile. Observațiile microscopice arată că procesul de transformare hidrotermală începe cu cloritzarea parțială a biotitului și cu depunerile de clorit pe fisuri și în masa rociei; sericitul format ulterior substituie total biotitul necloritizat și chiar o parte din clorit. Roca este constituită în unele cazuri avansate de transformare din sericit, cuart și cantități reduse de clorit. Se pot urmări în aceeași secțiune treceți gradate de la biotit la clorit și apoi la sericit, acesta din urmă ajungând uneori să substituie total atât biotitul cât și cloritul. Procesul de sericitizare este însotit adesea și de o piritizare difuză a masei corneenelor afectate de transformare. După compoziția mineralologică corneenele biotitice ar corespunde faciesului amfibolic după Winkler (1965), ca derivând din roci argiloase relativ bogate în potasiu și sărace în aluminiu.

C o r n e e n e c u d i o p s i d ± b i o t i t. Sunt roci cu o dezvoltare redusă, care formează nivele cu grosimi mici de maximum 1—2 m, în orizonturile de calcare cristaline, unde se asociază uneori cu cuarțitele. Faptul că acest tip de corneene nu constituie nivele cu mare continuitate, ele având de obicei extinderi reduse atât pe direcție cât și pe verticală, ne determină să le considerăm ca fiind formate pe seama unor intercalări de roci marnoase în masa calcarelor. În sprijinul acestei afirmații vine și observația că aceste roci apar la diverse adâncimi în orizonturile calcaroase



și deci nu reprezintă un anumit nivel cu continuitate, așa cum este cazul corneenelor cu biotit. Macroscopic, rocile au o culoare verde închisă, măslinie pe alocuri, o structură foarte fin granulară și o textură masivă. Uneori ele sănt intens tectonizate, prezintind plane de alunecare și oglinzi de fricțiune pe care apare clorit și hidroxizi de fier. Microscopic, rocile sănt formate dintr-o masă de cuarț fin granuloblastică ($0,02 - 0,04$ mm) asociat uneori cu cantități subordonate de plagioclaz. În această masă se observă diopsidul în cristale fine, scurt prismatice, răspândite destul de uniform, alături de care sănt prezente lamele fine de biotit, rare granoblaste de grosular și cristale de sfen. Pe fisurile care străbat rocile ca și în masa acestora se observă cantități reduse de clorit, cuarț mai larg cristalizat și uneori fluorină, minerale depuse din soluțiile hidrotermale, care au circulat intens în tot cuprinsul aureolei de contact a intruziunilor banatitice.

Metamorfismul termic al rocilor silicioase. Așa după cum s-a arătat mai sus, natura materialului primordial a avut un rol deosebit în formarea diferitelor tipuri de roci, sub acțiunea metamorfismului termic. În acest sens, ne vom referi în cele ce urmează la grupa cuarțitelor, tipuri petrografice de roci bine reprezentate, care însățesc alte roci de contact din aureolele intruziunilor banatitice. Studiul compoziției mineralogice a rocilor din grupa cuarțitelor a dus la concluzia că aceste roci s-au format prin metamorfismul termic al unor gresii silicioase, pe alocuri cu caracter microconglomeratic sau chiar a unor ortocuarțite mai mult sau mai puțin pure. Cuarțitele au fost interceptate la diverse adâncimi în forajele din Valea Mare și de la Vărăd, unde se conturează ca nivele cu grosimi cuprinse între $2 - 50$ m. În ceea ce privește relațiile cu celelalte tipuri de roci s-au putut observa următoarele situații de apariție: intercalații în calcarele cristaline și mai rar în skarne, la contactul dintre calcare și skarne și cu totul întimplător la contactul dintre rocile banatitice și skarne (fig. 26). După compoziția mineralologică, cuarțitele se pot grupa astfel în monocuarțite și cuarțite cu wollastonit.

Mono cuarțite. Aceste roci formează tipul reprezentativ de cuarțite, întâlnite în zona cercetată, a căror proveniență poate fi atribuită unor gresii silicioase sau ortocuarțite caracterizate, așa după cum vom vedea, printr-un mare grad de puritate. Sunt roci de culoare alb cenușiu-deschisă și structură fin granuloblastică, de cele mai multe ori ele fiind intens cataclazate și mai rar masive. Microscopic rocile sunt formate predominant și uneori chiar exclusiv din cuarț inechigranular cu conture dantelate sau îndințate (pl. XI, fig. 3). În această masă de cuarț apar uneori rare granule de zircon și sfen ca minerale relicte din fostele gresii, precum și minerale de neoformare depuse din soluțiile hidrotermale pe fisuri și în golurile rocilor; astfel, este sericitul, calcitul, pirita și varietăți fibroase de silice (calcedonit și cuarțină). Caracterul monomineral al acestui tip de cuarțite indică gradul mare de puritate al unora din gresile silicioase sau ortocuarțite metamorfozate prin contactul termic. Datorită acestui fapt nu a avut loc formarea de minerale de contact termic, efectele temperaturii



manifestându-se numai prin diverse grade de recristalizare a rocilor inițiale. Astfel, în apropierea contactului cu rocile banatitice, procesele de recristalizare au fost mult mai accentuate, încit caracterul elasic al cuarțului și al rocii în ansamblu a fost complet șters, în timp ce mai departe de contact, acolo unde și calcarurile sunt mai slab recristalizate caracterul inițial este mai puțin modificat. Această observație este foarte evidentă în cazul unor gresii silicioase cu caracter parțial microconglomeratic, în

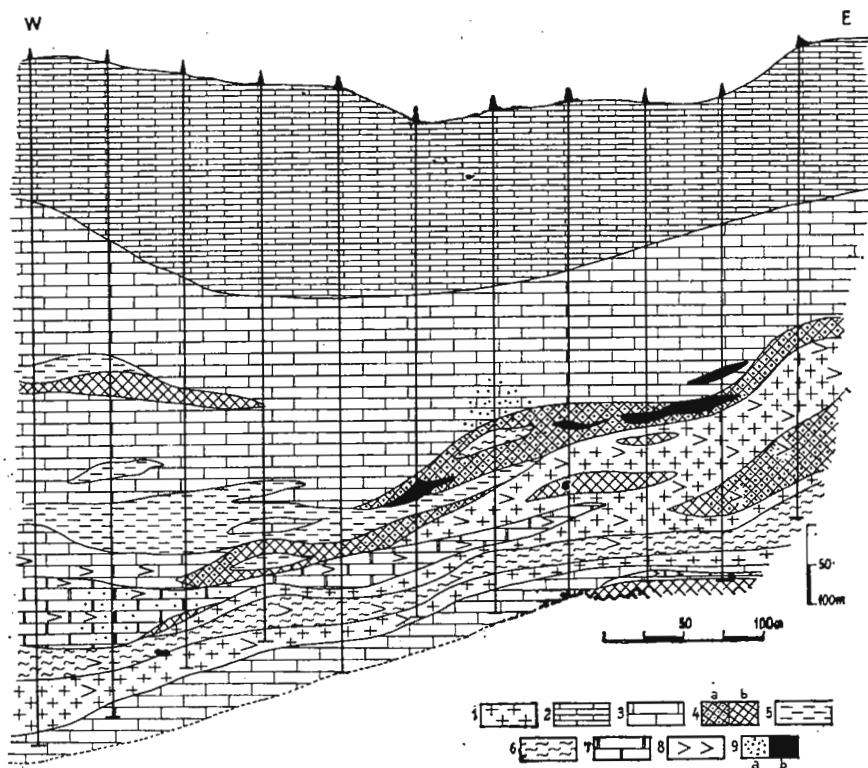


Fig. 26. — Secțiune geologică E—W (X—X') în sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).

1, roci banatitice; 2, calcare mezozoic; 3, calcare cristaline; 4, skarne: a, mineralizate difuz; b, nemineralizate; 5, quartite; 6, corneene biotitice; 7, calcare cristaline magneziene; 8, anhidritizare; 9, mineralizare: a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnație densă.

Cross section E—W (X—X') within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).

1, banatitic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, skarn: a, disseminated ore; b, unmineralized; 5, quartzite; 6, biotite-hornfels; 7, magnesian crystalline limestone; 8, anhydritization; 9, mineralization: a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.

care se recunoaște pe alocuri aspectul detritic al granulelor rotunjite de cuarț prinse într-un ciment de cuarț recristalizat, cu conture îndințate (pl. X, fig. 4). Efectele fenomenelor de cataclazare suferite de unele cuarțite apar evident și la microscop, unde se observă cum granoblastele de cuarț

mai larg dezvoltate sunt zdrobite și transformate într-o masă de granule fine, orientate uneori după anumite direcții.

Cuarțite cu wollastonit. Sunt roci care se asociază uneori cu monocuarțitele și formează separații cu grosimi reduse, în cadrul orizonturilor de calcare cristaline de la contactul unor apofize banatitice interceptate de foraje în sectoarele Valea Mare, Gărina și Vărăd. Rocile au o culoare alb-cenușiu deschisă, o duritate mare și o structură fin granoblastică-fibroradiară. La microscop se deosebesc două aspecte caracteristice ale cuarțitelor cu wollastonit :

— cuarțite formate din cristale inechigranulare de cuarț cu conture rotunjite sau subrotunjite, având un ciment alcătuit din rozete de wollastonit fin fibros, asociat cu cantități mici de cuarț fin granular. Individualizarea cristalelor de cuarț cu aspect detritic în cimentul format din wollastonit și cuarț sugerează aspectul unei foste gresii cu caracter pe alocuri microconglomeratic (pl. XII, fig. 1) ;

— cuarțite formate dintr-o masă compactă de cuarț cu structură mozaicată în care apar fibre izolate sau mici rozete de wollastonit.

Formarea cuarțitelor cu wollastonit își găsește o explicație în reacția termică dintre fostele gresii silicioase sau ortocuarțite cu rocile calcaroase înconjурătoare (Steve, 1959 ; Harrer, 1960). Adesea la contactul dintre cele două tipuri de roci (silicioase și calcaroase) apar cuarțite cu wollastonit. Uneori chiar la contactul cu calcarele cristaline apar simburi relići de monocuarțite. Wollastonitul poate de asemenea, în urma acelorași reacții, să formeze borduri subțiri ale lenticelelor de monocuarțite din calcare. Transformarea progresivă a separațiilor de roci silicioase în cuarțite cu wollastonit se datorează reacției dintre materialul silicios și carbonat, sub influența temperaturii. În cazul în care wollastonitul apare în cimentul unor cuarțite sub formă de rozete, este posibil ca reacțiile de formare să fi avut loc chiar în cadrul gresiilor inițiale datorită existenței unui ciment parțial calcaros. Cuarțul și calcitul pot constitui o asociație stabilă de minerale în multe calcare cristaline ; totuși, la un metamorfism de temperatură mai ridicată această asociație devine instabilă și aceste minerale reacționează între ele dind wollastonitul și bioxidul de carbon :



Bart (1952) a demonstrat experimental această reacție arătând că la presiunea de o atmosferă, formarea wollastonitului necesită o temperatură de 450°C. În zonele de contact dintre rocile silicioase și calcare, wollastonitul poate să formeze pe întinderi limitate aglomerări, aproape monominerale. Se consideră că formarea rocilor wollastonitice a avut loc în urma metamorfismului termic cînd au existat cantități suficiente de SiO_2 pentru a produce decarbonatarea locală a rocii calcaroase inițiale. Cu totul sporadic s-au observat în unele cuarțite wollastonitice de la contactul cu calcarele, granule fine de grosular care își datorează existența unor impurități inițiale aluminioase și carbonatice. Cuarțitele pot fi încadrate în faciesul amfibolic (Winkler, 1965) caracteristic formării și celorlalte tipuri de corneene descrise anterior. Studiul cuarțitelor și corneenelor



privind atât relațiile lor spațiale cu celealte roci de contact cît și compoziția mineralologică, a determinat încadrarea lor în grupa rocilor de metamorfism termic, net deosebită de grupa rocilor formate prin procese metasomatice. Considerăm în același timp că rocile de contact termic din regiunea cercetată, ar putea corespunde grupei „skarnoidelor”, termen folosit de Kojinski (1955) pentru rocile formate fără aport de calciu și siliciu.

b) Metamorfismul de contact metasomatic

Generalități privind terminologia și modul de formare a skarnelor. Noțiunea de skarn este un termen minier vechi, de origine scandinavă care a fost utilizat pentru a desemna agregatele de silicii sterili (piroxeni, granați, epidot) asociată intîim cu magnetitul (Lindgren, 1933). Pentru a pune în evidență la Kristiania cele două tipuri de metamorfism de contact (cu și fără aport), Goldschmidt (1911) a întrebuințat termenul de „skarngestein” pentru a desemna rocile cu silicii de calciu și fier, care au rezultat din metasomatoza pneumatotitică a unor roci carbonatice inițiale. Cum aceste skarne apar ca un rezultat frecvent al metamorfismului de contact termic cu metasomatoza rocii carbonatice, autorul a propus o extindere a noțiunii de skarn pentru toate rocile cu silicii de calciu și fier, în sensul de a da un nume generic care să fie comparabil cu termenul de corneeană, acordat produselor de metamorfism al rocilor cuart-pelitice. Termenul de tactit, derivat din latinul „tactus” a fost propus de Hess (1919) pentru a defini o rocă cu o mineralogie mai mult sau mai puțin complexă, formată prin metamorfismul de contact al calcarelor, dolomitelor sau a altor roci solubile, în prin care „soluții calde” sau „gaze” au fost introduce „materiale străine” din intruziunile magmatice. Hess a intenționat să restrângă aplicarea termenului de „tactit” pentru rocile metasomatice care marchează contactul între roca magmatică și rocile înconjurătoare; în accepția unei anumitor autori scandinavi, skarnele se pot găsi la o distanță considerabilă de roca magmatică generatoare și deci au un sens mai larg decit noțiunea de roci metasomatice de contact. Hess a limitat astfel noțiunea de „tactite” la tipurile de skarne legate strict de contact, ca produsele metasomatozei oricarei roci, cu condiția ca ea să fie solubilă. Dacă ne referim la prima definiție a cuvintului skarn din punct de vedere petrologic, adică aceea a lui Goldschmidt (1911), se ajunge la concluzia că efectiv nu există o identitate între termenul de skarne și cel de tactite. După acest autor, skarnele s-au format pe seama calcarelor în urma metamorfismului de contact metasomatic. Noțiunea de „tactit” apare astfel mai restrinsă topografic în comparație cu aceea de „skarn”, cimpul său de aplicație fiind, din contră, mai extins în ceea ce privește mineralogia și natura rocii înlocuite. Introducerea termenului de „produse pirometasomatice” se datorează lui Lindgren (1933), care a desemnat astfel rocile rezultate în urma unui metamorfism intens, care a afectat rocile sedimentare și în special pe cele carbonatate situate la o distanță variabilă de contactul magmatic. Geneza produselor pirometasomatice, să cum reiese din sensul cuvintului, se datorează unei înlocuiri care se efectuează cu adaoș de substanțe, sub forma unor emanări de temperatură ridicată provenite dintr-o intruziune magmatică. Lindgren arată că însăși roca magmatică poate conține anumite minerale, ca cele din produsele pirometasomatice, cum este granatul și epidotul. Privite din punct de vedere al asociatiilor mineralogice ca și al naturii rocilor transformate, produsele pirometasomatice pot include atât noțiunea de skarne cît și aceea de tactite. Magesson folosește termenul de „skarne de reacție” pentru rocile care formează borduri la contactul marmurelor cu gnaisele, în cadrul complexelor gnaisice. Pilipenko (1949) citat de Tatarinov deosebește skarne anhidre (pirometasomatice), caracterizate prin prezența mineralelor în compoziția cărora nu intră apa și skarne hidratate (hidrometasomatice), alcătuite din minerale cu apă de constituție. Rambert (1952) vorbește despre produse ale diferențierii metamorfice ce are loc între două roci incompatibile din punct de vedere chimic, care se află în contact direct în decursul recristalizării. Aceste produse sunt rezultatul migrării substanțelor dinspre o rocă spre cealaltă, în două direcții opuse, cu formarea unei zone de reacție cu minerale stabilă. Transferul de elemente are loc prin difuziune și nu prin curgerea fluidelor din pori. La „Simpozionul asupra zăcămintelor de fier din lume” (Algeria, 1952), geologii au reluat discuțiile asupra vechiului termen de skarn. După acestia, este imposibil de a plasa skarnele printre produsele pirometasomatice, deoarece dacă cele două definiții coincid din punctul



de vedere al compoziției mineralogice, al asociației cu rocile carbonatate și al înlocuirii frecvente a rocilor calearoase, nu se pot totuși asimila toate skarnele la produsele de contact (G e i e r, M a g n u s s o n). Acești autori au propus să se facă o distincție între „skarnele de reacție”, care desemnează produsele diferențierii metamorfice, și „skarnele primare”, care sunt produsele de contact sau pirometasomatische, după L i n d g r e n. K o r j i n s k i (1948, 1950) emite ipoteza formării skarnelor prin reacții metasomatice de contact. Acest autor definește skarnele ca roci silicificate formate la contactul unor intruziuni magmatische sau în apropierea acestora cu depozite carbonatate, sub influența unor procese metasomatice de temperatură ridicată. Sunt considerate drept skarne rocile constituite din piroxeni (seria diopsid-hecembergit) și granați (seria grosular-andradit) la care se mai pot adăuga vezuvian, ilvait, hornblendă și alte cîteva minerale. În primele cercetări (1948) autorul consideră că rolul important în formarea skarnelor îl are fenomenul de difuziune, pentru ca mai tîrziu (1953) să remarcă fenomenul de infiltrație la contact ca avînd un rol de seamă în formarea acestora. K o r j i n s k i deosebește endoskarnele (formate pe seama rocilor silicificate) de exoskarne (formate pe seama calcarelor). Același autor utilizează termenul de pseudoskarne (1955) pentru rocile care însoțesc skarnele, dar care s-au format în faza hidrometasomatică și sint alcătuite din minerale ce au grupul hidroxil în rețea cristalină, cum este epidotul, amfibolii, skapolitolul, cloritul etc. K o r j i n s k i (1965) definește ca „skarnoide” o grupă aparte de rocî formate fără apărît de calciu și siliciu, pe seama unor rocî calcosilicificate, ca marne și tufuri calcaroase. Aceste rocî sint lipsite de zonălitate reprezentînd parțial corneene calcosilicificate, parțial rocî mai transformate și imbogătite în fier. A b d u l a e v (1954) citat de T a t a r i n o v deosebește ca „autoskarne” rocile formate în rocile eruptive materne, și ca „alloskarne”, rocile rezultate din transformarea rocilor înconjurătoare. În studiul asupra fenomenelor de contact de la Costabonne (Pirinei), (G u i d a r, L a f f i t t e 1958) au tinut cont de „granitele modificate”, rocî care pot fi assimilate granitelor cu granat și epidot, menționate de L i n d g r e n. În sensul unei definiții mineralogice, acești autori au denumit endoskarne granitele modificate. Prefixul permite identificarea ca exoskarne a formațiunilor generate prin metasomatoza dolomitelor de la contactul cu intruziunea granitică. R o u t h i e r (1963) definește ca mineralizații pirometasomatice, concentrațiile formate la contact sau la o oarecare distanță de rocile granitoide, pe seama rocilor carbonatice inițiale (calcare și dolomite), care au fost profund transformate în rocî silicificate (tactite sau skarne), fiind evident faptul că acest metamorfism a fost însoțit de un aport metasomatic.

Referitor la timpul de formare a skarnelor în raport cu rocile intrusive, au existat mai multe concepții. La începutul cercetării skarnelor, se presupunea că acestea s-au format simultan cu rocile intrusive, sub influența gazelor emanate de magma încă în fuziune (V o g t). Ulterior, s-a afirmat că formarea skarnelor coincide cu perioada de cristalizare a rocilor intrusive. Z a v a r i ț k i susține că formarea skarnelor corespunde cu perioada de cristalizare eutectică a ultimelor reziduuri cu caracter intens acid. Ipoteza care presupune că skarnele s-au format simultan cu cristalizarea rocilor intrusive se bazează pe faptul că reziduul remanent se imbogătește în gaze, care pătrund în rocile înconjurătoare. Se admite în general că formarea skarnelor a avut loc după consolidarea în întregime sau cel puțin a porțiunilor periferice ale intruziunilor. Această presupunere se bazează pe faptul că fluidele care au provocat skarnizarea rocilor înconjurătoare au transformat în același timp și rocile intrusive; adesea în endoskarne au fost observate relicte din roca eruptivă, ceea ce constituie un indiciu prețios în deosebirea endoskarnelor de exoskarne. Procesele de skarnizare au avut loc la un timp foarte scurt după consolidarea intruziunii, timp în care temperatura mediului înconjurător era încă ridicată. Procesele metasomatice se caracterizează printr-o durată de desfășurare indelungată. N i c o l a e v subliniază că aportul indelungat și constant al fluidelor magmatische este posibil numai în cazul unui sistem magmatic incomplet inchis. Astfel de sisteme magmative „relativ inchise” sint în majoritatea cazurilor caracteristice condițiilor de adinâmce medie. Majoritatea cercetărilor confirmă faptul că skarnele se formează în domeniul hipocrustal (cîteva sute de metri) sau hipoabisic (1000–4000 m). Adinâmile optime de formare a skarnelor sint considerate a fi următoarele, după diversi autori: 1000 m (R o u t h i e r, 1963), 200–2500 m (K u r e k, 1954), 1500 m (G o l d s c h m i d t, 1911), 650–1000 m (L i n d g r e n, 1933). Depunerea succesivă a asociațiilor de minerale cu o compoziție diferită, care alcătuiesc skarnele, duce la acumularea în aceleșa zone a mineralelor cu temperaturi variate de formare. Limitele intervalului de temperatură se pot schița cu totul aproximativ, fiind foarte greu de stabilit temperatura maximă la care a avut loc formarea mineralelor de skarn. Datele experimentale presupun, cu aproximație, că temperatura de formare a primelor minerale de skarn nu poate depăși 800° (limitele cele mai verosimile fiind cuprinse între 800–500°C după K u r e k, 1954). Z a v a r i ț k i citează



date cu privire la formarea magnetitului (550°) și a hematitului (320°). Zies studiind formarea magnetitului în fumarolele din Alaska constată că acesta apare la $500-600^\circ$. În procesele metasomaticice de formare a skarnelor, aportul magmatic ca și îndepărtarea diverselor elemente din rocile preexistente se manifestă sub diferite aspecte. Aportul de substanță din corpul intrusiv constă în principal din Fe, Mg, Si și în mai mică măsură din Al, alcali și volatile ca B, F, Cl etc. În compoziția skarnelor intră ca elemente majore Ca, Mg, Fe și Si. Deoarece pentru formarea skarnelor este absolut obligatorie prezența rocilor carbonatice, se presupune că transferul diverselor elemente care intră în reacție, ar avea loc prin intermediul ionilor CO_3^{2-} și CO_3H . Astfel, caracterul litologic al rocilor preexistente controlează net posibilitatea formării skarnelor. Faptul că rocile carbonatice (calcare și dolomite) sunt cele mai competente, se datorează pe de-o parte diferenței de chimism față de rocile intrusive și fluidele generate de acestea și pe de altă parte posibilității de eliberare, în anumite condiții, a unor cantități importante de CO_2 ; acesta joacă un rol de seamă în desfășurarea proceselor metasomaticice atât în determinarea unor anumite condiții de presiune cit și în rolul ca agent solvent și transportor al anumitor elemente. O condiție necesară în desfășurarea proceselor metasomaticice este legată de gradul de porozitate al rocilor preexistente, de morfologia porilor și de secțiunea canalelor care-i unesc. Porozitatea caracterizează atât rocile carbonatice pure cit și pe cele impure. Dimensiunile spațiilor libere prin care circulă fluidele determină caracterul de infiltratie sau de difuziune al metasomatozei. Când formațiunile afectate de transformări sunt alcătuite dintr-o alternanță de roci cu compoziție diferită, este foarte evident caracterul izotrop sau anizotrop al permeabilității palasomului prin aspectul omogen sau selectiv al proceselor metasomaticice. Există astfel o strânsă dependență între forma, condițiile de localizare ale corporilor de skarne și proprietățile fizico-chimice, ca și deformările rocilor înconjurătoare. Creșterea permeabilității rocilor calcaroase se datorează și tensiunilor mecanice care au avut loc în timpul venirii intruziunilor. Calcarele compacte sunt în principiu impermeabile la scară mică, însă la nivelul unei formațiuni, planele de stratificație ca și sistemele de fracturi și fisuri facilitează circulația fluidelor magmatische și propagarea acestora mai rapid la distanțe mult mai mari decât prin simpla difuziune datorită gradientului chimic. Koraliev (citat de Tatărînov) acordă o atenție deosebită dezvoltării fracturilor în legătură cu punerea în loc a intruziunilor: „Intruziunea granitoïdă împreună cu rocile înconjurătoare reprezintă un sistem eterogen din punct de vedere al proprietăților lor fizice”. La începutul procesului post-magmatic, acest sistem cuprinde intruziunea însăși, constituită din roci criptive, apoi aureola de corneene și alte produse ale metamorfismului termic și în sfîrșit rocile sedimentare anizotrope din punct de vedere fizic și care încă nu și-au pierdut plasticitatea. În urma acțiunii asupra acestui sistem a unor forțe tectonice, care creză, prin deformări, posibilitatea degajării soluțiilor postmagmatische din adîncul intruziunii, aceste trei părți componente ale sistemului reacționează în mod diferit. În primul rînd este supusă deformărilor suprafața de separare a două medii diferențiate, contactul intruziunii (care joacă rol de stâvlă) cu rocile înconjurătoare, precum și toate părțile periferice ale intruziunii și ale aureolei de corneene din imediata apropiere a contactului. Tensiunile tectonice ulterioare vor produce rupturi în părțile mai îndepărtate ale sistemului, în părțile periferice ale aureolei metamorfice și în sfîrșit în rocile sedimentare înconjurătoare (citat de Tatărînov, 1967). În studiul de față am adoptat termenul de skarn, în accepțiunea lui Korjinskîi (1950), pentru rocile constituite predominant din siliciati de calciu, fier și magneziu, care s-au format la contactul intruziunilor sau în apropierea acestora cu roci carbonatice, în urma unor procese metasomaticice de temperatură ridicată. Contextul geologic în care apar skarnele ne-a permis să concludem că formarea lor este în legătură cu existența rocilor calcaroase mezozoice, în care s-au intrus corpuri și apofize de roci banatitice consolidate predominant în facies hipoabisic. Aceste intruziuni au constituit surse de emanații reprezentate prin diverse substanțe chimice active, ca și prin cantități importante de apă. Importanța controlului litologic în desfășurarea proceselor metasomaticice se manifestă foarte evident în cadrul formațiunilor sedimentare mezozoice, care pe lîngă calcare conțin și alte tipuri de roci. Competența mare a calcarelor față de fluidele magmatische determină caracterul selectiv al metasomatozei, prin apariția de skarne alături de alte tipuri de roci de contact formate pe seama unor roci inițiale mai puțin competente. În regiunea cercetată, procesele de skarnizare a calcarelor sunt mai rar observate la suprafață, ele fiind în legătură cu cele cîteva corpuri intrusive deschise la zi în sectorul Suvorov, în culmea Amalia și la Vărăd. Cele mai importante zone de skarne s-au conturat în adîncime prin forajele de explorare. Astfel, reiese



clar că formarea skarnelor a avut loc în cadrul orizonturilor calcaroase de vîrstă jurasică și cretacică, acolo unde acestea au fost străbătute de apofize și corpuri de roci banatitice. Corelarea datelor din diversele foraje amplasate pe un gabarit cu aspect de rețea a permis înțelegerea unor secțiuni geologice direcționale (N–S) și transversale (E–W), care oferă o imagine de ansamblu asupra modului de apariție a skarnelor, a formei lor de zăcămînt și a dimensiunilor, precum și a relațiilor cu rocile banatitice și cu celealte roci învecinate (de contact termic sau sedimentare).

Localizarea skarnelor din regiunea Moldova Nouă. Particularitățile structurii geologice a teritoriului în care au avut loc procesele metasomatice au determinat în mare măsură localizarea, forma și dimensiunile corpurilor de skarne. Intruziunile banatitice din regiunea Moldova Nouă se încadrează în structura geologică generală a Banatului, ele fiind puse în loc pe fracturi majore cu orientare aproximativ N–S, caracteristice întregii provincii banatitice. Existența acestor fracturi majore precum și a altor fracturi de sprijin create prin forfecare și tensiune odată cu punerea în loc a intruziunilor, cărora li se adaugă planele de stratificație ca și sistemele de fisuri din rocile calcaroase, a permis circulația cu ușurință a fluidelor postmagmatische, care au dus la dezvoltarea pe scară largă a unei metasomatize de infiltratie. Astfel, skarnele s-au format cu precădere în aceste zone de fracturare și fisurare, care au asigurat o circulație liberă a soluțiilor. S-a observat în general că skarnele se concentrează de preferință ca capetele periclinale ale cutelor, în punctele de scufundare a corpurilor banatitice, unde au existat tensiuni maxime de producere a crăpăturilor. O astfel de situație se constată în cazul corpului banatitic Suvorov, care se afundă brusc la N și la S, skarnele mineralizate fiind localizate pe periclinul de nord și de sud al intruziunii. La repartizarea skarnelor în spațiu a concurat atât controlul litologic cît și cel structural, ceea ce este foarte evident mai ales în cazul în care skarnele s-au format pe seama unui complex de roci de compozitie mixtă, care pe lîngă calcare, de obicei ușor substituite conține și alte roci mai puțin favorabile proceselor metasomaticice. Înlocuirea calcarelor prin skarne se face în mod selectiv și neregulat, astfel încit în legătură cu localizarea skarnelor s-au observat următoarele situații:

-- skarne localizate la contactul direct cu intruziunile banatitice; în cazul apofizelor, skarnele se dispun atât în acoperișul cît și în culcușul acestora, urmărind cu fidelitate conturul apofizei, în timp ce în cazul corpurilor, ca de exemplu corpul Suvorov, skarnele apar de obicei în acoperișul acestuia și mai puțin sau chiar deloc în culcuș;

-- skarne localizate în calcare, la distanțe de 50–100 m de contactul cu intruziunea;

-- skarne localizate chiar în cuprinsul intruziunilor, unde apar ca pene sau lentile incluse de acestea. Lucrările de explorare (foraje și galerii) au permis atât urmărirea localizării skarnelor în raport cu intruziunile, cît și conturarea formelor de zăcămînt, a dimensiunilor acestora și a adincimilor de apariție (fig. 27, 28, 29, 30, 31).



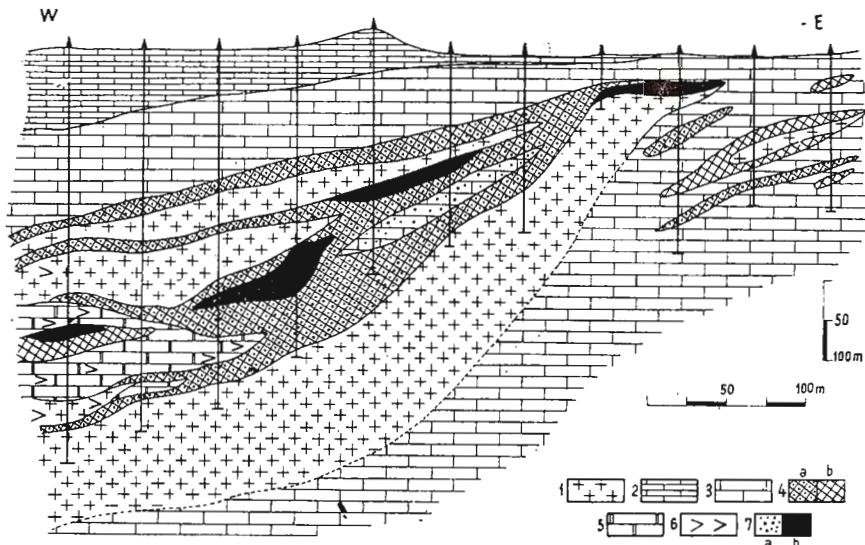


Fig. 27. — Secțiune geologică E—W (III—III') in sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).

1, roci banatitice; 2, calcare mezozoice; 3, calcar cristaline; 4, skarne: a, mineralizate difuză; b, nemineralizate; 5, calcare cristaline magneziene; 6, anhidritizare; 7, mineralizatie: a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnație densă.

Cross section E—W (III—III') within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).

1, banatic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, skarn: a, disseminated ore; b, unmineralized; 5, magnesian crystalline limestone; 6, anhydritization; 7, mineralization: a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.

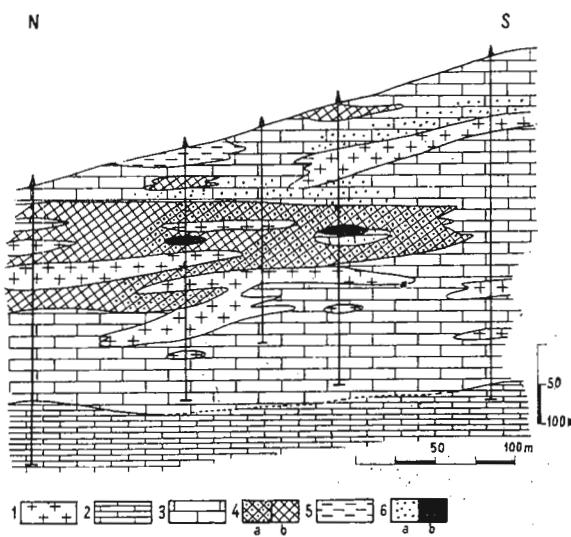
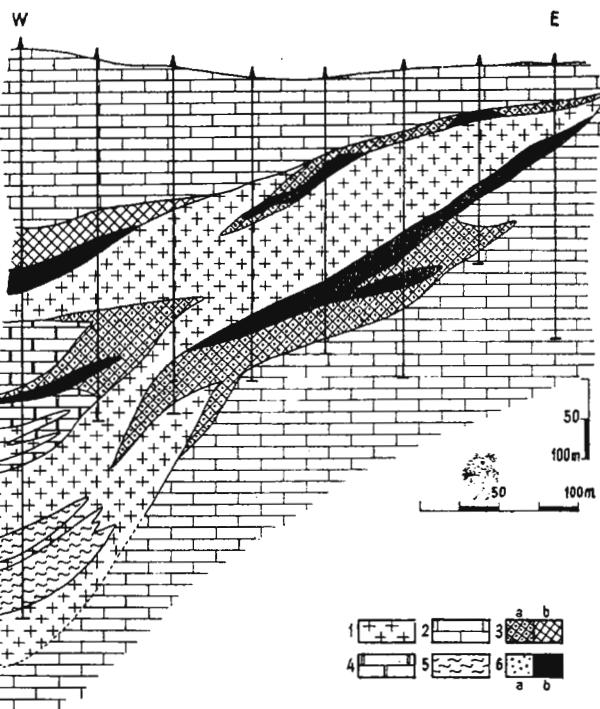


Fig. 28. — Secțiune geologică N—S (F—F') in sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).

1, roci banatitice; 2, calcare mezozoice; 3, calcar cristaline; 4, skarne: a, mineralizate difuză; b, nemineralizate; 5, quartite; 6, mineralizatie: a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnație densă.

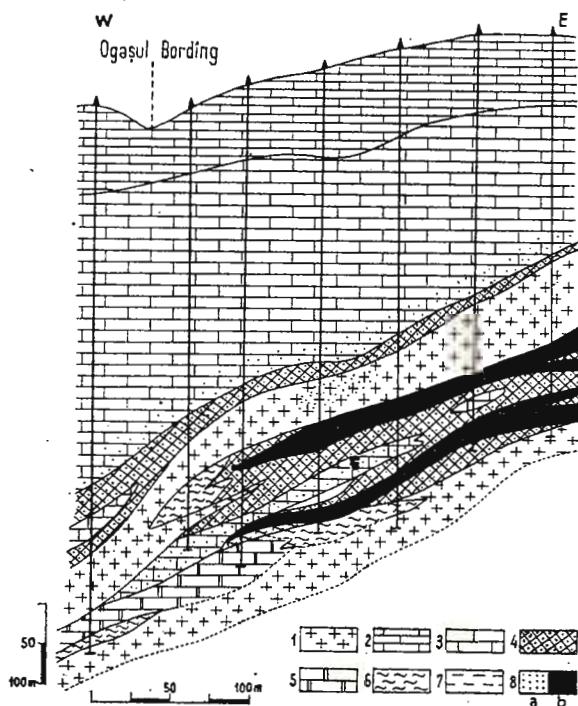
Cross section N—S (F—F') within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).

1, banatic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, skarn: a, disseminated ore; b, unmineralized; 5, quartzite; 6, mineralization: a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.



Cross section E-W (V-V') within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).

1. banatitic rocks; 2, crystalline limestone; 3, skarn: a, disseminated ore; b, unmineralized; 4, magnesian crystalline limestone; 5, biotite-hornfels; 6, mineralization: a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.



Cross section E-W (XI_a-XI_{a'}) within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).

1, banatitic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, disseminated ore-skarn; 5, magnesian crystalline limestone; 6, blotite hornfels; 7, quartzite; 8, mineralization: a, disseminated; b, massive and dense impregnationlike ore.

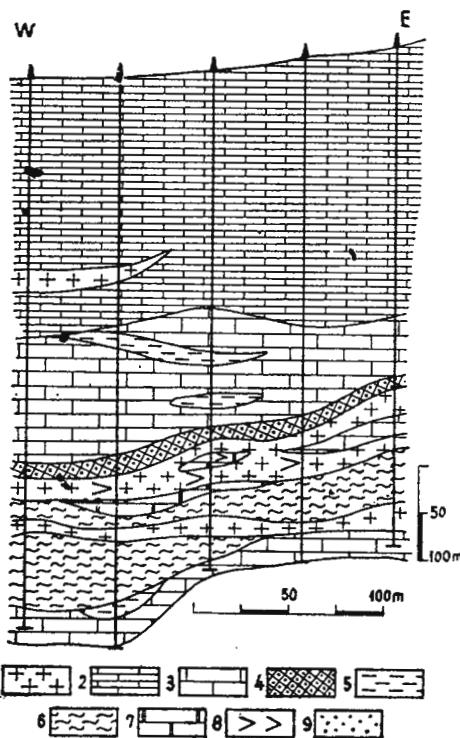


Fig. 31. — Secțiune geologică E—W (XIII—XIII') în sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).

1, roci banatitice; 2, calcare mezozoice; 3, calcare cristaline; 4, skarne mineralizate difuz; 5, quartite; 6, corneene biotitice; 7, calcare cristaline magneziene; 8, anhidritizări; 9, mineralizatie difuză.

Cross section E—W(XIII—XIII') within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).

1, banatic rocks; 2, Mezozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, disseminated ore-skarn; 5, quartite; 6, biotite-hornfels; 7, magnesian crystalline limestone; 8, anhydritization; 9, disseminated mineralization.

Forma de zăcămînt a skarnelor din regiunea Moldova Nouă. Așa cum reiese din secțiunile geologice, skarnele se caracterizează prin următoarele forme de zăcămînt :

— la orizonturile superioare din lucrările miniere și din foraje, forma predominantă de zăcămînt sunt corporile lenticulare simplu efilate sau cu numeroase digitații, care se întrepătrund cu calcarele cristaline și cu rocile banatitice ;

— la orizonturile mai adânci, skarnele formează benzi continui sau pe alocuri întrerupte, cu grosimi relativ constante (5—50 m), dispuse în lungul contactului apofizelor pe care îl urmăresc adesea cu fidelitate. Este caracteristică uneori în aceste cazuri îndințarea porțiunilor terminale ale benzilor de skarne adiacente unei apofize banatitice cu porțiunea terminală a unei apofize învecinate ;

— uneori skarnele formează îngrămadiri cu aspect neregulat care se localizează pe anumite porțiuni ale contactului cu intruзиunile, sau în masa calcarelor cristaline ;

— alteori skarnele apar ca filoane cu grosimi și lungimi variabile care străbat calcarele cristaline la distanțe mai mari de contactul cu intruзиunile.

Grosimile corpurilor lenticulare și a benzilor de skarne variază în limite a căror valoare este cuprinsă între cîțiva metri pînă la zeci de metri. Astfel, corpurile lenticulare au grosimi cuprinse frecvent între 20–30 m în cazuri extrem de rare 100 m, în timp ce lungimile ating 200–600 m. Benzile de skarne au grosimi cuprinse între 5–50 m și lungimi de 100–400 m. Formele filoniene de skarne au în general dimensiuni reduse, cu grosimi de 2–30 cm și lungimi de 0,5–10 m.

Secțiunile geologice prin forajele din Valea Mare arată că cele mai frecvente și dezvoltate zone de skarne se întâlnesc acolo unde skarnizarea calcarelor s-a produs de către o rețea de apofize banatitice. Pătrunderea și împînzirea calcarelor cu rețele de astfel de apofize a constituit o condiție optimă de formare a zonelor bine dezvoltate de skarne, o situație similară fiind menționată de K o r j i n s k i (1948), pentru zăcămîntul Frolova și Turinsk din U.R.S.S.

În ceea ce privește adîncimile de apariție a skarnelor din zona cercetată, se constată că ele sunt prezente mai puțin la suprafață sau în imediata apropiere a acesteia, unde au fost deschise prin lucrări miniere. Cele mai multe zone de skarne au fost însă conturate prin foraje, care le-au interceptat la adîncimi cuprinse între + 150 m și 350 m. În zona Suvorov – Valea Mare și la Vărăd adîncimile frecvente sunt cuprinse între 0 și –200 m.

O observație deosebită în legătură cu modul de apariție a skarnelor, se referă de asemenea și la relațiile lor cu alte tipuri de roci de contact. Astfel, uneori în masa skarnelor apar blocuri relicte sau intercalații de calcare cristaline, precum și intercalații reduse de cuarțite sau corneene biotitice. Prezența relictelor de calcare cristaline indică desfășurarea neomogenă a produselor de contact metasomatic, care s-au dezvoltat preferențial pe anumite zone favorabile din punct de vedere structural. În schimb, prezența cuarțitelor și a corneenelor cu biotit reflectă importanța controlului litologic în desfășurarea proceselor de skarnizare. Cuarțitele presupun existența unor foste gresii silicioase ca intercalații în complexul calcaros, în timp ce corneenele biotitice se datorează unor intercalații argiloase. Este astfel evidentă incompetența celor două tipuri de roci sedimentare față de procesele metasomatice.

Observațiile obținute în lucrările miniere și în foraje au arătat că localizarea și gradul de dezvoltare a zonelor de skarne au fost condiționate de existența fracturilor de la contactul intruziunilor banatitice cu calcarele, precum și de forma și dimensiunile intruziunilor. Astfel, în majoritatea cazurilor, zonele de skarne sunt mai dezvoltate la contactul direct cu rocile banatitice, unde au existat atît fracturi majore inițiale pe care acestea s-au intrus, cit și fracturi formate în urma tensiunilor mecanice care au luat naștere în timpul punerii în loc a intruziunilor. Alături de controlul structural, este de asemenea evident rolul controlului litologic în procesele de skarnizare, care s-au dezvoltat în mod preferențial în rocile calcaroase, prezența altor roci necompetente (argile, gresii) fiind tradusă prin apariția rocilor de contact termic.



Clasificarea și descrierea tipurilor petrografice de skarne. În urma proceselor metasomaticice de temperatură ridicată s-au format skarne constituite în mod frecvent și predominant din granați și subordonat din piroxen; acestor minerale li se asociază uneori subordonat vezuvianul, wollastonitul, chondroditul și scapolitul. Adeseori, compoziția skarnelor este mult mai variată prin apariția silicătilor caracterizați prin prezența grupului OH, care s-au format sub influența soluțiilor hidrotermale din faza subsecventă a metasomatisimului de contact. Au rezultat astfel roci cunoscute sub denumirea de pseudoskarne, care vor fi discutate ulterior.

Paragenezele de minerale care intră în compoziția skarnelor au permis stabilirea următoarelor tipuri petrografice: skarne cu granați ± diopsid ± vezuvian; skarne cu diopsid ± granați; skarne cu vezuvian ± granați ± diopsid; skarne cu wollastonit + granați ± piroxen ± chondrodit.

S k a r n e c u g r a n a ți ± d i o p s i d ± v e z u v i a n . Aceste roci reprezintă tipul caracteristic de skarne atât în ceea ce privește frecvența cât și gradul de dezvoltare în întreaga zonă cercetată. De cele mai multe ori, skarnele granatifere formează în exclusivitate rocile din aureolele de contact ale banatitelor ele constituind în același timp, în majoritatea cazurilor, și rocile gazză atât pentru mineralizația de oxizi de fier cât și pentru mineralizația de sulfuri.

Macroscopic, rocile care aparțin acestui tip petrografic au o culoare care variază de la galben verzui la cenușiu-verzui, brun-roșcat și uneori chiar verde-măsliniu, culoarea fiind imprimată, în general, de granații din seria grosular-andradit, deși cauza diferențierii de colorație a granaților este inexplicabilă, după K o r j i n s k i (1948). În Pirinei, la contactul granitului de Querigut a fost determinat ca grosular, granatul brun și ca andradit granatul de culoare verzuie-gălbui (G u i d a r d, L a f i t t e, 1958). Structura skarnelor granatifere este granoblastică, dimensiunile granaților variind între 1—5 mm, iar textura este de obicei masivă și mai rar rubanată sau brecioasă. Duritatea rocilor este de asemenea variabilă, în funcție de abundența granaților precum și de gradul de alterație al acestora. Astfel, în cazul în care granații constituie aglomerări monominerale și roca capătă caracterul unui granatit duritatea este foarte mare. Cind granații sunt repartizați uniform în matricea carbonatică, duritatea rocilor scade, ca și atunci cind granații au suferit procese de alterație hidrotermală fiind înlocuți de clorit, calcit și minerale argiloase. Printr-o argilizare avansată a granaților, skarnele devin pământoase și iau aspectul unui material argilos, foarte friabil, de culoare albă-verzuie sau verde închisă, cu numeroase oglinzi de fricțiune în zonele tectonizate. Analizele roentgenografice ale acestui material argilos au pus în evidență prezența predominantă a montmorillonitului și a beidelitului în amestec cu cantități subordonate de clorit. Analizele microscopice în pulberi au permis identificarea unor relicte de granați parțial netransformați. Argilizarea intensă a skarnelor cu granați a fost observată nu numai la orizonturile superioare ale lucrărilor miniere din zăcămîntul Suvorov și Vărăd,



ci și la nivalele mai adânci ale skarneelor interceptate de foraje, ceea ce ne determină să considerăm că transformările granațiilor în facies argilitic se datoresc în mare parte și acțiunii soluțiilor hidrotermale nu numai unor procese de alterație supergenă. Skarnele granatifere sunt de obicei mineralizate predominant cu sulfuri, alături de care apar și cantități variabile de oxizi de fier (magnetit și hematit). Gradul lor de mineralizare este mai intens în zonele interne ale aureolelor de contact și descrește, evident către exteriorul acestora, unde pot apărea uneori skarne complet sterile. Mineralizarea este însoțită adesea de depuneri de epidot, cuarț, clorit, calcit, etc., care formează ganga mineralelor metalice sau apar singure ca depuneri pe fisuri.

Microscopic, skarnele cu granați se caracterizează printr-o structură în general heterogranoblastică și mai rar homeogranoblastică. Structura heterogranoblastică este observată în special la skarnele cu granați din vecinătatea intruziunilor banatitice, în timp ce către exteriorul aureolei de contact structura devine din ce în ce mai homeogranoblastică. Masa de bază a rocilor este formată de cele mai multe ori din calcit cu diverse grade de cristalinitate, la care se remarcă adesea aspectul tulbure, imprimat de incluziuni opace foarte fine și nedeterminabile. Acest calcit provenit din recristalizarea masei carbonatace inițiale se deosebește net de calcitul de neoformăție depus din soluții hidrotermale, care este larg cristalizat, maclat și uneori zonat, datorită probabil unei ritmicități de cristalizare din soluții. Calcitul cu diverse grade de cristalinitate formează de obicei matricea granațiilor, care se pot prezenta sub mai multe aspecte :

—cristale dodecaedrice cu o cristalinitate mai mare, ale căror dimensiuni sunt cuprinse între 2—5 mm, alături de care apar cristale fine cu dimensiuni <1 mm —1 mm (pl. XII, fig. 2) ;

—cristale scheletice cu aspect de porfiroblaste cu conture informe, care se dezvoltă în interstițiile cristalelor de calcit pe care le înconjoară ;

—cristale xenomorfe cu dimensiuni și forme variabile, care constituie de obicei aggregate monominerale (pl. XII, fig. 3).

La microscop, granații apar atât incolori cât și colorați în galben verzui sau brun deschis cu tente roșcate. Culoarea variază nu numai de la un cristal la altul, ci chiar în cadrul același cristal. Astfel, se observă uneori cristale cu un nucleu incolor înconjurat de o zonă colorată în galben—verzui sau invers. Alteori se remarcă o alternanță de zone incolore cu zone divers colorate, de la galben deschis-verzui la brun deschis. Astfel se evidențiază structura zonară marcată de culorile diferite pe care le prezintă zonele succesive. Diferența de colorație a zonelor constitutive ale unui cristalin se datoră probabil unei variații de chimism a soluțiilor în timpul creșterii cristalelor. În general, s-au deosebit varietăți izotrope de granați și subordonat anizotrope. La cristalele anizotrope se observă adesea o structură zonară, care constă dintr-o alternanță de zone slab anizotrope cu zone puțernic anizotrope, care prezintă uneori o maclare cu structură mimetică (pl. XII, fig. 4 ; pl. XIII, fig. 1). În alte cazuri, unui nucleu izotrop îi urmează o succesiune de zone cu diferite grade de anizotropie. Zonarea cristalelor este observată și cu niciunii paraleli datorită incluziunilor fine și

opace, care delimitizează zonele. Granații izotropi apar adesea însoțiți de cantități subordonate de granați anizotropi, acestia din urmă putind fi, după unii autori, mai noi decât primii. Experimental s-a dovedit că granații izotropi sunt de temperatură mai ridicată (în jur de 800°), în timp ce granații anizotropi se formează sub 800° (Routhier, 1963). Goldschmidt (1911) constată că există o anizotropie secundară produsă în timpul răcirei, ca urmare a tensiunilor provocate în rețea și o anizotropie primară, ca urmare a marii sensibilități a rețelei granatului la substituții. Același autor observă că în seria grosular-andradit, termenii extremi sunt izotropi, iar cei intermediari sunt anizotropi. Korginski (1948) consideră că anizotropia granaților este legată de compozitia chimică, urmărind această relație în skarnele de la Turinsk. Autorul constată că termenii extremi ai seriei aproape de grosular sau andradit sunt totdeauna izotropi, în timp ce termenii intermediari sunt anizotropi, mai ales pentru o compozitie medie. Astfel, granații cu o compozitie cuprinsă între 27–30% andradit sunt izotropi sau slab anizotropi, în timp ce granații cu 40–60% andradit sunt foarte anizotropi, prezintând adesea și structuri mimetice. Partial, acest punct de vedere s-a verificat și în observațiile noastre de la Moldova Nouă. La granații foarte zonati poate fi vorba atât de o zonare de creștere cât și de una de substituție, în urma căreia un granat mai bogat în fier se formează pe un granat mai puțin ferifer, cazul invers fiind mult mai rar. Există însă și o zonare ritmică, cind apar alternante repetitive de zone subțiri de granat cu birefringență și culoare diferită (în acest sens s-a observat că granații mai feriferi au o culoare galbenă sau brunie în secțiuni subțiri). Uneori, o parte din zonele granatului pot fi ocupate de calcit, care a înlocuit granatul în timpul formării zonelor intermediare. Holsler (1950) este de părere că zonarea originală anizotropă a granaților se dătorește probabil prezenței intermitente a urmelor de impurități în soluțiile care au dus la formarea skarnelor granatifere. Prezența acelorași impurități este de asemenea indicată de relațiile de maclare a zonelor. În skarnele cu granați se remarcă adesea structuri poikilitice, rezultate prin includerea în timpul creșterii granaților fie a granulelor de calcit din masa carbonatică inițială, fie a unor minerale formate la începutul procesului de skarnizare, cum este diopsidul. Alte minerale care se asociază uneori cu granații sunt diopsidul, vezuvianul și scapolitul. Vezuijarul substitue evident granații, ceea ce denotă formarea lui ulterior, și anume în secvențele finale ale procesului de skarnizare ca de altfel și scapolitul. Dintre silicati hidrotermali menționăm epidotul, care înlocuiește granații, el fiind observat în același timp și pe fisurile din masa acestora, unde se asociază uneori cu quart, calcit și sulfuri. Un aspect deosebit al skarnelor granatifere îl reprezintă acumulările monominerale de granați bruni-roșcați, sub formă de lentile și cuiburi cu dimensiuni cuprinse între cîțiva centimetri pînă la 1–2 m, care apar în zonele mai externe ale aureolelor de contact din sectorul Suvorov și Vărad. Prezența acestora se explică prin înlocuirea totală a unor porțiuni de calcar cu granați feriferi în urma unui aport bogat de fier. Analizele roentgenografice ale granaților care alcătu-

iesc aceste separații indică un parametru $a = 12,02 \text{ \AA}$, caracteristic unui termen bogat în andradrit.

S k a r n e c u d i o p s i d ± g r a n a t i ± v e z u v i a n . Skarnele diopsidice sănt roci subordonate cantitativ skarnelor granatifere și apar de obicei sub forma unor insule în masa acestora, mai frecvent întâlnite în apropierea contactului cu rocile banatitice. Acest aspect, ca și relațiile microscopice dintre diopsid și granați ne determină să presupunem că formarea diopsidului a avut loc la începutul procesului de skarnizare, într-o secvență în care au existat condiții favorabile pentru o metasomatoză magneziană. Menționăm de asemenea că skarnele cu diopsid sănt mai des întâlnite în aureolele de contact ale corpului intrusiv Suvorov, în timp ce în Valea Mare și la Varad ele sănt cu totul sporadice sau chiar lipsesc.

Rocile au o culoare verde închisă, o structură fin granoblastică și o textură masivă. La microscop se distinge o matrice de calcit de obicei fin granoblastic, în care apare din abundență diopsidul în cristale microgranoblastice ($0,04 - 2 \text{ mm}$), cu habitus idiomorf scurt prismatic sau xenomorf. Cristalele de diopsid constituie adesea agregate monominerale în diversele porțiuni ale rocii și mai rar ele sănt dispuse izolat (pl. XIII, fig. 2). Diopsidul se caracterizează prin următoarele constante optice: $c : Ng = 38^\circ$, $(+) 2V = 58^\circ$, $Ng - Np = 0,032$. În unele skarne granatifere situate mai departe de contactul cu rocile banatitice s-au observat uneori cantități reduse de piroxen cu un habitus prismatic alungit de culoare verzui-slab brunie, caracterizat prin $c : Ng = 39 - 40^\circ$ și $(+) 2V = 60^\circ$, care poate fi considerat un termen ce aparține seriei diopsid-salit. Dintre piroxeni totuși diopsidul este cel mai frecvent și apare de obicei inclus și substituit de granați, în timp ce piroxenui verzui cu habitus prismatic alungit, din seria diopsid-salit, apare pe fisurile așa granați uneori asociat cu vezuvianul, fiind evidentă formarea lor după granați, în secvență finală a procesului de skarnizare. Diopsidul este substituit parțial de actinot, clorit, magnetit, pirită și calcit. Alte minerale subordonate cantitativ sănt granații și vezuvianul.

S k a r n e c u v e z u v i a n ± g r a n a t i ± d i o p s i d . Aceste roci au o culoare verzui-deschisă, măslinie pe alocuri, structură fin granoblastică și o textură masivă.

La microscop se observă o masă de calcit cu diferite grade de cristalinitate, în care sănt diseminate în mod aproape uniform idioblaste de vezuvian cu habitus mai scurt prismatic sau prismatic alungit, care prezintă uneori macle și zonări distințe (pl. XIII, fig. 3,4). Distribuția uniformă pe alocuri a cristalelor scurt prismatice de vezuvian în masa de calcit imprimă rociilor o structură porfirblastică evidentă. Alteori cristalele de vezuvian cu habitus prismatic alungit se dispun în agregate divergente (pl. XIV, fig. 1). Vezuvianul este asociat uneori cu cantități subordonate de granați pe care îi substituie în mod evident, fapt care indică formarea lui ulterioră (pl. XIV, fig. 2,3). Skarnele cu vezuvian care conțin și cantități subordonate de granați și sporadic diopsid, formează separații de dimensiuni reduse în cuprinsul zonei de skarne piroxenogranatifere; sănt mai frecvent întâlnite în aureola de contact a corpului banatitic Suvorov și în aureolele



unor apofize banatitice de la Vărad și mai rar în Valea Mare. K o s a l s (1968) într-o lucrare privind geochemia și rolul berilului, fluorului și borului în formarea skarnelor calcice, deosebește o succesiune a mineralelor și o zonalitate a acestora în skarne, considerînd că skarnele cu vezuvian său dezvoltat pe seama skarnelor cu granat și piroxen; apariția vezuvianului ar fi legată de secvența finală a procesului de skarnizare făcînd trecerea către fază subsecventă cu caracter hidrotermal. Autorul își bazează această afirmație pe datele experimentale obținute de M i c h e l - L é v y și susține că vezuvianul se formează din soluții slab alcaline ($\text{pH} = 7,5-8$) la temperaturi cuprinse între $400-600^\circ\text{C}$.

Skarne cu wollastonit \pm granati \pm piroxeni \pm chondrodit. Aceste skarne constituie un tip petrografic reprezentativ nu atât prin ampioarea dezvoltării pe care o are ci mai ales prin localizarea aproape constantă în aureola de contact, apărînd către exteriorul acesteia și formînd o zonă de trecere de la skarnele granatifere la calcare. Skarnele cu wollastonit sunt considerate de K o r j i n s k i (1948) ca reprezentînd echivalentul skarnelor cu salit prin poziția lor în zona de reacție metasomatică. În regiunea Moldova Nouă, skarnele cu wollastonit apar uneori în situații similare cu cele descrise de K o r j i n s k i, ele ocupînd locul skarnelor cu salit, a căror prezență nu a fost observată. Dezvoltarea zonelor cu wollastonit este de obicei redusă, grosimea lor fiind cuprinsă între 0,5–1,5 m. De cele mai multe ori, skarnele wollastonitice apar ca insule în masa skarnelor granatifere din apropierea contactului cu calcarele, mai rar ele formînd în exclusivitate zone cu grosimi de 0,5–2 m. Skarnele wollastonitice au o culoare albă și structură fibro-radiară, imprimată de wollastonitul fibros care formează adesea agregate radiare; în această masă apar uneori cristale izolate sau acumulări centimetriche de granați care imprimă rocii un caracter porfiroblastic. Granații au de cele mai multe ori o culoare deschisă, verzui-gălbui și mai rar brun-verzuie, cu slabe tente roșcate. Macroscopic, granații din skarnele wollastonitice prezintă următoarele aspecte :

- idioblaste bine dezvoltate, cu dimensiuni cuprinse între 0,3–1 cm, aglomerate de obicei în cuiburi izolate, care imprimă rocii o structură porfiroblastică evidentă;

- idioblaste fine de 0,5–2 mm și mai rar xenoblaste, care sunt diseminate uniform în masa de wollastonit;

- aglomerări lentiliforme centimetriche, care după modul de prezentare sugerează substituirea wollastonitului.

Uneori său observat în skarnele wollastonitice cantități reduse de blendă neagră, formînd mici cuiburi sau dispunîndu-se pe fisuri. Menționăm faptul că în general acest tip de skarne nu este mineralizat, spre deosebire de skarnele granatifere care constituie de obicei roca gazdă ale unor importante acumulări de minereuri cuprifere.

Microscopic skarnele wollastonitice sunt constituite predominant din wollastonit fin fibros, care se dispune uneori în agregate cu aspect de „sori”, avînd printre ele porfiroblaste formate de obicei din granați și cu totul sporadic din piroxen (pl. XIV, fig. 4 ; pl. XV, fig. 1). De cele mai multe



ori wollastonitul constituie acumulări monominerale, roca îuind caracterul unui wollastonitit (pl. XV, fig. 2). Alături de wollastonit, al cărui unghi de extincție este cuprins între $30 - 32^\circ$, pe alocuri se observă în cantități cu totul reduse parawollastonitul caracterizat prin extincție dreaptă. În masa predominant wollastonitică apar în mod aproape constant granați anizotropi, zonați și maclați mimetic, care formează fie porfiroblaste fie benzi subțiri care se insinuează printre fibrele de wollastonit pe care uneori le străbate.

Analiza roentgenografică a granațiilor de culoare galben-verzui, care apar în skarnele wollastonitice, a indicat un parametru $a = 12,012 \text{ \AA}$, caracteristic unui termen bogat în andradit. Prezența granațiilor de tip andratitic, a fost pusă în evidență de altfel și în alte cazuri de apariție a skarnelor cu wollastonit, cum sănt cele de la Băița Bihorului (Cioflie, 1968) și din regiunea Turinsk din Urali (Korjinsk, 1948). Alt mineral care apare cu totul sporadic asociat cu wollastonitul și granații și care a fost observat numai microscopic este piroxenu de tip diopsid sau un termen din seria diopsid-salit caracterizat prin $c : Ng = 38 - 41^\circ$. Aceasta din urmă se prezintă de obicei în cristale prismatice alungite, care traversează fibrele de wollastonit sau apare neuniform răspândite în masa acestuia (pl. XV, fig. 3). În skarnele wollastonitice s-a observat cu totul sporadic vezuvianul asociat de obicei cu granații, pe care îi substituie parțial. Ca un mineral deosebit semnalăm prezența chondroditului, observat într-un singur caz, cînd apare asociat cu piroxenul din seria diopsid-salit. Culoarea lui este verzuie slab brunie, iar pleocroismul este foarte accentuat după $Ng =$ galben deschis – brun gălbui, după $Np =$ galben pal – verzu și după $Nm =$ brun deschis. Ueghiul (+) $2V = 80^\circ$ și $c : Ng = 25^\circ$. Prezența sporadică a chondroditului presupune un aport redus și cu totul local de fluor. În urma metamorfismului hidrotermal, skarnele cu wollastonit au suferit procese de transformare care se manifestă prin substituirea wollastonitului de către calcit, minerale argiloase și thaumazit (CaSiO_3 , $\text{CaCO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 15 \text{ H}_2\text{O}$), un mineral fibros, uniax negativ, cu $Ng - Np = 0,040$ și care se dizolvă ușor în HCl și HNO_3 .

Este demnă de semnalat prezența apatitului și a titanitului în unele porțiuni ale skarnelor granatifere localizate mai departe de contactul cu rocile banatitice. Astfel, apatitul formează uneori mici cuiburi fin granulare dispuse în masa de calcit a skarnelor granatifere din mina Suvorov. Deși apatitul este un mineral caracteristic endoskarnelor, se admite totuși posibilitatea apariției lui și în exoskarne; acest mineral își poate datora existența fie impurităților de fosfor din fosta rocă calcaroasă transformată în skarn, fie mobilității fosforului în timpul procesului de metasomatозă. Titanitul apare de asemenea uneori în skarnele cu granați, sub formă de cristale izolate sau ca plaje destul de bine dezvoltate, ceea ce demonstrează, ca și în cazul apatitului, că acest mineral nu este caracteristic numai endoskarnelor, unde în cazul nostru a fost observat cu totul sporadic. Presupunem că aparițiile mai însemnante de titanit din unele skarne se datorează de asemenea unor condiții prielnice pentru formarea acestui mineral din titanul devenit mobil, la un moment dat, în procesele metasomatice.

În faza de skarnizare, procesele metasomatice de temperatură ridicată s-au desfășurat cu diverse grade de intensitate, de cele mai multe ori avînd loc substituții totale ale calcarelor prin skarne predominant



granatifere. Așa după cum am arătat anterior, forma acumulărilor de skarne este în general aceea de corpuri neregulate sau benzi situate de cele mai multe ori la contactul direct cu intruziunile banatitice. Un aspect deosebit al procesului de metasomatoză îl reprezintă skarnizarea parțială a unor orizonturi de calcare situate atât în apropierea contactului cu intruziunile cît și la anumite distanțe de acesta. Calcarele mezozoice metamorfozate într-o primă fază sub acțiunea metamorfismului de contact termic, sînt transformate în calcare cristaline pure sau cu diversi silicati formați pe seama impurităților primare. Asupra acestor roci au acționat în continuare procese metasomaticice care însă, prin dezvoltarea lor mai redusă, au produs numai substituții locale sau depunerile de silicati pe sistemele de fracturi și fisuri. Astfel se explică apariția zonelor de calcare cristaline parțial skarnizate care constituie orizonturi bine dezvoltate în ansamblul geologic al structurilor banatitice. Este caracteristică în acest caz prezența skarnelor cu granați, cu vezuvian și mai rar cu piroxen, ca filoane și rețele de vinișoare care împînzesc masa calcarelor recristalizate. Se întîlnesc în același timp și aglomerări de silicati cu aspect de cuiburi și mici lentile centimetrice, care au substituit parțial masa calcarului cristalin. Aspectul skarnelor ca filoane cît și ca rețele de vinișoare, care străbat neuniform calcarele, indică zone preexistente de fracturare și fisurare, pe care fluidele magmatice au circulat liber determinînd procese metasomaticice de infiltratie. Forma neregulată a filoanelor și a vinișoarelor cu silicati (granați, piroxen și vezuvian) este dată de modificarea grosimii lor pe parcurs, cînd intervin gituiri și îngroșări, ceea ce arată că substituțiile au avut loc de-o parte și de alta a fracturilor și fisurilor, rezultînd astfel „filoane metasomaticice”. Au fost întîlnite în aceste cazuri zonalități centimetriche în dispoziția silicatilor din pereții filonului, care presupun o difuzie la scară redusă. Prezența skarnelor ca filoane sau acumulări reduse neregulate rezultate din substituții parțiale este observată destul de frecvent în orizonturile calcarelor cristaline, care formează adesea culcușul cît și acoperișul apofizelor de roci banatitice din zona Suvorov și Valea Mare. Uneori, calcarele în care au avut loc procese parțiale de skarnizare apar ca o zonă de trecere de la skarnele granatifere cu sau fără piroxen, la calcarele slab recristalizate, prezente în zonele cele mai externe ale aureolelor de contact. Alteori, în cuprinsul zonelor de skarne, se observă blocuri relicte de calcare cristaline străbătute de filonașe și rețele de fisuri umplute cu granați, vezuvian și mai rar diopsid. Acest fapt reprezintă un indiciu asupra desfășurării în mod selectiv și incomplet a proceselor metasomaticice care au dus la formarea skarneelor. Calcarele parțial skarnizate sînt pe alocuri mineralizate cu sulfuri (pirită, calcopirită, blendă) în asociatie cu cuart și calcit. Aceste minerale se depun pe sisteme de fisuri sau formează aglomerări cu aspect de cuiburi, care substituie portiuni din masa carbonatică.

Studiul roentgenografic al granațiilor. Analizele roentgenografice efectuate prir metoda pulberilor⁴, pe trei probe de granați proveniți din diverse

⁴ G. Neacșu. Intreprinderea geologică de prospecționi. București.



TABELUL 13
Grant cu cultură vezui – brun deschisă din skarnele mineralizate de la Suvorov

Nr. crt.	$\frac{d}{n} \text{ Å}$	$a = 12,016 \text{ Å}$	1
1	4,240	14	
2	3,014	88	
3	2,697	100	
4	2,570	10	
5	2,462	60	
6	2,370	20	
7	2,202	16	
8	1,958	23	
9	1,934	13	
10	1,672	24	
11	1,610	66	
12	1,507	14	

Analiza roentgenografică a fost efectuată prin metoda pulberilor cu un difractometru URS 40 IM, radiatie FeK_I, filtru de Mn, 33 kV, 6 mA

TABELUL 14
Granat de cultură brun-trachită dintr-o zonă de granatite de la Suvorov

Nr. crt.	$\frac{d}{n} \text{ Å}$	$a = 12,028 \text{ Å}$	1
1	4,260	21	
2	3,356	52	
3	3,030	100	
4	2,700	86	
5	2,576	12	
6	2,464	39	
7	2,366	13	
8	2,277	10	
9	2,203	9	
10	2,090	4	
11	1,957	19	
12	1,908	5	
13	1,741	8	
14	1,673	20	
15	1,613	35	
16	1,542	4	
17	1,508	14	

Analiza roentgenografică a fost executată prin metoda pulberilor cu un difractometru URS 50 IM, radiatie FeK_I, filtru de Mn, 33 kV, 6 mA

TABELUL 15
Granat de cultură verde-gălbui din skarnele cu wollastonit din Valea Mare

Nr. crt.	$\frac{d}{n} \text{ Å}$	$a = 12,012 \text{ Å}$	
		n	$\frac{d}{n} \text{ Å}$
1		1	4,280
2		2	3,020
3		3	2,700
4		4	2,574
5		5	2,463
6		6	2,367

Analiza roentgenografică a fost executată prin metoda pulberilor cu un difractometru URS 50 IM, radiatie FeK_I, filtru de Mn, 33 kV, 6 mA



tipuri de skarne, au arătat că aceștia sunt reprezentați prin termeni din seria grosular-andradit, cu caracter predominant andraditic. Valorile parametrilor reticulares sunt foarte apropiate de cele ale andraditului. Astfel, analiza granatului de culoare verzui-brun-deschisă, din skarnele cu granați și diopsid mineralizate cu sulfuri și oxizi, de la contactul vestic al corpului banatitic Suvorov, arată că acesta este reprezentat printr-un termen cu parametrul $a = 12,016 \text{ \AA}$ (tab. 13). Granatul de culoare brun-inchis, care constituie atât la Suvorov cât și la Vărăd aglomerări monominerale cu caracter de granatite, este reprezentat printr-un termen de asemenea andratitic, cu un parametru $a = 12,028 \text{ \AA}$ (tab. 14). Granatul de culoare verde-gălbui din skarnele cu wollastonit din Valea Mare este reprezentat printr-un termen cu parametrul $a = 12,012 \text{ \AA}$ (tab. 15). Valorile foarte apropiate ale parametrilor reticulares calculați prin analiza roentgenografică indică o lipsă de variație a chimismului granațiilor din diferite tipuri de skarne și în același timp prezența termenilor predominant andraditici. Caracterul chimic asemănător al celor trei tipuri de granați este confirmat și de valorile apropiate atât ale greutăților specifice cât și ale duritatea lor. În acest sens, redăm mai jos relațiile dintre valoarea parametrului reticular, greutatea specifică și duritatea pentru cele trei tipuri de granați analizați: $a = 12,012 \text{ \AA} - D = 6,75 - G = 3,74$; $a = 12,016 \text{ \AA} - D = 6,8 - G = 3,79$; $a = 12,028 \text{ \AA} - D = 6,9 - G = 3,80$.

Considerații asupra chimismului proceselor metasomactice de contact. Pentru o cunoaștere mai profundată a modului în care s-au desfășurat procesele metasomaticice din aureolele de contact ale intruziunilor banatitice, cât și pentru caracterizarea tipurilor de transformări, pe lîngă determinări mineralogice s-au efectuat și analize chimice de componente majori⁵ (tab. 16). Rezultatele referitoare la componente majori au fost convertite

TABELUL 16
Celula standard Barth (N)

Nr. probei	K	Na	Ca	Mg	Fe	Al	Si	Ti	C	O	OH
1	0,7	0,06	43,7	3,7	0,9	3,5	5,7	0,05	46,3	156,8	3,2
2	0,2	1,0	25,2	1,1	4,2	2,3	40,2	0,02	26,6	160	0
3	0,6	2,2	33,5	2,4	5,5	10,0	41,4	0,4	5,2	149,1	10,8
4	0,5	1,5	36,3	2,3	4,1	4,1	47,3	1,0	3,0	149,7	10,7
5	0,1	1,0	26,1	5,6	8,4	14,0	40,3	1,7	5,9	155,8	4,2
6	0,3	0,6	24,2	7,3	7,1	5,8	46,7	0,3	7,4	150,1	9,9
7	0,2	0,2	36,8	2,9	9,2	12,8	33,8	0,2	7,7	152,4	7,6

N, numărul de ioni din celula standard; 1, calcar sedimentar netransformat; 2, skarn wollastonitic cu granați; 3, skarn cu granați; 4, skarn cu granați și vezuvian, parțial epidotizat; 5, skarn cu granați și diopsid; 6, skarn cu diopsid și granați, parțial epidotizat; 7, skarn cu granați.

⁵ G. Popa, Universitatea Al. I. Cuza, Iași.



în valori echivalente comparabile, calculându-se celula standard Barth (Barth, 1948, 1955), cu ajutorul căreia se poate urmări migrația ionilor în succesiunea transformărilor precum și aportul și levigarea de substanțe, prin constituirea bilanțului ionic (tab. 17). În acest scop, au fost analizate chimic diverse tipuri de skarne pe un profil E-W în aureola de contact a

TABELUL 17

Bilanțul ionic ($N - N_0$) din celula standard^x

Nr. probei	K	Na	Ca	Mg	Fe	Al	Si	Ti	C	O	OH
2	-0,5	+0,94	-18,5	-2,6	+3,3	- 1,2	+34,5	-0,03	-19,7	+3,2	0
3	-0,1	+2,1	-10,2	-1,3	+4,6	+ 6,5	+35,7	+ 0,3	-41,1	-7,7	+7,6
4	-0,2	+1,4	- 7,7	-1,4	+3,2	+ 0,6	+41,6	+ 0,9	-43,3	-7,1	+7,1
5	-0,6	+0,9	-17,6	+1,9	+7,5	+10,5	+34,6	+ 1,6	-40,4	-1,6	+1,6
6	-0,4	+0,5	-19,5	+4,6	+6,2	+ 2,3	+41,0	+ 0,2	-38,9	-7	+7
7	-0,5	+0,1	- 6,9	-0,8	+8,1	+ 9,3	+28,1	+ 0,1	-38,6	-4,4	+4,4

^x Valorile din celula standard ale probei 1 (calcar sedimentar netransformat) au fost luate ca termen de referință (N_0) în calculul bilanțului ionic.

Pentru obținerea unei imagini de ansamblu a migrației ionilor în procesele metasomaticice pe baza valorilor calculate în bilanțul ionic, s-a întocmit o diagramă (fig. 32) care reflectă mecanismul proceselor metasomaticice; caracterul mineralologic destul de uniform al skarnelor ca și lipsa de zonalitate a diversilor silicati în cuprinsul aureolei de contact, reiese destul de evident din această diagramă, care redă nu o imagine a zonalității proceselor, ci desfășurarea în ansamblu a acestora.

corupului banatitic Suvorov (mina Suvorov-orizontul Ø). Așa după cum am arătat în capitolul privind mineralogia skarnelor, în regiunea cercetată nu au fost observate zonalități ale diverselor tipuri de skarne în cuprinsul aureolelor de contact. Skarnele predominante sunt în general skarnele granatifere, care se extind de obicei pe tot cuprinsul aureolei de contact, de la banatite pînă la calcarele sedimentare neafectate de transformare. În masa skarnelor granatifere apar uneori acumulări locale de diopsid, vezuvian și wollastonit, care în majoritatea cazurilor se asociază cu granătii. În scopul evidențierii diferențelor de compoziție chimică, care au intervenit în urma proceselor metasomaticice, la calcularea bilanțului ionic am considerat calcarul sedimentar ca termen de referință pentru fiecare tip de skarn sau chiar pentru același tip, din diverse puncte ale aureolei de contact.

Roca luată ca termen de referință în calcularea bilanțului ionic este un calcar sedimentar netransformat, care conține diverse impurități, dintre acestea Si, Al și Mg avînd valori mai semnificative. Din diagrama de migrație a ionilor reiese că în procesele metasomaticice a existat un aport important și permanent de Si, care este însotit de o îndepărțare de Ca și C. Se remarcă de asemenea un aport permanent de Fe, care intră în constituția granătilor, aceștia avînd în general un caracter andraditic. Prezența Al, care în majoritatea cazurilor analizate are valori pozitive, indică exis-



tență și a unor granați intermediari între grosular și andradit. În legătură cu comportarea Mg, se constată în general că el are valori negative față de roca inițială, cu excepția a două cazuri, în care valorile pozitive se explică prin prezența diopsidului în asociație cu granații.

În concluzie, procesele metasomaticice din aureola de contact a intruziunii banatitice de la Suvorov s-au desfășurat într-un regim caracteri-

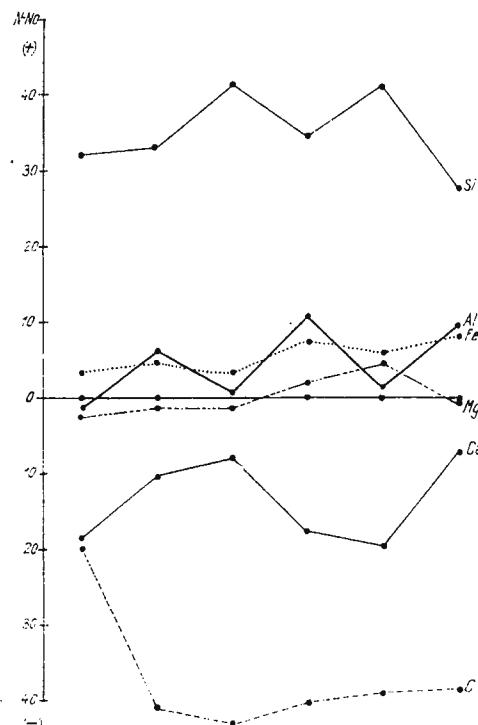


Fig. 32. — Diagrama bilanțului ionic în procese metasomatice din aureola de contact a corpului banatitic Suvorov (mina Suvorov; orizontul Ø).

Diagram showing the ionic balance during the metasomatic processes within the contact aureole of the Suvorov banatitic intrusive body (Suvorov Mine; horizon Ø).

zat printr-un aport important de Si, însotit de Fe și Al și cu totul subordonat de Mg, remarcindu-se de asemenea o îndepărțare permanentă de Ca și C.

c) *Concluzii petrogenetice privind rocile de contact termic și metasomatic.* Intruziunile banatitice din regiunea Moldova Nouă au produs intense și variate transformări ale rocilor sedimentare preexistente, de vîrstă mezozoică, rezultînd diferite roci de contact reprezentate prin calcare cristaline, corneene cu biotit și skarne. În desfășurarea variațiilor transformări care au avut loc în urma proceselor de metamorfism termic și metasomatic, a concurat controlul litologic al rocilor primordiale, controlul chimic și termodinamic al fluidelor magmatische, precum și controlul structural al rocilor banatitice și al rocilor înconjurătoare. Metamorfismul a avut în general un caracter selectiv acționînd cu mai multă intensi-

tate asupra unor anumite roci apte de a reacționa. În acest sens, roci aproape monominerale, ca de exemplu calcarele aproape pure și gresiile silicioase, au fost mai puțin favorabile transformărilor, comparativ cu rocile cu conținuturi de diverse elemente chimice, cum au fost calcarele cu impuștăți silicioase și aluminoase, calcarele dolomitice și rocile argilo-marnoase. Caracterul predominant calcaros al rocilor mezozoice, străbătute de intruziunile banatitice, a determinat formarea sub influența temperaturilor ridicate a calcarelор cristaline, mai mult sau mai puțin pure. Aceste roci apar în cuprinsul aureolelor de contact termic, acolo unde nu s-au suprapus în general efecte ale metasomatismului de contact. În zonele cele mai externe ale aureolelor de contact calcarele au suferit slabe recristalizări, datorită descreșterii treptate a temperaturii, pe măsura îndepărțării de intruziunea banatitică. Sub influența metamorfismului termic și uneori a unui aport de Si, Al, F, B rocile dolomitice aparținând probabil jurasicului și triasicului au fost transformate în calcare cristaline cu forsterit, diopsid, periclaz, brucit, flogopit etc. Bineînțeles că formarea mineralelor magneziene de contact s-a datorat nu numai fracțiunii dolomitice din rocile carbonatice inițiale, ci și gradului de puritate al acestora. Rolul controlului litologic în formarea diverselor roci de contact termic se reflectă și în apariția corneenelor cu biotit și andaluzit, precum și a cuarțitelor, a căror formare se datorează unor roci argiloase și respectiv silicioase din cadrul formațiunilor sedimentare mezozoice. Corneenele cu biotit ± andaluzit a căror dezvoltare ocupă un loc însemnat în ansamblul rocilor de contact termic, indică prezența unor roci argiloase inițiale care formează nivele bine individualizate în cadrul formațiunilor jurasice. Condițiile de formare ale corneenelor biotitice ar corespunde faciesului amfibolic în care a avut loc și transformarea parțială a unor roci marnoase în corneene cu diopsid (Winkler, 1965). Wollastonitul care apare uneori în cuarțite se datorează fie prezenței carbonatului de calciu în cimentul unor gresii, fie reacțiilor dintre gresiile silicioase și calcarele invecinate. Se consideră că acest mineral este caracteristic faciesului piroxenic, el putind însă să se formeze și în condițiile faciesului amfibolic (Winkler, 1965). Aceeași opinie este împărțită și de Turner (1963), care consideră că wollastonitul se poate forma și la temperaturi mai joase, caracteristice faciesului cu amfiboli, dacă presiunea parțială a CO_2 este foarte slabă în mediul de reacție (CO_2 este considerat ca un element foarte mobil).

Complexitatea fenomenelor de metamorfism de contact reiese de cele mai multe ori din suprapunerea efectelor rezultate din procesele termice cu cele metasomaticice. Procesele metasomaticice au jucat un rol principal în formarea skarnelor care au o mare dezvoltare în aureolele de contact ale intruziunilor banatitice din regiunea Moldova Nouă. Rocile calcaroase jurasice și cretacice au fost afectate în principal de un metasomatism de infiltratie, liniile de fractură de la contactul intruziunilor, sistemele de fisuri și planele de stratificare ale rocilor adiacente calcaroase favorizând formarea skarnelor. Skarnele din regiune se caracterizează prin următoarele parageneze: diopsid + granat + vezuvian, vezuvian + granat, wollastonit + granat ± piroxen, wollastonit + vezuvian, Granatii, piroxenii



și wollastonitul pot fi considerate ca minerale timpurii care s-au format în condiții de temperatură ridicată într-un mediu bogat în siliciu, fier, calciu, oxigen și magneziu. Alte elemente, cum sunt fluorul, borul și clorul, au jucat un rol cu totul subordonat în metasomatoză, astfel explicindu-se apariția numai accidentală a chondroditului, ludwigitului și scapolitului. Complexitatea proceselor de metamorfism de contact se datorează complexității factorilor care au concurat la dezvoltarea lor. Nu trebuie neglijat, în cazul metasomatozei, nici rolul controlului chimic al rocilor inițiale, factor despre care am amintit în cazul metamorfismului de contact termic. Efectele cumulative ale metamorfismului de contact termic cu cele ale metasomatozei au contribuit la formarea skarnelor. În procesele de skarnizare, acțiunea metamorfismului termic a înlesnit o serie de reacții chimice între compoziții rocii calcaroase inițiale, iar produsele rezultate au reacționat în continuare cu fluidele magmatische, care au determinat procesele metasomatice. Suprapunerea proceselor metasomaticice asupra celor termice a avut loc uneori cu păstrarea urmelor din primele reacții provocate de temperaturile ridicate. Astfel, identificarea structurilor relicte din skarne, reprezentate prin calcare marmoreene pure sau cu diverse silicati diseminati neuniform arată nu numai succesiunea în timp a celor două tipuri de metamorfism (termic și metasomatic), ci indică totodată și desfășurarea incompletă a metasomatozei, în roca preexistentă. Aportul de diverse elemente a avut loc în faza metasomatozei de temperatură ridicată prin intermediul fluidelor, el fiind continuat ulterior de către soluțiile hidrotermale care au acționat la temperaturi din ce în ce mai scăzute. În procesele metasomaticice rolul principal a fost deținut de fier, siliciu și calciu și mai puțin magneziu, elemente care au favorizat formarea predominantă a granațiilor din seria grosular-andradit și subordonat a diopsidului, wollastonitului și vezuvianului. În skarnele cercetate de noi este evident faptul că diopsidul este primul mineral care se formează, el fiind succedat de granați, în primele secvențe cu un caracter mai grosularic, care devine ulterior din ce în ce mai andraditic. Majoritatea granațiilor, care constituie skarnele din zona Suvorov – Valea Mare sunt reprezentați prin termeni cu caracter predominant de andradit, aşa cum au indicat analizele roentgenografice. Observații asemănătoare privind secvența de formare a diopsidului în procesul de skarnizare, ca și chimismul granațiilor din skarne, au fost efectuate și de alți autori (Korjinski, 1948; Cioflica, Vlad, 1968) în zăcăminte similară. În cuprinsul zonelor de skarne de la Moldova Nouă, granații sunt cele mai frecvente minerale care iau parte la constituția rocilor, ceilalți silicati – cum sunt diopsidul, wollastonitul și vezuvianul – fiind subordonati, atât sub aspect cantitativ, cât și al frecvenței. Observațiile privind particularitățile mineralogice ale skarnelor din cuprinsul diferitelor aureole de contact, ne-au indicat lipsa totală a unei zonalități a mineralelor de skarn. Varietatea tipurilor petrografice de roci de contact din cadrul aureolelor generate de intruziunile banatitice, este legată în cea mai mare parte de caracterul rocilor primordiale, ceea ce determină o zonalitate de ordinul II.

Un profil transversal (E-W) prin aureola de contact a corpului intrusiv Suvorov, la nivelul galeriei de bază (\emptyset), pune în evidență o anumită dispoziție spațială a diverselor tipuri de roci, fără o distribuție zonară a mineralelor de skarn : porfir cuarțdioritic cu biotit și hornblendă ; endoskarn cu granat \pm diopsid ; skarn granatifer cu acumulări locale de diopsid, vezuvian și wollastonit ; skarn wollastonitic cu granați \pm piroxen ; calcar cristalin marmoreean ; calcar sedimentar netransformat.

Particularitățile structurale și mineralogice ale diverselor tipuri de skarne ne-au permis să presupunem că în timpul proceselor de skarnizare, mineralele s-au format în mai multe stadii.

Stadiul de formare a diopsidului marchează începutul procesului de skarnizare, ceea ce presupune ca fluidele care au determinat metasomatoza de temperatură ridicată au avut inițial un caracter magnezian. Prezența actuală a diopsidului sub formă de acumulări în anumite porțiuni ale zonei de skarne granatifere se poate explica fie prin formarea lui inițială într-o zonă continuă care a fost în cea mai mare parte substituită ulterior de granați, prin formarea timpurie a diopsidului ca aglomerări în masa calcarelor, datorită unui regim de mare mobilitate a magneziului și siliciului. Faptul că skarnele cu diopsid apar de obicei ca insule relicte în masa skanelor granatifere, ca și includerea cristalelor de diopsid de către granați, demonstrează evident formarea diopsidului într-un stadiu timpuriu.

Stadiul de formare a granațiilor, care au adesea un caracter predominant andraditic, succede stadiului cu diopsid. Formarea granațiilor se produce cu mare amploare pe tot parcursul fazei de skarnizare, în primele secvențe luând naștere probabil granatul calcic, mai ales în zonele mai interne ale aureolelor de contact ; acesta a fost ulterior substituit de granatul ferifer, printr-o creștere însemnată a mobilității fierului, proporțional cu descreșterea temperaturii. Wollastonitul ia naștere probabil la începutul stadiului de formare a granatului calcic și începează odată cu apariția granatului ferifer, care este observat sub formă de porfiroblaste în masa de wollastonit sau ca benzi subțiri care întreagă fibrele de wollastonit sau se insinuează printre ele. Asupra secvenței de apariție a wollastonitului este greu de făcut aprecieri, dacă ținem seama de faptul că mobilitatea siliciului se menține pe tot parcursul fazei de skarnizare de la temperatura cea mai ridicată, cînd începe formarea diopsidului pînă la apariția vezuvianului. Nu același lucru se poate spune despre aluminiu și magneziu, a căror mobilitate scade treptat cu descreșterea temperaturii, locul lor fiind luat de fier, care devine din ce în ce mai mobil, odată cu scăderea temperaturii.

Stadiul cu care se încheie procesul de skarnizare se caracterizează prin formarea vezuvianului, care marchează astfel trecerea la faza subsecventă a metamorfismului de contact. În mod evident vezuvianul substituie granații în cele mai n.ulte cazuri cînd este prezent alături de aceștia. Situații asemănătoare au fost observate și descrise de K o s a l s (1968). Autorul arată astfel că skarnele piroxenice s-au format din soluții alcaline și slab alcaline, iar granatul înlocuiește piroxenul în condițiile unui mediu acid. Creșterea din nou a alcalinității soluțiilor după formarea granatului, ca și îmbogățirea acestora în F^- și OH^- , duc la formarea vezuvianului.

Dezvoltarea zonelor de skarne a depins de intensitatea metamorfismului metasomatic în directă legătură cu gradul de saturatie al rocilor în fluide magmatice. În acest sens s-a observat că zonele de skarne sint mai puternic dezvoltate în apropierea intruziunilor, ele devenind din ce în ce mai slabe, pe măsura îndepărțării de acestea. Astfel rolul pe care l-au avut sistemele de fracturi de la contactul intruziunilor, sistemele de fisuri și chiar planele de stratificație ale rocilor calcaroase, în desfășurarea proceselor metasomaticice este evident. Toate aceste zone de minimă rezistență au ușurat circulația fluidelor, determinînd dezvoltarea cu precădere a unui metasomatism de infiltratie. Rolul predominant al metasomatozei de infiltratie în formarea skarnelor este marcat în general și de o limitare a variabilității de compoziție mineralogică a acestora.

Existența filoanelor de skarne granatifere din masa calcarelor indică foste sisteme de fracturi apărute în urma tensiunilor mecanice, care au luat naștere odată cu punerea în loc a intruziunilor banatitice. Uneori au fost observate în calcare zone de skarne ce se continuă pe anumite direcții, care au coincis probabil cu planele de stratificație ale rocilor inițiale. Secțiunile geologice prin foraje au permis conturarea a numeroase apofize de roci banatitice, care după poziția lor spațială în ansamblul structural al rocilor sedimentare înconjурătoare par, de cele mai multe ori, a fi concordante cu acestea. Zonele de skarne se dezvoltă de obicei la contactul imediat al apofizelor, atât în culcuș cît și în acoperiș, ca aureole care urmăresc cu fidelitate conturele acestora.

Contactele dintre skarne și calcare sint în general neregulate. Existența filoanelor de skarne care penetreză în calcare sau enclavele de calcare din skarne, în apropierea contactului cu intruziunile, indică dezvoltarea preferențială a metasomatozei în anumite zone favorabile din punct de vedere structural. Uneori au fost observate chiar blocuri metrice de marmure, rămase ca relicte în skarnele granatifere, precum și lentile de cuartite sau corneene cu biotit, formate pe seama unor roci nefavorabile metasomatozei, fapt care marchează rolul controlului litologic în formarea skarnelor și în același timp zonalitatea de ordinul II.

Observațiile privind procesul de skarnizare al calcarelor, ca și cele referitoare la apariția zonelor mineralizate, arată că acestea sint legate în general de intruziunile banatitice cu formă de corpuri mici sau apofize. K o r j i n s k i (1948) arată că skarnizarea se produce mai slab în cazul intruziunilor mari, deoarece acestea răcindu-se lent permit manifestarea, cu mare intensitate, numai a proceselor de temperatură ridicată. Înainte însă ca intruziunea și rocile de la contact să se răcească pînă la temperaturi medii sau scăzute, fluidele din magmă au avut timp să se degaje, încît nu au putut avea loc procesele corespunzătoare acestor temperaturi. Același autor arată că apofizele și corpurile mici se răcesc rapid, deoarece sint înconjurate de roci neîncălzite. La temperaturi mai scăzute, aceste intruziuni vor fi încă impregnate cu soluții postmagmatice, ceea ce face ca procesele de metamorfism metasomatic și cele hidrotermale să se manifepte mai intens și să ducă la formarea de roci cu caracter mineralologic mult mai complex. Situațiile acestea sint foarte evidente în regiunea cercetată, unde în

majoritatea cazurilor fenomenele de skarnizare și cele hidrotermale sunt foarte dezvoltate în zonele în care apofizele de roci banatitice împinzesc formațiunile calcaroase.

În concluzie, procesele de contact metasomatic, care au dus la formarea skarnelor, s-au desfășurat la o temperatură ridicată fiind condiționate de controlul chimic, structural și litologic atât al rocilor preexistente, cât și al banatitelor.

C) Faza subsecventă a metamorfismului de contact metasomatic

1. Etapa hidrotermală timpurie

a) Formarea oxizilor de fier și a hidrosiličiatilor. Metamorfismul de contact metasomatic se caracterizează printr-o îndelungată durată de desfășurare a diverselor procese, care au avut loc într-un regim de scădere treptată a temperaturii. Așa după cum am arătat, skarnele se definesc ca roci formate la contactul intruziunilor cu depozite calcaroase, în urma unei metasomatoze de temperatură ridicată, deosebindu-se astfel de produsele metasomatische hidrotermale, care incep să se formeze într-o primă secvență din fluidele mobile, în apropierea punctului critic. Astfel, după faza de formare a skarnelor cu piroxeni, granați, wollastonit și vezuvian se trece la o fază subsecventă a metamorfismului metasomatic de contact în care sub influența unui aport mare de fier se formează oxizi de fier (magnetit și hematit). Prin descreșterea progresivă a concentrației de fier și a temperaturii, caracterul soluțiilor se schimbă, în continuare, ele ducind la formarea silicătilor hidrotermali. Formarea oxizilor de fier se individualizează, astfel că o secvență bine definită care se conturează la limita de trecere între faza de skarnizare (pirometasomatică) și faza hidrotermală propriu-zisă. Procesele metasomactice de contact se desfășoară într-un regim de scădere treptată a temperaturii și a modificării mobilității diverselor elemente. Astfel, în condiții de temperatură ridicată, metasomatoza magneziului și siliciului duce la formarea diopsidului, după care, în urma metasomatozei aluminiului, calciului și fierului, se formează granați, din ce în ce mai bogăți în fier. Aportul de fier crește treptat, atingând un maximum în secvența de formare a oxizilor de fier.

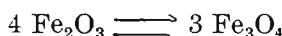
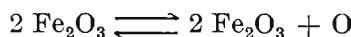
La Moldova Nouă nu au fost observați în zona cu magnetit și hematit piroxeni de tip salit, ferosalit și hedenbergit, minerale semnalate în alte zăcăminte de skarne (Codarcea, 1931; Körjinski, 1948; Kissling 1967; Vlad 1969). Oxizi de fier iau naștere în general după formarea granaților feriferi și a hedenbergitului sub influența unui aport de Fe^{2+} și Fe^{3+} . În skarnele din zona Suvorov-Valea Mare este evidentă linia de succesiune granați-oxizi de fier. Astfel, microscopic se observă substituirea granatului andraditic de către magnetit. Acest proces de substituție se explică prin creșterea concentrației de ioni de fier în soluțiile metasomactice, însoțită de mobilitatea completă a ionilor de siliciu și calciu, care intră din nou în compozitia soluțiilor, provocând noi reacții, în urma căror rezultă silicăti de tip actinot, epidot, tremolit, etc. Creșterea treptată



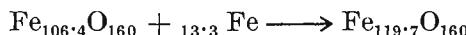
tată a aportului de fier în cadrul proceselor metasomaticice de contact, cu atingerea unui maximum în momentul formării oxizilor, a fost pusă în evidență prin analizarea granațiilor, a căror compoziție predominant andraditică (75% andratit) coincide și cu apariția hedembergitului și ulterior a oxizilor de fier (Korjinski, 1948). În skarnele mineralizate cu magnetit din zăcămîntul Suvorov granatul are o compoziție pronunțat andraditică, așa cum reiese din analiza roentgenografică, care a permis calcularea unui parametru $a = 12,02 \text{ \AA}$. Observații interesante în legătură cu procesele de skarnizare și de formare a mineralizației de oxizi de fier, reies din calcularea ecuațiilor pentru reacțiile chimice care au avut loc în zăcămîntul de la Ocaña de Fier (Kissling, 1967). Toate aceste reacții se bazează pe particularitatea geochemicală a fierului (Korjinski, 1948, 1950, 1965), care constă într-o scădere bruscă a mobilității lui odată cu scăderea temperaturii. Este vorba astfel de raportul mobilității fierului pe de-o parte și mobilitatea calciului și siliciului pe de altă parte, care variază brusc pe măsură ce se schimbă temperatura. În procesele de formare a skarnelor, care au loc la temperaturi ridicate, fierul se comportă într-un mod cu totul mobil, deși concentrația sa variază mult în timpul reacțiilor, în timp ce calciul și siliciul, fiind mai inerte, nu suferă decât o migrare locală. Situația se schimbă în metasomatismul de temperatură mai scăzută, cind fierul este mult mai puțin mobil decât calciul și siliciul. Scăderea mobilității fierului este legată de scăderea solubilității sale în soluțiile postmagmatice, pe măsură ce scade temperatura. Această scădere a solubilității face ca fierul să se precipite din soluții sub formă de magnetit, care succede în timp formarea skarnelor și substituie evident în special granații și mai puțin piroxenul. În unele zone, substituția skarnelor de către magnetit este uneori totală, rezultînd aglomerări monominerale de magnetit \pm hematit. Substituția începe prin formarea în skarn a unei rețele de vinișoare de magnetit și se continuă prin invadarea gradată a mineralelor acestuia. În schimb în endoskarnele de la Moldova Nouă, oxizii de fier sunt absenți, așa cum s-a observat de altfel și în alte zăcăminte similare; această situație se datorește faptului că în formarea oxizilor de fier este necesară o mare activitate a calciului, pentru ca aceștia să precipite.

Oxizii de fier prezenți în skarnele de la Moldova Nouă sunt reprezentati predominant prin magnetit și subordonat prin hematit (varietatea specularit). Observațiile referitoare la succesiunea celor doi oxizi arată că în stadiile inițiale ale metasomatozei fierului se formează mai întîi hematitul și apoi magnetitul, așa cum reiese din relațiile celor două minerale, în care magnetitul substituie adesea hematitul cu formarea unor pseudomorfoze totale, cunoscute sub denumirea de „muschetovit”. În acest caz, magnetitul capătă un habitus lamelar caracteristic hematitului. Procesul de martitizare a magnetitului este cu totul subordonat procesului de muschetovitzare. Pseudomorfozarea hematitului de către magnetit, conform legii lui Lindgren (1933), privind constanța

volumelor, se produce prin îndepărțarea unei cantități de oxigen, ionii de fier fiind imobili :



Kissling (1967) a calculat formula chimică a celulei standard pentru hematitul și magnetitul din zăcămîntul de la Ocna de Fier :



Autorul consideră că pentru pseudomorfozarea hematitului, ecuația indică un aport de fier, în timp ce ionii de oxigen devin imobili. Kojinski (1965) este de părere că înlocuirea hematitului prin magnetit se explică prin creșterea acidității soluțiilor, însotită concomitent de mișcarea activității oxigenului.

Deoarece oxizii de fier alcătuesc numai uneori concentrații mai importante, care apar asociate cu sulfurile cuprifere formate ulterior, descrierea mineralizației de oxizi se va face odată cu aceea a sulfurilor, acestea din urmă fiind principalele produse ale activității metalogenetice din zăcămîntul de la Moldova Nouă.

Către sfîrșitul secvenței de formare a oxizilor, odată cu descreșterea progresivă a concentrației de fier și în același timp a temperaturii, ca și prin schimbarea chimismului soluțiilor se realizează condiții favorabile pentru formarea unor silicați cu apă de constituție, cum este epidotul, actinotul, tremolitul și cloritul. Noile parogeneze de minerale formate în faza hidrometasomatică însotesc uneori mineralele de skarn și sint localizate în diverse zone din cuprinsul acestora și chiar în rocile banatitice (pl. XV, fig. 4). Astfel, compoziția mineralologică a skarnelor devine mult mai complexă, fiind reprezentată prin următoarele asociații mineralogenetice : magnetit + granat + epidot, epidot + granat, amfibol + piroxen + granat etc. Uneori apar local acumulări aproape monominerale de magnetit, epidot, actinot etc. Kojinski (1948) folosește termenul de pseudoskarne pentru skarnele la carelor constituție iau parte silicați caracterizați prin grupul OH. Aceste roci, cu compoziție complexă se caracterizează prin diferite pseudomorfoze. Astfel, epidotul și magnetitul pseudomorfozează granați, la varietățile zonate ale acestora observându-se înlocuiri selective. În cazul unei dezvoltări mai mari a procesului de epidotizare, în locul skarnelor granatifere cu sau fără piroxen se formează epidotite aproape monominerale. Prin transformarea piroxenului se formează hornblenda uralitică de tip actinot și uneori chiar tremolitul.

În regiunea Moldova Nouă am deosebit următoarele tipuri de pseudoskarne : pseudoskarne cu epidot ± granați ± diopsid ; pseudoskarne cu tremolit ± diopsid ± granați ; pseudoskarne cu actinot ± diopsid ± granați.

Pseudoskarne cu epidot ± granați ± diopsid. Aceste roci formează acumulări cu dimensiuni de 0,5–1,5 m, în cuprinsul zonei de skarne granatifere cu sau fără piroxen, atât în apropierea con-



tactului cu intruziunea banatitică, cît și mai departe de contact, ele fiind de obicei însoțite de mineralizații cu oxizi de fier și sulfuri.

Pseudoskarnele cu epidot sunt roci de culoare verde deschis-gălbui, cu structură de obicei fin granoblastică și textură masivă. La microscop, rocile sunt formate din calcit microcristalin, care constituie matricea epidotului dezvoltat în plaje monominerale (pl. XVI, fig. 1) și mai rar în cristale izolate cu dimensiuni cuprinse între 0,04–1 mm. Uneori cristalele de epidot au un habitus columnar fiind mai larg dezvoltate (1 : 0,3 mm – 3 : 1 mm) și constituind agregate cu structură radiară. Epidotul apare de obicei colorat în galben-verzui intens, caracterele optice fiind acelea ale unui pistacit : Ng = galben citron ; Nm = verzi-gălbui ; Np = incolor ; Ng–Np = 0,037 ; c : Ng = 6–7° ; (–) 2 V = 72°. Adesea, epidotul substituie granații în mod neregulat sau îi străbate pe fisuri, incluzând în același timp granule izolate sau acumulări de diopsid. Pseudoskarnele cu epidot sunt adesea intens mineralizate cu magnetit și uneori cu sulfuri (pirită, calcopirită) în zona zăcământului Suvorov și Valea Mare ; ele apar foarte slab mineralizate sau chiar sterile în alte zone cercetate prin foraje, cum este platoul Gărina și culmea Văradului. Așa cum reiese din modul de apariție a epidotului în raport cu celelalte minerale de skarn, el înlocuiește granații fiind în același timp observat uneori și ca mineral de gangă al sulfurilor, cînd este însoțit de cuart și calcit, ceea ce denotă formarea lui într-un interval de timp mai îndelungat. Studiul epidotului din diferitele puncte ale zonelor de skarne cu granați și diopsid, mineralizate sau sterile, arată că acesta se caracterizează prin aceleasi constante optice, aparținind varietății de pistacit. Această observație ne determină să considerăm că în toate cazurile de apariție, epidotul s-a format în aceleasi condiții, în urma acțiunii unor procese hidrotermale cu caracter metasomatic sau de depunere, care încep să se manifeste odată cu sevența de formare a oxizilor de fier, și se continuă ulterior, la nivelul proceselor de formare a sulfurilor. Epidotul, la rîndul lui, este parțial substituit de calcit.

Pseudoskarne cu tremolit ± diopsid ± granați.
Aceste roci au o dezvoltare locală, constituind apariții de forma unor cuiburi, în cuprinsul zonei de skarne piroxeno-granatifere. Culoarea rocilor este alb-verzuie, avînd structura fibroradiară și textura masivă. La microscop se distinge o masă constituită predominant din tremolit în cristale fin fibroase, dispuse în agregate radiare sau întreținu-se după mai multe direcții. Pe alocuri, tremolitul are o matrice de calcit fin granoblastic. În masa de tremolit apar diseminate rare granoblaste de granați și relicte de diopsid. Apariția acumulărilor de tremolit în diferite puncte ale skarnelor cu diopsid și granați, mai ales acolo unde diopsidul este mai frecvent, ca și înlocuirea acestuia de către tremolit, care îl pseudomorfozează în mod evident, ne determină să considerăm că formarea tremolitului a avut loc în urma unui proces de metasomatism hidrotermal.

Pseudoskarne cu actinot ± diopsid ± granați.
Aceste roci au o situație similară cu pseudoskarnele cu tremolit, atât în ceea ce privește dezvoltarea locală și întimplătoare, cît și relațiile cu skar-



nele piroxeno-granatifere. Pseudoskarnele cu actinot se caracterizează printr-o culoare verde închisă. La microscop se distinge actinotul în cristale aciculare, care sunt dispuse într-o matrice de calcit fin granoblastic. Agregatele de actinot includ granoblaste de granați și relicte de diopsid. Substituirea diopsidului de către actinot este uneori foarte clară, în cadrul aceluiași cristal observându-se porțiuni proaspete de diopsid și porțiuni formate din ace fine de actinot. Epidotul și actinotul, care în mod frecvent substituie granatul și piroxenul, apar uneori și ca depuneri pe sistemele de fisuri din masa skarnelor piroxeno-granatifere.

Observațiile înregistrate în diverse aureole de contact, arată că pseudoskarnele rezultă în mod constant din transformarea skarnelor piroxeno-granatifere în urma unei metasomatoze hidrotermale, care duce la substituirea mineralelor de skarn formate timpuriu, prin minerale mai tîrzii; aceste procese complică în mod deosebit compozitia mineralogică și structura zonelor de skarne. Pseudoskarnele ar corespunde „skarnelor hidratate” în accepțiunea lui Philipenko. Acest autor separă șase faze în cadrul proceselor de metamorfism de contact. Formarea „skarnelor hidratate” ar avea loc în faza a cincea, care se caracterizează printr-o mare abundență de mineralizatori, a căror concentrație permite participarea lor directă la formarea noilor minerale; în procesul de skarnizare de temperatură ridicată, mineralizatorii au jucat numai rol de catalizatori. Predominarea și rolul activ al apei în comparație cu alți mineralizatori determină caracterul apropiat al acestei faze, care se află la limita dintre skarnele anhidre și cele hidratate. Prin intermediul acestei faze se realizează trecerea treptată la faza hidrotermală propriu-zisă. Principalii mineralizatori ai fazei a cincea descrisă de Philipenko sunt OH și CO₂, care intră în compozitia silicătilor din această fază (epidot, amfiboli, clorit).

b) Metamorfismul hidrotermal al rocilor banatice și de contact

Metamorfismul hidrotermal al rocilor banatice. Așa după cum am arătat, intruziunile banatice de la Moldova Nouă se încadrează în structura geologică generală a Banatului, fiind localizate pe linii majore de fracturi, orientate aproximativ N—S. Prin punerea în loc a intruziunilor ca și după consolidarea acestora, au intervenit noi mișcări tectonice în urma cărora au rezultat sisteme de fracturi și fisuri atât în rocile eruptive consolidate, cât și în rocile înconjurătcare. Existența tuturor acestor linii de minimă rezistență a determinat o mare permeabilitate a rocilor față de soluțiile hidrotermale, care în circulația lor au produs pe de o parte un metamorfism hidrotermal și pe de altă parte procese metalogenetice importante. După formarea oxizilor de fier și a unor hidrosilicati mai tîrzii, se instalează faza hidrotermală propriu-zisă, ale cărei procese s-au desfășurat în sensul scăderii temperaturii și în condițiile unui chimism variabil al soluțiilor. Activitatea hidrotermală a avut loc cu mare intensitate în faza subsecventă a proceselor pirometasomatice, ca urmare atât a scăderii progresive a temperaturii, cât și a permeabilizării structurilor



banatitice, prin crearea de zone de minimă rezistență. Printron-un proces de diferențiere hidrotermală endomagmatică, soluțiile au antrenat selectiv diferiți compoziții din magmă. Compoziția chimică a soluțiilor hidrotermale s-a modificat continuu atât datorită precipitării unor elemente antrenate de acestea din magmă, cât și datorită reacțiilor complexe, care au luat naștere în contact cu rocile prin care a avut loc circulația soluțiilor. Gradul intens de transformare hidrotermală a rocilor banatitice și de contact, ca și dezvoltarea unor intense procese metalogenetice pledează pentru o importantă activitate hidrotermală legată de magmatismul banatitic. Varietatea produselor generate ca și existența mai multor generații de metasomatite hidrotermale și de mineralizații, care se suprapun adesea în spațiu, ne determină să considerăm că procesele hidrotermale au avut loc prin veniri de soluții în valuri succesive.

În etapa hidrotermală timpurie au avut loc intense procese de metamorfism hidrotermal, care au afectat îndeosebi rocile banatitice. Transformările acestora s-au desfășurat sub influența unor soluții cu temperatură mai ridicată și cu un chimism caracterizat prin prezența potasiului și siliciului. Din studiul rocilor banatitice transformate, la diverse nivele, se desprinde în special succesiunea în timp a proceselor hidrotermale și mai puțin o zonalitate a acestora. De cele mai multe ori, zonalitatea existentă, probabil, la un moment dat, a fost mascată de o telescopare a diverselor produse generate, prin interferențe ale proceselor care au avut loc. Tipurile de transformări caracteristice etapei hidrotermale timpurii sunt reprezentate prin feldspatizare, sericitizare, argilizare și silicifiere.

F e l d s p a t i z a r e a. Este cel mai timpuriu proces care are loc în cadrul metamorfismului hidrotermal al rocilor banatitice și se desfășoară sub influența unui aflux de soluții bogate în potasiu și cu temperatură mai ridicată. Produsele generate în acest stadiu apar ca depuneri pe sistemele de fisuri ale rocilor banatitice, adesea fiind observate și acțiuni metasomaticce, cu diverse grade de intensitate. Feldspatizarea, ca stadiu de transformare în cadrul etapei hidrotermale timpurii, reprezintă un aspect caracteristic nu numai pentru metamorfismul hidrotermal de la Moldova Nouă, ea fiind observată și descrisă și în alte regiuni de pe glob cu roci asemănătoare (granodiorite, monzonite cuarțifere), cum este cazul zăcămintelor Climax, Christmas Mine, Butte Montana (Meyer 1965; Ridge 1968). Deoarece principalul mineral potasic care se formează este ortoza, s-a folosit uneori pentru acest proces termenul de ortoclazizare (Ridge, 1968). Procesele intense de feldspatizare preced în general etapa de mineralizare cu sulfuri, atât în zăcămintele menționate mai sus, cât și la Moldova Nouă. Deși în unele zăcăminte uneori alterația potasică de tipul feldspatizării coincide cu ariile de mineralizare (Climax, Christmas Mine), cei mai mulți autori consideră că cele două procese nu sunt legate în timp, fiind vorba numai de o interferare a lor. Procesul de feldspatizare are loc prin creșterea simțitoare a conținutului de potasiu și în proporții mai reduse de fier, apă și bioxid de carbon, cât și prin îndepărțarea unei părți reduse de silice și magneziu și aproape totală de sodiu și calciu. Ridge (1968) este de părere că de fapt soluțiile timpurii care pre-



ced etapa de mineralizare sint principala sursă de potasiu în desfășurarea alterației potasice de tipul feldspatizării și că este mai puțin probabil ca potasiul să fie pus în libertate și să migreze în timpul metamorfismului termic al rocilor argiloase. Feldspatizarea se caracterizează prin principala asociere mineralologică formată din feldspat potasic + cuarț + biotit ± muscovit, care face ca acest proces să apară distinct față de alterația potasică din stadiul de sericitizare. Potasiul din stadiul de feldspatizare s-a fixat în special în ortoza și subordonat în adular, în biotit și chiar în muscovit. Ortoza este mineralul principal care se asociază în general cu cantități subordonate de cuarț, fapt care indică că activitatea silicei din acest stadiu s-a menținut în echilibru cu formarea cuarțului. Cea mai importantă semnificație mineralologică a procesului de feldspatizare din cadrul alterației potasice timpurii este înlocuirea plagioclazului din rocile banatitice de către neominerale potasice (ortoza, adular, biotit, muscovit) și mai puțin de către cuarț.

Stadiul de feldspatizare se caracterizează prin următoarele parogeneze mineralogice: ortoza ± cuarț, ortoza + biotit ± muscovit ± ± cuarț; adular ± cuarț.

Studiul procesului de feldspatizare arată că aceasta afectează atât corpurile cît și apofizele de roci banatitice din întreaga regiune cercetată, cu o frecvență și dezvoltare mai mare în Valea Mare. Datele obținute din forajele amplasate în sectoarele Valea Mare și Vărăd ne-au permis să urmărim localizarea procesului la diverse adâncimi. Reiese astfel că limitele de desfășurare a procesului în ceea ce privește adâncimea, se situează între -70 m și -530 m. În cadrul corpului intrusiv Suvorov s-a remarcat prezența feldspatului potasic în zona mai internă a acestuia, și anume la 20–30 m distanță de contactul cu calcarele. Nu a fost posibilă în nici un caz observarea unei zonalități a procesului de feldspatizare, comparativ cu celealte tipuri de transformări din stadiile următoare. Se observă în schimb o succesiune în timp, care reiese din păstrarea relicelor de roci feldspatizate în cuprinsul unei zone afectate de sericitizare, proces care succede feldspatizării. Aceste observații indică intensa circulație a soluțiilor în valuri succesive, care au mascat o eventuală zonalitate, determinând apariția unor hidrotermalite cu o compoziție variată și complexă, rezultată din suprapunerea produselor generate în diferitele stadii de transformări.

Rocile banatitice feldspatizate au o culoare cenușie-deschisă, împinată de ortoza și cuarț, minerale vizibile adesea cu ochiul liber. Cînd ortoza este însoțită și de biotit, care se aglomerează neregulat în masa rocii, culoarea acesteia devine negricioasă. Structura porfirică caracteristică de obicei rocilor banatitice, este mai puțin evidentă în cazul feldspatizării, deoarece ortoza și celealte minerale însoțitoare substituie în mod neregulat atît fenocristalele de plagioclaz, cît și masa fundamentală. Studiul microscopic arată că ortoza este mineralul potasic principal care se formează în acest stadiu de transformare. Determinările prin metoda Feodorov au indicat în majoritatea cazurilor pentru feldspatul potasic de neoformăție, un unghi (-) $2V = 60^\circ - 70^\circ$, caracteristic ortozei, care



de multe ori prezintă structuri micropertitice, fiind asociată aproape întotdeauna și cu cantități subordonate de cuart. Structurile micropertitice, ca și associația ortozei cu cuartul sunt de obicei caracteristice unui proces de alterație potasică timpurie, care are loc de obicei la temperaturi mai ridicate (Mc y e r, 1965).

Procesul de feldspatizare s-a manifestat atât ca depuneri ale ortozei și cuartului pe sistemele de fisuri ale rocilor banatitice cât și prin substituiri parțiale ale fenocristalelor și masei fundamentale de către aceste minerale. Feldspatizarea a afectat de obicei porfirele cuarțdioritice, acestea fiind de altfel cele mai frecvente și caracteristice rocilor banatitice din regiunea cercetată. Microscopic, se observă o masă fundamentală microgranulară, alcătuită din plagioclaz, cuart și uneori cantități foarte reduse de ortoză și biotit, în care se dispun fenocristalele de plagioclaz zonat și maclat, biotit, hornblendă și uneori cuart intens corodat. În urma procesului de feldspatizare, portiuni din masa fundamentală sunt înlocuite de ortoză sub formă de plaje xenomorfe ($0,8/0,5 - 1,6/1,2$ mm), care prezintă adesea structuri micropertitice (pl. XVI, fig. 2). În urma procesului de feldspatizare fenocristalele de plagioclaz sunt cel mai frecvent înlocuite de ortoză, care într-un stadiu mai incipient al procesului se depun numai pe fisuri, iar într-un stadiu avansat ea invadăază întreaga masă a plagioclazului, pe care îl pseudomorfizează. Formarea ortozei din soluții este sugerată de formele foarte neregulate de prezentare ale acesteia în înlocuirile cu caracter de invadare a plagioclazului și a masei fundamentale, ca și în depunerile pe fisurile ce străbat atât fenocristalele cât și pasta rocilor banatitice. Procesul de înlocuire a plagioclazului de către ortoză este uneori foarte evident, datorită relictelor de plagioclaz maclat și zonat care apar ca insule în masa ortozei (pl. XVI, fig. 3). Uneori în procesul de feldspatizare, ortoză singură sau în associație cu cuartul, se depune nu numai pe fisurile din rocile banatitice, ci și pe cele din rocile de la contactul imediat al acestora, cum sunt de exemplu corneștele biotitice (pl. XVI, fig. 4).

Un alt mineral care însoțește pe alocuri ortoză în mod subordonat, este adularul triclinic și monoclinic. Astfel, în unele cazuri se remarcă substituirea fenocristalelor de plagioclaz de către adular triclinic, care se dezvoltă în masa acestora sub formă de rețele de vinișoare cu caracter invadant sau urmărește planele de clivaj ale cristalelor (pl. XVII, fig. 1). Adularul monoclinic în cristale idiomorfe cu conture rombice, asociat cu cuart, este prezent numai pe fisurile din rocile banatitice sau substituie local portiuni din pasta acestora (pl. XVII, fig. 2). El poate fi considerat ca reprezentând ultima formă de apariție a feldspatului potasic, din secvența finală a procesului de feldspatizare. Această situație reiese din faptul că plajele de ortoză care substituie portiuni din roca banatitică sunt invadate uneori de vinișoare cu adular monoclinic și cuart.

În mod aproape constant, în procesul de feldspatizare se formează și biotit, care apare în proporții variabile, mai ales sub formă de lamele izolate și mai puțin ca aglomerări în masa fundamentală a rocilor banatitice. Biotitul de neoformăție se caracterizează printr-o culoare verzui-brun



deschisă, deosebindu-se astfel de biotitul primar al rocii banatitice, care este colorat de obicei în brun închis-roșcat; prin cloritzarea sau baueritzarea acestuia, se eliberează titanul sub formă de rutil, ceea ce nu se observă la biotitul de neoformăție. Culoarea brun-verzui sau chiar verde a biotitului hidrotermal este explicată atât prin lipsa de titan, cât și prin creșterea raportului $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ (Meyer, 1965). Biotitul substituie în general mineralele melanocrate primare ale porfirelor cuarțdioritice, cum este hornblendă și biotitul și uneori chiar plagioclazul. Astfel lamelele fine de biotit secundar se aglomerează neuniform în limitele cristalografice ale fenocristalelor de hornblendă; periferia fenocristalelor de biotit primar este înconjurate uneori de lamele fine de biotit secundar, verzuie, care invadă pe alocuri și portiuni din masa fenocristalului. Mai rar, biotitul substituie plagioclazul, fie zonar fie dispunindu-se ca aglomerări de lamele pe fisurile care-l străbat.

Muscovitul apare mai rar în asociație cu ortoza, cu care formează concreșteri intime. A fost observat fie în lamele izolate, fie în agregate de lamele ușor divergente, în zonele cu depunerile de ortoză și biotit. Asociația ortoză-biotit-muscovit observată în cadrul procesului de feldspatizare al rocilor banatitice de la Moldova Nouă este descrisă de altfel și în alte situații similare de transformare (Meyer, 1965). Reiese astfel că în procesele de alterație potasică timpurie, potasiul se fixează nu numai în feldspatul potasic ci și în biotit și uneori chiar în muscovit. Desfășurarea procesului de feldspatizare a avut loc deci în condiții de temperatură și chimism favorabile depunerii în primele secvențe, a ortozei, cuartului, biotitului și chiar a muscovitului; odată cu descreșterea treptată a temperaturii soluțiilor în secvențele finale ale stadiului, s-a format adularul.

Sericitizarea. În cadrul proceselor de alterație potasică din etapa transformărilor hidrotermale timpurii, sericitizarea se individualizează ca un stadiu bine definit, care succede procesului de feldspatizare. Acest proces se dezvoltă mult mai frecvent și mai intens decât feldspatizarea, afectând rocile banatitice la diverse adincimi, mai ales în apropierea zonelor de contact cu skarnele mineralizate cu sulfuri. Putem considera astfel sericitizarea ca unul din fenomenele cele mai importante de metamorfism hidrotermal, care a fost observat începând din apropierea suprafetei pînă la adincimi cuprinse între -500 m și -600 m. Procesele de transformare au avut loc în urma acțiunii de levigare a Na_2O și CaO , însotită de un aport de K_2O , H_2S , CO_2 și H_2O și de un transport de MgO , lăudând naștere parageneze de neominerale bogate în special în sericit și cuarț și mai puțin în clorit, carbonați și pirită. Transformarea rocilor banatitice în acest stadiu are loc cu diverse grade de intensitate, ajungîndu-se uneori la schimbarea totală a rocilor inițiale, cînd structura porfirică pimără este complet ștearsă, culoarea devine albă, iar roca constă dintr-un agregat compact sau microgranular de sericit și cuarț, adesea impregnat cu pirită.

Paragenezele de minerale care se individualizează în stadiul de sericitizare sunt următoarele: sericit + clorit + cuarț ± pirită; sericit + cuarț ± pirită; sericit + cuarț + calcit ± sideroză ± pirită.



Cea mai frecventă asociatie este reprezentată prin sericit + cuart, ± pirită, minerale a căror proporție variază în directă legătură cu gradul de transformare al rocilor banatitice. Într-o fază incipientă a procesului de sericitizare rocile își păstrează structura și caracterul mineralologic inițial cu slabe modificări locale, date de apariția lamelelor fine de sericit diseminate neuniform în pastă sau ca depuneri pe fisurile rocilor, în asociere cu cantități reduse de cuart. Fenocristalele de plagioclaz sunt substituite numai parțial de sericit, care înlocuiește preferențial anumite zone ale cristalelor, sau străbate masa acestora de-a lungul fisurilor. Biotitul și hornblenda sunt cloritizate în măsură variabilă, fiind înlocuite de clinoclor și varietăți incolore de clorit (pl. XVII, fig. 3). Într-o fază avansată de transformare, atât pasta cît și fenocristalele rocilor banatitice sunt substituite total de sericit, cuart și pirită, rezultând o rocă formată dintr-un agregat compact de sericit și cuart, impregnat cu cristale fine de pirită (pl. XVII, fig. 4). În această masă sericito-cuarțoasă se observă uneori minerale accesorie ale rocii banatitice reprezentate prin zircon, apatit și sfen, alături de care apar și relicte din fostele fenocristale de cuart intens corodat. Se remarcă de asemenea uneori apariția, din abundență, a cristalelor aciculare de rutil, care formează aglomerări în diferitele puncte ale rocii; prezența rutilului se poate explica ca rezultând pe seama titanului eliberat în urma cloritzării biotitului primar al rocii banatitice. Sericitul este uneori mai larg cristalizat și apare ca lamele bine dezvoltate dispuse în aggregate radiare, care invadează atât masa de rocă cît și fenocristalele de plagioclaz (pl. XVIII, fig. 1, 2). Cuarțul și pirlita însoțesc aproape constant sericitul, aceste minerale formându-se de obicei simultan (Sales, Meyer 1950). Alt mineral care apare alături de sericit este cloritul, care substituie de obicei melanocratele, și carbonații reprezentate frecvent prin calcit și mai rar prin siderit. Cloritul este prezent alături de sericit, înlocuind melanocratele (hornblenda și biotitul) într-un stadiu incipient al procesului de transformare, cînd sericitul se dezvoltă în pastă și parțial pe fenocristalele de plagioclaz. În cazul unei sericitizări avansate, cloritul nu mai este prezent, toate mineralele rocii banatitice fiind înlocuite de sericit, cuart și pirită.

Sericitul împreună cu carbonații și pirlita constituie un alt facies al procesului de transformare; astfel, uneori calcitul, sideroză și pirlita, sub formă de aggregate microgranulare, substituie mineralele melanocrate, în timp ce sericitul se dezvoltă în special pe seama fenocristalelor de plagioclaz.

A r g i l i z a r e a. Procesele din cadrul acestui stadiu de transformare sunt mult mai puțin dezvoltate, ele fiind întâlnite mai ales în corpurile și apofizele de banatite din zona Vărăd. Observațiile efectuate pe rocile banatitice din lucrările miniere și din foraje arată că argilizarea s-a desfășurat în general la nivelele superioare ale intruziunilor banatitice, putind fi urmărite diferite grade de intensitate în desfășurarea procesului. Pentru stabilirea tipului de mineral argilos rezultat în urma procesului de argilizare au fost efectuate analize roentgenografice prin metoda D e-



b y e - S c h e r e r⁶. Din aceste analize reiese că mineralul argilos prezent în majoritatea cazurilor, este illitul, însotit de cantități subordonate de montmorillonit, caolinit, beidellit și saponit. Materialul argilos provenit din plagioclazii argilizați este reprezentat prin illit aproape curat, cu procente reduse de caolinit și montmorillonit. În rocile banatitice de la Suvorov, argilizarea se produce uneori în facies predominant inmontmorillonitic. În acest caz, rocile transformate capătă o culoare verzuie și își măresc mult volumul în prezența apei. Uneori, fisurile din banatitele argilizate sunt umplute cu un material argilos de culoare albă-roz, determinat ca beidellit prin analizele roentgenografice. Prezența beidellitului pe fisuri se poate explica prin redepunerea acestuia din soluțiile care l-au spălat din rocile anterior transformate. Saponitul a fost observat uneori pe fisurile unor roci banatitice de la contactul cu calcarele cristaline magneziene.

Stadiului de argilizare ii sunt caracteristice următoarele asociații de neominerale: illit \pm sericit \pm clorit; illit + montmorillonit \pm caolinit; illit + beidellit; saponit.

Procesul de argilizare s-a desfășurat cu diverse grade de intensitate. Astfel, în cazul unei argilizări slabe, banatitele își păstrează încă evidentă structura porfirică inițială, ca și compoziția mineralologică, cu excepția plagioclazului, care este înlocuit predominant de illit asociat cu cantități subordonate de sericit. Substituirea este confrolată de zonarea plagioclazului, făcind posibilă urmărirea în cadrul aceluiasi cristal, a unei alternanțe de zone complet argilate, cu zone slab argilate și zone proaspete. În fază incipientă de argilizare, fenocristalele de biotit sunt parțial cloritizate sau baueritizate, cele de hornblendă se cloritizează, iar sfenul este transformat în leucoxen. Pasta rocii, în care se dezvoltă rare foite de sericit și pulperi de minerale argilcase, rămîne oarecum proaspătă, cu excepția plagioclazului, care pe alocuri este ușor tulburat de minerale argiloase sub formă de pulperi. La un grad mai avansat de argilizare, rocile banatitice se decolorează, devenind aproape albe, sau alb-verzui, structura inițială fiind greu de descifrat și uneori chiar complet steară. Duritatea se modifică de asemenea, rocile luând un caracter friabil și avînd aspectul unui material care se dezagregă ușor și se înmoiează în prezența apei. În acest caz, toate componente primare ale rocii, în afară de quart, sunt înlocuite de minerale argiloase. Determinarea în majoritatea cazurilor a illitului ca principal mineral argilos indică, și pentru stadiul de argilizare, păstrarea caracterului predominant potasic al soluțiilor hidrotermale, care anterior au determinat, în primele stadii ale etapei de transformări timpurii, formarea ortozei, biotitului, muscovitului și sericitului. Apariția celorlalte minerale argiloase indică prezența în cantități subordonate și a unui aport de magneziu.

S i l i c i f i e r e a. În desfășurarea proceselor hidrotermale din etapa timpurie, silicifierea se remarcă atât prin intensitate, cât și prin extinderea spațială în cadrul intruziunilor banatitice. Procesul de silicifiere

⁶ G. Neacsu. Intreprinderea geologică de prospecțiiuni, București.

a avut loc într-un anumit stadiu, în care s-a format din abundență cuarțul, ca mineral care precede și însoțește pe aproape tot parcursul stadiul de mineralizare cu sulfuri polimetalice. Silicifierea se desfășoară cu intensități diferite, putind atinge maximum de dezvoltare în anumite zone ale intruziunilor de banatite, care sunt în acest caz substituite în întregime de cuarț, rezultînd roci cu caracter de cuarțite metasomaticice hidrotermale. Într-o fază incipientă de dezvoltare, silicifierea afectează numai parțial rocile banatitice și constă din depunerî de cuarț pe fisurile sau în masa acestora. În acest caz, pasta rocilor este traversată de fisuri cu cuarț de neoformăție sau este substituită parțial de acesta, în timp ce fenocristalele de plagioclaz rămîn proaspete sau sunt înlocuite numai parțial de cuarț fin granular (pl. XVIII, fig. 3). În același timp, biotitul este parțial cloritizat, cu separarea de rețele sagenitice sau este baueritizat, luînd caracterul unei mice incolore. Desfășurarea procesului de silicifiere cu o mai mare intensitate duce la substituirea în cea mai mare parte a rocii banatitice de către cuarț, păstrîndu-se numai pe alocuri structuri relicte. În acest caz, cantitatea de SiO_2 din aportul hidrotermal a fost suficientă nu numai pentru a umple fisurile, ci a produs și un metasomatism avansat în întreaga masă a rocii.

Stadiul de silicifiere se caracterizează prin următoarele parageneze mineralogice : cuarț ; cuarț + molibdenit ; cuarț \pm sericit + pirită ; cuarț \pm epidot + sulfuri ; cuarț \pm carbonați (calcit, sideroză) + sulfuri.

În procesul de silicifiere care duce la formarea unor roci cu aspect de cuarțite prin substituirea uneori totală a rocilor banatitice de către cuarț ca mineral predominant, apar pe alocuri și cantități cu totul subordonate de sericit, epidot, carbonați și sulfuri metalice. Caracterul metasomatic al acestor cuarțite este pus în evidență din cînd în cînd de structurile relicte de banatite, observate în unele zone ale cuarțitelor ca și de caracterul absolut neregulat al substitujiilor care au avut loc. Cuarțitele hidrotermale au uneori caracterul unor roci monominerale, fiind constituite exclusiv din cuarț, (pl. XVIII, fig. 4) și se dezvoltă la periferia unora din corporile și apofizele banatitice din apropierea zonelor mineralizate ; prezența lor marchează începutul activității de mineralizare cu sulfuri, constituind în același timp un indiciu privind relațiile genetice dintre procesul de silicifiere și cel metalogenetic.

Cuarțitele hidrotermale au o culoare albă-cenușie deschisă și o structură fină sau mediu granulară. Ele se prezintă fie compacte, fie întins diaclazate, în cazul din urmă separîndu-se ușor în fragmente aşchioase. La microscop, se observă o masă predominant sau exclusiv cuarțoasă, cu structură mozaicată, al cărei grad de cristalinitate variază de la fin la mediu granular. Uneori se remarcă depunerî de cuarț cu structuri îndințate, caracteristice de obicei depunerîlilor filoniene. În unele cazuri, în masa de cuarț apar lamele izolate sau mici acumulări de sericit, cristale sau plaje de molibdenit, pirită sau calcopirită și epidot în cristale idiomorfe sau xenomorfe, asociat de obicei cu sulfurile de fier și cupru ; au fost observate de asemenea și cantități subordonate de calcit și sideroză, ca plaje neregulate sau ca depunerî pe sistemele de fisuri din masa



rocilor. Structurile relicte de roci banatitice întâlnite uneori în cuprinsul acestui tip de cuarțite sunt formate din porțiuni de masă fundamentală și fenocristale din fostele porfire cuartdioritice.

Silicifierea afectează uneori și rocile de contact, respectiv skarnele și calcarele cristaline în zonele în care acestea au fost mineralizate. Aspectul acestui proces în rocile menționate îl vom descrie ulterior, cînd ne vom referi la transformările rocilor de contact.

Urmărand desfășurarea procesului de silicifiere în cadrul rocilor banatitice, cît și în rocile de contact, se constată o legătură evidentă între acest proces și procesul metalogenetic de formare a sulfurilor, acesta din urmă începînd să se manifeste odată cu declanșarea silicificării, cînd apar cantități reduse de sulfuri, care devin ulterior din ce în ce mai abundente și constituie acumulări importante în skarne și mai puțin în rocile banatitice.

Metamorfismul hidrotermal al rocilor de contact. În complexul rocilor de contact se constată de asemenea efecte ale metamorfismului hidrotermal generat de soluțiile din etapa timpurie de transformări. Varietatea produselor de neoformăție este destul de mare și în acest caz, cu deosebirea că pe lîngă produsele similare rezultate din transformarea rocilor banatitice, apar și altele caracteristice transformării mineralelor de contact. Astfel și în rocile de contact procesele hidrotermale au avut atât un caracter metasomatic, cît și de depunere de neominerale pe diferitele plane de discontinuitate (sisteme de fisuri, stratificație, diferite goluri); ambele aspecte au contribuit la extinderea aureolei de metamorfism hidrotermal, prin apariția unor parageneze complexe în masa pirometasomaticelor, corneenelor și calcarelor din apropierea contactului cu intruziunile banatitice. Produsele hidrotermale care s-au format prin acțiunea soluțiilor asupra diferitelor roci de contact, au depins atât de caracterul petrochimic al acestora și de chimismul soluțiilor, cît și de condițiile termodinamice sub care s-au desfășurat diversele procese de transformare. Astfel, s-au putut deosebi variate minerale de neoformăție, depuse pe fisuri, diaclaze și în goluri, sau substituind o parte din mineralele preexistente. Actinotul, tremolitul, cloritul, epidotul și calcitul apar adesea ca produse de transformare ale piroxenilor, granaților și chiar vezuvianului, în urma proceselor de metamorfism regresiv hidrotermal, care a avut loc începînd cu faza subsecventă a metamorfismului metasomatic de contact. Soluțiile hidrotermale au acționat cu mare intensitate asupra rocilor de contact, după formarea oxizilor de fier, cînd odată cu descreșterea concentrației de fier a avut loc și o descreștere progresivă a temperaturii. Mineralele care substituie granații și piroxenii, apar în același timp și ca depunerî în interstițiile acestora cînd înlătăruiesc matricea de calcit, sau umplu sistemele de fisuri din masa rocilor. Transformarea skarnelor piroxeno-granatifere în roci constituite din epidot, actinot, tremolit și calcit care sunt adesea însoțite de o mineralizație cu sulfuri, ne-a determinat să atribuim acestor roci denumirea de pseudoskarne, aşa după cum am arătat anterior.



În cazul calcarelor cristaline magneziene, cloritul reprezentat adesea prin penin și clinoclor înlocuiește frecvent flogopitol și mai puțin diopsidul.

Referitor la alterația timpurie cu caracter potasic, se observă că ortoza și adularul sunt prezente uneori pe fisurile corneenelor biotitice care se găsesc la contactul direct cu rocile banatitice feldspatizate (pl. XIX, fig. 1). În cuprinsul zonelor de skarne mineralizate, de la contactul corpului banatitic Suvorov, a fost observat uneori și adularul ca mineral de gangă al sulfurilor, care îl includ evident. În calcarele cristaline marmoreene, adularul monoclinic se depune pe fisuri, substituind uneori porțiuni din masa rocilor de-o parte și de alta a fisurilor. Adularul monoclinic, în asociere cu cuartul, a fost observat rareori și pe fisurile unor skarne diopsidice (pl. XIX, fig. 2).

Fenomenul de sericitizare se dezvoltă uneori cu o ampoloare deosebită în cazul corneenelor biotitice, care se găsesc la contactul rocilor banatitice intens transformate. În urma sericitizării, cele două minerale caracteristice, biotitul și andaluzitul, sunt substituite parțial sau chiar total de sericit, care se depune în același timp și pe fisuri în asociere cu cuartul. În urma sericitizării, corneenele biotitice se decolorează intens, culoarea inițială neagră devenind cenușiu deschisă, aproape albă. Duritatea rocilor se modifică de asemenea foarte mult, ele devenind mult mai friabile.

Un fenomen de transformare caracteristic calcarelor cristaline magneziene este serpentinizarea, în urma căreia se formează mineralele serpentинice, reprezentate predominant prin antigorit și mai puțin prin crisotil, care substituie parțial sau chiar total forsteritul. În stadiile incipiente de serpentinizare, înlocuirea are loc pe sistemele de crăpături ale forsteritului, în timp ce într-un stadiu foarte avansat pseudomorfozele sunt totale rezultând agregate de antigorit cu structuri reticulare. Relictele de forsterit proaspăt sunt uneori singurele roci afectate de transformare. În același timp, mineralele serpentинice se depun și pe fisurile din masa calcarelor cristaline magneziene mai puțin transformate. S-a observat adesea că serpentinizarea forsteritului este însotită și de anhidrizarea calcarelor cristaline magneziene, ceea ce presupune că dezvoltarea fenomenului de serpentinizare a avut loc sub influența soluțiilor care au dus la formarea sulfatului de calciu, situație similară descrisă de Ridge (1968) în zăcămîntul Christmas Mine din S.U.A.

Talcul este un produs de transformare a forsteritului, mai puțin frecvent, el formind pseudomorfoze după acesta sau depunindu-se, fie singur, fie în asociere cu saponitul, pe fisurile din calcarele cristaline magneziene. Prezența talcului presupune acțiunea unor soluții bogate în SiO_2 .

Transformările în facies argilitic au avut loc în unele skarne ai căror granați sunt alterați în montmorillonit și beidellit.

Mobilitatea mare a silicei în timpul alterațiilor hidrotermale cît și a proceselor metalogenetice de formare a sulfurilor, a determinat formarea din abundență a cuartului, în toate stadiile de transformări de la cele cu temperaturi ridicate pînă la cele cu temperaturi scăzute. În cazul unora

din rocile de contact, ca și în cazul rocilor banatitice, silicifierea manifestă adesea un caracter metasomatic ca și de umplere a fisurilor și golurilor. Astfel, în cazul skarnelor piroxeno-granatifere se observă adesea substituirea matricei de calcit de către cuart, calcedonită și chiar opal (pl. XIX, fig. 3). În urma acestei substituții, granații și uneori piroxenul sunt înglobați într-o matrice de cuart și calcedonit cu aspecte tipice de depuneri hidrotermale (pl. XIX, fig. 4). De cele mai multe ori, aceste înlocuiri masive ale calcitului de către cuart, sunt însoțite și de depunerea sulfurilor, care sunt intim concrescute cu cuartul. De obicei, depunerile de varietăți fibroase de silice sunt colorate în roșcat sau brun-gălbui datorită pulberilor fine de hidroxizi și oxizi de fier. Concomitent cu silicifierea matricei de calcit, granații din seria grosular-andradit, sunt hematizați, cu separarea de hematit pulverulent, care respectă uneori zonarea cristalelor sau apare ca rețele de vinișoare în masa acestora. Silicifierea skarnelor este remarcată cel mai adesea în zonele mineralizate cu sulfuri, cele două procese fiind în strânsă relație genetică.

Din observațiile efectuate reiese că silicifierea a avut un caracter aproape general în regiunea cercetată, intensitatea procesului fiind însă mult mai redusă în rocile de contact decât în rocile banatitice.

c) *Formarea sulfuriilor.* Etapa hidrotermală timpurie din faza subsecventă a metamorfismului metasomatic de contact se caracterează și prin procese metalogenetice, în urma căroror au luat naștere mineralizații de sulfuri polimetalice cu importanță economică. Procesele metalogenetice se încadrează într-un stadiu bine individualizat în desfășurarea activității hidrotermale timpurii, având loc în condiții geochimice și geotermodinamice favorabile depunerii sulfurilor metalice. Soluțiile hidrotermale a căror circulație a fost favorizată de crearea unor sisteme de fracturi și fisuri ca urmare a mișcărilor tectonice, care au avut loc după consolidarea intruziunilor banatitice, au determinat atât un metamorfism hidrotermal al rocilor eruptive și de contact, cît și importante procese metalogenetice. Acestea din urmă se delimitiază în cadrul unui stadiu, care — așa cum reiese din observațiile noastre — este precedat, însoțit și succedat de anumite tipuri de transformări ale rocilor banatitice și de contact. Așa după cum am arătat anterior, odată cu instalarea procesului de silicifiere se realizează condiții favorabile pentru formarea diverselor sulfuri metalice. Asupra condițiilor geochimice și geotermodinamice în care s-au desfășurat procesele metalogenetice din faza hidrotermală, vom discuta într-un capitol privind geneza mineralizației. Mineralizațiile de sulfuri din zona Suvorov — Valea Mare ca și cele de la Vărăd, apar în legătură cu apofize și corpuri banatitice dispuse pe aliniamente orientate aproximativ N—S. Numai un număr redus de intruziuni banatitice apar la zi, cum este corpul Suvorov și alte cîteva corpuri mai mici din Culmea Amalia și de la Vărăd. Datele obținute în forajele amplasate pe profile E—W și N—S au permis conturarea a numeroase apofize de banatite cu forme și dimensiuni foarte neregulate, care apar la diverse adîncimi. Studiul aureolelor de contact al acestor intruziuni arată o mare complexitate



a tipurilor de roci, a transformărilor acestora, cît și a modului de apariție a mineralizației.

2. Etapa hidrotermală tardivă. Procesele de transformare care au avut loc în această etapă corespund stadiului tîrziu alcalin al lui Kojinski (1965), și s-au desfășurat în cea mai mare parte ulterior proceselor metalogenetice, care au determinat formarea sulfurilor; unele dintre aceste procese de transformare se suprapun parțial cu secvența finală de depunere a sulfurilor, cum este carbonatarea și anhidritizarea, aceasta din urmă desfășurîndu-se cu mare ampoloare, ulterior. Principalele procese care au avut loc în etapa de alterație hidrotermală tardivă sunt reprezentate prin carbonatare, anhidritizare și zeolitizare.

a) Carbonatarea. Secvența finală a proceselor de mineralizare cu sulfuri se încheie cu formarea carbonațiilor reprezentați predominant prin calcit și subordonat prin sideroză. Calcitul apare astfel ca unul din mineralele tardive de gangă ale sulfurilor de temperatură mai joasă, fiind prezent în același timp și ca depuneri pe sistemele de fisuri din rocile de contact și rocile banatitice. Adeseori se remarcă caracterul metasomatic al procesului de carbonatare care se manifestă prin substituirea de către calcit a unor minerale din skarne, cum sunt granații, wollastonitul, epidotul și vezuvianul. În cazul granațiilor zonări calcitizarea se produce zonar rezultînd o alternanță de zone formate din calcit cu zone de granat proaspăt sau numai parțial calcitizat (pl. XX, fig. 1, 2). În același timp, calcitul hidrotermal substituie matricea inițială de calcit a silicatiilor din skarne. Calcitul de neoformăție depus din soluțiile hidrotermale mai tardive este larg cristalizat și foarte limpede, deosebindu-se net de calcitul provenit din recristalizarea masei carbonatice sub influența metamorfismului de contact. Pe alocuri, se disting chiar structuri zonare la unele cristale de calcit care tapisează golurile sau umplu fisurile, ceea ce indică o creștere ritmică a acestora din soluții. Sideroza a fost observată în skarnele cu granați de la Vărăd și uneori la Suvorov, unde ea apare pe fisurile acestor roci, sau substituie porțiuni din matricea inițială de calcit a granațiilor. În unele cazuri, sideroza este asociată cu pirita, calcopirita și tetraedritul, relațiile dintre sideroza și sulfuri desemnînd-o pe prima ca mineral de gangă mai tardiv al sulfurilor pe care le însotește. Dintre carbonați, foarte rar apare aragonitul, care se depune pe unele fisuri din skarne și calcarele cristaline, adesea fiind caracterizat prin structuri fibroase. Alături de calcitul de neoformăție, a fost observat uneori prehnitul, în cristale izolate sau ca acumulări reduse în masa de calcit, unde se asociază cu sulfuri atît în cazul impregnațiilor din skarne, cît și în depunerile pe fisuri.

b) Anhidritizarea. Procesul de anhidritizare, care se dezvoltă ca un stadiu tardiv de transformare hidrotermală, atît al rocilor banatitice cît și al rocilor de contact, capătă prin dezvoltarea sa un aspect remarcabil în ansamblul fenomenelor hidrotermale. Asociația de minerale formate



în stadiul de anhidritizare este reprezentată predominant prin anhidrit și gips, alături de care pot apărea uneori în cantități cu totul subordonate, sulfuri, cuarț și calcit. Anhidritul este mineralul caracteristic atât sub aspectul frecvenței cît și sub aspect cantitativ; are de obicei o culoare violacee și mai rar cenușie deschisă, cu slabe tonuri violacee, un luciu sidefos pe suprafețele proaspete și un clivaj foarte bun. La microscop anhidritul apare incolor și cu relief puternic. Secțiunea de birefringență maximă paralelă cu clivajul după (010) prezintă alte două direcții de clivaj perpendiculară una față de cealaltă, clivaj perfect după (001) și distinct după (012). Unghiul (+) 2 V este mic și $\text{Ng} - \text{Np} = 0,04$. Analizele spectrografice informative⁷ pe probe monominerale de anhidrit au indicat prezența următoarelor elemente minore: Mn, As, Ag, Mg, Ti, Al, Si, Sr, Mo, Pb, Cu.

Procesul de anhidritizare afectează, cu diverse grade de intensitate, în special rocile banatitice de tipul porfirelor cuarțdioritice cu biotit și hornblendă; astfel, de la simpla depunere pe fisuri sau în golarile rocilor, procesul capătă uneori un caracter evident metasomatic, cind o mare parte din unele roci banatitice este înlocuită de anhidrit.

Uneori, anhidritul apare asociat cu cuarțul, microscopic fiind evidentă depunerea lui după cuarțul fumuriu masiv, pe care îl înglobează și chiar îl substituie parțial sau îl străbate pe fisuri. Se remarcă faptul că anhidritizarea se dezvoltă în special în rocile banatitice care nu au fost intens silicificate. Astfel în cazul cuarțitelor hidrotermale, rezultate prin metasomatoza unor roci banatitice, anhidritul umple mai ales sistemele de fisuri, mai rar înlocuind porțiuni reduse din masa de cuarț, din pereții fisurilor. De obicei, anhidritizarea s-a produs cu mai multă intensitate în rocile banatitice care au fost afectate în prealabil de sericitizare și argilizare, devenind astfel mai permeabile prin mărirea gradului de porositate care a ușurat circulația soluțiilor cu sulfat de calciu. Relațiile spațiale dintre anhidrit și celealte produse de transformare hidrotermală, arată că anhidritul s-a format după stadiul de silicifiere și mineralizare cu sulfuri. Declanșarea procesului de anhidritizare a avut loc în secvențele finale ale procesului metalogenetic, fisurile cu anhidrit străbătând atât zonele silicificate cît și masa sulfurilor pe care uneori le cimentează și chiar le corodează; anhidritul apare astfel ca un mineral tardiv de gangă al sulfurilor. Depunerile de anhidrit sunt însoțite uneori de cantități reduse de sulfuri din ultimele generații, cum este pirotina, pirita și calcopirita precum și de cantități reduse de cuarț și calcit, ceea ce indică o modificare de chimism a noului val de soluții hidrotermale din etapa tardivă. Langford, Hancock, (1936) și Badalov (1955) studiind procesul de anhidritizare în zăcăminte similare cu cel de la Moldova Nouă, sunt de părere că formarea sulfatilor și în special a anhidritului, adesea încheie procesul endogen al fiecărui stadiu de mineralizare sau transformare a rocilor înconjurațoare, având loc în condiții de creștere a alcaliilor într-un mediu cu un potențial oxidant ridicat.

⁷ Ernestina Volanschi. Institutul Geologic, București.



În urma unei anhidritizări avansate, rocile banatitice din regiunea Moldova Nouă capătă o culoare violacee datorită anhidritului, care de cele mai multe ori apare colorat astfel. Studiul microscopic al unora din rocile banatitice în care procesul de anhidritizare se dezvoltă cu un caracter evident metasomatic, arată că anhidritul este de obicei larg cristalizat ($0,1/0,5 - 3,5/4,5$ mm) și formează acumulări cu structură mozaicată (pl. XX, fig. 3); se remarcă de asemenea clivajul perfect după trei direcții precum și frecvențele macle. Structurile porfirice relicte sunt reprezentate printr-o masă fundamentală cu structură microgranulară, constituită din plagioclaz, cuarț, cantități reduse de ortoză și rare fojte de biotit, în care apar uneori cūiburi de sericit rezultat într-un proces de transformare anterior anhidritizării (pl. XX, fig. 4; pl. XXI, fig. 1, 2). În masa fundamentală se disting fenocristale de plagioclaz, biotit și hornblendă; dintre fenocristale, plagioclazul este cel mai adesea afectat de anhidritizare și în acest caz, anhidritul pătrunde de-a lungul planelor de clivaj sau pe rețele de fisuri, distribuite capricios, înlocuirea începând de-o parte și de alta a acestora (pl. XXI, fig. 3). Uneori, fenocristalele de plagioclaz sunt conservate în întregime în masa de anhidrit care a substituie aproape total masa fundamentală a rocilor banatitice. În cazul fenocristalelor de biotit și hornblendă, anhidritul a fost observat de cele mai multe ori pe fisurile sau pe planele de clivaj ale acestora, cea mai mare parte a melanocratelor fiind, în acest caz, cloritizate. Adesea anhidritul care substituie banatitele include cuarț fie singur, fie asociat cu sulfurile (molibdenit, pirită, calcopirită), care s-au depus ca împregnații sau pe fisuri începând încă din stadiul de silicifiere. Astfel relațiile dintre anhidrit, cuarț și sulfuri precum și cu alte neominerale mai timpurii (ortoză, adularul, sericitul), arată că anhidritul aparține unei etape hidrotermale tardive, care încheie procesele metalogenetice; primele secvențe de formare a anhidritului s-au suprapus parțial cu secvențele finale ale formării sulfurilor, el constituind astfel un mineral tardiv al acestora. Ca urmare a acestui fapt, o parte din anhidritul format la începutul procesului este însotit de cantități reduse de sulfuri din ultimele generații. Cele mai evidente relații dintre cuarț, anhidrit și sulfuri au fost remarcate în cazul uniplerii fisurilor, pereții acestora fiind uneori tapisați cu cuarț și sulfuri (molibdenit, pirită), în timp ce zona centrală este ocupată numai de anhidrit. De altfel fisurile cu anhidrit străbat și masa sulfurilor concrescute cu cuarț fumuriu, aceste minerale fiind uneori corodate evident de către anhidrit.

Determinările geotermometrice au arătat că valorile temperaturilor de omogenizare ale incluziunilor lichide bifazice din cristalele de anhidrit asociat cu cantități reduse de sulfuri, variază între $258^{\circ}\text{C} - 270^{\circ}\text{C}$ în timp anhidritul complet lipsit de sulfuri și care străbate uneori sulfurile asociate cu cuarț s-a format la temperaturi cuprinse între $210^{\circ}\text{C} - 220^{\circ}\text{C}$. Pentru cuarțul fumuriu transparent din zonele de intensă silicifiere a rocilor banatitice ca și pentru cel din ganga sulfurilor s-au determinat temperaturi cuprinse între 330°C și $>360^{\circ}\text{C}$.

Formarea anhidritului a început deci către finele etapei de mineralizare cu sulfuri, în urma schimbărilor caracterului fizico-chimic al solu-



ților (temperatură, creșterea alcaliilor și a potențialului oxidant). Între depunerea sulfurilor și a anhidritului unii autori menționează în alte zăcăminte o pauză, în timpul căreia a avut loc zdrobirea sulfurilor și ulterior cimentarea și înlocuirea lor parțială de către anhidrit (Meyer, 1965). Observațiile noastre evidențiază în multe cazuri o înglobare a sulfurilor de către anhidrit; în primele sevențe ale declanșării procesului de anhidritizare s-au depus totuși uneori și cantități reduse de sulfuri metalelice, care apar asociate mai ales cu anhidritul depus la fisuri.

Până la data încheierii lucrărilor noastre apariția anhidritului a fost pusă în evidență numai în foraje, fapt care a permis localizarea și conturarea zonelor de anhidritizare atât în rocile banatitice, cât și în rocile de contact; s-a observat astfel că maximum de dezvoltare a nivelelor de formare a anhidritului se situează în special în zona vestică a structurilor banatitice din Valea Mare și Ogașul Bording. Secțiunile geologice orientate arată că anhidritizarea a avut loc la adâncimi cuprinse în general între 200 și 600 m și cu totul excepțional între 700–800 m, cum este cazul unui foraj din Valea Mare, în care porfirele cuarțdioritice și dioritele cuarțifere au fost anhidritizate intens la adâncimi cuprinse între 700–800 m.

Baldov (1955) arată că formarea sulfaților și respectiv a anhidritului la adâncimi mai mari de 300–400 m, este posibilă în cazul în care se realizează un mediu oxidant prin precipitarea sulfurilor din compuși complexi sau prin alterarea rocilor carbonatice în condițiile de contact cu rocile magmatice; în același timp solubilitatea sulfatului de calciu scade odată cu creșterea temperaturii, ceea ce explică cazurile de creștere a conținutului de anhidrit în zonele mai adânci ale zăcămintelor. Anhidritul este considerat de Ridge (1968) ca un mineral caracteristic, care se formează într-un stadiu mai tîrziu al activității metalogenetice, în cazurile în care au avut loc anterior transformări de tip potasic cu ortoză, biotit și cuarț; aceste produse sunt de obicei traversate de vinișoare de anhidrit format ulterior. În structurile banatitice de la Moldova Nouă aggregatele de sericit și cristalele de ortoză de neoformăție sunt străbătute într-adevăr uneori de fisuri umplute cu anhidrit. Meyer (1965), Barnes (1967) și Ridge (1968) menționează apariția anhidritului ca mineral de gangă tardiv al unor mineralizații de cupru și molibden, asociate cu roci granodioritice sau cu monzonite cuarțifere din zăcămintele Christmas, Butte Montana și Climax (S.U.A.). Anhidritul hipogen poate fi considerat ca un produs ce s-a format în urma acțiunii fizico-chimice reciproce care a avut loc între soluții și rocile înconjurătoare și chiar între componente soluțiilor. Langford, Hancock (1936) au semnalat anhidrit hipogen în filoanele cu aur, cuarț și calcit din zăcămintul Porcupine-Ontario. Autorii consideră că aici au fost necesare două condiții pentru formarea anhidritului: o concentrație relativ ridicată de ioni de sulfat în soluțiile ascendente și o abundență de calciu disponibil în rocile din imediata apropiere a rocilor eruptive. La nivelele superioare ale filoanelor cu cuarț, turmalină, clorit și sericit, în care apare aur liber, telururi de aur și cantități reduse de sulfuri polimetale, sulfatul de calciu este prezentat ca selenit care umple fisurile ce străbat toate celelalte



minerale; la nivelele inferioare apare anhidritul sub formă de aglomerări monominerale în zonele periferice ale rocilor eruptive. Anhidritul este rar concrescut cu cuart și calcit, de cele mai multe ori el străbătind pe fisuri cele două minerale formate anterior. În unele cazuri, anhidritul se formează simultan cu mici cantități de cuart, într-o fază tîrzie, după mineralizare și probabil după depunerea finală a carbonatului de calciu, cînd soluțiile ascendente s-au îmbogățit mult în sulfat.

Existența unor importante zone de anhidritizare în structurile banatitice din regiunea Moldova Nouă evidențiază că după desfășurarea proceselor metalogenetice, care au generat mineralizația de sulfuri, soluțiile din etapa hidrotermală tardivă s-au îmbogățit mult în ionul SO_4^{2-} , care a reacționat cu calciu din rocile calcaroase de la contactul rocilor banatitice, dînd anhidritul. Boley consideră că anhidritul de la Hill District (California) a derivat din dizolvarea calciului de către soluțiile magmatice îmbogățite în ioni de SO_4^{2-} ; cele mai avansate faze de alterare ale rocilor din apropierea filoanelor de aici, care au precedat fază sulfatică, au fost marcate de o silicifiere intensă și de o îndepărțare a calciului. De altfel formarea spre finele procesului hipogen, a mineralelor cu apă de cristalizare printr-o concentrație crescută a alcaliilor în soluție, este una din condițiile de formare a sulfatilor. Un alt caz asemănător cu cel de la Moldova Nouă în ceea ce privește modul de apariție a anhidritului hipogen este descris de Badalov (1955) în zăcămîntul cuprifer de la Almalik din Asia, unde s-a desfășurat o intensă activitate hidrotermală în legătură cu punerea în loc a unor roci eruptive de tip sienito-dioritic și granodioritic. În acest zăcămînt, anhidritul este un mineral principal de gangă al minerurilor cupro-molibdenifere legate de roci acide și intermediare. Mineralizația de cupru și molibden este localizată în rocile eruptive, iar anhidritul formează umplutura filoanelor, precum și impregnații în roca eruptivă adiacentă. Autorul menționează de asemenea procesul de anhidritizare a rocilor eruptive, care au fost anterior transformate de proceze de sericitizare, cloritizare, argilizare și silicifiere; se remarcă din acest punct de vedere o mare asemănare cu zăcămîntul de la Moldova Nouă, unde s-a observat de asemenea o succesiune de mai multe stadii de transformare a rocilor eruptive banatitice. În zăcămîntul de la Almalik prezența anhidritului nu depășește limitele corpurilor de minereu din apropierea rocilor eruptive. Aici s-a observat că în flancurile zonei mineralizate cantitatea de anhidrit scade, în timp ce în zona centrală a zăcămîntului filoanele cu anhidrit pătrund pînă la mare adîncime și apar ca rădăcină a întregului sistem de dislocări tectonice, care au servit drept căi de acces pentru soluțiile mineralizatoare. La Moldova Nouă, după cum reiese din profilele geologice prin foraje, situația este diferită în raport cu zăcămîntul Suvorov, apariția anhidritului depășind limitele corpurilor de skarne mineralizate cu sulfuri. În majoritatea cazurilor, anhidritizarea afectează în general rocile banatitice din zona vestică a zăcămîntului și uneori, într-o mare măsură, și unele roci de la contactul acestora, așa cum sunt calcarele cristaline magneziene și corneenele biotitice.

Anhidritul din regiunea cercetată este asociat adesea cu gipsul, care uneori îl substituie parțial sau chiar total. Gipsul a provenit fie din hidratarea anhidritului în condițiile din apropierea suprafeței, la adîncimi cuprinse între 50—200 m, fie s-a depus direct din soluțiile cu sulfat de calciu, a căror temperatură a scăzut pe parcursul circulației spre zonele superioare. În cazul din urmă gipsul umple sistemele de fisuri din rocile banatitice și de contact sau cimentează fragmentele brecificate ale acestora (pl. XXI, fig. 4; pl. XXII, fig. 1); el se prezintă sub formă de cristale fibroase, cu luciu mătăsos (varietatea „selenit”), în cristale tabulare bine dezvoltate și complet transparente sau ca agregate compacte cu aspect zăharoid. Microscopic s-a observat că anhidritul provenit din zonele superioare ale zăcământului prezintă diverse grade de transformare în gips. Într-o fază incipientă, gipsul înlocuiește anhidritul de-a lungul planelor de clivaj, iar într-o fază mai avansată înlocuirea este aproape totală, observându-se doar pe alocuri reliete reduse de anhidrit într-o masă predominantă de gips (pl. XXII, fig. 2). În urma hidratării, în masa anhidritului apar o serie de crăpături cu orientări diferite, rezultând o microtectonică caracteristică, datorită tensiunilor care se nasc prin transformarea anhidritului în gips. În lungul acestor crăpături se observă suprafețele de alunecare, care sunt umplute cu gips fibros (selenit), ale cărui fibre sunt dispuse perpendicular pe pereții crăpăturii. În general, gipsul rezultat prin hidratarea anhidritului are o structură microgranulară și un aspect șagrinar care-l deosebește de gipsul depus din soluții pe sistemele de fisuri ce străbat rocile banatitice. De altfel formarea gipsului în condiții de temperatură mai scăzută, constituie în numeroase cazuri, o caracteristică a multor zăcăminte hidrotermale de sulfuri polimerice din România. Astfel, la Cavnic, J u d e (1965) citează gipsul ca ultim mineral de gangă al sulfurilor de fier și cupru, acesta depunându-se după cuarț, rodonit și rodocrozit. M a n i l i c i , G i u ș c ă , S t i o p o l (1965) menționează gipsul în zona superioară a filoanelor de sulfuri metalice din zăcământul de la Baia Sprie.

Analyzele geotermometrice efectuate pe incluziuni din cristale de gips provenite atât de pe fisurile din rocile banatitice cât și din rocile de contact din zona zăcământului Moldova Nouă, au indicat temperaturi de formare cuprinse între 135°—145°C. Deci, formarea anhidritului și a gipsului din structurile banatitice de la Moldova Nouă se dătoareste unor soluții hidrotermale tardive, bogate în SO_4^{2-} și ulterioare mineralizării cu sulfuri, care au reacționat cu rocile calcareoase străbătute de intruziunile banatitice dizolvind cantitatea de calciu necesară formării sulfatilor. Anhidritul a inceput să se depună ca ultim mineral de gangă al sulfurilor, iar pe măsura răcirei soluțiilor sulfatice locul acestuia a fost luat de gips. Din profilele geologice pînă în foraje reiese că zonele cu anhidrit sunt prezente mai ales în extremitatea vestică a sectorului Suvorov, de-a lungul unor zone cu orientare aproximativ N-S, pe care apar de altfel și apofize banatitice.

Relațiile anhidritului cu celelalte produse de transformare hidrotermală, arată că acesta s-a format într-o etapă tardivă a activității hidro-

termale, desfășurată după procesele metalogenetice și care se încheie cu apariția zeoliților, ca o ultimă manifestare.

Un alt aspect al procesului de anhidritizare se referă la rocile de contact. Dintre acestea, cele mai afectate sunt calcarele cristaline magneziene și în mai mică măsură skarnele cu granați, endoskarnele și corneenele biotitice. În cazul calcarelor cristaline magneziene, matricea inițială de carbonat a mineralelor de contact termic a fost înlocuită, cu diverse grade de intensitate, de către anhidrit. În regiunea cercetată de noi, calcarele cristaline magneziene care au suferit procesul de anhidritizare, constituie, aşa după cum am arătat, nivele bine individualizate, a căror corelare se poate face pe mai mulți kilometri, din nord către sud (Florimunda, Ogașul Mari-chii, Valea Mare și Vărăd). Aceste roci anhidritizate se situează de asemenea pe o direcție aproximativ N – S, la contactul vestic al unor corpuri și apofize de banatite anhidritizate, ele având un maxim de dezvoltare în Valea Mare și la Vărăd. Studiul microscopic al rocilor magneziene anhidritizate pune în evidență o masă de bază formată în cea mai mare parte sau exclusiv din anhidrit, care constituie actualmente matricea mineralelor magneziene primare, de contact termic, cu care se asociază uneori și sulfuri hidrotermale (pirotină, pirită, calcopirită, blendă). Anhidritul format din soluțiile hidrotermale tardive, a substituit parțial sau chiar total masa carbonatată (calcit, dolomit) a calcarelor cristaline și a înglobat mineralele magneziene de contact termic, cît și sulfurile hidrotermale formate în etapa timpurie. Se pot urmări diverse stadii de dezvoltare ale procesului de anhidritizare, de la simpla depunere pe fisuri a anhidritului, pînă la înlocuirea totale ale carbonatului, de către acesta. Gradul intens de anhidritizare a calcarelor cristaline magneziene în comparație cu alte roci calcaroase, se poate explica prin capacitatea mai ridicată de reacție cu soluțiile sulfatice a carbonatului de Ca și Mg, față de calcit. Înlocuirea adeseori totală a masei carbonatice prin anhidrit, a dus la apariția unor roci în care se întâlnesc asociații mineralogenetice puțin obișnuite, formate din minerale de contact termic și anhidrit, cum sunt: forsterit + anhidrit, diopsid + anhidrit, flogopit + anhidrit, brucit + anhidrit etc. Caracterul metasomatic al procesului de anhidritizare este confirmat de prezența unor calcare cristaline magneziene cu stadii incipiente și intermediare de anhidritizare, în care se mai păstrează relicte din masa carbonatică inițială formată din carbonat de Ca și Mg.

Serpentinizarea este, în majoritatea cazurilor, legată de formarea anhidritului, mineralele serpentine rezultind ca produse de transformare ale forsteritului sub influența acelorași soluții hidrotermale, care au generat mai întîi mineralizarea cu sulfuri și ulterior anhidritizarea.

În alte roci de contact situate în apropierea zonelor de dezvoltare maximă a anhidritizării banatitelor cum sunt endoskarnele cu granați, skarnele piroxeno-granatifere și corneenele biotitice, anhidritul este prezent adesea numai pe sistemele de fisuri, rareori fiind observată o slabă înlocuire a relictelor de plagioclaz din endoskarne sau a matricei de calcit din skarnele cu granați (pl. XXII, fig. 3), de către anhidrit.



c) *Z e o l i t i z a r e a.* Ultimele manifestări ale metamorfismului hidrotermal au avut loc în etapa hidrotermală tardivă al cărei început este marcat de formarea carbonaților și a anhidritului următe în final de depunere zeoliților. Prezența zeoliților este legată deci de secvența finală a etapei hidrotermale tardive, ei marcând încheierea activității magmatice banatitice.

Stadiul de anhidritizare se continuă cu un stadiu de transformare mai puțin dezvoltat, dar caracteristic în general activității hidrotermale generată de rocile banatitice de la Moldova Nouă; în acest stadiu s-au depus zeoliții ca ultime minerale hipogene. Aparițiile de zeoliți sunt cunoscute de altfel în tot cuprinsul provinciei banatitice din România, precum și în zonele de continuare ale acesteia la sud de Dunăre. Astfel, în regiunea Crișana, Zephovich (1859, 1875, 1893) menționează desmin și laumontit. În masivul Vlădeasa, Giuşcă (1945) descrie aparițiile de desmin și philipsit din valea Leucei, iar Hidegh (1881) menționează apariția desminului la Băița-Bihor. La Săvîrșin, Giuşcă (1959) descrie depunerile hidrotermale de zeoliți (laumontit, heulandit, desmin) pe fisurile și diaclazele rocilor banatitice. În Poiana Ruscă, Zephovich (1859, 1875, 1893) menționează desminul în banatitele de la Ruschița iar Giuşcă et al. (1956) — laumontit la Nădrag. Kräutner (1966), vorbind despre faciesul zeolitic al metamorfismului hidrotermal separă o fază hidrotermală tardivă, în cadrul activității hidrotermale a magmatismului banatitic de la Ruschița, în care au loc zeolitzări și depunerile de zeoliți. Autorul determină pentru prima dată metalaumontitul de la Ruschița (1966). În Banat, Codarcea (1931) menționează zeoliți la Ocna de Fier, iar Constantionoff, Mînzatu, Colios (1965) la Oravița Ciclova, unde Zepharovich (1859, 1875, 1893) descrie desmin și Pieptea (1959) menționează scolecit și desmin. La Moldova Nouă Zephovich (1859, 1875, 1893) semnalează chabasitul și desminul.

Cercetările noastre în regiunea Moldova Nouă, au permis evidențierea în cadrul activității hidrotermale tardive, a unui stadiu de formare a zeoliților, care este însă mult mai restrins în raport cu celealte stadii de transformări, atât în ceea ce privește intensitatea proceselor cât și răspândirea produselor generate. Etapa hidrotermală tardivă se caracterizează într-un prim stadiu prin formarea carbonaților și a anhidritului, care se depune pe fisuri sau exercitat un proces avansat de metasomatism atât în rocile banatitice cât și în aureolele de contact ale acestora. Acest stadiu este urmat de un altul, în care au loc zeolitzări și depunerile de zeoliți, ca un facies distinct al metamorfismului hidrotermal de temperatură scăzută. În rocile afectate de acest proces, se pot distinge două moduri de prezentare a zeoliților:

- depunerile din soluții pe fisurile și în golurile rocilor banatitice și mai puțin ale rocilor de la contactul acestora, afectate de metamorfismul metasomatic de contact sau hidrotermal;

- substituții metasomaticice în rocile banatitice, cu caracter de zeolitzări care afectează în special fenocristalele de plagioclaz din rocile porfirice și uneori chiar portuni reduse din pasta acestora. Zeolitzările din banatite sunt mai puțin dezvoltate decit procesele de umplere a fisurilor, diaclazelor și golurilor. Condițiile de formare a zeoliților la temperatură relativ



scăzută (maximum 100°C) și presiune de asemenea scăzută, precum și relațiile spațiale ale acestor minerale cu celelalte produse, au permis îcadrarea proceselor de formare a zeoliștilor într-o etapă hidrotermală tardivă și anume, ca o secvență finală a acesteia. Se poate considera deci că activitatea metamorfismului hidrotermal se încheie cu un facies zeolitic, definit, de C o o m b s (1960) ca un facies mineral în sensul lui E s k o l a , determinat numai de condițiile de PT ale metamorfismului, fără a ține seama de tipul metamorfismului.

În structurile banatitice de la Moldova Nouă, stadiul de zeolitzare se caracterizează prin parageneza zeoliști + calcit ± cuart. Metamorfismul hidrotermal în facies zeolitic, afectează cu precădere rocile banatitice cu caracter hipoabisic fenocristalele de plagioclaz ale acestora fiind cele mai susceptibile în ceea ce privește substituția de către zeoliști ; procesul poate afecta uneori într-o măsură mai redusă și masa fundamentală. Caracterul metasomatic al zeolitzării este evident mai ales la fenocristalele de plagioclaz mai slab sericitizate având loc cu mare intensitate în special în jurul filonașelor și al diaclazelor, tapiserate în zeoliști, și mult mai slab pe măsură ce ne îndepărtem de acestea. Reiese clar că fenomenul de zeolitzare se suprapune peste sericitizarea feldspațiilor, fiind posibilă urmărirea diverselor stadii, care merg uneori de la substituția parțială a plagioclazilor pînă la înlocuirea lor aproape totală. În același timp, feldspații sericitizați sunt străbătuți de vinișoare cu zeoliști.

Fenomenul de zeolitzare se manifestă cu intensități diferite, localizarea întimplătoare în cadrul intruziunilor banatitice fiind condiționată mai ales de prezența sistemelor de fisuri și diaclaze care au permis accesul soluțiilor hidrotermale tardive. Astfel, s-a observat că fenomenul are o dezvoltare mare în special în zona Vărad, unde s-au putut urmări depunerile de zeoliști și zeolitzări în cadrul unor apofize și corpuri de banatite intens fisurate și diaclazate, care au fost interceptate atât în lucrări miniere cât și unele foraje. În aceste apofize și corpuri au existat condiții optime de chimism, temperatură și presiune pentru desfășurarea unui metamorfism termal în facies zeolitic, din secvența finală a etapei tardive de transformări. Zeoliști apar în zonele intens brecciate și diaclazate ale intruziunilor banatitice, unde umplu fisurile și diaclazele ; ei nu prezintă fenomene de cataclazare și nici modificări ulterioare cicatrizarind de obicei ultimele fisuri. Observațiile macroscopice asupra rocilor banatitice afectate de zeolitzare au pus în evidență în majoritatea cazurilor, prezența zeoliștilor de culoare roz, cu un habitus adesea fibros și mai rar columnar, atât în cazul depunerilor pe fisuri, cât și pe diaclaze sau în golurile rocilor. În afară de aceste depuneri, se remarcă cu ochiul liber plagioclazul substituit de zeoliști, care capătă în acest caz o culoare roz, deosebindu-se astfel de plagioclazul proaspăt.

Studiul microscopic a evidențiat cel mai frecvent desminul (stilbitul), cu relief puternic negativ, clivaj perfect după față (010) și alungirea negativă (pl. XXII, fig. 4). Unghiul de extincție variază între 3° – 7° și unghiul (–) 2V este mic. Prezența desminului este confirmată și de analizele roentgenografice care indică în același timp și cantități subordonate de alți



zeoliți, cum este thompsonitul și phillipsitul.⁸ Microscopic am identificat mai rar thompsonitul, un zeolit de culoare roz deschis, incolor în secțiune subțire, cu extincție dreaptă și alungire pozitivă. Relieful este de asemenea negativ, iar unghiul (+) 2V este relativ mare (cca 50°–60°). Foarte rar am întîlnit laumontitul de culoare albă-ușor cenușie, cu luciu sticlos, al cărui unghi de extincție este cuprins între 25°–30°, iar unghiul (–) 2V este mic (cca 20°–25°). Un zeolit prismatic acicular prezent în banatitele de la Vărăd alături de desmin este natrolitul, în cantități mici și mai puțin frecvent; are un relief negativ distinct, alungire pozitivă, extincție dreaptă, o birefringență mai mare decât a cuarțului și un unghi (+) 2V mare. În afară de zeoliții descriși mai sus, care apar în mod aproape constant cu habitus fibros sau columnar, în Valea Mare am deosebit pe fisurile unor banatite și ale unor skarne din imediata lor apropiere un zeolit care, după habitus și constante optice, este un chabasit. Acest mineral a fost de altfel descris pentru prima dată la Moldova Nouă de Zepharovich (1859, 1875, 1893) și Marka (1884), care l-au observat în asociere cu desminul. Chabasitul se deosebește de ceilalți zeoliți printr-o birefringență foarte scăzută, unele cristale fiind uniaxe și altele biaxe, cu unghiul (+) 2V mic. Cristalele au un habitus în general romboedric și un clivaj distinct. La unele cristale cu secțiuni bazale se disting mai multe sectoare cu extincții variate, de cele mai multe ori birefringența fiind foarte scăzută, unele cristale apărând aproape izotrope (pl. XXIII, fig. 1).

Substituția fenocristalelor de plagioclaz, precum și a pastei rocilor banatitice se face de cele mai multe ori prin desmin (stilbit), care se depune în același timp și pe fisuri și diaclaze. Aceasta este însotit uneori de cantități reduse de calcit, cuarț și cantități infime de pirită și marcasită. Cuarțul în cristale idiomorfe transparente, ca și varietățile fibroase de silice (calcedonit) sau chiar opalul asociat cu calcit alb pulverulent, apar de obicei în zonele puternic zeolitizate și pe fisurile cu zeoliți. Prezența acestor minerale indică un conținut de siliciu și calciu al soluțiilor hidrotermale tardive, din care, în afară de zeoliți, au cristalizat cuarțul și calcitul; aportul de apă și silice a jucat un rol important în substituirea feldspatului plagioclaz de către zeoliți. Formarea zeoliților în secvență finală a etapei tardive din cadrul metamorfismului hidrotermal, care a afectat în mare măsură rocile banatitice și mai puțin rocile de contact, indică realizarea unor condiții favorabile pentru formarea acestor minerale din ultimele soluții, atât în ceea ce privește condițiile de chimism, cât și cele de temperatură și presiune. Referitor la chimism, zeoliții s-au format într-un mediu puternic bazic, în condiții de presiune scăzută și la o temperatură în jur de 100°C și chiar mai scăzută. Prezența zeoliților în rocile eruptive este în legătură cu slaba mobilitate a Al_2O_3 care joacă un rol important în formarea acestor minerale. Din această cauză, ei sunt găsiți rar în skarne și calcare, roci sărace în aluminiu. Cel mai frecvent, zeoliții se formează în rocile banatitice care nu au suferit o transformare completă în stadiile anterioare, fiind necesară o conservare măcar parțială mai ales a feldspașilor plagioclazi de compozиție

⁸ R. Giușcă, Institutul Geologic, București.

medie și bazică, care să poată fi transformați. Pentru acest proces este nevoie de un **aport** însemnat de apă. În rocile complet sericitizate, în faciesul sericit + cuarț - calcit, nu se formează zeoliți chiar la temperaturi destul de joase, relația dintre conținutul în sodiu și apariția zeoliților fiind foarte importantă.

În rocile de contact și în zonele mineralizate unde a existat un potențial scăzut de aluminiu și sodiu, condițiile pentru formarea zeoliților au fost nefavorabile; totuși, uneori desminul și chabasitul sunt prezenți în cantități reduse, pe fisurile unor skarne și calcare cristaline din apropierea rocilor banatitice zeolitizate. Odată cu transformările hidrotermale în facies zeolitic din etapa hidrotermală tardivă se încheie activitatea magmatică banatitică.

VI. MINERALIZAȚIA

Datorită importanței economice deosebite pe care o prezintă mineralizația din regiunea Moldova Nouă, am considerat necesar să tratăm într-un capitol aparte descrierea mai detaliată a tipurilor de mineralizații, a localizării și formei de zăcămînt ale acestora, a paragenezelor mineralogice caracteristice, precum și a problemelor de ordin genetic.

A) Localizarea și forma de zăcămînt a mineralizației din zona Suvorov— Valea Mare

Principalele concentrații metalifere din această zonă, sunt localizate în skarnele predominant granatifere de la contactul intruziunilor banatitice și mai rar în calcarele cristaline. Alte roci de contact, ca și rocile banatitice, sunt uneori în măsură mai redusă mineralizate; cercetările efectuate pînă în prezent au arătat însă că în aceste cazuri mineralele metalice formează numai uneori acumulări de interes economic.

Mineralizația din zona Suvorov— Valea Mare are un caracter complex, atât sub aspect calitativ cât și cantitativ, fiind formată predominant din sulfuri polimetalice, alături de care apar subordonat oxizi de fier. Deși, aşa după cum am arătat anterior, între formarea oxizilor de fier și a sulfurilor a existat un decalaj de timp, totuși în mod aproape constant aceste minerale apar intim asociate, ceea ce determină un caracter complex al paragenezelor mineralogice. Procesele pirometasomatice care au generat skarnele, procesele de metamorfism hidrotermal ca și cele metalogenetice, s-au desfășurat în urma circulației soluțiilor postmagmatice pe sistemele de fracturi și fisuri din cuprinsul intruziunilor banatitice, de la contactul acestora cu calcarele ca și din cuprinsul calcarelor; rolul controlului structural și litologic a fost astfel hotărîtor atât în apariția skarnelor cit și a mineralizației. Corpurile și apofizele de roci banatitice se încadrează în structura generală a regiunii, fiind dispuse pe un aliniament orientat aproximativ N—S, în legătură cu importanta linie tectonică Oravița—Moldova.



Nouă. Soluțiile hidrotermale circulînd ascendent pe sistemele de fracturi și fisuri existente în apropierea contactelor intrusive, au acționat asupra rocilor metamorfozate termic și metasomatic, determinînd procese variate de transformare într-o fază timpurie și tardivă. În etapa hidrotermală timpurie au avut loc, pe lîngă procese de transformare, și procese metalogenetice în urma acțiunii unor soluții mineralizatoare care au folosit în circulația lor aceleași căi de minimă rezistență. Aceste soluții au circulat ascendent probabil de-a lungul contactelor și pe sistemele de fracturi și fisuri ca și prin porii și canalele submicroscopice din masa rocilor de la contact, favorizînd formarea unor acumulări de minereu în imediata apropiere a intruziunilor banatitice. Descreșterea intensității de mineralizare pe măsura îndepărterii de contactul intrusiv, atestă rolul evident al controlului determinat de contactul intruziunilor cu rocile înconjurătoare. Sistemele de fracturi inițiale au permis punerea în loc a intruziunilor banatitice, existînd în același timp și posibilitatea desfășurării ulterioare a unor mișcări recurente de-a lungul acestor zone, înainte și după mineralizare. Unii autori consideră că pe lîngă mișcările tectonice anterioare mineralizației, un rol important îl au și mișcările tectonice de „intermineralizare”, care au loc în timpul proceselor metalogenetice și sint caracteristice etapei cuarțo-sulfuroasă (T a t a r i n o v, 1967). Aceste mișcări se produc în timpul proceselor de mineralizare regenerînd și modificînd căile de circulație ale soluțiilor. Din observațiile noastre privind mineralizația din zona Suvorov-Valea Mare, reiese că principalele acumulări de minereu formate predominant din sulfuri sint localizate în skarnele granatifere, nedepășind însă cuprinsul aureolelor de metamorfism termic. Intensitatea mineralizării este direct proporțională cu extinderea metamorfismului de contact și a metamorfismului hidrotermal. Aceasta este de fapt în funcție de apropierea contactului cu intruziunea, de caracteristicile petrochimice ale rocilor mineralizate și de controlul structural. Distribuția și extinderea transformărilor rezultate prin procesele de metamorfism de contact și hidrotermal, au influențat direct localizarea acumulărilor de minereu, evidențîndu-se astfel și un control al alterației în formarea mineralizațiilor. Mineralele metalice au înlocuit selectiv skarnele granatifere și uneori calcarele cristaline, depunîndu-se în același timp și pe sistemele de fracturi și fisuri care le străbat. În cuprinsul acestor formațiuni de contact, cele mai importante acumulări de minerale metalice apar în imediata apropiere a contactelor intrusive sau la o distanță nu prea mare de acestea; uneori chiar rocile banatitice sint mineralizate, observîndu-se o strînsă legătură între un anumit tip de alterație hidrotermală și intensitatea mineralizației.

Mineralizațiile de sulfuri metalice care sint însotite uneori de cantități subordonate și variabile de oxizi de fier formați anterior (magnetit, hematit), prezintă diverse aspecte structurale (fig. 33, 34, 35, 36, 37, 38; pl. XXXVII):

- corpuri neregulate formate prin înlocuirea parțială sau totală a s-kernelor, sau prin impregnarea densă a acestora și care se dispun de-a lungul



contactului intrusiv; extinderea lor pe verticală este limitată adesea de apofize banatitice consolidate la diferite adâncimi, în timp ce pe orizontală, se efilează în mod frecvent pe măsura îndepărțării de contactul intrusiv și apropierea de contactul cu calcarurile cristaline;

Fig. 33. — Secțiune geologică (E-W) prin corpul banatitic Suvorov.

1, roci banatitice; 2, calcare cristaline; 3, skarne; a, mineralizate difuz; b, nemineralizate; 4, mineralizare; a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnatie densă.

Cross section (E-W) throughout the Suvorov banatitic intrusive body.

1, banatitic rocks; 2, crystalline limestone; 3, skarn; a, disseminated ore; b, unmineralized; 4, mineralization; a, disseminated; b, massive and de dense impregnation-like ore.

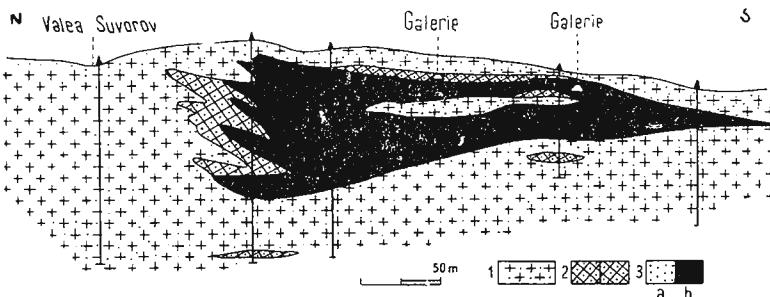
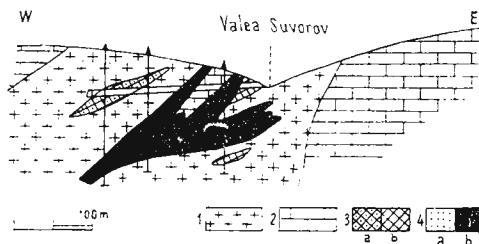


Fig. 34. — Secțiune geologică N-S (I-I') prin corpul banatitic Suvorov.

1, roci banatitice mineralizate difuz; 2, skarne mineralizate difuz; 3, mineralizare: a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnatie densă.

Cross section N-S (I-I') throughout the Suvorov banatitic intrusive body.

1, banatitic rocks with disseminated ore; 2, disseminated ore-skarn; 3, mineralization: a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.

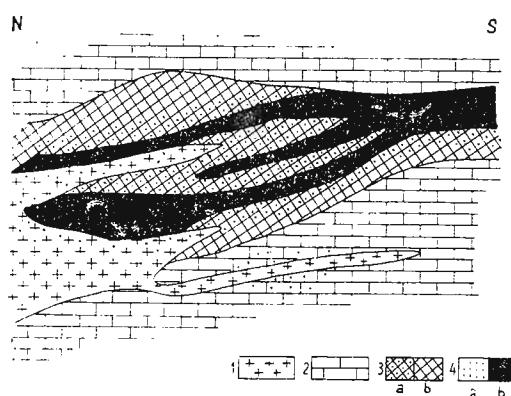


Fig. 35. — Secțiune geologică (detaliu pentru relațiile dintre skarne și mineralizație).

1, roci banatitice; 2, calcare cristaline; 3, skarne: a, mineralizate difuz; b, nemineralizate; 4, mineralizare: a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnatie densă.

Cross section showing details of the relationships between skarne and ore concentrations.

1, banatitic rocks; 2, crystalline limestone; 3, skarn; a, disseminated ore; b, unmineralized; 4, mineralization: a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.

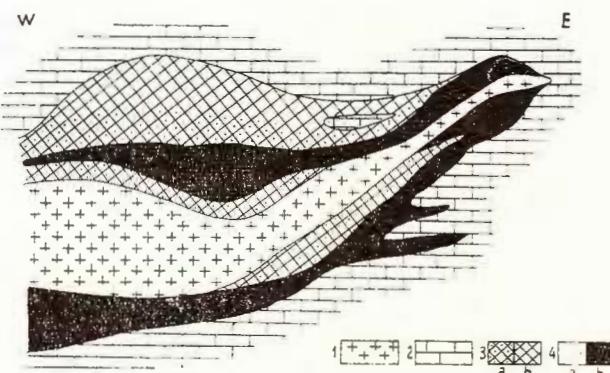


Fig. 36. — Secțiune geologică (detaliu pentru modul de apariție a mineralizației).

1, roci banatitice; 2, calcare cristaline; 3, skarne; a, mineralizate difuz; b, nemineralizate; 4, mineralizare: a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnație densă.

Cross section (detail showing some aspects of the ore occurrences).

1, banatitic rocks; 2, crystalline limestone; 3, skarn; a, disseminated ore; b, unmineralized; 4, mineralization: a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.

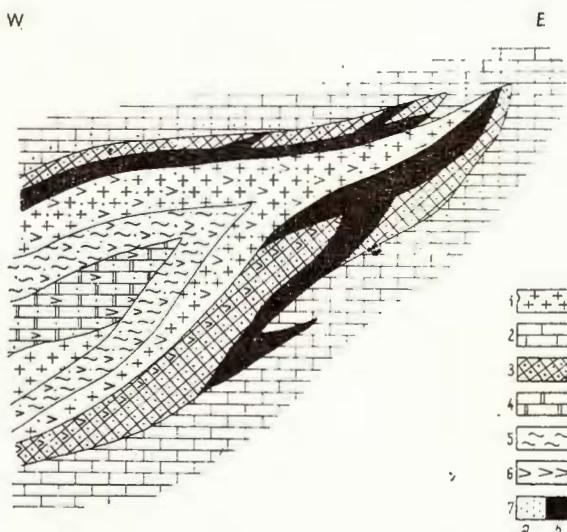


Fig. 37. — Secțiune geologică (detaliu pentru relațiile dintre banatite, rocile de contact și mineralizație).

1, roci banatitice; 2, calcare cristaline; 3, skarne mineralizate difuz; 4, calcare cristaline magneziene; 5, corneene biotitice; 6, anhidritizare; 7, mineralizare: a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnație densă.

Cross section (detail showing the relationships among banatitic rocks, contact metamorphism rocks and mineralization).

1, banatitic rocks; 2, crystalline limestone; 3, disseminated ore-skarn; 4, magnesian crystalline limestone; 5, biotite-hornfels; 6, anhydritization; 7, mineralization: a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.

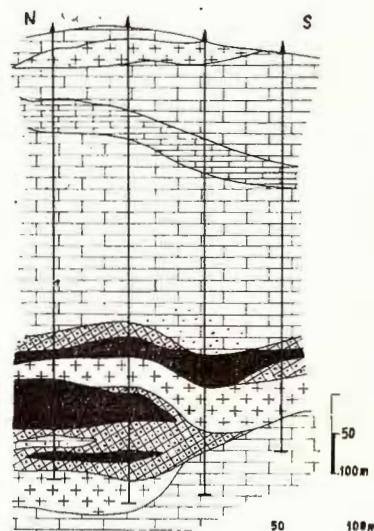


Fig. 38. — Secțiune geologică N-S (J-J') în sectorul Valea Mare (pl. XXXVIII).

1, roci banatitice; 2, calcare mezozoic; 3, calcare cristaline; 4, skarne mineralizate difuz; 5, mineralizare: a, difuză; b, minereu masiv și ca impregnație densă.

Cross section N-S (J-J') within the Valea Mare mining field (Pl. XXXVIII).

1, banatitic rocks; 2, Mesozoic limestone; 3, crystalline limestone; 4, disseminated ore-skarn; 5, mineralization: a, disseminated; b, massive and dense impregnation-like ore.



- impregnații în skarne, calcare cristaline și roci banatitice, pe anumite zone unde au existat condiții favorabile din punct de vedere al controlului structural, litologic și al alterației hidrotermale;
- depuneri pe sisteme de fisuri, cu extinderi relativ reduse în skarne, calcare cristaline, corneene și roci banatitice.

Așa după cum am arătat în capitolele precedente, în evoluția proceselor postmagmatische generate de magmatogeneza banatitică, se pot individualiza două faze principale de transformări, una pirometasomatică și alta hidrotermală.

În succesiunea proceselor metalogenetice, am deosebit o secvență de formare a oxizilor de fier și a hidrosilicitaților care succede formarea skarnelor marcând începutul fazei subsecvente a proceselor de metamorfism metasomatic și, o secvență de mineralizare cu sulfuri polimetalice, încadrată și însoțită de anumite procese de metamorfism hidrotermal. Procesele metalogenetice s-au desfășurat în condiții geochimice și termodynamice proprii unei faze subsecvente a metamorfismului metasomatic, în care au avut loc procese metasomatische de temperatură mai scăzută. Caracterul structural și paragenetic al mineralizației pune în evidență o decalare în timp în ceea ce privește formarea oxizilor de fier și a sulfurilor, ca urmare atât a variațiilor de chimism a soluțiilor, cât și a condițiilor termodynamice în care acestea au evoluat. Stadiul de mineralizare cu sulfuri a avut loc într-o secvență aproape continuă, soluțiile hidrotermale îmbogățindu-se mult în sulf și în ioni de diverse metale. Potențialul de sulf a crescut progresiv cu descreșterea temperaturii soluțiilor în timp ce potențialul oxizilor a scăzut și în consecință în locul magnetitului s-a format pirita.

Principalele acumulări de sulfuri cu caracter cuprifer, însoțite sau nu de oxizi de fier, sunt localizate, așa după cum am arătat, la contactul dintre banatite și skarne ca și în cuprinsul zonelor de skarne; mineralizații subordonate ca importanță apar și în alte roci de contact, sau chiar în banatite. Paragenezele de minerale metalice și de gangă, care se dezvoltă în etapa hidrotermală, sunt sensibil asemănătoare în diversele concentrații metalifere cu localizări diferite în contextul geologic al structurilor banatitice; se pot sesiza însă variații calitative și cantitative ale produselor generate. Modul de apariție și intensitatea mineralizației variază în funcție de localizarea acesteia în diversele tipuri de roci. Astfel pentru o sistematizare a situațiilor întâlnite descrierea mineralizației se va face în funcție de tipurile de roci care o găzduesc.

1. Mineralizația asociată rocilor de contact. În funcție de tipurile de rocă am deosebit următoarele cazuri de apariție a mineralizației: mineralizația din skarne; mineralizația din calcare cristaline; mineralizația din calcare cristaline magneziene; mineralizația din corneene.

a) *Mineralizația din skarne.* Skarnele constituie, în mod frecvent, rocile gazdă ale mineralizației de sulfuri, cu sau fără oxizi de fier, din zona Suvorov — Valea Mare și Vărad. Mineralizația are un caracter masiv sau de impregnație și în general formează corpuri neregulate

adesea lenticulare, cu efilări simple sub forma de pană sau ca digitații. Aceste tipuri de acumulări se localizează cel mai adesea în acoperișul corpilor banatitice sau pe virful digitațiilor acestora; în cazul apofizelor banatitice, mineralizația urmărește adesea cu fidelitate conturul acestora, delimitând astfel contactul cu calcarele cristaline sau cu skarne mai slab mineralizate sau chiar sterile.

Intruziunile banatitice (corpuri și apofize) se înscriu pe direcții aproximativ N—S cu inclinări de 30° — 50° W. Corpurile de minereu de la contactul intruзиunilor cu skarnele, corpurile de skarne ca și acumulările de minereu din masa acestora prezintă de cele mai multe ori aceeași orientare, încadrindu-se astfel în structura de ansamblu a regiunii.

În vederea urmăririi și conturării mineralizațiilor în zona Suvorov — Valea Mare, s-au executat lucrări miniere și foraje cu amplasare în rețea la echidistanță de 50 m. Explorarea de detaliu a permis stabilirea potențialului economic al zăcământului, a cărui exploatare a început în sectorul Suvorov, urmând să se extindă și în Valea Mare. Profilele geologice efectuate prin lucrările miniere au demonstrat că direcția generală N—S a zăcământului coincide adesea atât cu direcția intruзиunilor banatitice, cît și cu aceea a formațiunilor de contact și sedimentare ale căror inclinări sunt în mod aproape constant către vest. În cazul forajelor, deoarece nu s-au colectat carote orientate, s-au calculat direcțiile și inclinările prin metoda triadelor, în care s-a ținut seama de cota absolută la care a fost interceptat același orizont în trei foraje. Din aceste calcule reiese de asemenea că direcția formațiunilor de contact și sedimentare precum și a rocilor banatitice este N—S și inclinarea către W. În secțiunile geologice interpretative transversale (E—W) și longitudinale (N—S), se evidențiază că în sectorul Suvorov mineralizațiile sunt legate de un corp banatitic orientat N—S, care apare ca sîmbure în axul unei cute anticlinale și se afundă spre S, pe sub Valea Mare, unde apar de asemenea numeroase intruзиuni banatitice, avind în mod frecvent caracterul de apofize; alura generală a acestor apofize, așa cum reiese din secțiunile geologice ne determină să presupunem existența către vest, în apropierea liniei Oravița, a unui corp banatitic mai important, situat în adincime.

Alt mod de prezentare a mineralizației este sub formă de benzi continui, care se dispun mai ales la contactul dintre rocile banatitice și skarne și mai rar în masa skarnelor, mai departe de contact. Prezența acestor benzi a putut fi urmărită mai ales în forajele amplasate pe profile orientate.

Copurile, acumulările neregulate și benzile de minereu din skarne sunt constituite uneori din minereu masiv format din sulfuri cu cantități variabile de magnetit și hematit, în care apar adesea structuri relicte de skarne. Cel mai frecvent mod de apariție al mineralizațiilor din skarne este însă sub formă de impregnații mai mult sau mai puțin dense, matricea de calcit a skarnelor fiind de cele mai multe ori substituită de minerale metatile și de gangă. Mai rar au fost observate mineralizații cu caracter de umplere



a sistemelor de fracturi și fisuri care străbat masa skarnelor din apropierea contactului cu rocile banatitice.

Mineralizațiile din zona Suvorov apar evident legate de corpul intrusiv Suvorov care aflorează între Valea Apele Albe și Valea Mare; acesta este alungit N—S, avind o lungime de cca 2,5 km și o grosime aparentă de 100—300 m, iar inclinările sunt cuprinse între 30—60° W (cel mai frecvent 45°W). Spre nord și sud, corpul Suvorov se afundă brusc, din el ramificându-se o serie de apofize. Mineralizațiile generate de această intruziune sunt localizate la contactul vestic cu calcarele, pe periclinul de nord și sud. Cele mai importante mineralizații cunoscute și exploatație în trecut, ca și cele explorate și în curs de exploatare, sunt localizate la contactul vestic al corpului Suvorov cu calcarele mezozoice. Galeria Suvorov I, deschisă la un orizont cu cota absolută de 180 m, a urmărit contactul vestic al corpului Suvorov pe direcția N—S. Galerii transversale la acest orizont și la un orizont inferior (-50 m), precum și o serie de foraje, au permis punerea în evidență a patru corpuși de minereu, dintre care trei au fost exploatați în cea mai mare parte în trecut. Planurile vechi ale minei, completate cu observații actuale asupra zonelor rambleiate și a pilierilor de siguranță, au permis identificarea celor trei corpuși de minereu cunoscute și exploatați în trecut: corpul I (zăcămîntul Suvorov) corpul II (Evangelistul Ion), corpul III, cu două ramificații (Fridolina și Ilona). Lungimea acestor corpuși variază între 80—100 m, iar grosimile medii sunt cuprinse între 6—14 m; direcția este N—S și inclinarea de 40—70°W. Se remarcă prezența magnetitului în cantități uneori predominante față de sulfuri. Rocile gazdă sunt reprezentate prin skarne cu granați sau pseudoskarne cu epidot și granați. Conținuturile medii ale minereului sunt cuprinse între: 0,8—1,3% Cu; 10,66—44, 96% Fe; 8—15% S. Pe contactul vestic al corpului banatitic Suvorov, a fost pus în evidență un nou corp de minereu prin lucrările miniere și de foraj executate de Comitetul Geologic. Acest corp este cunoscut sub denumirea de corpul IV și se dezvoltă la contactul vestic al rocilor banatitice cu calcarele mezozoice în continuarea corpului III, cu aceeași direcție N—S și inclinări de 20°—60°W (frecvent 40—50°W). Lungimea corpului de minereu este de 350 m, el fiind deschis pe o diferență de nivel de cca 220 m, cu grosimi cuprinse între 3—30 m. Mineralizația este formată din oxizi de fier (magnetit predominant și hematit subordonat) și sulfuri polimetallice, în proporții variabile.

Mineralizația de pe periclinul de sud al corpului banatitic Suvorov, apare în sectorul Valea Mare și a fost cercetată numai prin foraje dispuse într-o rețea pătratică cu latura de 50 m. Corpul intrusiv banatitic Suvorov nu mai aflorează spre S și se afundă sub calcarele jurasice (Oxfordian-Kimmeridgian), ceea ce a determinat cercetarea în adâncime, prin foraje, a contactului dintre banatite și calcare. Astfel s-a putut constata în acest sector prezența a numeroase apofize de roci banatitice legate probabil nu numai de corpul Suvorov, ci și de un alt corp mai mare, înrădăcinat în vestul zonei cercetate, în apropierea contactului cu cristalinul. Presupunerile noastre sunt bazate pe faptul că un foraj de referință, de mare adâncime, amplasat chiar pe Valea Mare la ieșirea spre N din localitatea Moldova



Nouă, a stăbatut de la cota absolută —472 m pînă la —874 m roci banatice, a căror structură porfirică de la nivelele superioare capătă un caracter hipidiomorf granular în jurul cotei de —850 m ; aceste variații de structură pe verticală indică conturarea în adîncime a unei intruziuni cu caracter plutonic. Menționăm că rocile provenind de la adîncimea de cca 1200 m, sănt roci proaspete, analizele petrochimice indicînd caractere de granodiorit. Au fost puse în evidență de asemenea o serie de apofize mai mici, cu inclinări de 30° — 60° W și care se închid spre est, ele putînd fi considerate ca ramificații ale acestui corp banatitic.

Din secțiunile geologice interpretative, prin foraje amplasate pe direcția N—S și E—W reiese că în sectorul Valea Mare mineralizația este cantonată mai ales în acoperișul și în culcușul unor apofize banatitice, în timp ce în sectorul Suvorov mineralizația apare în mod constant în acoperișul corpului banatitic. Pe aceleași profile se poate observa că la nivelele superioare o parte din mineralizații sănt legate de apofizele corpului banatitic Suvorov, care se afundă spre S și o altă parte sănt legate de apofizele corpului presupus a se înrădăcină undeva la vest. Grosimile acumulărilor de minereu din Valea Mare sănt cuprinse între 2—90 m, ele fiind mai mari spre vest, unde de altfel zăcămîntul se afundă. Adîncimea pînă la care a fost deschisă mineralizația este de cca 300 m.

Spre deosebire de sectorul Suvorov, mineralizația din sectorul Valea Mare este formată predominant din sulfuri polimetale, magnetitul fiind cu totul subordonat sau chiar lipsind. Conținuturile în cupru nu prezintă variații prea mari, menținîndu-se în mod constant în jur de 1%, fierul de 15% și sulful de 12%. Se remarcă însă scăderea evidentă a conținutului de cupru în mineralizații interceptate de forajele cele mai estice, în zona de efilare a apofizelor banatitice.

La vest de dealul Amalia aflorează un corp de roci banatitice, pe o suprafață de cca 200—300 m², care nu a generat însă fenomenele importante de contact și nici mineralizații. Singurele indicii asupra influenței exercitate de aceste banatite asupra rocilor înconjurătoare sănt silicifierile puternice din dealul Amalia, care afectează calcareale sedimentare aparținînd Cretacicului inferior. O intensă acțiune metasomatică a silicei a transformat aceste calcară, pe suprafețe importante, în roci cu caracter de cuarțite, în care apar druze tapisate cu cristale de cuarț și fluorină de culoare verde sau violacee. Este demn de menționat că în această zonă nu au fost cunoscute mineralizații nici în trecut, nici în urma actualului program de explorare, fapt care ne determină să considerăm că procesele de silicifiere se datorează unor soluții cu temperaturi mai scăzute, care încheie în general etapa de mineralizare cu sulfuri. În sprijinul acestei afirmații vine și observația că cel mai adesea silicifierile constau din depunerile de varietăți fibroase de silice și chiar de opal, minerale de gangă în general tardive ale sulfurilor.

Tipurile de skarne care găzduiesc mineralizația sănt reprezentate predominant prin skarne granatifere cu sau fără piroxen, în care adesea este prezent și epidotul, iar uneori actinotul și tremolitul, ca produse de transformare ale granaților și piroxenilor. Epidotul este observat subordonat și



ca depuneri pe fisuri, alături de sulfuri și cuart, ceea ce arată că acest mineral, care însoțește adesea și oxizii de fier, se formează și la nivelul secvenței cu sulfuri, cînd iau naștere importante mineralizații. Caracterul complex al mineralizației din skarne, determinat atât de asociația dintre oxizii de fier și sulfuri, cît și de multiplele asociații de minerale de gangă, reflectă condițiile variate de desfășurare ale diverselor procese de formare. Principalele acumulări de minereu din zona Suvorov - Valea Mare sunt formate predominant din sulfuri polimetalice, dintre care se remarcă ca abundență și frecvență pirlita și calcopirita, cu cantități variabile de oxizi de fier, reprezentăți predominant prin magnetit și subordonat prin hematit. Așa după cum am arătat într-un capitol anterior, în succesiunea proceselor postmagmatice, oxizi de fier se formează într-o etapă bine definită, care deschide suita proceselor hidrotermale caracterizate prin multiple și variate manifestări, dintre care o importanță deosebită o are formarea sulfurilor. Faptul că oxizii de fier iau uneori parte alături de sulfuri la constituția acumulărilor de minereu din unele sectoare ale zăcămîntului, ne-a determinat să-i descriem tot în cadrul acestui capitol pentru a avea o privire unitară în ceea ce privește evoluția proceselor metalogenetice din skarne, atât sub aspect calitativ cît și sub aspect cantitativ. Magnetitul însoțit de cantități reduse de hematit formează uneori acumulări aproape monominerale, de formă lenticulară, care sunt localizate de obicei în skarnele granatifere de la contactul imediat al intruziunilor banatitice. Astfel, magnetitul participă în proporții însemnante la constituția minereului din acumulările de pe contactul vestic al corpului intrusiv Suvorov. La orizontul de bază al minei Suvorov, mineralizația are adesea un caracter masiv, fiind constituită predominant din magnetit (cca 30–40%), pirlită (20–30%) și calcopirită (3–5%), în timp ce la orizonturile inferioare magnetitul este subordonat sulfurilor. Analizele chimice arată conținuturi de fier cuprinse între 20–45% pentru zonele unde magnetitul abundă. În sectorul Suvorov, mineralizația bogată în oxizi de fier este localizată în skarnele cu granați, care sunt substituite în mod progresiv de magnetit, acesta ajungind să formeze local acumulări aproape monominerale, cu caracter de lentile sau cuiburi. Cercetarea pînă în prezent a mineralizațiilor din Valea Mare și a celor de la Vărăd, au arătat că oxizii de fier sunt mai puțin frecvenți în aceste sectoare și cu totul subordonăți sulfurilor, care constituie adesea în exclusivitate mineralizația din skarne. Acumulările monominerale sau impregnațiile dense de magnetit, din skarne, sunt străbătute de fisuri cu sulfuri și minerale de gangă, care le însoțesc. Mineralizația de sulfuri este formată predominant și constant din pirlită și calcopirită, alături de care apar cantități variabile de blendă, galenă, pirotină, tetraedrit, sulfosăruri de bismut, etc. Structurile mineralizației din skarne sunt în general micro-și mediu granulare și mai rar grosiere. Texturile sunt predominant masive, prezintînd variații locale în cadrul acelorași acumulări sau în diversele acumulări. Astfel, de cele mai multe ori, mineralizația formată predominant din sulfuri polimetalice cu cantități variabile de oxizi de fier, are o textură masivă rezultată din concreșterea intimă a mineralelor metalice și de gangă.

Textura masivă este caracteristică atât corpurilor de minereu de la contactul banatitelor cu skarnele cît și concentrațiilor metalifere din masa skarnelor.

Texturile de impregnație sînt de asemenea frecvente în cazul mineralizațiilor localizate mai ales în masa skarnelor și ele rezultă din impregnații mai mult sau mai puțin dense de sulfuri ± oxizi de fier și minerale de gangă în masa skarnelor.

În cazul mineralizațiilor formate predominant din magnetit s-au observat cu totul local texturi orbiculare determinate de depunerea aproape concentrică a magnetitului în jurul unor nuclee de granați.

Textura brecioasă reprezintă un aspect deosebit al mineralizației de sulfuri. Astfel, în zăcămîntul Suvorov, această textură rezultă din cimentarea cu sulfuri (pirită, calcopirită, blendă), a unor blocuri angulare de calcare cristaline și skarne. Este evident, în acest caz, că sulfurile s-au format după un interval de timp în care a avut loc brecificarea rocilor de contact, creindu-se astfel zone ușor accesibile pentru circulația soluțiilor mineralizatoare.

În cazul mineralizațiilor care apar sub formă de depunerî pe sistemele de fisuri din skarne, se observă uneori texturi rubanate rezultate din alternația unor benzi de sulfuri cu benzi de gangă, reprezentată cel mai adesea prin cuart și subordonat prin calcit.

Ganga mineralizațiilor din skarne are un caracter complex rezultat din diversele asociații de minerale; astfel, alături de mineralele primare care constituie skarnele (granați, piroxen, vezuvian), apar și minerale de neoformație reprezentate prin epidot, clorit, amfiboli, cuart, carbonați, sulfati etc.

Studiul microscopic al mineralizației din skarne a permis atât identificarea mineralelor constituente cît și observarea relațiilor dintre acestea, în vederea stabilirii unei succesiuni de formare a mineralelor metalice și de gangă.

Mineralele metalice hipogene sînt reprezentate prin magnetit, hematit, pirită, pirotină, blendă, calcopirită, bornit, tetraedrit, galenă, minerale de bismut și marcasită.

Mineralele de gangă sînt reprezentate prin mineralele primare din skarne (granați, piroxen) și prin minerale mai tardive ca epidot, clorit, adular, cuart, carbonați (calcit ± sideroză + dolomit), baritină, anhidrit, gips și zeoliți.

Din mineralele metalice hipergene apare limonit, bornit, calcozină, covelină, azurit, malachit, crisocol și melanterit.

M i n e r a l e m e t a l i c e h i p o g e n e . În cazul mineralizației formată din oxizi de fier și sulfuri, se disting următoarele asociații: magnetit ± hematit + pirită + calcopirită ± blendă ± galenă. Mineralizația constituă exclusiv din sulfuri se caracterizează prin paragenezele: pirită + calcopirită ± pirotină, pirită + calcopirită ± bornit + blendă + galenă, calcopirită + blendă ± galenă + tetraedrit, galenă + blendă + sulfosăruri de bismut ± calcopirită.



Magnetitul este principalul oxid de fier care uneori poate apărea și singur, el fiind însotit cel mai adesea de sulfuri; mai frecvent a fost observat în mineralizațiile de la Suvorov, în timp ce în Valea Mare și la Vărăd este cu totul subordonat sulfurilor, sau chiar lipsește. Microscopic, magnetitul se prezintă fin sau mediu granular (0,1–1,0 mm); cristalele idiomorfe, hipidiomorfe și allotriomorfe apar diseminat în masa skarnelor sau formează agregate aproape monominerale (pl. XXIII, fig. 2) în care relictele de granați parțial epidotizați, sau de diopsid, indică o substituire evidentă a skarnului. Magnetitul înlocuiește uneori parțial zonele periferice ale cristalelor de granat sau umple fisurile care străbat masa acestora. Un mod deosebit de prezentare a magnetitului este ca pseudomorfoze după hematit, în urma procesului de muschetovitzare. În acest caz, magnetitul are un habitus lamelar, lamelele disponindu-se în snopi sau agregate divergente, care sunt uneori străbătute și incluse de pirită, a cărei formare este evident ulterioră (pl. XXIV, fig. 1, 2). Magnetitul este în general substituit, inclus sau străbătat de sulfuri (pirită, calcopirită, blendă și galenă pl. XXV, fig. 1, 2; pl. XXVI, fig. 1, 2, 3).

Hematitul este subordonat cantitativ magnetitului, cu care apare de obicei asociat. Modul de prezentare este de obicei lamelar și mai rar ca mase compacte. În urma procesului de muschetovitzare, hematitul este observat adesea ca relicte în magnetitul care îl pseudomorfozează.

Pirita este cel mai important mineral metalic care ia parte la constituția mineralizațiilor din skarne, atât sub aspectul frecvenței cât și cantitativ. Ea este prezentă în toate tipurile structurale de mineralizații, cum sunt impregnațiile difuze, impregnațiile dense, acumulările masive sau depunerile pe fisuri. Din relațiile cu oxizii de fier, ca și cu celelalte minerale metalice și de gangă rezultă că pirita se depune pe tot parcursul secvenței de mineralizare cu sulfuri ea aparținând mai multor generații, prima generație, formându-se la începutul secvenței de mineralizare în timp ce ultima generație apare în stadiul de depunere a anhidritului și a gipsului. În mod frecvent, pirita este mai larg cristalizată decit magnetitul, cristalele având dimensiuni cuprinse între 0,5 și 3 mm și un habitus idiomorf, hipidiomorf sau allotriomorf. De obicei, ea se prezintă ca plaje cu conture neregulate, care sunt adesea cataclazate și recimentate cu alte sulfuri, în special calcopirită și cu minerale de gangă, cum este cuarțul, calcitul, anhidritul și gipsul. Conturele, în general allotriomorfe ale piritei care formează impregnații în skarne, se datoresc depunerii ei printre granoblastele de granați sau de diopsid, în urma înlocuirii parțiale sau chiar totale a fostei matrice de calcit. Mai rar, pirita substituie granatul alături de cuarț și calcit. Cind apare împreună cu magnetitul și hematitul, pirita include și străbate aceste două minerale, pe care le și substituie parțial. Uneori cristale idiomorfe și hipidiomorfe de pirită, sunt diseminat neuniform în matricea de calcit a skarnelor sau formează umplutura fisurilor care le străbat (pl. XXVII; fig. 1). Idiomorfismul cristalelor de pirită este mai frecvent totuși pentru pirita din generația II care străbate pirita din generația I (pl. XXVII, fig. 2; pl. XXVIII, fig. 1, 2, 3). Pirita de generația I, care este de obicei însotită de cuarț asociat uneori cu epidot, este în general cataclazată și



recimentată cu cuarț dintr-o generație mai nouă și calcit, în timp ce pirita din generația II este intim concrescută cu cuarț fumuriu și uneori cu varietăți fibroase de silice, care se depun uneori pe fisurile piritei din primele generații. Un alt mod de prezentare al piritei este ca depunerile colomorfe, ceea ce indică formarea acesteia în condițiile de temperatură mai scăzută realizate la începutul stadiului de anhidritizare. Fragmentele rezultate din cataclazarea plajelor și cristalelor de pirită din primele generații sunt recimentate de cele mai multe ori cu calcopirite, care în același timp le și substituie evident (pl. XXIX, fig. 1, 2). Cimentarea și corodarea piritei de către calcopirite ca și depunerea acesteia pe fisurile din masa piritei, indică în mod evident succesiunea de formare a celor două sulfuri. Adesea se remarcă faptul că depunerile de calcopirite cele mai importante apar în jurul cristalelor izolate sau a plajelor de pirită, care au servit ca germeni de precipitare.

Într-o măsură mai redusă, pirita este substituită de blendă, galenă și tetraedrit.

Pirotina este cu totul sporadică în mineralizația din skarne, și se asociază cu pirita de generația I pe care uneori o include, ea fiind la rîndul ei inclusă de calcopirite și blendă. Modul de prezentare al pirotinei este sub formă de cristale allotriomorfe cu dimensiuni reduse, care sunt uneori parțial marcasitizate.

Blenda este mai puțin frecventă în mineralizația din skarne, ea fiind mai abundantă în calcarele cristaline de la contactul acestora. Apariția blendei este legată aproape întotdeauna de prezența piritei și a calcopiritei, cu care formează asociații intime. Adesea blenda este fin cristalinată, prezența ei fiind pusă în evidență numai microscopic. Modul frecvent de prezentare este ca plaje allotriomorfe cu contururi angulare, sinuase sau zdrențuite, mai rar fiind observate cristale izolate, diseminate în masa skarnului, sau depunerile pe fisuri unde se asociază cu cuarț și calcit. În general, blenda formează dezamestecuri cu calcopirita, prezintând structuri tipice de exsoluție, care după unii autori ar indica temperaturi mai ridicate de formare. În unele cazuri, incluziunile de calcopirite sunt distribuite după direcțiile (111) sau (100) ale cristalelor de blendă, care sunt în același timp substituite în mod neregulat de calcopirite. Culoarea de obicei neagră a blendei din skarne indică o varietate feriferă caracteristică de asemenea unor temperaturi mai ridicate de formare. În cîteva cazuri s-a întîlnit modificarea hexagonală a blendei, reprezentată prin wurtzit, care apare ca mici aggregate cu structuri radiare, în unele skarne mineralizate din Valea Mare și de la Vărăd. S-au observat două generații de blendă care se desează atât prin relațiile lor cu celelalte minerale cât și prin prezența sau absența structurilor de dezamestec. Generația I conține în mod constant calcopirite ca dezamestecuri și este inclusă de calcopirita formată ulterior. Generația II străbate blenda de generația I cât și calcopirita, fiind întotdeauna lipsită de structuri de exsoluție. Blenda din generația II este în general mai deschisă la culoare și a fost observată în cantități mai mari în calcarele cristaline.



Calcopirita sub aspect economic este una din sulfurile cele mai importante care împreună cu pirita formează în cea mai mare parte mineralizațiile din zăcăminte Suvorov și Valea Mare. Calcopirita prezintă în mod frecvent variații cantitative, de cele mai multe ori fiind subordonată piritei și numai în unele cazuri predominând față de aceasta; se prezintă în general allotriomorfă atât sub formă de cristale, cît și ca plaje ale căror dimensiuni sunt cuprinse între 0,3–3 mm. Ca și pirita, calcopirita mulează și cimentează parțial mineralele constituente ale skarnelor, ca urmare a depunerii ei în interstițiile acestora, create prin înlocuirea parțială a matricei de calcit. Uneori, calcopirita include cristale de epidot rezultate din înlocuirea granațiilor, sau pe cele de actinot și tremolit, care au substituit diopsidul (pl. XXX, fig. 1, 2). În asociație cu magnetitul, calcopirita îl cimentează și îl substituie parțial, sau umple fisurile care îl străbat. Înlocuirea magnetitului este uneori atât de avansată, încît acesta este redus la mici relicte rotunjite, disseminate neuniform într-o masă predominantă de calcopirită. Cel mai frecvent, calcopirita substituie pirita pe care o înglobează, o străbate de-a lungul fisurilor, sau o cimentează atunci cînd aceeaasta este intens cataclazată.

Aproape în mod constant calcopirita formează dezamestecuri cu blenda, în masa căreia apare ca picături, bastonașe și linii paralele continui sau discontinui, în urma separării ei pe direcțiile lamelelor de maclă sau a planelor de clivaj ale blendei (pl. XXXI, fig. 1, 2). Depunerile de calcopirită includ uneori plaje de blendă cu structuri de dezamestec, pe care le substituie evident (pl. XXXII, fig. 1, 2). La rîndul ei, calcopirita este substituită și străbatută de tetraedrit și galenă.

Bornitul hipogen apare uneori în asociație cu calcopirita, cu care formează dezamestecuri cu structuri caracteristice, în grătar.

Tetraedritul a fost observat, în cantități reduse, numai în mineralizațiile din Valea Mare și de la Vărăd, unde apare de obicei asociat cu calcopirită, blendă și galenă, sub formă de plaje allotriomorfe, care substituie parțial matricea de calcit a skarnelor sau se depune pe fisurile acestora împreună cu alte sulfuri, cuarț și calcit. Tetraedritul formează uneori dezamestecuri cu calcopirita, care apare în masa lui ca picături fine, orientate după anumite direcții sau dispuse neuniform; în același timp tetraedritul apare uneori și pe fisurile care străbat calcopirita (pl. XXXIII, fig. 1).

Galenă în cantități reduse și destul de rar este prezentă în mineralizațiile din skarne, unde se asociază de obicei cu calcopirita, blenda și tetraedritul. Ea formează plaje cu conture angulare sau sinuoase, care mulează atât mineralele de skarn cît și mineralele metalice formate anterior, pe care uneori le substituie evident.

Mineralele de bismut sunt reprezentate prin sulfosăruri de bismut, cupru și plumb, care au fost observate, în cantități reduse, numai în mineralizațiile de sulfuri de la Suvorov. Dintre sulfosărurile de bismut au fost identificate: galenobismutina sub formă de cristale allotriomorfe izolate, sau ca mici acumulații asociate cu galena și mai puțin cu blenda și calcopirita, wittickenitul în concreșteri intime cu galenobismutina pe care o

substituie evident sub forma unor rețele de vinișoare, și aikinitul în asociere cu calcopirita și blenda.

Marcasita ca mineral tardiv a fost observată mai ales în mineralizațiile de la Vărăd. Ea apare în general allotriomorfă și substituie evident pirlita și uneori pirotina sau formează agregate sferulitice cu structură fibroradiară, în cazul depunerilor pe fisuri sau cînd tapisează mici geode împreună cu cuarțul.

M i n e r a l e d e g a n g ă. Mineralizația din skarne se caracterizează printre-o mare varietate de minerale de gangă, reprezentate pe de-o parte prin mineralele primare ale skarnelor și pe de altă parte prin mineralele formate în faza subsecventă a metamorfismului de contact, la nivelul stadiilor în care au luat naștere oxizii de fier și sulfurile. Astfel, se întîlnesc ca minerale de gangă silicații din skarne reprezentați cel mai frecvent prin granați de tip andraditic, și mai rar prin diopsid și vezuvian, în cantități cu totul subordonate. Așa după cum am arătat, concentrațiile metalifere s-au produs într-o fază subsecventă a metamorfismului metasomatic, în care au avut loc atît procese hidrometasomatice cît și de umplere a fisurilor cu minerale nemetalice. Din soluțiile hidrotermale a căror temperatură a scăzut progresiv, s-au format diferite varietăți de minerale de gangă reprezentate prin silicați, oxizi și carbonați.

Dintre silicații care se formează în etapa timpurie a fazei subsecvente, cel mai frecvent este epidotul, actinotul și cloritul și cu totul sporadic adularul și sericitul. Epidotul, substituie adesea granații și însoțește oxizii de fier, sau se depune pe fisurile din skarne unde uneori formează asociări intime cu sulfurile (pirita, calcopirita) și cu cuarțul. Actionul este mai slab reprezentat cantitativ și provine adesea ca produs de transformare a piroxenilor, în urma metamorfismului regresiv desfășurat sub acțiunea soluțiilor hidrotermale; uneori a fost observat chiar pe fisuri (pl. XXXIII, fig. 2). Cloritul constituie uneori ganga importantă a mineralizației de sulfuri din skarne. El apare atît ca produs de transformare al granaților, cînd se asociază cu calcitul, cît și ca depuneri în masa skarnelor sau pe fisurile acestora, sub formă de agregate fibroradiare asociat în special cu pirlita, calcopirita și cuarțul. Cloritizarea intensă a granaților din unele zone ale skarnelor mineralizate cu sulfuri cît și depunerea din abundență a cloritului în masa și pe fisurile acestora, imprimă skarnelor o culoare verde intensă și în același timp o mare friabilitate. Varietățile de clorit prezente sănătă reprezentate predominant prin clinoclor și subordonat prin penin. Urmărind desfășurarea proceselor hidrotermale în ansamblul lor precum și relațiile dintre produsele rezultate cloritul poate fi considerat ca un mineral de gangă timpuriu al sulfurilor.

Cantități reduse de adular monoclinic și sericit, asociate cu cuarțul care le include, au fost observate în ganga sulfurilor din zăcămîntul Suvorov, ceea ce ne-a determinat să considerăm că adularul în cantități mici a luat naștere într-un interval de timp mai îndelungat, începînd cu procesul de feldspatizare și continuîndu-se chiar și în stadiul de mineralizare cu sulfuri. Aparițiile locale de adular însoțit de sericit și cuarț, în



asociație cu sulfurile, pot fi comparate cu cele care sunt întâlnite în mineralizațiile de sulfuri polimetalice legate de vulcanismul neogen.

Cel mai reprezentativ mineral de gangă, atât sub aspectul frecvenței cît și sub aspect cantitativ, este cuartul (pl. XXXIII, fig. 3). Acesta însoteste adesea mineralizația de sulfuri atât în cazul minereurilor masive, cît și al celor sub formă de impregnații sau de umplere a fisurilor. Împreună cu sulfurile, cuartul formează concreșteri intime cu structuri uneori micrografice sau apare sub formă de cristale idiomorfe dispuse perpendicular pe fețele cristalelor de pirită, calcopirită și blendă, rezultând structuri de tip „comb structure”, caracteristice în general depunerilor hidrotermale de tip filonian. În cazul depunerilor pe fisurile din skarne și din sulfurile masive cuartul este însotit de calcedon și cuarțină cu structură fibroradiară; aceste minerale substituie uneori portiuni din matricea de calcit a skarnelor mineralizate cu sulfuri. Din observațiile noastre reiese că formarea cuartului a avut loc într-un interval de timp destul de îndelungat, care a permis apariția mai multor generații. Astfel, am deosebit o generație timpurie de cuart formată în stadiul de silicifiere, și care substituie în special rocile banatice, precedind mineralizația; alte generații de cuart sunt contemporane cu mineralizația, în timp ce o generație mai tardivă străbate mineralizația. Atât cuartul contemporan cu sulfurile, cît și cel tardiv, substituie parțial skarnele formând o nouă matrice atât a silicăților primari, cît și a sulfurilor.

Epidotul și cloritul apar frecvent ca minerale de gangă, în special în cazul acumulărilor de oxizi de fier și calcopirită.

Carboataii însotesc de asemenea uneori mineralizația de sulfuri și din relațiile cu acestea reiese că s-au format în secvențele finale ale stadiului de mineralizare. Cel mai frecvent apare calcitul, care este asociat de obicei cu sulfurile mai tardive și chiar ulterior acestora; el substituie în același timp portiuni din matricea de calcit a skarnelor, fiind mai larg cristalizat, foarte limpede și prezintând adesea macle caracteristice. Sideroza și mai puțin dolomitul au fost observate ca minerale de gangă ale sulfurilor de la Vărăd, unde apar atât pe fisuri, cît și în masa skarnelor. Pe unele sisteme de fisuri care străbat skarnele mineralizate cu sulfuri, au fost observate uneori anhidrit, gips, baritină și zeoliți cu cantități reduse de sulfuri din unele generații. Aceste minerale s-au format într-o etapă hidrotermală tardivă, care încheie procesele metaloogenetice.

M i n e r a l e m e t a l i c e h i p e r g e n e. Aceste minerale apar în cantități relativ reduse și au fost întâlnite la nivelele superioare ale acumulărilor de minereu deschise prin lucrările miniere de la Suvorov și Vărăd. Cel mai frecvent apare calcozina, covelina și bornitul care substituie evident calcopirita, dispunindu-se ca borduri la periferia acesteia, sau înlocuind-o de-o parte și de alta a fisurilor, pe care se dispune (pl. XXXIV, fig. 1, 2). Limonitul este prezent în zonele de oxidație ale mineralizației de sulfuri, la nivele din apropierea suprafeței, unde el înlocuiește pirața și uneori calcopirita, în asociere cu alte minerale caracteristice zonelor de oxidație ale minereurilor cuprifere, cum sunt malachitul, azuritul, melan-



teritul și crisocolul, prezente de obicei sub formă de pelicule sau depuneri reniforme, în zonele mai bogate în calcopirită.

b) Mineralizatia din calcare cristaline. Mineralizația din aceste roci are în general o importanță economică cu totul subordonată aceleia din skarne și se dezvoltă ca impregnații difuze, pe sisteme de fisuri și mai puțin ca acumulări masive rezultate din substituția parțială a rocilor, de-o parte și de alta a fisurilor mineralizate. Cercetarea macroscopică și microscopică a mineralizației din calcarele cristaline evidențiază, parogeneze mai simple de sulfuri și lipsa totală a oxizilor de fier. În mod aproape constant, au fost observate următoarele sulfuri: pirita, blenda, calcopirita, tetraedritul și galena, în raporturi cantitative variabile. Pirita este de obicei mineralul cel mai constant ca apariție în toate tipurile structurale ale mineralizației din calcarele cristaline. Se remarcă însă uneori și cantități importante de blendă în asociere cu pirita sau ca acumulări monominerale rezultate prin înlocuirea parțială a calcarelor, precum și ca depuneri pe fisuri. Blenda nu prezintă de obicei structuri de dezamestec cu calcopirita, aşa cum s-a observat în cazul skarnelor, fapt care ar putea fi atribuit unei temperaturi mai scăzute de formare a acesteia. Calcopirita este în general mai puțin frecventă și se asociază de obicei cu pirita și cuartul și mai rar cu cloritul. Tetraedritul și galena sunt mai puțin frecvente și apar în cantități cu totul subordonate, fiind asociate cu calcopirita și blenda. Marcasita este prezentă de obicei pe fisurile din unele calcare cristaline sub formă de depuneri cu structuri sferolitice. Mineralizația din calcarele cristaline este însoțită în mod aproape constant de silicifieri, care au dus atât la substituții ale masei carbonatice prin cuart, cît și la depunerea acestuia pe fisuri. Cuartul este mineralul principal de gangă al sulfurilor cu care formează concreșteri intime. Cloritul a fost de asemenea observat atât asociat cu sulfurile, cît și singur, formând umplutura fisurilor. Alte minerale de gangă formate într-un stadiu mai tardiv sunt fluorina, gipsul și anhidritul, care se depun uneori pe fisurile ce străbat masa unor calcar în care apar sau nu mineralizații de sulfuri.

c) Mineralizatia din calcare cristaline magneziene. Mineralizația din aceste roci se dezvoltă mai ales pe sistemele de fisuri și mai puțin ca impregnații sau substituții masive. Mineralele metaleice sunt reprezentate prin pirotină, pirită, calcopirita, blendă și marcasită, alături de care apar uneori cantități cu totul reduse de magnetit. Dintre sulfuri, predomină adesea pirotina, care uneori formează în exclusivitate mineralizația din aceste roci, cu rare exceptii, cînd locul ei este luat de pirită și calcopirita. Astfel, cantități mai importante de calcopirita și pirită cupriferă au fost observate uneori în Valea Mare, prezența acestor minerale reflectîndu-se în determinarea unor conținuturi de cupru cu valori interesante din anumite zone ale calcarelor cristaline magneziene. Modul de prezentare al sulfurilor din acest tip de mineralizație este în general allotriomorf și mai puțin hipidiomorf, atât în cazul depunerilor pe fisuri cît și în cazul substituțiilor. Pirita este singurul mineral care apare

uneori idiomorf, cristalele cubice fiind incluse de pirotină și calcopirită. Studiul microscopic al mineralizației a permis stabilirea unei anumite succesiuni de formare a mineralelor constituente, pe baza relațiilor dintre acestea. Astfel, magnetitul este evident format înaintea sulfurilor care-l corodează și-l străbat. Depunerea sulfurilor începe cu pirita, urmată de cantități importante de pirotină, după care se formează blendă, calcopirită și marcasită; se remarcă substituirea piritei și pirotinei de către calcopirită, care adesea le include. Pirita la rîndul ei este străbătută în mod frecvent de fisuri umplute cu pirotină. Ganga mineralizației are un caracter complex fiind formată din mineralele rocii inițiale, cum sunt forsteritul, diopsidul, flogopitul etc., din produsele de transformare ale acestora (serpentina, cloritul, actinotul), precum și din minerale mai tardive, cum este anhidritul, gipsul și uneori calcitul și cuartul. Anhidritul este, așa după cum am arătat anterior, un mineral de gangă abundant, care substituie masa carbonatică a calcarelor cristaline magneziene, înglobând silicătii de contact și fiind asociat cu produsele de transformare ale acestora, formate anterior sau concomitent cu depunerea lui. Se remarcă de asemenea includerea și substituirea parțială a sulfurilor de către anhidrit, care poate fi considerat un mineral tardiv de gangă al acestora; depunerile de anhidrit sunt însoțite cu totul sporadic de cantități reduse de sulfuri, cum este pirita, calcopirita și marcasita. Asociațiile mineralelor metalice și de gangă cu diversele produse de transformare hidrotermală a rocilor, evidențiază faptul că soluțiile hidrotermale care au circulat în masa calcarelor cristaline magneziene, au favorizat atât formarea unor minerale metalice și de gangă, cît și mai ales o transformare intensă a silicătilor magnezieni primari. Astfel, forsteritul, diopsidul și flogopitul au suferit fenomene parțiale sau totale de serpentinizare și cloritzare; formarea mineralelor serpentinice (antigoritul și crisotilul) ca produse importante de transformare, care însoțesc atât depunerile de sulfuri cît și mai ales pe cele de anhidrit, presupun existența la un moment dat a unor soluții hidrotermale cu un caracter pregnant apos.

d) Mineralizația din corneene biotitice. În cazul acestor roci, mineralizația este cantitativ mult subordonată celorlalte tipuri și fără importanță economică. Mineralele metalice sunt de obicei reprezentate prin pirită și calcopirită și mai rar prin molibdenit, care se depun mai ales pe sistemele de fisuri și pe diaclaze, în asociere cu cuart, calcit, sericit și uneori anhidrit. Se remarcă o strânsă relație între gradul de transformare hidrotermală a rocilor pe de o parte și apariția depunerilor de sulfuri pe de alta, acestea din urmă fiind mai abundente în zonele sericitizate și silicificate ale corneenelor biotitice.

2. Mineralizația din rocile banatitice. Așa cum am arătat anterior, intruziunile banatitice din zona Suvorov – Valea Mare sunt reprezentate



prin corpuri cu dimensiuni variabile și mai ales prin apofize, în ambele cazuri predominând rocile cu structură porfirică, de tipul porfirelor cuarț-dioritice, care de cele mai multe ori au fost afectate pe zone însemnate de intense și variate procese de alterație hidrotermală. În strînsă legătură cu activitatea hidrotermală au avut loc și procese de mineralizare cu sulfuri a rocilor banatitice, sub formă de impregnații mai mult sau mai puțin dense sau ca depuneri pe sistemele de fisuri. Impregnațiile sunt formate în general din pirită și calcopirită, a căror prezență determină uneori conținuturi medii de cupru cuprinse între 0,25 – 0,30 %, fapt care ar putea conduce la cercetarea unor corpuri și apofize de roci banatitice cu astfel de impregnații, în vederea estimării potențialului lor economic. Un alt mineral observat destul de frecvent în banatite este molibdenitul, care se asociază în permanență cu cuarțul, pirlita și uneori calcopirita. În general, molibdenitul formează concreșteri intime cu cuarțul, mai ales pe sistemele de fisuri din banatitele silicificate, cind el apare ca foițe diseminatneuniform în cuarț sau formează cuburi și pelicule fine pe pereții fisurilor (pl. XXXV, fig. 1). În unele cazuri, molibdenitul apare ca impregnații difuze în masa rocilor banatitice silicificate. Se remarcă apariția mai frecventă a molibdenitului ca o caracteristică a zonelor silicificate din banatite, în timp ce prezența lui este cu totul sporadică în rocile de contact. Sub acest aspect nu este lipsită de interes urmărirea și cercetarea aparițiilor de molibden în rocile banatitice din zona Suvorov – Valea Mare. Tetraedritul a fost observat rareori pe fisurile din banatite, el fiind asociat mai ales cu calcitul. Mineralele de gangă care însoțesc aparițiile de sulfuri din banatite sunt reprezentate predominant prin cuarț și subordonat prin calcit, anhidrit și gips.

Observațiile noastre efectuate atât asupra corpului banatitic Suvorov, deschis prin lucrări miniere și interceptat către sud și în foraje, ca și observațiile asupra unui număr însemnat de apofize banatitice conturate în forajele din Valea Mare și de la Vărăd, evidențiază că mineralizarea rocilor banatitice cu calcopirită, pirlita și molibdenit este strins legată în general de zonele silicificate și sericitizate ale rocilor și mai rar de zonele cu alte tipuri de transformări. Menționăm că după paragenezele mineralogice după tipurile de alterație hidrotermală ca și după caracterele structurale, această mineralizație s-ar putea încadra, cu unele deosebiri însă, în categoria zăcămintelor de tip „porphyry copper”. Studiul de teren și laborator a permis observarea unei strînse legături între mineralizarea banatitelor și anumite tipuri de metamorfism hidrotermal, care l-au afectat. În mod aproape constant cuarțul este principalul mineral de gangă al sulfurilor, atât în cazul impregnațiilor cit și în cel al umplerii fisurilor. Menționăm de asemenea că procesul de silicifiere nu s-a dezvoltat cu regularitate în cuprinsul intruziunilor banatitice, ceea ce a determinat de asemenea o neregularitate a apariției zonelor mineralizate cu cupru și molibden. Procesul de silicifiere concurează adesea în dezvoltare cu procesul de sericitizare care afectează rocile banatitice pe zone importante, în care



în afară de pirită și uneori cantități reduse de calcopirită nu sînt în general prezente minerale interesante din punct de vedere economic.

B) Considerații privind chimismul mineralizației de sulfuri

Mineralizația de sulfuri metalice din zona Suvorov — Valea Mare are un caracter predominant cuprifer, imprimat de prezența calcopiritei și piritei cuprifere, principalele sulfuri, care constituie cele mai importante acumulări de minereu de la contactul banatitelor cu skarnele și din skarne. Pentru estimarea potențialului economic al zăcămîntului, în vederea exploatarii, s-au efectuat numeroase analize chimice pentru stabilirea conținuturilor de cupru în principalele tipuri de roci, care găzduiesc mineralizația, respectiv skarne, calcare cristaline și roci banatitice. În cazuri izolate, au fost probate și alte tipuri de roci de contact, în care conținuturile de cupru s-au dovedit în general scăzute și neconstante.

Analizele chimice sistematice efectuate în zonele mineralizate interceptate în lucrări miniere și în foraje, au permis întocmirea unor diagrame de variație a conținuturilor în cupru, în care se poate urmări relația dintre aceste conținuturi și rocile care găzduiesc mineralizația. În toate cazurile analizate reiese legătura evidentă dintre conținuturile cele mai ridicate de cupru și skarnele granatifere mineralizate cu sulfuri, din imediata apropiere a contactului cu intruziunile banatitice. Compoziția mineralologică a minereului, corelată cu rezultatele analizelor chimice, evidențiază că piritele au adesea un caracter cuprifer, conținuturile de cupru menținîndu-se destul de ridicate și în zonele în care pirita este singurul constituent al minereului sau în orice caz, predominant față de calcopirită. Alura diagramelor de variație a cuprului se menține destul de constantă în cadrul zonelor de skarne mineralizate, cu rare excepții cînd ele prezintă pieuri accentuate, care sunt date de concentrații mai bogate în calcopirită. În același timp s-a observat că conținuturile de cupru din skarnele mineralizate cresc în mod evident în imediata apropiere a intruziunilor banatitice și descresc cu cît ne îndepărăm de acestea, cu unele excepții, cînd valorile cuprului cresc și mai departe de contact datorită prezenței fracturilor și fisurilor care au permis circulația soluțiilor mineralizatoare pe distanțe mai mari. Menținerea unor astfel de conținuturi mai ridicate de cupru în limita unor zone mai largi în masa intruziunilor banatitice de la contactul imediat cu skarnele mineralizate și calcarele cristaline, poate prezenta interes în vederea introducerii acestor zone în circuitul economic. În calcarile cristaline, conținuturile de cupru sunt în general foarte reduse, ne-prezentînd importanță economică decât în cazuri foarte rare. Pentru a avea o privire generală asupra modului de variație a conținuturilor de cupru în diversele tipuri de roci mineralizate care au fost cercetate prin lucrări miniere și prin foraje s-au întocmit o serie de diagrame pentru mineralizațiile din zona Suvorov—Valea Mare și Vărăd (pl. XXXIX; pl. XL;



fig. 39, 40, 41, 42, 43). Observațiile de ansamblu asupra acestor diagrame, care au în general o alură asemănătoare pentru același tip de rocă mineralizată, indică condiții asemănătoare din punct de vedere chimic și termo-dinamic care au controlat procesele de mineralizare cu sulfuri, așa cum reiese de altfel și din studiul mineralologic al paragenezelor de minerale metalice și de gangă din diversele acumulări.

Analizele spectrale informative pe probe monominerale de sulfuri⁸, au pus în evidență următoarea asociație de elemente minore: pirită (Co, Ni, As, Ge, Ag, Te, Ti), calcopirită (Zn, Mn, As, Co, In, Ga, Ge, Mo, Ni, Sn, Ag, Ti), blendă (Mn, As, Bi, Cd, In, Ga, Mo, Ni, Ag, Ti) galenă (As, Ag, Bi, Sb, Mo, Sn, Ga, Ti).

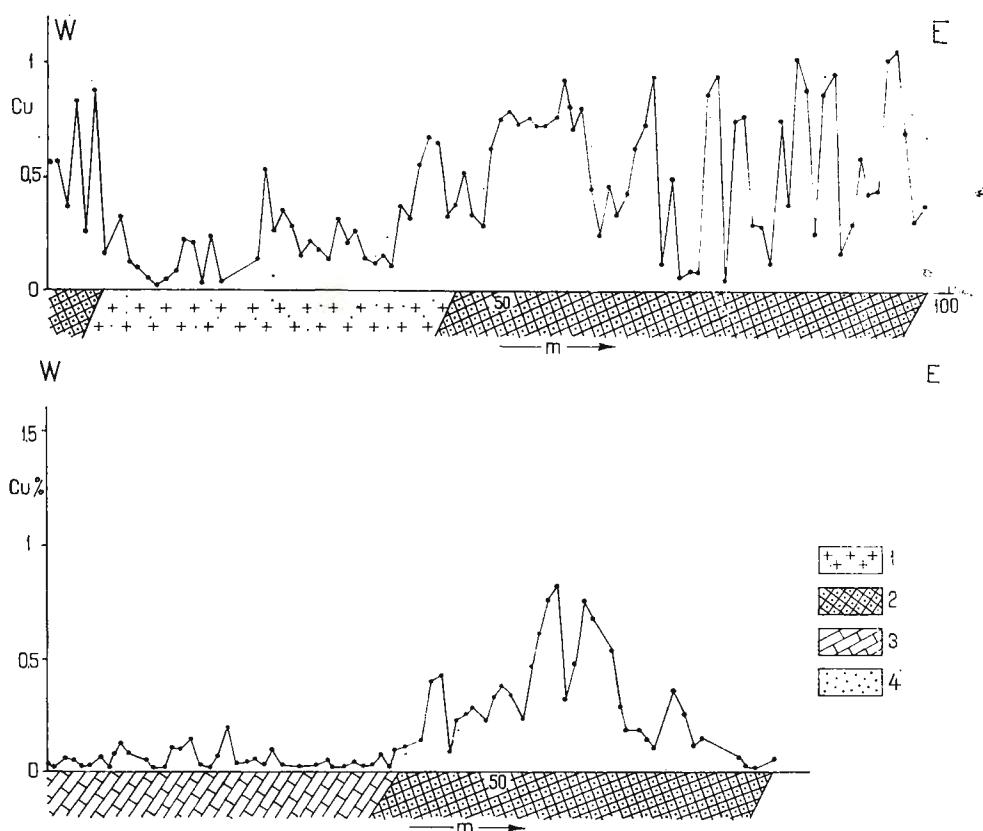


Fig. 39. — Diagrama cu variația conținuturilor de cupru în zăcămîntul Suvorov (orizontul + 44 m).

1, roci banatice; 2, skarne mineralizate; 3, calcare cristaline; 4, mineralizare.
Diagram showing the variation of copper contents within the Suvorov ore deposit (+ 44 m level).

1, banatic rocks; 2, ore-bearing skarn; 3, crystalline limestone; 4, mineralization.

⁸ Ernestina Volanschi. Institutul Geologic. București.

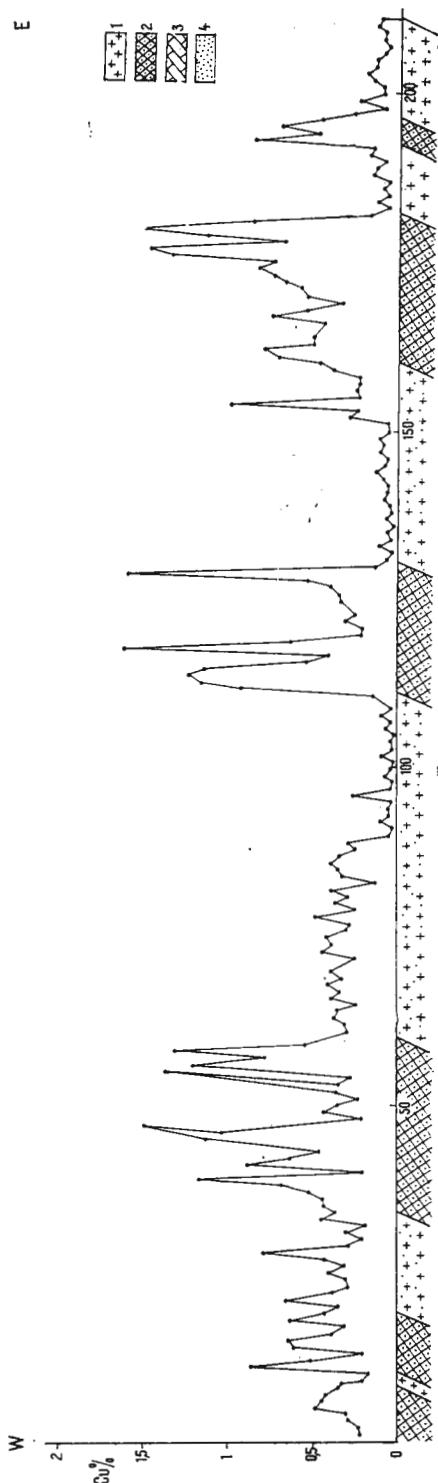


Fig. 40. — Diagramă cu variația conținutelor de cupru în zăcămîntul Suvorov (orizontul Ø).

1, roci banatice ; 2, skarne mineralizate ; 3, calcare cristaline ; 4, mineralizatie.

Diagram showing the variation of copper contents within the Suvorov ore deposit (level Ø).

1, banatic rocks ; 2, ore-bearing skarn ; 3, crystalline limestone ; 4, mineralization.

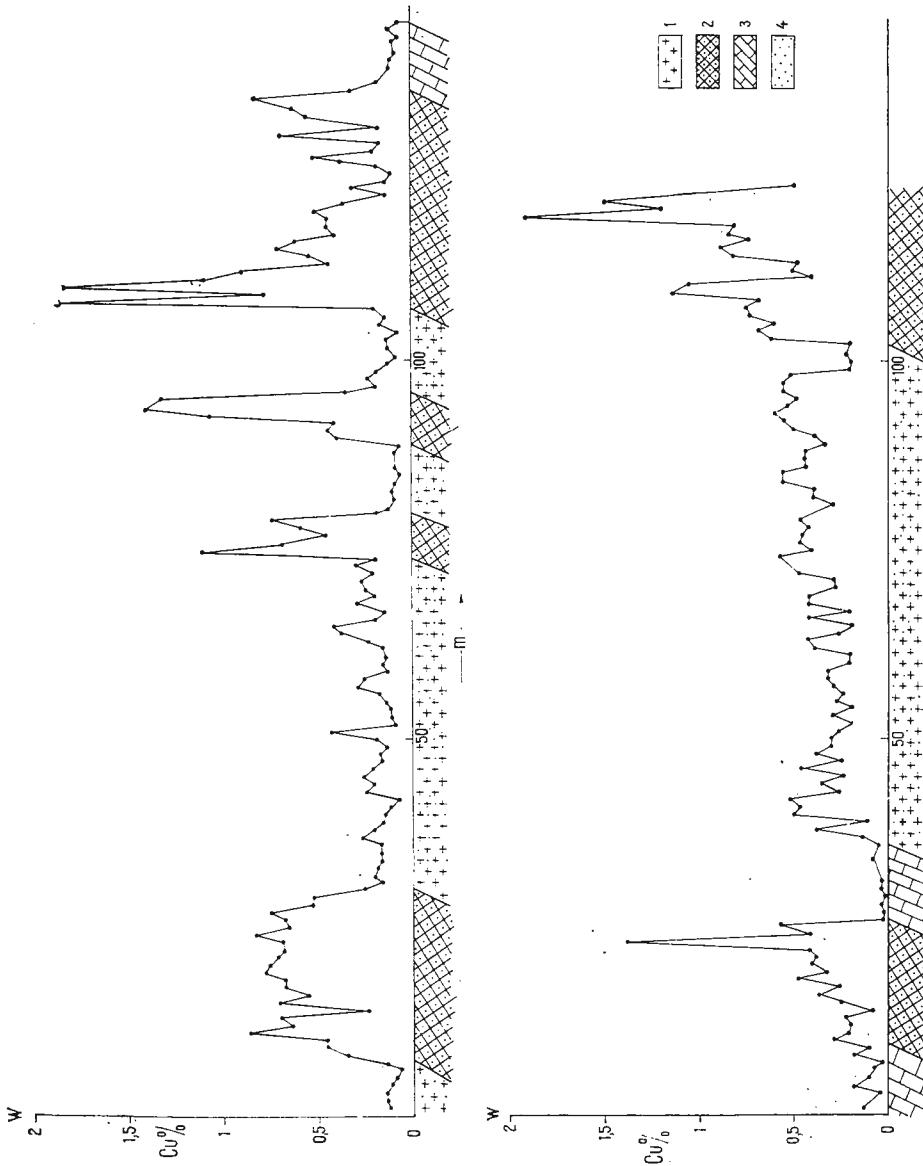


Fig. 41. — Diagramme cu variația conținuturilor de cupru în zăcămîntul Suvorov (orizontul O).

1, roei banadite; 2, skane mineralizatie; 3, calcare cristalne; 4, mineralizatie.

Diagrams showing the variation of copper contents within the Suvorov ore deposit (level O).

1, banaditic rocks; 2, ore-bearing skarn; 3, crystalline limestone; 4, mineralization.

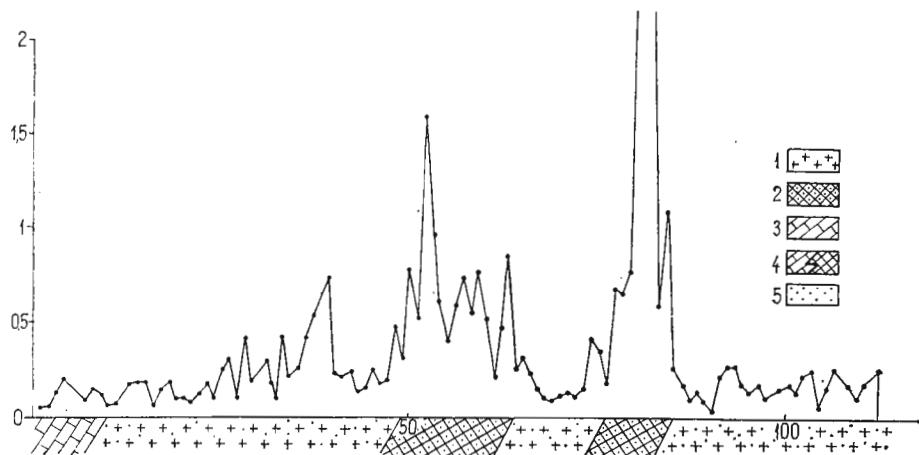
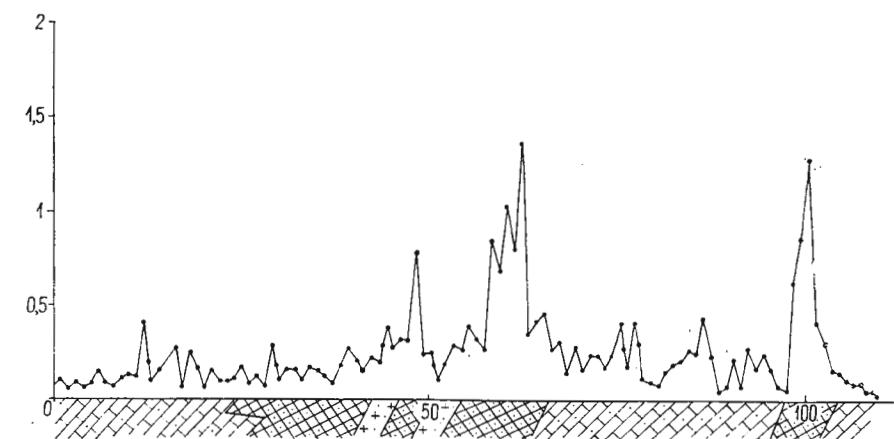


Fig. 42. — Diagrama cu variația conținuturilor de cupru în zăcămîntul Suvorov (orizontul – 50 m).

1, roci banatitice; 2, skarne mineralizate; 3, calcare cristaline; 4, calcare cristaline cu zone de skarne; 5, mineralizare.
Diagrams showing the variation of copper contents within the Suvorov ore deposit (– 50 m level).

1. banatitic rocks; 2, ore-bearing skarn; 3, crystalline limestone; 4, crystalline limestone penetrated by skarn;
5, mineralization.

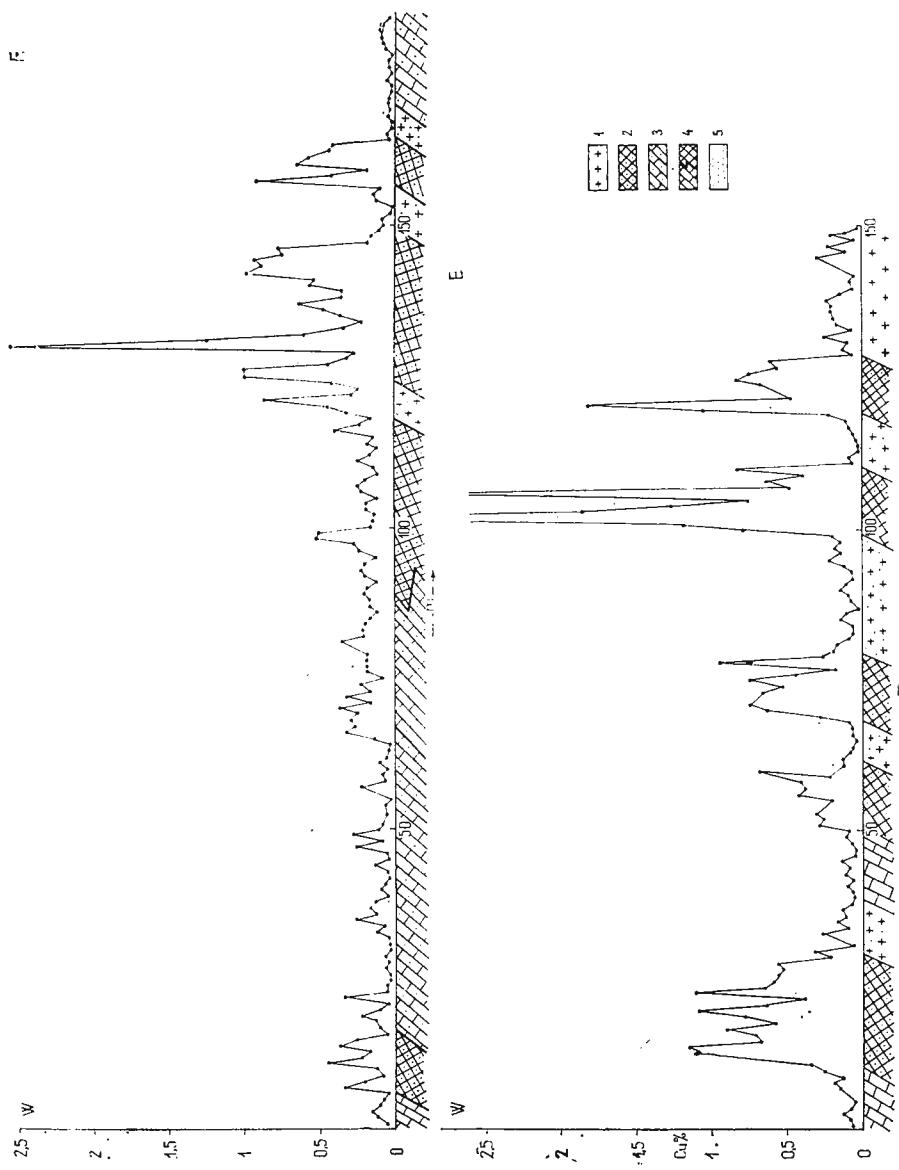


Fig. 43. — Diagramme cu variația conținuturilor de cupru în zăcămîntul Suvorov (orizontul — 50).
 1, roci banatice; 2, schärne mineralizate; 3, calcare cristaline; 4, calcare de skarne; 5, mineralizatie.
 Diagrams showing the variation of copper contents within the Suvorov ore deposit (— 50 m level).
 1, banatic rocks; 2, ore-bearing skarn; 3, crystalline limestone; 4, crystalline limestone penetrated by skarn; 5, mineralization.

C) Studiul caracteristicilor chimico-mineralogice cantitative ale mineralizației de sulfuri, prin metode de statistică matematică

1. Tipul de distribuție a cuprului. În vederea determinării tipului de distribuție a cuprului în cadrul zăcământului de la Moldova Nouă, s-au folosit metode de statistică matematică⁹. Au fost astfel prelucrate sta-

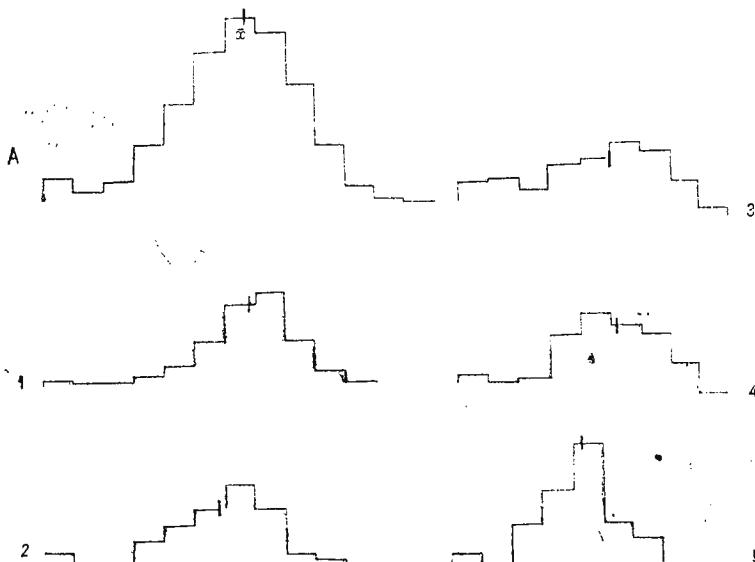


Fig. 44. — Distribuția statistică a cuprului (log. Cu) în zăcământul Suvorov și în principalele tipuri petrografice de roci din zona Suvorov — Valea Mare.

A = zăcământul Suvorov ; 1,2 = zăcământul Valea Mare.

1, skarne; 2, roci banatice; 3, calcare cristaline; 4, calcare cristaline magneziene; 5, corneene biotitice.
The statistic distribution of copper (log. Cu) within Suvorov ore deposit and within main rock types from Suvorov—Valea Mare zone.

A = Suvorov ore deppsit; 1,2 = Valea Mare ore deposit.

1, skarn; 2, banatic rocks; 3, crystalline limestone; 4, magnesian crystalline limestone; 5, biotite-hornfels.

tistic conținuturile de cupru atât pe întreg zăcământul cât și pe fiecare tip petrografic de rocă (fig. 44). Înainte de a prelucra rezultatele statistice obținute, menționăm cîteva detalii asupra metodelor folosite. Distribuția statistică a conținuturilor de cupru s-a stabilit pentru intervale egale logaritmice, a căror extindere d a fost determinată cu ajutorul funcției lui Sturges :

$$d = \frac{\lg X_{\max} - \lg X_{\min}}{1 + 3,322 \lg N}$$

în care $\lg X_{\min}$ și $\lg X_{\max}$ sunt logaritmii valorilor extreme dintr-un sir de conținuturi de cupru, avînd N valori (Ş arap o v, 1968).

⁹ A. Dimitriu, Ioana Gheorghită, P. Andăr. Studiul caracteristicilor chimico-mineralogice ale mineralizației de sulfuri de la Moldova Nouă (Suvorov—Valea Mare). 1970. Arh. Inst. Geol. București.

Testarea concordanței distribuțiilor statistice cu legea normalității sau lognormalității ($H_0: d \text{ lgn}$) s-a efectuat prin metoda momentelor (I a n o v i c i, D i m i t r i u, 1965). Analiza histogramelor de distribuție a conținuturilor de cupru, considerate în valori logaritmice, pune în evidență unele abateri însemnante de la alura în clopot, proprie distribuției lognormale, pentru mare parte din tipurile petrografice (fig. 44). Testarea cantitativă prin metoda momentelor (asimetrie și exces) a arătat că într-adevăr numai cîteva tipuri petrografice dintre cele cu slabă dezvoltare au distribuția cuprului lognormală (tab. 18).

TABELUL 18

Testarea lognormalității distribuției cuprului în ansamblul zăcămîntului și în principalele tipuri petrografice

Tipul petrografic	n	$H_0 = d \text{ lgn}$	
		\bar{Y}_1	\bar{Y}_2
		$\sigma_{\bar{Y}_1}$	$\sigma_{\bar{Y}_2}$
Zăcămîntul în ansamblu	2486	10,40	4,10
Skarne	1023	10,50	14,11
Roci banatitice	894	9,87	6,06
Calcare cristaline	220	3,12	1,35
Calcare cristaline magneziene	147	2,85	1,30
Roci banatitice contaminate la contact cu corneene biotitice	89	0,70	1,69
Corneene biotitice	38	0,95	0,86
Skarne cu zone relictice de calcare cristaline	34	1,89	1,51

Potrivit modelului geochimic al lognormalității în corespondență cu legea efectului proporțional care generează această distribuție (I a n o v i c i, Z o r i l e s c u, D i m i t r i u, 1969) aceste abateri argumentează ipoteza prin care mineralizația este reprezentată prin mai multe minerale purtătoare de cupru, sau cel puțin printr-un mineral de mai multe generații. Studiile mineralogice corelate cu analizele chimice arată că în afară de calcopirită ca principal mineral de cupru, pirita este un mineral de asemenea purtător de cupru, fie datorită unui caracter cuprifer, fie unor incluziuni submicroscopice de calcopirită. Ambele minerale pot apartine la mai multe generații.

Pe de altă parte, cercetarea distribuției conținuturilor de cupru în cadrul unor secvențe ale principalelor tipuri petrografice, a arătat o variație a caracterului distribuției de la o secvență la alta a aceluiși tip petrografic, prezentând uneori lognormalitate, alteori normalitate (cazul skarnelor și al rocilor banatitice – tab. 19). Aceste rezultate pun în discuție dezvoltarea întîmplătoare a celor două minerale și anume: în unele spații restrînse poate fi prezent numai unul dintre minerale



(cazurile cu lognormalitate), iar în altele, ambele minerale, eventual de diverse generații, cu grade de dezvoltare apropiate (cazurile de normalitate).

TABELUL 19

Testarea lognormalității distribuției cuprului în diferite secvențe ale tipurilor petrografice principale

Tipul petrografic	Localizare	n	$H_{ox} = d.lgn$			
			$H_o = d.n$		\bar{Y}_1	\bar{Y}_2
			$\sigma_{\bar{Y}_1}$	$\sigma_{\bar{Y}_2}$		
Skarne	Foraj 26673/222	31	2,69	1,03		
Skarne	„ 26685/315	36	1,18	0,23		
Skarne	„ 26638/264	44	1,50*	1,17*		
Roci banatitice	„ 26641/265	30	1,34*	0,77*		
Roci banatitice	„ 30598/572	36	1,34	2,38		
Roci banatitice	„ „	44	1,49*	0,59*		
Roci banatitice	Mina Suvorov, orizontul θ profilul 2	52	1,67	1,54		
Skarne cu zone relicte de calcare cristaline	Mina Suvorov, orizontul θ profilul 6	29	0,42	1,14		
Calcare cristaline	Mina Suvorov, orizontul +44 Profilul 3 Mina Suvorov, orizontul-50	40	0,40	1,39		
Calcare cristaline	Profilul 5	44	0,70	1,26		

Prin extinderea cercetării distribuției cuprului în toate secvențele petrografice din foraje și lucrări miniere, la care sînt asociate datele mineralogice privind mineralizația a fost posibil să se descifreze acest caracter de apariție aferent întîmplător al calcopiritei și piritei cuprifere, în relație cu căile de circulație ale soluțiilor hidrotermale. Deocamdată se poate reține concluzia că mineralele cu conținut de cupru au o dezvoltare neuniformă în zăcămînt. Ea se reflectă și în abaterea de la lognormalitate a distribuției cuprului în ansamblul zăcămîntului (tab. 19) ca și în caracterul unimodal al distribuției cuprului în principalele tipuri petrografice, cum a rezultat din testarea lor cu ajutorul funcțiilor lui G o l d i n.

2. Variațiile conținutului de cupru. În scopul testării statistice a variațiilor direcționale ale conținutului de cupru, în sensul dacă ele sînt sau nu întîmplătoare, adică fluctuează în jurul unei anumite valori sau dimpotrivă cresc sau descreșc sistematic cu oarecare abateri, manifestînd o anumită tendință de direcție, au fost utilizate metode de analiză statistică a autocovarianței bazată pe testul seriilor, a punctelor de întoarcere și a corelației rangurilor (M i l l e r, K a h n, 1962). Primele teste implică inițial un proces de dichotomizare. Se transcrie succesiunea de valori (în cazul de față conținuturi de cupru) ca o succesiune de elemente + și -, al căror semn depinde de faptul că valoarea respectivă este mai mare



sau mai mică decât mediana (fig. 45 ; tab. 20). Testul seriilor folosește următoarele proprietăți ale succesiunii date : numărul total de elemente (N), numărul de elemente $+$ (n_1) și numărul de elemente $-$ (n_2) și numărul de serii (n). O serie este definită ca o succesiune de unul sau mai multe elemente asemănătoare, precedate și urmate de elemente de alt semn.

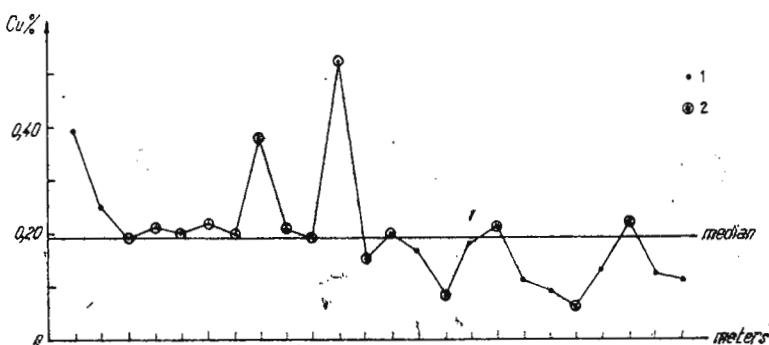


Fig. 45. — Profil geochemical al cuprului în rocile banatitice.

1, puncte de întoarcere.

The geochemical profile of copper within the banatitic rocks.

1, turning point.

TABELUL 20

Evaluarea autocovarianței prin metodele seriilor și a punctului de întoarcere și corelației rangurilor pentru cazul redat în fig. 45

Cu %	Cu %		
0,39 +	0,08 -		
0,25 +	0,18 -		
0,19 -	0,21 +		
0,21 +	0,11 -		
0,20 +	0,09 -	mediana	= 0,19
0,22 +	0,06 -	$n_1 (+)$	= 12
0,020 +	0,13 -	$n_2 (-)$	= 10
0,38 +	0,22 +	N	= 24
0,21 +	0,12 -	u	= 8
0,19 -	0,11 -	t_i	= 7
0,52 +		$P(u)$	= 0,00004
0,15 -		$P(t)$	= 0,0004
0,20 +		ρ	= 0,63
0,17 -			

Funcțiile folosite : $P(u)$, metoda seriilor ; $P(t)$, metoda punctelor de întoarcere ; ρ , corelația rangurilor.

În cazul n_1 și $n_2 \leq 10$, testul seriilor se efectuează direct cu ajutorul distribuției de probabilitate $P(u)$, care are două expresii, în funcție de numărul de serie u, pentru u par :

$$P(u) = 2 \frac{(n_1-1)! (n_2-1)! n_1! n_2!}{\left(\frac{u}{2}-1\right)! \left(\frac{u}{2}-1\right)! \left(n_1 - \frac{u}{2}\right)! \left(n_2 - \frac{u}{2}\right)! N!}$$

$$\text{unde } n_1 + n_2 = N.$$

iar pentru u impar :

$$P(u) = \frac{(n_1-1)! (n_2-1)! n_1! n_2!}{\left(\frac{u-1}{2}\right)! \left(\frac{u-3}{2}\right)! N!} \left[\frac{1+1}{\left(n_1 - \frac{u+1}{2}\right)! \left(n_2 - \frac{u+1}{2}\right)! \left(n_1 + \frac{u-1}{2}\right)! \left(n_2 + \frac{u+1}{2}\right)!} \right]$$

Dacă n_1 și n_2 sunt egali sau mai mari decât 10, atunci se utilizează funcțiile bazate pe aproximarea normală

$$E(u) = \frac{2 n_1 n_2}{n_1 + n_2} + 1$$

$$V(u) = \frac{2 n_1 n_2 (2 n_1 n_2 - n_1 - n_2)}{(n_1 + n_2)^2 (n_1 + n_2 - 1)}$$

$$Z = \frac{u - E(u)}{V(u)}$$

Cu ajutorul mărimii Z se obține din tabelele distribuției Laplace valoarea $P(u)$.

În ceea ce privește testul punctelor de întoarcere, el utilizează numărul punctelor de întoarcere (t) și numărul total de elemente din succesiunea (N). Prin punctele de întoarcere se înțelege trecerea de la un element + la altul -, sau invers, cum rezultă din fig. 45.

Adoptând aproximarea normală pentru $P(t)$ se utilizează funcțiile :

$$E(t) = \frac{2N-4}{3}$$

$$V(t) = \frac{16N-29}{90}$$

$$Z = \frac{t - E(t)}{V(t)}$$

Ca și în cazul anterior, valorile $P(t)$ se obțin din distribuția Laplace.

Se respinge ipoteza fluctuațiilor întîmplătoare dacă $P(u)$ respectiv $(P(t)) \leq 0,05$.



Corelația rangurilor se utilizează pentru două caracteristici, care în cazul de față reprezintă conținutul în cupru și numărul curent al probei în profilul considerat. Ca estimator al intensității de corelație servește coeficientul de corelație ρ , avind domeniul de variație între zero și 1. Zero indică absența corelației, iar 1 corespunde unei situații ideale, în care conținutul crește sistematic, fără abateri, cu distanță. Se observă că corelația rangurilor se aplică în ipoteza că ar exista tendință liniară.

Calculul coeficientului de corelație este dat, de exemplu în lucrarea elaborată de I a n o v i c i , D i m i t r i u , P i e p t e a (1969).

Tendința direcțională. Valorile estimatorilor $P(n)$, $P(t)$ și ρ redate grafic pentru fiecare secvență a tuturor tipurilor petrografice întâlnite în zăcămînt (pl. XLI) arată că cel mai frecvent manifestă tendință direcțională conținutul de cupru din rocile banatitice (66% din cazuri, adică din secvențe), din skarne (57%) și din calcare cristaline (47%). Procentele au fost stabilite cu privire la estimarea tendinței prin metoda punctelor de întoarcere, care ar fi mai precisă decât celelalte metode. Oricum, în ceea ce privește rocile banatitice și skarnele, atât metoda seriilor cât și a punctelor de întoarcere, adică simultan, arată prezența tendinței pentru aproape jumătate din cazuri. Aceste date vin în sprijinul concepției că procesele metalogenetice s-au dezvoltat cu precădere la contactul intruziunilor banatitice, de unde ele s-au propagat radial, scăzînd cu distanță. De altfel, în aproape 30% din secvențele skarnelor și banatitelor, tendința are caracter liniar, corelația rangurilor după S p e r m a n l u înd valori semnificative. De asemenea, în scopul precizării legăturii dintre dezvoltarea mineralizației în fiecare secvență a unui tip petrografic, față de rocile adiacente din culcuș și acoperiș, au fost prelucrate statistic conținuturile de cupru prin metoda acordului, introdusă de curînd în cercetările geochemice (D i m i t r i u , 1969). S-a declarat tipul petrografic pentru care se face ordonarea conținuturilor medii de cupru drept tip petrografic curent, iar tipurile petrografice ale căror secvențe sunt adiacente acestuia, tipuri petrografice asociate. În acest fel au fost constituite serii de secvențe ale tipurilor petrografice avind configurația $X-Y-Z$, în care Y reprezintă aceeași serie în anumit tip petrografic (tipul petrografic curent), pe cind X și Z, secvențele diferitelor tipuri petrografice asociate. Se observă că obținerea acestor serii este identică în cazul determinării frecvenței de asociere a tipurilor petrografice (tipul de distribuție a cuprului), cu deosebirea că problema urmărită de data aceasta o constituie corelația dintre conținuturile medii de cupru, adică :

$$X_i(X), X_i(Y), X_i(Z)$$

unde $i = 1, 2 \dots n$ (n fiind numărul total de termeni ai unei colectivități tridimensionale).

În ceea ce privește cercetarea dependenței dintre conținuturile în cupru ale rocilor asociate, adică în cadrul a trei roci $X-Y-Z$, în care Y corespunde roci ce ocupă poziția mediană și este permanent aceeași, variind natura petrografică doar a rocilor X și Z, s-a aplicat metoda neparametrică a acordului.



Estimatorul intensității dependenței il constituie o mărime U , denumit coeficientul acordului cu distribuție h_1 patrat. Se admite valoarea coeficientului semnificativă (ipoteza alternativă $H_1 : U \neq 0$) pentru $U > X^2_{0,05} : v$. Coeficientul acordului U variază între zero și 1, indicând lipsa corelației, respectiv corelație cu intensitate maximă funcțională (metoda este descrisă într-un raport întocmit de Dimitriu, 1970).

Utilizarea metodei acordului pentru evaluarea intensității corelației între cele trei siruri de medii constituite pentru fiecare tip petrografic curent, definind un sistem, a arătat că variația conținutului de cupru în cuprinsul skarnelor, rocilor banatitice sau calcarelor cristaline, este corelată cu conținuturile de cupru în tipurile petrografice asociate (tab. 21). De altfel, aceste trei tipuri de roci constituie asociația petrografică caracteristică zăcământului, dovedind că procesele de mineralizare au avut mare amploare îndeosebi la contactul imediat al intruziunilor banatitice.

TABELUL 21

Frecvența de asociere a tipurilor petrografice în zăcămînt și variabilitatea reciprocă a Cu % (conținutul mediu X și coeficientul de variație V) în cadrul același tip petrografic, față de tipurile petrografice învecinate

Nr. crt.	Tipurile petrografice învecinate											n	Coeficient acord U	χ_n^2	v	$\chi_{0,05:v}^2$
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI					
Conținutul mediu																
I	75,2	17,1	4,4	0,8	0,8				1,7	5,2	0,42	70,94	3	7,8		
II	80,4	3,7	4,8	0,9	6,5	0,9	1,9		0,9	47	0,24	35,37	3	7,8		
III	83,3		16,7							6	0,55	18,13	6	12,6		
IV	45,4		45,4						9,2	5	0,20	2,79	7	14,1		
V	11,1		77,8						11,1	4	0,34	11,00	9	16,9		
Coeficientul de variație V																
I										52	0,01	1,77	3	7,8		
II										47	0,02	5,58	3	7,8		
III										6	1,55	11,75	6	12,6		
IV										5	0,33	13,43	7	14,1		
										4	0,33	15,00	9	16,9		

I, Skarne ; II, Rocî banatitice ; III, Calcare cristaline ; IV, Calcare cristaline magneziene ; V, Rocî banatitice contaminate la contact cu corneene biotitice ; VI, Corneene biotitice ; VII, Skarne cu relicte de calcare cristaline ; VIII, Calcare cristaline cu zone skarnizate ; IX, Rocî banatitice silicificate ; X, Cuarțite ; XI, Endoskarne ; U, semnificativ.

Cercetarea a fost extinsă la coeficienții de variație (în locul conținuturilor medii s-au luat coeficienții de variație, colectivitățile fiind constituite în același mod) în scopul de a preciza dacă se paralelizează stabilitatea conținuturilor medii în rocile asociate. Se remarcă (tab. 21) o lipsă de



armonie în modul în care se schimbă în rocile asociate și stabilitatea conținutului mediu, pe care o punem în legătură cu desfășurarea spațială în mod neuniform a proceselor metalogenetice.

3. Potențialul economic al diverselor tipuri de roci din zăcămînt. În vederea precizării potențialului economic, au fost evaluați parametri distribuției cuprului, conform modelului lognormalității, utilizîndu-se în calcul valorile logaritmice ale conținuturilor.

Parametri estimați sunt: media (m), dispersia $\left(\frac{\sigma^2}{x}\right)$ și coeficientul de variație (V), utilizînd funcțiile corespunzătoare distribuției lognormale (I a n o v i c i, Z o r i l e s c u, D i m i t r i u, 1969).

$$m = e^{a \log x} + \frac{a^2 \sigma^2 \log x}{2}$$

$$\sigma_x^2 = m^2 (e^{a^2 \sigma^2 \log x} - 1)$$

$$V_x = (e^{a^2 \sigma^2 \log x} - 1)^{\frac{1}{2}}$$

Observații:

$$a = \frac{1}{\log e} = 2,3025; \log \gamma = \frac{\sum_{i=1}^n \log x_i}{n}; \sigma_{\log x}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\log x_i - \log \gamma)^2}{n-1}$$

În ceea ce privește evaluarea dispersiei în caz că $N \leq 10$, ea s-a obținut prin funcțiile date de Dixon și Massey (1957 – tab. 22).

TABELUL 22

Calculul abaterii medii pătratice după Massey și Dixon (1957)

Nr. ert.	$\sigma_{\log x}$
2	0,8862 ($\log x_2 - \log x_1$)
3	0,5908 ($\log x_3 - \log x_1$)
4	0,4539 ($\log x_4 - \log x_1$) + 0,1102 ($\log x_3 - \log x_2$)
5	0,3724 ($\log x_5 - \log x_1$) + 0,1352 ($\log x_4 - \log x_3$)
6	0,3175 ($\log x_6 - \log x_1$) + 0,1386 ($\log x_5 - \log x_2$) + 0,0432 ($\log x_4 - \log x_3$)
7	0,2778 ($\log x_7 - \log x_1$) + 0,1351 ($\log x_6 - \log x_2$) + 0,0625 ($\log x_5 - \log x_3$)
8	0,2476 ($\log x_8 - \log x_1$) + 0,1294 ($\log x_7 - \log x_2$) + 0,0713 ($\log x_6 - \log x_3$) + 0,0230 ($\log x_5 - \log x_4$)
9	0,2237 ($\log x_9 - \log x_1$) + 0,1233 ($\log x_8 - \log x_2$) + 0,0751 ($\log x_7 - \log x_3$) + 0,0360 ($\log x_6 - \log x_4$)
10	0,2044 ($\log x_{10} - \log x_1$) + 0,1172 ($\log x_9 - \log x_2$) + 0,0763 ($\log x_8 - \log x_3$)

Valorile $x_i = (i-1, 2, \dots, 10)$ sunt ordonate crescător $x_1 < x_2 < \dots < x_{10}$.



De notat că, la prezentarea rezultatelor, notația m a mediei a fost înlocuită prin aceea uzuală \bar{x} .

Media și dispersia cuprului. S-a apreciat că o interpretare mai amplă asupra stabilității conținuturilor medii de la un tip petrografic la altul permite utilizarea coeficientului de variație V , în locul dispersiei $\sigma \frac{2}{x}$.

Calculele s-au făcut pe baza funcțiilor corespunzătoare distribuției lognormale.

În vederea obținerii unei cunoașteri aprofundate a repartiției cuprului în cuprinsul zăcământului, s-a calculat conținutul mediu și coeficientul de variație pentru fiecare secvență a tipurilor petrografice (în total 159 secvențe) și în final pentru fiecare tip petrografic raportat la întreg zăcământul. În tabelul 23 și fig. 44 sunt prezentate toate valorile.

TABELUL 23

Frecvența tipurilor petrografice în zăcământ și parametri statistici ai conținutului de cupru în fiecare tip petrografic

Denumirea tipului petrografic	Frecvența %	\bar{x}	V	Observații	
				Nr. de probe	Nr. de secvențe
Skarne	41,1	0,66	118	1023	64
Roci banatitice	35,9	0,28	217	894	60
Calcare cristaline	8,9	0,14	286	220	18
Calcare cristaline magneziene	5,9	0,25	212	147	6
Roci banatitice contaminate la contact cu corneene biotitice	3,6	0,29	186	89	1
Skarne cu relicte de calcare cristaline	1,4	0,55	134	34	1
Calcare cristaline cu zone skarnizate	0,5	0,32	272	12	1
Roci banatitice silicificate	0,5	0,27	181	12	1
Cuarțite	0,4	0,15	512	10	1
Endoskarne	0,3	0,09	351	8	1

Pentru a evidenția mai ușor fluctuațiile conținuturilor medii în cadrul același tip petrografic, s-a reprezentat grafic atât conținutul mediu al fiecărei secvențe (x) cît și al tipului petrografic respectiv pe întreg zăcământul, adică media generală a cuprului în roca considerată (\bar{x}). Cei doi parametri se disting prin grosimea liniilor (linile relativ subțiri corespund mediilor generale). Se remarcă cele mai ridicate conținuturi ($x = 0,66\% Cu$) având totodată și cea mai pronunțată stabilitate ($V = 118$), în cazul skarnelor. De altfel, destul de frecvent se întâlnesc secvențe de skarne cu conținuturi medii mult mai mari, a căror reprezentare grafică nici n-a fost posibilă, notindu-le prin cifre (pl. XLI). Conținuturi relativ mari ($x = 0,28\% Cu$) cu o stabilitate apropiată între ele ($V = 200$) prezintă mineralizația din rocile banatitice, din calcarele cristaline magneziene și uneori din corneenele biotitice. Spre deosebire de aceste roci, cuarțitele și



endoskarnele au o mineralizație foarte săracă și extrem de dispersată ($x = 0,15\% \text{ Cu}$, $V = 450$). Aceste observații conduc la ideea că în afară de atenția ce se acordă exploatarii mineralizației din skarne, ar fi util să se aibă în vedere și valorificarea unora din rocile banatitice cu conținuturi sărace de cupru. În acest sens considerăm că se poate acorda atenție și orizonturilor de calcare cristaline magneziene, atunci cind acestea apar la contactul direct cu rocile banatitice mineralizate. O eventuală valorificare a acestor roci nu ar necesita lucrări miniere suplimentare, deoarece în majoritatea cazurilor (90%) apar în asociere fie cu rocile banatitice fie cu skarnele (tab. 21) mineralizate, în curs de exploatare.

D) Considerații cu privire la geneza mineralizației

Studiul magmatismului banatitic din regiunea Moldova Nouă evidențiază o strânsă corelație între produsele generate de activitatea magmatică și diferențele procese care au avut loc atât în cadrul fazei pirometasomatică cât și în faza hidrotermală. Încercând o deschidere a rolului pe care l-a avut controlul structural, litologic și geochemical în desfășurarea diferențelor procese din aceste faze ale activității, se pot face unele precizări și cu privire la procesele metalogenetice. Astfel, în direcță legătură cu consolidarea intruziunilor banatitice, într-o fază subsecventă a metamorfismului metasomatic de contact, are loc primul stadiu metalogenetic, cu formarea de oxizi de fier (magnetit și hematit), care marchează trecerea de la faza de skarnizare la faza hidrotermală propriu zisă. Ulterior formării oxizilor, după un interval de timp relativ scurt, în care a avut loc tectonizarea atât a intruziunilor banatitice consolidate cât și a rocilor înconjurătoare, s-a desfășurat în continuare o intensă activitate hidrotermală cu variate procese de transformări și cu un nou stadiu metalogenetic în care s-au format sulfuri de Fe, Cu, Zn, Pb, Mo, etc. Din observațiile noastre reiese că procesele de formare a sulfurilor sunt precedate și însoțite de anumite tipuri de transformări care se încheie într-o fază tardivă ca un ultim ecou al activității hidrotermale.

Așa după cum am arătat anterior, mineralizațiile de oxizi de fier și sulfuri cu caracter predominant cuprifer sunt în strânsă legătură cu prezența skarnelor granatifere și mai puțin a celor piroxeno-granatifere, care sunt de altfel subordonate primelor. Se poate admite că legătura dintre procesele de mineralizare și skarne se datorează proprietăților chimice și fizice ale acestor roci, depunerea mineralelor metalice fiind favorizată de caracterul instabil al silicatiilor de temperatură ridicată, sub acțiunea soluțiilor hidrotermale; astfel, granații și piroxenii au fost substituți de către silicati de temperatură mai joasă (epidot, actinot, clorit) și de către alte minerale, cum sunt cuartul, carbonații și sulfurile. Skarnele au jucat rolul de precipitant al mineralelor metalice nu numai prin compozitia lor chimică, ci și prin proprietățile lor fizice. Aceste roci se caracterizează în general printr-o porozitate mult mai accentuată decât a rocilor carbonatice inițiale, ceea ce a favorizat circulația soluțiilor mineralizatoare. S-a remarcat în același timp că skarnele sunt mult mai ușor brecificate și fisurate, fapt care ușurează de



asemenea circulația soluțiilor. S-a dovedit că în timp ce crăpăturile din skarne se mențin mult timp deschise dind posibilitate soluțiilor să circule, în calcare fisurile se închid foarte rapid și uneori complet, datorită proprietăților carbonatului de calciu.

Rămîn totuși parțial neelucidate unele cauze datorită cărora mineralizațiile sănt localizate preferențial în unele tipuri petrografice de roci față de altele. Forma și condițiile de localizare a mineralizațiilor depind în orice caz de proprietățile chimice și fizice ca și de deformațiile rocilor înconjurătoare. Așa se explică faptul că mineralizațiile pot apărea în situații diferite, atât în ceea ce privește forma de zăcămînt cît și localizarea în anumite tipuri de roci. Astfel, se cunosc mineralizații localizate pe sistemele de crăpături care străbat atât skarnele cît și rocile înconjurațioare, mineralizații care sănt legate de anumite varietăți mineralogice de skarne, mineralizații la contactul dintre calcare și skarne, sau mineralizații care coincid perfect cu forma de acumulare a skarnelor. Deși, raporturile reciproce dintre skarne, mineralizații și produsele de alterație hidrotermală sănt de cele mai multe ori de telescopare totuși mai ales microscopic, se pot evidenția mai multe generații de produse succesive. Primele procese metalogenetice încep să se manifeste după formarea skarnelor granatifere, marcind începutul fazei hidrotermale prin depunerea oxizilor de fier (magnetit și hematit); concomitent cu aceștia încep să se formeze și silicati cu apă de constituție cum este epidotul, actinotul și cloritul. Astfel, înlocuirea de către epidot, actinot și clorit a granaților și piroxenilor din skarne, apare legată de cele mai multe ori de depunerea magnetitului și a hematitului. Epidotul și cloritul continuă să se formeze și la nivelul stadiului cu sulfuri.

Formarea oxizilor de fier, ulterior fazei de skarnizare, este pusă în evidență de înlocuirea prin magnetit a granaților și piroxenilor ca și prin depunerea acestuia pe fisurile ce străbat skarnele. În evoluția proceselor metasomatice, condițiile de descreștere treptată și continuă a temperaturii, au favorizat o creștere a aportului de fier, care în faza finală a proceselor de skarnizare a dus la formarea granatului din ce în ce mai ferifer, iar ulterior la formarea oxizilor de fier. Precipitarea excesului de fier sub formă de oxizi a avut loc în anumite condiții geochemice și termodinamice, care au existat la un moment dat la limita dintre procesele metasomatice de temperatură ridicată și procesele hidrotermale. K o r j i n s k i (1965) subliniază ca o particularitate geochemicală a fierului, scăderera bruscă a mobilității sale, odată cu scăderea temperaturii, ceea ce duce la precipitarea lui mai ales ca magnetit, care poate constitui uneori zăcăminte importante. Unii autori sănt de părere că fierul precipită mai întâi sub formă de compus fieric (hematit) urmat apoi de compusul feros (magnetit). Formarea oxizilor de fier succede astfel formării skarnelor granatifere și are loc la temperaturi la care piroxenul și granatul nu mai sănt stabili, ceea ce duce la înlocuirea lor cu alte minerale noi. Magnetitul și hematitul se depun numai în cuprinsul zonei de exoskarne, fie pe rețele de vinișoare, fie substituind mineralele de skarn și formând uneori acumulări monominerale. În endoskarne nu au fost observați oxizi de fier, pentru formarea acestora fiind necesară o intensă activitate a calciu; în schimb în rocile calcice de



la contactul intruziunilor, soluțiile ascendente suprasaturate în fier au pătruns pe fisuri și prin pori, unde acesta a precipitat imediat, mai ales sub formă de magnetit.

În regiunea Moldova Nouă cele mai importante acumulări de magnetit sunt cunoscute pînă în prezent în skarnele granatifere de la contactul corpului banatitic Suvorov. Este prezent în special magnetitul, care constituie pe porțiuni însemnante acumulări aproape monominerale prin substituirea pe anumite porțiuni a skarnelor granatifere cu sau fără piroxen. În alte sectoare ale zăcămîntului, cum este Valea Mare și Vărad unde procesele pirometasomâtice și hidrotermale au fost generate în mod predominant de apofize banatitice, magnetitul a fost observat mult mai rar și în cantitatea cu totul subordonate sulfurilor, de cele mai multe ori chiar lipsind. Această discontinuitate în apariția magnetitului se poate atribui, conform celor susținute de K o r j i n s k i (1948, 1953), dezvoltării într-un anumit regim de temperatură a proceselor metasomatice, în funcție de dimensiunile intruziunilor. Formarea oxizilor de fier a avut loc deci într-o fază timpurie a activității hidrotermale, prin scăderea concentrației de fier și a temperaturii, instalindu-se ulterior condiții favorabile pentru desfășurarea unor procese de metamorfism hidrotermal și a unui nou stadiu metalogenetic, în care are loc depunerea sulfurilor metalice și a mineralelor de gangă însoțitoare. Stadiul de formare a cuarțului și a sulfurilor este precedat de cele mai multe ori de mișcări tectonice care au determinat fracturarea și fisurarea concentrațiilor de minerale formate mai timpuriu. Pe lîngă aceste mișcări tectonice anterioare, un rol deosebit îl au și mișcările tectonice care au loc în timpul procesului de mineralizare cu sulfuri; astfel sunt regenerate unele căi de circulație a soluțiilor, creindu-se în același timp și altele noi (fisuri, fracturi de forfecare, de tensiune etc.). Structurile de substituție ale magnetitului de către sulfuri (pirită, calcopirită, galenă) sunt frecvent observate în mineralizațiile de la Moldova Nouă ca un indiciu al succesiunii de formare a celor două minerale. Observațiile cu privire la relațiile dintre mineralele de skarn, magnetit și sulfuri, ne-au permis să apreciem că în evoluția proceselor postmagmatice legate de magmatismul banatitic, se individualizează faza de skarnizare și faza subsecventă a acesteia; oxizii de fier s-au format în stadiul cel mai timpuriu al fazei subsecvente, iar odată cu descreșterea treptată a temperaturii, au avut loc procese de alterație a rocilor și procese metalogenetice cu formare de cuarț și sulfuri. Studiul mineralizației de sulfuri cuprifere sub aspect structural, al paragenezelor mineralogice precum și al relațiilor dintre acestea și rocile gazdă, ne determină să-i atribuim o geneză hidrotermală. Procesele metalogenetice care au dus la formarea sulfurilor polimetale cu caracter predominant cuprifer se conturează ca stadiu bine definit în cadrul activității hidrotermale, care s-a manifestat cu multiple aspecte datorită variației controlului geochimic și geotermodynamic sub care au evoluat soluțiile hidrotermale.

După formarea oxizilor de fier, acțiunea soluțiilor hidrotermale a determinat intense procese de transformare, atât a rocilor banatitice cât și a



celor de contact. Concomitent cu acestea s-au realizat condiții favorabile pentru desfășurarea unui stadiu metalogenetic de formare a sulfurilor, care aşa după cum am arătat este precedat, însotit și succedat de anumite tipuri de transformări hidrotermale. Varietatea și complexitatea proceselor de metamorfism hidrotermal sugerează ideea unei diferențieri a proceselor hidrotermale. Astfel, activitatea hidrotermală începe cu transformări în care procesele se desfășoară la început sub influența unui aport de potasiu urmat de o intensă activitate a silicei, ceea ce determină importante silicifieri ale rocilor și favorizează în același timp instalarea metalogenezei de sulfuri. Studiul mineralologic al produselor generate de procesele de transformare și de procesele metalogenetice, ca și raporturile dintre acestea, ne determină să considerăm că mineralizarea aparține „fazei de cuarț eu sulfuri”, în accepțiunea lui Schneiderehn (1955). Multiplele aspecte ale proceselor hidrotermale indică modificări continui ale soluțiilor în ceea ce privește caracterul geochemical, geotermal dinamic ca și al potențialului de oxido-reducere. În legătură cu caracterul soluțiilor hidrotermale mineralizatoare, Bechtin (1953) arată că „în condițiile apropiate de suprafață terestră, soluțiile purtătoare de sulfuri au putut să capete, în procesul de oxidare, o reacție acidă, ca rezultat al apariției unor însemnante cantități de anioni puternici (SO_4^{2-})”; „cu toate acestea, majoritatea reacțiilor, care condiționează procesele hidrotermale de formare a mineralelor, s-au desfășurat probabil în medii slab alcaline sau neutre” (Bechtin 1953). După Kojinski (1965), într-un stadiu de temperatură ridicată, soluțiile prezintă un caracter alcalin sau neutră („stadiul timpuriu alcalin”), iar prin scăderea temperaturii are loc o creștere a acidității soluțiilor însotită de o levigare acidă a rocilor și în același timp de o îmbogățire a soluțiilor în diferite metale. Aciditatea soluțiilor și potențialul de oxidare sunt în strânsă dependență și astfel cu cât aciditatea soluțiilor este mai mare, cu atât activitatea oxigenului este mai mică, în timp ce creșterea alcalinității duce la o creștere a activității oxigenului. În evoluția soluțiilor hidrotermale, s-a observat că stadiul timpuriu alcalin este înlocuit treptat prin-tr-unul acid care ulterior devine din nou alcalin.

Cresterea acidității soluțiilor, care au contribuit la formarea mineralizației din skarne, a determinat înlocuirea combinațiilor oxidice ale fierului cu combinații sulfuroase; aceeași creștere a acidității soluțiilor a avut ca efect înlocuirea hematitului prin magnetit (muschetovit), datorită reducerii parțiale a oxidului de fier.

O serie de autori admit ipoteza că neutralizarea soluțiilor acide este cauza principală în depunerea sulfurilor metalice (Brown, 1938; Lindgren, 1933; Kojinski, 1965). O dată cu scăderea temperaturii, crește potențialul sulfului în soluții, ceea ce determină precipitarea atât a fierului cât și a altor metale sub formă de sulfuri. În același timp oxigenul este mult mai mobil, ceea ce face ca locul magnetitului să fie luat de sulfuri, în urma îndepărțării oxigenului. Formarea sulfurilor începe întotdeauna cu un potențial mai ridicat de oxigen în comparație cu cel la care se termină. Un rol deosebit în mărirea potențialului reducător îl are H_2S , care este unul dintre cei mai puternici reducători. Bechtin et al., (1958) stu-

diind structurile și texturile minereurilor în vederea elucidării condițiilor de formare ale acestora, face unele observații privind condițiile geochemice în care a avut loc depunerea sulfurilor. Unul din aspectele importante se referă la influența regimului de oxigen și sulf, în procesele de depunere a mineralelor din soluțiile hidrotermale. Autorii stabilesc că în majoritatea cazurilor concentrația ionilor de sulf crește proporțional cu descreșterea bioxidului de carbon în desfășurarea proceselor din toate stadiile activității hidrotermale; astfel, în condițiile de scădere a temperaturii soluțiilor, migrarea metalelor bivalente se face mai ales sub formă bicarbonatată. În reacțiile chimice care au loc în procesul de formare a sulfurilor din faza hidrotermală nu participă H_2S ca atare, produsele disocierii sale electrolitice în soluțiile apoase, în special S^{2-} și $(S_2)^{2-}$. Anionul S^{2-} poate să apară din momentul formării soluțiilor apoase, iar concentrația anionilor de sulf în soluție crește pe măsura răcirii acesteia, deoarece odată cu scăderea temperaturii crește disocierea electrolitică a H_2S ; din această cauză, pe măsura răcirii soluțiilor postmagmatische apar condiții din ce în ce mai favorabile pentru reacțiile chimice dintre cationii metalelor și anionii de S^{2-} , care duc la depunerea din soluții a sulfurilor. Din aceste motive, în zăcăminte formate în stadiile timpurii ale fazei hidrotermale, cînd în soluțiile cu temperatură ridicată cantitatea de H_2S ce reacționa cu apa era relativ scăzută și deci concentrația ionilor de S^{2-} nu era prea ridicată, se formează sulfuri sărace în sulf (ex. pirotina, mispichelul). Acumulațiile importante de sulfuri bogate în sulf aparțin tipurilor de zăcăminte de temperatură medie și mică. Concentrația considerabilă a anionilor simpli, de S^{2-} și $(S_2)^{2-}$, care dau naștere la sulfuri, este posibilă însă numai în soluții alcaline și în condiții de mediu reducător. În condiții evidente de oxidare, în locul lor se formează anionul complex $(SO_4)^{2-}$, instabil în mediul reducător. Din această cauză, în zăcăminte hidrotermale formate în apropierea suprafeței, în condiții de oxidare intensă, au o largă răspândire sulfatii (ex. baritina, anhidritul, gipsul). În zăcăminte hidrotermale, sulfurile acelorași metale se pot depune în intervale de temperatură cuprinse între 250°–400°C, pînă la cîteva zeci de grade, în prezența unor cantități suficiente de anioni de sulf (M c. K i n s t r y, K e n n e d y). În acord cu aceste idei este evident că în evoluția proceselor hidrotermale legate de magmatismul banatitic din regiunea Moldova Nouă, au existat la un moment dat condiții favorabile pentru formarea acumulațiilor de sulfuri polimetallice cu caracter predominant cuprifer. Parogenezele de minerale metalice și de gangă, ca și raporturile dintre produsele diverselor stadii de alterații hidrotermale și mineralizația de sulfuri, ne determină să considerăm că etapa metalogenetică s-a desfășurat într-un interval de temperatură corespunzător unor condiții mezo-hipotermale. Atribuirea genezei hidrotermale a mineralizației de sulfuri se bazează între altele și pe următoarele observații :

—forma complexă a acumulațiilor de minereu care, în aceleasi zone, pot apărea ca impregnații difuze sau dense, ca substituții masive, ca depuneri pe fisuri individualizate sau pe sisteme de fisuri cu aspect de volbură ;



- prezența paragenezelor de minerale metalice și de gangă asemănătoare în aproape toate tipurile de mineralizații indiferent de roca gazdă ;
- relațiile spațiale între mineralele metalice și de gangă, care sănt de includere, corodare și substituire a celor mai vechi de către cele mai noi ;
- structurile de dezamestec dintre diverse sulfuri, cum sănt cele dintre calcopirită și bornit, blendă și calcopirită, tetraedrit și calcopirită ; cu privire la temperatura de exsoluție dintre calcopirită și bornit, Fili - m o n o v a (B e t e h t i n et al., 1953), pe baza unor date experimentale, ajunge la valori în jur de 360°C ;
- prezența mai multor generații ale aceluiași mineral (ex. pirita, calcopirita, blenda), ceea ce presupune schimbarea caracterului soluțiilor mineralizatoare în ceea ce privește chimismul, temperatura, presiunea etc., ca urmare a circulației acestora în valuri succesive. Dintre sulfuri, pirita se depune aproape pe tot parcursul stadiului de mineralizare, începînd cu secvențele de temperatură mai ridicată și continuîndu-se cu intensitate din ce în ce mai redusă pînă la temperaturile cele mai scăzute, la care au loc procese hidrotermale tardive cu formarea de anhidrit, gips și zeoliți ;
- texturile mineralizației (de impregnație, rubanate, brecioase) prezintă asemănări cu cele din zăcăminte tipice hidrotermale. Astfel, în unele cazuri, sulfurile cimentează blocuri angulare de calcare cristaline și skarne, situație foarte bine reprezentată în zăcămîntul Suvorov și la Vărad ; putem presupune deci existența unui interval de timp în care a avut loc brecificarea și fisurarea skarnelor și a calcarelor cristaline, după care a urmat venirea soluțiilor mineralizatoare. Se remarcă de asemenea un decalaj de timp și între formarea magnetitului și a sulfurilor, pus în evidență de faptul că acumulările masive de magnetit sănt străbătute de fisuri umplute cu pirită, calcopirită, blendă, galenă etc. La microscop, se observă uneori cataclazarea intensă a magnetitului și recimentarea lui cu pirită, calcopirită și blendă. Agregatele lamelare de muschetovit sănt uneori incluse de sulfuri, ceea ce arată că formarea sulfurilor a avut loc după sau concomitent cu procesul de muschetovitzare. În același timp, cataclazarea intensă a piritei se poate datora unor mișcări tectonice de „intermineralizare”, caracteristice de obicei fazei de depunere a cuarțului cu sulfuri, (S ch n e i d e r h ö h n 1955) ;
- predominanța cuarțului, epidotului și cloritului ca minerale de gangă atît în cazul mineralizațiilor cu caracter de impregnații cît și al umplerii fisurilor ; cuarțul și uneori epidotul și cloritul sănt unele din mineralele de gangă a căror formare se extinde pe tot parcursul stadiului de mineralizare, primul marcînd uneori și încheierea acestuia ;
- strînsa legătură dintre mineralizații și anumite tipuri de alterații hidrotermale, atît în cazul rocilor banatitice cît și al skarnelor ;
- structurile colomorfe ale unor minerale (pirita, calcitul, cuarțul), care indică depunerea acestora din soluții cu caracter coloidal, caracteristice pentru anumite temperaturi ;
- asociațiile de elemente minore din diferite sulfuri analizate spectral sănt aproape identice cu cele care caracterizează sulfurile din zăcăminte tipice hidrotermale.



Caracterul complex al mineralizațiilor din zăcămîntul de la Moldova Nouă, care sunt constituite predominant din sulfuri și cu totul subordonat din oxizi de fier, presupune o desfășurare a proceselor metalogenetice în condiții de mare variabilitate a regimului chimic și termodinamic al fluidelor hidrotermale. Asociația oxizilor și sulfurilor în cuprinsul zonelor de skarne, arată că acestea sunt produse ale aceleiași faze subsecvente, cu stadii de formare decalate în timp. Mineralizațiile reprezentate predominant prin sulfuri polimetale cu caracter îndeosebi cuprifer, pot fi considerate ca avînd o geneză hidrotermală. Ele au luat naștere într-un stadiu mezo-hipotermal, urmat de manifestări de temperatură mai joasă care au produs în continuare transformări în facies anhidritic și zeolitic. Procesele de mineralizare care au generat oxizii și sulfurile, deși decalate în timp, trebuie privite ca stadii ale aceleiași faze asociate activității magmatische banatitice. Asemănarea evidentă a mineralizațiilor din zonele Suvorov, Valea Mare și Vărăd, cît și a tipurilor petrografice de roci de contact și roci banatitice, confirmă unitatea metalogenetică și petrogenetică a regiunii Moldova Nouă.

VII. CONCLUZII

În regiunea Moldova Nouă, ca și în întreaga provincie banatitică, începînd din Cretacicul superior, s-a desfășurat o intensă activitate magmatică, în urma căreia pe linii de fractură orientate aproximativ N—S, au fost puse în loc intruziuni de roci banatitice, în concordanță cu structura geologică de ansamblu a Banatului.

Studiul petrogenetic și metalogenetic detaliat din regiunea Moldova Nouă a permis atât determinarea diverselor tipuri de roci și mineralizații care apar în legătură cu activitatea magmatică banatitică, cît și descifrarea proceselor care le-au generat. Un prim aspect al problemelor de studiu îl reprezintă intruziunile banatitice a căror consolidare a avut loc la adâncimi în general mici și medii, care se reflectă în structuri predominant porfirice ale rocilor, caracteristice faciesurilor hipoabisice. Produsele magmatismului banatitic din regiune sunt reprezentate predominant prin diorite cuartifere și mai puțin prin granodiorite. Uniformitatea petrografică mare a rocilor banatitice din zonele Suvorov, Valea Mare și Vărăd, este confirmată și de chimismul acestora, care arată că linia generală a evoluției magmelor calcoalcaline se desfășoară de la magme dioritcuartifere la magme granodioritice. În întreaga regiune cercetată nu se remarcă în general variații însemnante de chimism sau mineralogico-petrografice, nici în cazul apofizelor nici al corpurilor, ceea ce confirmă încă o dată unitatea petrogenetică a acestora.

Forma predominantă de zăcămînt a rocilor banatitice sunt apofizele și mai rar corpurile cu dimensiuni reduse. Secțiunile geologice prin foraje amplasate pe profile orientate au permis obținerea unei imagini de ansamblu a modului de apariție a apofizelor banatitice, care s-au dovedit a avea direcții în general N—S și inclinații spre vest. După modul de zăcămînt sătemem inclinații să presupunem că majoritatea acestor apofize din zona Valea Mare aparțin unui corp granodioritic-cuartdioritic înrădăcinat în apropierea liniei tectonice Oravița. Un număr mai redus de apofize din aceeași zonă sunt legate de corpul banatitic de la Suvorov.



În legătură directă cu punerea în loc a intruziunilor banatitice, rocile înconjurătoare mezozoice au fost transformate mai întii prin procese de metamorfism termic, care în funcție de natura materialului primordial au determinat formarea de calcare cristaline cu diversi silicati, corneene cu biotit și cuarțite. Un alt aspect mult mai important al transformărilor legate de rocile banatitice se referă la faza proceselor metasomatic de temperatură ridicată sau faza silicatată cind are loc formarea skarnelor de infiltratie, predominant granatifere, cu acumulări locale de diopsid, vezuvian și wollastonit. Skarnele se localizează de obicei la contactul imediat al intruziunilor cu rocile calcaroase și mai puțin la oarecare depărtare de acesta, având în general forme neregulate de zăcămînt. Rolul controlului structural și litologic apare evident în formarea skarnelor; fluidele magmaticice cu temperatură ridicată s-au infiltrat pe contactul intruziunilor cu calcarele și pe toate liniile de fracturare și fisurare existente în rocile de la contact, determinînd o metasomatoză selectivă, în care controlul litologic a jucat un rol deosebit. Faliile, fracturile și zonele deranjate din jurul intruziunilor au constituit canale permeabile, care au concentrat și dirijat curgerea fluidelor. În unele cazuri, rocile banatitice au fost transformate sub influența proceselor din faza de skarnizare, formîndu-se endoskarne cu granați și mai puțin cu piroxen.

Un alt moment important în desfășurarea proceselor generate de intruziunile banatitice se conturează prin fenomene caracteristice unei faze subsecvente a metamorfismului metasomatic de contact; soluțiile cu caracter din ce în ce mai apus, care au evoluat într-un regim de scădere treptată a temperaturii, au determinat diferite procese caracteristice anumitor condiții de chimism și PT, existente la un moment dat. În faza subsecventă au avut loc astfel variate procese de metamorfism hidrotermal și procese metalogenetice, studiul petrografic permitînd atît stabilirea anumitor stadii de desfășurare a acestora cît și interdependența lor. Începutul fazei subsecvente este marcat de formarea oxizilor de fier și de diversi hidrosilicati, care substituie în mod evident silicati primari din skarnele formate în faza pirometasomatică printr-o metasomatoză de temperatură ridicată. În continuare, are loc desfășurarea cu mare intensitate a activității hidrotermale, în cadrul căreia se disting variate procese de metamorfism hidrotermal, care au afectat rocile banatitice și de contact precum și procese metalogenetice caracteristice unei etape de formare a sulfurilor comune, în parageneze caracteristice depunerilor hidrotermale.

Rocile banatitice sunt adesea intens transformate sub influența unui metamorfism hidrotermal, care s-a desfășurat în mai multe stadii; astfel, primele procese de transformare au loc în urma unui aport de potasiu, care determină în funcție de temperatura soluțiilor diverse parageneze de minerale cu conținut de potasiu (ortoză, adular, biotit, sericit, etc.). În continuarea acesteia se desfășoară un stadiu important de silicifiere, care duce uneori la o metasomatoză avansată a rocilor banatitice, cu formare de cuarțite hidrotermale.



Unul din aspectele importante ale activității hidrotermale este reprezentat prin procesele metalogenetice de formare a sulfurilor polimetalice, care alcătuiesc acumulări importante în skarne și mai puțin în alte roci de contact. Rocile banatitice sunt uneori mineralizate sub formă de impregnații cu pirită și calcopirită ± molibdenit sau ca depuneri ale acestor minerale pe sistemele de fisuri. Studiul petrogenetic și metalogenetic arată o strânsă interdependență între procesele de metamorfism de contact, procesele de alterație hidrotermală și procesele de mineralizare. Mineralizațiile de oxizi de fier și sulfuri, deși formate ulterior proceselor de skarnizare, se suprapun în spațiu silicatiilor de temperatură ridicată, deoarece soluțiile care au generat mineralizațiile au folosit aproape aceleași căi de acces ca și fluidele skarnizante, și pentru că skarnele sunt roci mult mai permeabile pentru soluții. Cel mai adesea se observă o telescopare a proceselor de skarnizare, de metamorfism hidrotermal și de mineralizare, rezultând asociații complexe de minerale care, deși s-au format într-o anumită succesiune, nu prezintă o zonalitate spațială. Apropiera de contactul intrusiv, extinderea metamorfismului de contact și a alterației hidrotermale, ca și extinderea fracturilor anterioare mineralizației sunt factori de control dominanți în localizarea acumulărilor de minereu. Distribuția și extinderea transformărilor datorite metamorfismului de contact și hidrotermal, au influențat direct localizarea mineralizației. Caracterul structural și mineralologic al mineralizației de sulfuri pledează pentru o geneză hidrotermală. Cele mai frecvente asociații sunt date de pirită, calcopirită, blendă, galenă și tetraedrit cu gangă de cuarț, calcit, epidot, clorit etc. În skarne apar cele mai importante mineralizații, care au caracter de impregnații mai mult sau mai puțin dense, de substituții masive, sau de depuneri pe sistemele de fisuri. Procesele metalogenetice de formare a sulfurilor se încheie cu o etapă tardivă de transformări hidrotermale, care se manifestă caracteristic prin anhidritizări și zeolitizări. Urmărind succesiunea tuturor proceselor legate de activitatea magmatică banatitică, se pare că au existat anumite discontinuități marcate prin fracturări și fisurări ale produselor mai timpurii și cimentarea acestor fracturi și fisuri cu produse mai noi; astfel magnetitul umple fisurile silicatiilor din skarne, la rîndul lui magnetitul este traversat sau cimentat de sulfuri, care sunt de asemenea traversate de sisteme de fisuri cu minerale hidrotermale din etapa tardivă.

Importanța produselor formate în fiecare stadiu de transformare sau mineralizare este variabilă, după gradul de dezvoltare al fazei care le-a generat în ansamblul proceselor legate de activitatea magmatismului banatitic.



BIBLIOGRAFIE

A) Lucrări publicate

- Anderson A. L. (1940) Contact and endomorphic phenomena associated with a part of the Idaho-Batholith. *Journ. Geol.* XLVIII, 3, Chicago.
- Badalov S. T. (1955) Date noi asupra anhidritului hidrotermal din Asia Centrală. *Izd. Akad. Nauk. SSSR, Seria Geol.* 1, Moskva.
- Bain G. (1934) Calcite marble. *Ec. geol.* 29. Lancaster (1936) Mechanics of metasomatism. *Ec. Geol.* 31. Lancaster.
- Barnes H. L. (1967) Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Pennsylvania.
- Barth T. (1928) Kalk- und Skarngesteine im Urgebirge bei Kristiansand. *N. Jahrb. f. Min.* LVII/A. Stuttgart.
- (1952) Theoretical petrology. London.
 - Correns E., Eskola P. (1939) Die Entstehung der Gesteine. Springer Verlag — Heidelberg.
- Bergeat E. (1910) Beobachtung über den Diorit (Banatit) von Vaskö im Banat und seine endogene und exogene Kontakt metamorphose. *Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal.* XXX Stuttgart.
- Betehtin A. A. (1953) Curs de mineralogie. Edit. tehn. Bucureşti.
- Ghenkin A. A., Filimonova A. A., Sadlun T. N. (1958) Texturi i struc-
turi. *Akad. Nauk S.S.S.R.* Moskva.
- Born I. v. (1774) Briefe über mineralogische Gegenstände auf einer Reise durch das Temes-
varer Banat, Siebendürgen, Ober- und Nieder-Hungarn. Frankf. u. Leipzig.
- Bowen N. L. (1928) The evolution of the igneous rocks. Princeton.
- (1940) Progressive metamorphism of siliceous limestones and dolomite. *Journ. Geol.* XLVIII, 3, Chicago.
 - Tuttle O. F. (1950) The system $\text{Na Al SiO}_2 - \text{K AlSi}_3\text{O}_8 - \text{N}_2\text{O}$. *Journ. Geol.* 58. Chicago.
- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkh.-
Verl. Stuttgart.
- Cantuniari S. (1930 a) Contribuții la cunoașterea geologiei Banatului. I. Studii geolo-
gice în regiunea Cilnic-Lupac-Vodnic. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVI. 72—82. (1927—1928). Bucureşti.
- (1930 b) Contribuții la cunoașterea geologiei Banatului: II. Studii geo-tectonice în
regiunea Moniom-Reșița-Vodnic. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVII. 140—150. (1928—1929). Bucureşti.
- Castel M. (1869) Mémoires sur les mines et usines métalliques du Banat. *Annales des Mines.* XVI. 6. Paris.
- Cioflica G. (1960 a) Contribuții la cunoașterea fenomenelor de contact de la Măgureaua
Vafei (Munții Drocea). *Stud. Cercet. geol.* V/3, Bucureşti.
- (1962) Studiu petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești-Ciungani
(Munții Drocea). *An. Com. Geol.* XXXII. 257—423. Bucureşti.
 - (1964) Contribuții la studiul petrografic al masivului eruptiv banatitic de la Cerbia
(Munții Drocea). *Anal. Univ. C. I. Parhon.* 30. Bucureşti.
 - Vlad S. (1968) Observații asupra skarnelor de la Băița Bihorului. *Stud. cercet. geol.,
geof., geogr., Ser. geol.*, 13/1. Bucureşti.



- (1970) La nature polyascendante des métasomatites laramiques de Băișa Bihorului (Monts Apuseni). *Acta geol. Acad. Sci. Hung.* 14. 135–141. Budapest.
- Codarcea A. (1930 a) Comunicare preliminară asupra zăcămintelor de minereuri de fier de la Ocna de Fier (Banat. Minele Reichenstein) *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XII 92–112. (1924–1925), București.
- (1930 b) Cercetări în valea Ferendiei și valea Moraviței din imprejurimile Ocnei de Fier (Județul Caraș-Banat) *D.S. Inst. Geol. Rom.* XIII. 72–82. (1924–1925). București.
- (1931) Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocra de Fier – Bocșa Montană (jud. Caraș-Banat), *An. Inst. Geol. Rom.* XV. 247. București.
- (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Barat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. 1–74. 1940. București.
- Pavelescu L. (1954) Cercetări geologice în regiunea Ruschița. *D.S. Com. Geol.* XXXVIII. 13–17. București.
- Kissling A.I., Kissling M. (1957) Asupra ludwigitului de la Ocna de Fier. *Bul. st. geol. geogr.* 2/3–4. București.
- Răileanu G., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercea I., Mercus D. (1961) Ghidul excursiilor C/Carpății Meridionali. *Asoc. Geol. Carpațo-Balcanică. Congr. V.* București.
- Constantinoff D. (1972) Considerații asupra rocilor metamorfice și eruptive din Banatul de vest (zona Fîrlug – Moldova Nouă). *Stud. cerc. Geol., Geof., Geogr., Ser. Geol.* 17/2 București.
- Coombes D. S. (1960) Lower grade mineral facies in New Zealand. *Inst. Geol. Congr. Reports* XXI 13, Copenhagen.
- Cotta B. v. (1865) Erzgangerstätten im Banat und in Serbien. Wien.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1965) Rock-forming minerals. London.
- Dimitrescu R. (1960) Problema dezvoltării în adâncime a zăcămintelor metalifere din R.P.R. *Revista Minelor* 1. București.
- (1961) Provincii și epoci metalogenetice în R.P.R. *Revista Minelor* 6, București.
- Firman R. J. (1957) Fissure metasomatism in volcanic rocks adjacent to the shap granite Westmorland. *Quart. Journ. Geol. Soc.* 113. London.
- Fonterilles M. (1962) Contribution à l'étude des skarnes de Kamioka. Japon. *Journ. of Fac. of Sci. Univ. of Tokio.* XIV/1. Tokio.
- Gavelin S. (1952) Lime metasomatism and metamorphic differentiation in the Adak Area. *Sver. geol. Undersök. Arsbok* 45/2, Stockholm.
- Gheorghită I. (1969) Anhidritizarea, studiu de transformare în cadrul activității hidrotermale legată de rocile banatitice din regiunea Moldova Nouă. *St. cercet. geol.* 14/2. 375–384. București.
- (1971) Aperçu sur le déroulement des processus d'altération hydrothermale et sur la métallogenèse associé aux roches banatitiques de Moldova Nouă (Banat). *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 15. 5–12. Budapest.
- Gherasim N. (1968) Metamorfism termic și metasomatic în bazinul superior al Crișului Negru. *D.S. Com. Stat. Geol.* LIV/3. 23–54. (1966–1967). București.
- (1969) Microfaciesuri, metamorfism termic și metasomatic în bazinul superior al Crișului negru. *D.S. Inst. geol.* LIV/3, București.
- Ghiaka-Budești S. (1931) Les plagioclases des Banatites étudiés par la méthode Fédoroff. *Extrait du Bull. Suisse de Min. et Pétrogr.* XI/1. Zürich.
- Giusecă D. (1937) Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléosoïques des Monts du Bihor (Transylvanie). *Bull. Lab. Min. – Geol. Univ.* București. II/1. București.
- (1945) Un nouveaux gisement de zéolithes dans les Monts du Bihor. *C.R. Acad. Sci. Roum.* VII. Bucarest.
- (1950 a) Le massif éruptif de Vlădeasa. *An Com. Geol.* XXIII. București.
- (1950 b) Contribution à la connaissance des cornéennes du Bihor. *An Com. Geol.* XXIII. 253–257. București.
- Biloiu M., Rădulescu D., Stiopol Victoria, Dimitrescu R. (1956) Studiu petrografic al masivului Poiana Ruscă de sud-vest. *D.S. Com. Geol.* XL. 98–111. București.
- (1959) La prospection géochimique du gisement de molybdénite des monts de Drocea. *Rév. Géol. Géogr.* III/2 București.



- (1960) Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. *St. cercet. geol.* 3. București.
 - (1963) Petrologia rocilor endogene. Edit. did. și pedag. București.
 - Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Stat. Geol. XXXV*. 13–45. București.
- Goldschmidt V. M. (1911) Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet Urtsk.A.K. Kristiania.
- Grubeman U., Niggli P. (1925) Contact metamorphic assemblages in the System CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂. *Geol. Mag. LXII*. Herford.
- Guillard G., Laffitte P. (1958) Les calcaires métamorphiques et les skarnes du Pic de Costabonne (Pyrénées Orientales). *Sc. de la Terre*, VI/1–2. Nancy.
- Halaváts I. (1885 a) Die Östliche Umgebung von Recicza. *Jahresb. d.k. umg. geol. A.F.* Budapest.
- (1885 b) Bericht über die im Jahre 1884 in der Umgebung von Oravicza — Roman Bogosan durchgeführte geologische Detail-Aufnahme. *Földt. Közl.* XV. Budapest.
 - (1913) Die Umgebung von Dognacska und Gattaja. *Blatt: Zone 24*, XXV (1:75.000). Budapest.
 - Schréter Z. (1916) Die Umgebung von Fehérteimplon, Szaszkabanya und Ömoldova. Erläuterung zur geologischen Spezialkarte. Budapest.
- Hanus V. (1960) Hydrothermal metasomatism and its relationship to other ore forming processes. *Int. geol. Congr. Rep. XXI*, 16 Copenhagen.
- Harker A. (1960) Metamorphism a study of the transformations of rock masses. London.
- Hess F. L. (1919) Tactite, the product of contact metamorphism. *Am. Journ. Sci.* 4/48. New Haven.
- Hiedgh K. (1881) Analysen einiger ungarischer Minerale. *Akad. Közlem.* 8/17. Budapest.
- Holser W. J. (1947) Metasomatic processes. *Ec. geol.* 42/4. New-York.
- (1950) Metamorphism and associated mineralisation in the Philipsburg Region — Montana. *Bull. geol. Soc. of Am.* 61. Boulder.
- Howard P. F. (1969) Rock alteration at the Elisabeth Mine. *Ec. Geol.* 54/8. Lancaster.
- Dimitriu A. (1965) Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatice. *St. cerc. Geol. Geof., Geogr. Ser. Geol.* 10/1. București.
 - Zorilescu D., Dimitriu A. (1969) Repartitia lognormală în geologie. *St. Cerc. Geol., Geof., Geogr. Ser. Geol.* 14/1. București.
- Iancovici V., Dimitriu Al., Pieptea Vasilica. (1969) Étude des caractéristiques chimico-minéralogiques quantitatives des minéralisations du gisement de Moldova Nouă (Sectorul Terezia-Covăcia) et les roches environnantes. *Rev. roum. de géol.* 13/2. 153–173. București.
- Dimitriu Al., Gheorghita Ioana, Andăr P. (1971) Variabilitatea mineralizației și a tipurilor petrografice în zăcământul Moldova Nouă (zona Suvorov-Valea Mare-Vărăd). *St. și cerc. geol.* 16. 1–38. București.
 - Dimitriu A., Zorilescu D. (1969 b) Repartitia lognormală în geologie. *St. cerc. geol.* 14/1. București.
- Johannsen A. (1932) A descriptive petrography of the igneous rocks. II. Chicago.
- Keszta A. (1851) Notizen über das Vorkommen der Eisensteine und der begleitenden Gebirgsarten von Moravitzia im Banat. *Ib. R.A.* 2. Wien.
- Kissling A.I. (1967) Studii mineralogice și petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier (Banat). Edit. Acad. RSR, București.
- Korjinski D. S. (1948) Pétrographie des gisements de cuivre à skarns de la Turja. *Trudy Inst. geol. Nauk SSR.* 68. Trad. M. Szyszman B.R.G.M. Paris.
- (1950) Differential immobility of components and metasomatic zoning in metamorphism. Intern. Congr. G.B. 1948. London.
 - (1965) Abriss der metasomatischen Prozesse. Akad. Verlag. Berlin.
 - (1968) The theory of metasomatic zoning. *Min. Dep.* Berlin.
- Kosals I. A. (1968) K gheohimii beriliia, hora, litia și flora v proțesse formirovaniia izvestkovik skarnov (Gornii Altai). *Gheochimiia*. 2. 19. Moskva.
- Kostov I. (1965) Zoning and zeolite formation. Symposium Probl. of Postmagmatic ore deposits. II, Prague.
- Kräutner H. G. (1966) Faciesul zeolitic al metamorfismului hidrotermal banatitic și modul său de prezentare în regiunea Ruschița. *Stud. cercet. geol.* 11/1. 184–189. București.



- Medeșan Alexandra (1966) Metalauromontitul de la Ruschița *Stud. cercet. geol., geof., geogr., Ser. geol.* 11/1. București.
- Kudernatsch I. (1857) Geologie des Banater Gebirgszuges, Wien.
- Kurek N. (1954) Rocile transformate din jurul zăcămintelor și criterii pentru utilizarea lor în prospectiune. Edit. tehn. st. Moscova.
- Lacroix A. (1899) Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. Deuxième Mémoire. XI. Paris.
- Langford G. B., Hatchcock E. G. (1936) Hypogene anhydrite from Mc. Intyre Mine Porcupine – District Ontario. *Ec. Geol.* XXXI. Lancaster.
- Leroy L. W. (1950) Stain analysis subsurface geologic methods. (A Symposium). Golden.
- Leroy P. G. (1954) Correlation of copper mineralisation with hydrothermal alteration in Santa Rita porphyry Copper deposit New-Mexico. *Bull. Geol. Soc. of Am.* 65. Boulder.
- Liffa A. (1911) Notizen über den Kontaktzug von Oravitz, Cziklova-Banya und Szaszka Banya (Uj Moldova). *Jahr. d. k. k. geol. R.A.* XXV. Wien.
- Lindgren W. (1925) Metasomatism. *Bull. geol. Soc. of Am.* 36. Boulder.
- (1933) Mineral deposits. New-York.
- Maier O. (1974) Studiul geologic și petrografic al masivului Locva. *Stud. tehn. ec. Inst. Geol.* I, 5. București.
- Manilici V., Giuşcă D., Stiopol Victoria (1965) Studiul zăcămintului de la Baia Sprie (Reg. Baia Mare). *Mem. Com. Grăd.* VII. București.
- Marka G. (1869) Einige Notizen über das Banater Gebirge. IV der Bergbau Moravica. *Jahrb. d.k.k.geol. R. A.* XIX. 318–349. Wien.
- Mercus A. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Dognecea. *Bul. Inst. petrol, gaze și geologice*, VIII. București.
- Meyer C. (1965) An early potassic type of wall rock alteration at Butte Montana. *Am. Min.* 50. 10. 1717–1722. Washington D.C.
- Mikhail V. I. (1957) X-ray determination tables for minerals. *Acta Cryst.* 10. Kobenhaven.
- Minzatu Silvia, Constantinoff D., Colios E. (1965) Aspecte ale endomorfismului de contactin banatitele de la Oravița. *Congres Asoc. Carp.-Balcan.* VII. Sofia.
- Murr I.D. (1953) Quartzite xenolithes from the Ballachulish granodiorite. *Geol. Mag.* 40. Hertford.
- Mutihac V. (1959) Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița-Moldova Nouă (Banat). *Bul. Acad. RPR. Secția Geol. Geogr.* II. București.
- Năstăseanu S. (1964) Prezentarea hărții geologice a zonei Reșița-Moldova Nouă. *An Com. Stat. Geol.* XXXIII. 291–342. București.
- Boldur C. (1964) Observații în legătură cu prezența Carboniferului și Doggerului la Valeapai (Banat). *D. S. Com. Stat. Geol.* L. 317–323. București.
- Bițoianu Cornelia (1970) Devonianul de la Drencova (Banat). *D.S. Inst. Geol.* LVI/4. 19–27. (1968–1969). București.
- Niedzwiedzki I. (1873) Zur Kenntniss der Banater Eruptivgesteine. Das Gestein von Dognacska. 255–262. *Tschermak's Mineral. Mitteil.* Wien.
- Niggli P. (1937) Das Magma und seine Produkte. I. Teil. Leipzig.
- Nockolds A. (1933) Some theoretical aspects of contamination in acid magma. *Journ. geol.* 41. Lancaster.
- Osborne G. D. (1931) The contact metamorphism and related phenomena in the neighbourhood of Marulen. *New South Wales Geol. Mag.* 68. Hetford.
- Pavelescu L., Dimitrescu R. (1954) Contribuții la studiul petrografic al andezitelor din Bazinul Rîusca Montana – Lunca Cernii, cu privire specială asupra plagioclazilor. *Acad. RSR Sect. Biol. Agr. Geol., Geogr., Bul. st.* VI/3, București.
- (1958) Geologia și petrografia regiunii Ruschița. *An. Com. Geol.* XXXI. 296–375. București.
- (1961) Curs de petrografie. București.
- Pięptała Vasiliaca. (1964) Contribuționi la cunoașterea skarnelor din regiunea Oravița. *D.S. Com. Stat. Geol.* 70–79. XLIX/II-a, București.
- (1968) Considerații mineralogice asupra zăcămintului de minereu complex de la Moldova Nouă (sectorul de N) *D.S. Inst. Geol.* LII/3. 245–271. București.
- Raguen E. (1934) Observations sur les gîtes métallifères de contact. *Bull. Soc. géol. France.* 5-e/ IV. Paris.

- (1949) Métallogénie hydrothermale et failles vivantes. *Bull. Soc. géol. France*, 5-e/ XIX. Paris.
- R a m b e r g H. (1952) The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago.
- R a n k a m a K., S a h a m a T h. G. (1950) Geochemistry. Chicago.
- R ăileanu G. r., N ăstăseanu S., D i n c ă A l. (1961) Geologia regiunii cuprinse între V. Nerei și Dunăre. *Acad. RPR. Stud. cercet. geol.* VI/1, București.
- N ăstăseanu S. (1963) Date noi asupra limitei tectonice de vest a zonei Reșița (Banat). *Acad. RSR. Stud. cercet. geol.* VIII/1, București.
- N ăstăseanu S., B o l d u r C. (1964) Sedimentarul paleozoic și mezozoic al domeniului getic din partea sud-vestică a Carpaților Meridionali. *An Com. Stat. Geol.* XXXIV/II. 5–72, București.
- R ădulescu D., D imitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Edit. Acad. București.
- R i d g e J. (1968) Ore deposits in the United States 1933–1967. Graton Sales. New-York.
- R o d g e r s I. (1940) Distinction between calcite and dolomite on polished surfaces. *Am. Journ. of Sci.* 238. New Haven.
- R outhier P. (1963) Les gisements métallifères. 1. Masson Edit. Paris.
- R ozlozsnik P., E m s z t K. (1908). Beiträge zur genaueren petrographischen und chemischen Kenntniss der Banatite des Komitates Krosso-Szöreny. *Mitt. a. d. Jahrbuch d. k. ung. geol. R.A.* XVI. 4. Budapest.
- S a l e s R. H. M e y e r C. h. (1948) Wall rock alteration at Butte Montana. *Am. Inst. Min. Metall. Eng. Trans.* 178.
- (1950) Interpretation of wall rock alteration at Butte Montana. *School Miner.-Quart.* 45/113.
- S a r a p o v I. P. (1968) Utilizarea statisticii matematice în geologie. Edit. tehn. București.
- S a s k e l l a M. (1947) Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkärantaerze. *Bull. Comiss. géol. de Finlande.* 154–186. Otaniemi.
- S a v u H. (1965) Masivul eruptiv de la Bîrzava (Munții Drocea). *Mem. Com. Stat. Geol.* VIII. 1–148. București.
- (1966) Metamorfismul calcarelor la contact cu ofiolitele de la Căpălnaș (Valea Mureșului). *D.S. Com. Stat. Geol.* LII/I. 123–140. București.
- (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicalină din Munții Semenic. *An. Inst. Geol.* XXXVIII. 223–311. București.
- S c h a f a z i k F. (1913) Revision der Kristallinischen Schiefer des Krassó-Szörenyer Grundgebirges in petrographischer und tектonischer Beziehung. *Jb. Ung. Geol. R.A.* Budapest.
- S c h e e r e r A. (1866) Über die Chemische Constitution der Plutonite. *Festschrift für das Jubiläum der Berg-Akademie Freiberg.* XVII. Freiberg i.B.
- S c h n e i d e r h ö n H. (1941) Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena.
- (1955) Erzlagerstätten Kurzvorlesungen zur Einführung und zur Wiederholung. Jena.
- S e m e n e n o P. (1964) The genesis and the classification of skarns. *Krystallinikum.* 2. 61–69. Praha.
- S j ö g r e n H. (1886) Beiträge zur Kenntniss der Erzlagerstätten von Moravicza und Dognacska im Banat und Vergleichung derselben mit den Schwedischen Eisenerzlagerstätten. *Jahrb. d. k.k. geol. R.A.* 36, Wien.
- S m i r n o v V. I. (1960) Type of hypogene zonality of hydrothermal ore bodies. Report of the twenty first session norden. Part, XVI, *Intern. geol. Congr. Copenhagen.*
- S c h r é t e r Z. (1912) Beiträge zur Tektonik des Südlichen Teiles des westlichen Krassószörenyer Kalkgebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f.* 1912, Budapest.
- S t e i n e r A., R a f f e r T. A. (1966) Sulphur isotopes in pyrite, pyrrhotite, alunite and anhydrite from steam wells in the Taupo volcanic zone. New-Zealand. *Ec. Geol.*, 61, Lancaster
- S t r e c k e i s e n A. L. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. Stuttgart.
- S t r u w e H. (1959) Data on the mineralogy and petrology of the dolomite-bearing northern contact zone of the Quérigut granite, French Pyrénées. *Leidse. geol. Nedel.* Deel, 22, Leiden.
- S z a b ó J. (1876) Moravica-Vaskö eruptiv közetei. *Földt. Közl.* VI. Budapest.
- T a t a r i n o v P. M. (1967) Condițiile de formare a zăcămintelor de minereuri metalifere și nemetalifere. Edit. tehn. București.
- T e a l l J. J. (1903) On dedolomitisation *Geol. Mag.* 10. Hertford.



- T illey C. E. (1924) Contact metamorphism in the Courrie Area of the Perthshire Hills. *Quart. Journ. geol.* 20 London
- (1951) The zoned contact skarns of the Broadford area Skye, a study of born fluorine metasomatism in dolomites. *Min. Mag.* 29, London.
- T oula F. (1880) Die geologisch-geographischen Verhältnisse des Temesvárer Handelskammer-Bezirkes, Comitate: Torontal, Temes, Krasso und Szörény. *Mitt. d. k. k. geogr. Ges.* Wien.
- T röger W. E. (1959) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.
- T urner F. I., V erhoogen I. (1960) Igneous and metamorphic petrology. New-York.
- Weiss L. E. (1963) Structural analysis of metamorphic tectonites. *Univ. of California.* Berkeley.
- V illar F. G., Bernabé J. (1966) Exomorphic and endomorphic effects from marble contaminated granite contacts, in the San Miguel Quarry Barker Province of Buenos Aires — Argentina. *Am. Journ. Sci.* 264, 310–320. New Haven.
- V lad S. (1969a) Contribuții la cunoașterea skarnelor de la Dognecea (Banat). *Acad. RSR. Stud. cerc. geol.* 14/1, 133–139 București.
- (1969 b) Prezența ilvaitului în skarnele de la Dognecea. *Stud. cerc. Geol., Geof., Geogr. Ser. Geol.* 14/2. București.
- V olfson F. J. (1962) Vestcestvenii sostav rud i hidrotermalno izmeneonih vmeceainscii parod Moskva.
- W atters W. A. (1958) Some zoned skarns from granite marble contacts near Puyvalador in the Quérigut area, eastern Pyrénées, and their petrogenesis. *Min. Mag.* 31. London.
- W illiams H., T urner F. J., Gilber t C. M. (1954) Petrography. San Francisco.
- W inchell H. (1958) The composition and physical properties of garnets. *Amer. Min.* 43. Washington D. C.
- W inchell A. N., W inchell H. (1959) Elements of optical mineralogy. New-York.
- W inkler H. G. F. (1965) Die Genese der metamorphen Gesteine. Berlin.
- Y oder H. S. (1950) Stability relations of grossularit. *Journ. Geol.* 58. Lancaster.
- Z epharovich V. v. (1859, 1875, 1893) Mineralogisches Lexikon für das Kaiserium Österreich. I, II, III, Wien.
- Harta geologică scara 1 : 2000.000 foia Reșița Institutul Geologic. 1968, București.

B) Lucrări nepublicate

- B oldur C., Boldur Alexandra (1968) Raport asupra regiunii Dognecea-Călina-Cirnecea. Arh. Inst. Geol. București.
- C onstantinoff D. (1957–1958) Raport asupra prospectiunilor geologice efectuate în regiunea Maidan—Oravița—Ciclova—Ildia—Moldova Nouă. Arh. Inst. Geol. București.
- (1959) Raport asupra cartărilor geologice pentru foia 101—Reșița—Oravița. Arh. Inst. Geol. București.
- F ocsa I., F ocsa Felicia, Ignat V., Ignat Domnița, Bologa V. (1962) Raport geologic asupra lucrărilor de prospecție pentru minereuri neferoase în regiunea Moldova Nouă-Dognecea. Arh. Inst. Geol. București.
- G heorghită Ioana (1959) Raport geologic asupra zăcământului Moldova Nouă. Arh. Inst. Geol. București.
- (1962) Raport privind documentarea petrografică a lucrărilor de exploatare din șantierul Moldova Nouă (Suvorov — Valea Mare — Vărăd). Arh. Inst. Geol. București.
 - Dima Felicia (1963) Raport de documentare privind studiul petrografic al zăcământului Moldova Nouă (Suvorov — Valea Mare — Vărăd). Arh. Inst. Geol. București.
 - Dima Felicia (1964) Raport asupra studiului petrografic al zăcământului Moldova Nouă (Valea Mare — Vărăd). Arh. Inst. Geol. București.
 - Dima Felicia (1965) Raport asupra studiului petrografic al zăcământului Moldova Nouă (Valea Mare — Vărăd). Arh. Inst. Geol. București.
 - Dima Felicia, Serghei Rodica (1966) Raport asupra studiului petrografic al zăcământului Moldova Nouă (Valea Mare — Vărăd). Arh. Inst. Geol. București.
 - Serghei Rodica (1967) Raport de sinteză asupra studiului petrografic al zăcământului Moldova Nouă (zona Vărăd). Arh. Inst. Geol. București.



- H u r d u z e u C. (1962) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier în zonele Sadova Nouă — Ilova — Armeniș — Sadova Veche. Arh. Inst. Geol. București.
- J u d e R., I o s o f V., V o l a n s c h i E r n e s t i n a (1965) Observații geologice și unele aspecte geo chimice asupra mineralizației de la Cavnic. Lucr. Simpoz. Baia Mare. Arh. Inst. Geol. București.
- M a i e r O. (1958—1961) Rapoarte asupra cercetărilor geologice în munții Locva Arh. Inst. Geol. București.
- P i e p t e a V a s i l i c a (1962—1968) Rapoarte privind studiul mineralologic și petrografic al regiunii Moldova Nouă (sectorul Flotimunda-Apele Albe). Arh. Inst. Geol. București.
- P o p a M., R o g o z I., W e i n g ä r t n e r R., M o c a n u D. (1966) Raport geologic cu situația rezervelor de minereu cuprifer determinate prin lucrările de prospecție și exploatare executate în șantierul Moldova Nouă Arh. M. M. P. G. București.
- S a v u H., M i c u C. (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei și petrografiei în zona centrală a munților Semenic (Steierdorf — Văliug — Slatina Timiș). Arh. M. M. P. G. București,



MINERALOGICAL AND PETROGRAPHICAL STUDY OF THE MOLDOVA NOUĂ REGION (SUVOROV-VALEA MARE ZONE)

(Summary)

I. INTRODUCTION

The present study is the result of the researches begun in 1959 and carried out from 1960 to 1968 within the Moldova Nouă region (Banat). This region is a part of the banatitic (Laramide) province, being located in the southernmost part of a main alignment of Laramide intrusions striking N—S (Zolt-Nădrag-Bocșa Română-Oravița-Sasca). The geological survey was facilitated by some favourable conditions created as a result of a detailed exploration programme by mining operations and drillings, which — by opening towards the depth of the Suvorov—Valea Mare-Vărăd zone — allowed a throughout sampling as well as the drawing up of numerous cross sections both through the banatitic and country rocks. The correlation of the surface data with those of the exploring works led to a general view on the structural characteristics of the region, contributing to the clearing up of the relationships between the banatitic intrusions and the country rocks. The field and laboratory work focussed the detailed study of the transformations undergone by the sedimentary rocks within the contact aureoles of the banatitic intrusions with a special regard to the cupriferous mineralization mostly related to the skarns. The zone we dealt with had been less studied in the past, only general geological data and few petrographical and mineralogical ones being known so far. Taking into account this matter, as well as the fact that, in close connection with the banatitic intrusions, important cupriferous mineralizations located within skarns or even within the banatitic rocks, we proposed a deep petrogenetic, metallogenetic and structural study of the contact and hydrothermal metamorphism products to point out the local peculiarities which favoured the formation of different types of contact rocks as well as the associated mineralizations. One also tried the deciphering of the structural, lithological and chemical control which contributed to the emplacement of the banatitic intrusions, to the formation of the contact and hydrothermal products and to the cupriferous mineralizations, as well as to their selective distribution within the contact aureoles of the intrusions.

II. GEOLOGIC HISTORY AND MINING OPERATIONS IN THE MOLDOVA NOUĂ REGION

A) Geologic History

The zone we dealt with had been less investigated in the past. Informative references on geology and less on petrography and metallogenesis of Moldova Nouă region are known from the general geological papers on Banat or from mineralogical and petrographical studies on Ocna de Fier—Dognecă zone which was in the centre of the researchers' attention since long ago.



Institutul Geologic al României

Some of the researches of the Banat geology refer, in their works, to the Moldova Nouă region as well, but without carrying out systematic petrographic and metallogenetic studies.

v. Born (1774) mentioned in his work especially the Moldova Nouă mines which were working out at that time.

v. Cotta (1865) described some minerals of the Moldova Nouă ore deposit.

Liffa (1911), Emzst and Rosloznik (1913) mentioned, in their works, summary data on the petrogenesis of the Moldova Nouă Laramide intrusions.

New researchers, such as Constantinoff (1957–1958), Focșa et al (1962) carried out general geological survey in SE Banat including Moldova Nouă region, too.

B) Mining Operations

Many historians mentioned Moldova Nouă as an important mining center in the Romans' time, its existence being proved by some denominations known even today, as well as remains of mining tools. From the XVIIth and XVIIIth centuries, there are certain proofs of the mining activity during the Turkish and Austrian time. In the XIXth century, the Moldova Nouă mining activity was intensified under the leadership of the Austrians. Castel (1869) described in details the Florimunda and Suvorov mines, the ore recovering as well as the sulphuric acid factory of the Moldova Nouă locality. From 1958 to 1968 the Ministry of Mines, Petroleum and Geology carried out an important programme of exploring investigations in the Suvorov-Valea Mare and Vărăd mineralized zones.

III. GENERAL GEOLOGICAL DATA ON SE BANAT

From the geological and structural viewpoints, Banat is integrated within the unit of the South Carpathians. In SE Banat, wherein the investigated area is located, metamorphic, sedimentary and eruptive formations occur.

A) Metamorphic Formations

The basement is made up of crystalline schists with different degrees of metamorphism, wherein there have been made certain separations relying on age (geologic map, scale 1:200,000, Reșița sheet): a) Upper Ante-Proterozoic and b) Upper Proterozoic–Ante Carboniferous.

B) Paleo-Mesozoic and Neozoic Sedimentary Formations

1. Paleozoic. The first sedimentary deposits which unconformably overlay the Getic Domain crystalline schists are made up of a cycle of sedimentation which begins with the Upper Carboniferous and ends with the Lower Permian. The Paleozoic of the Danubian Domain is made up of the Devonian, Carboniferous and Permian formations.

2. Mesozoic. Three sedimentary cycles are distinguished: the Triassic Cycle, the Jurassic–Eocretaceous Cycle and the Upper Cretaceous Cycle. All these cycles are represented by formations mostly developed in calcareous facies, in the Moldova Nouă region.

3. Neozole. The Neozoic sedimentary rocks belong to the Tortonian, the Sarinatian and the Pannonian.

C) Banatitic Magmatogenesis

Within the whole banatitic province, the intrusions are generally located along systems of Laramide fractures or along systems of older rejuvenated fractures forming several alignments. In Banat, the banatitic rocks develop along three alignments with continuation south of the Danube, in Yugoslavia, as well. The most important alignment is Zolt–Nădrag–Bocșa Română



— Sasca—Moldova Nouă. The banatitic intrusions of this alignment are mostly built up of granodioritic rocks.

D) Quaternary Magmatogenesis

The newest eruptive rocks from Banat are represented by the Lucareț—Sanovița and Gătaia basalts.

E) Structural Relations between the Geologic Formations

The south-eastern territory of Banat had a geologic evolution closely connected with the unit of the South Carpathians. The complex geologic structure of the metamorphic and sedimentary formations had taken place in the Prebaikalian, Baikalian, Hercynian and Alpine tectonic cycles. The banatitic magmatogenesis unfolded in close connection with the Alpine orogenesis.

IV. GEOLOGY AND PETROGRAPHY OF THE MOLDOVANOUĂ REGION (SUVOROV—VALEA MARE ZONE)

A) Mesozoic Sedimentary Formations

1. Age of the Sedimentarū Formations. The sedimentary formations of the investigated zone belong to the Reșița—Moldova Nouă synclinorium and are represented by the Triassic, Jurassic and Cretaceous deposits. Răileanu et al. (1964) established three sedimentary cycles within the region: the Triassic Cycle, the Jurassic-Lower Cretaceous Cycle and the Upper Cretaceous Cycle. In the Suvorov-Valea Mare — Vărăd zone, the Jurassic and Cretaceous, which often outcrop, are best represented, while the Triassic is less developed being sunk southwards. The banatitic intrusions pierced the Mesozoic sedimentary rocks whose mainly calcareous character allowed the unfolding of important and various contact phenomena, which have given rise mainly to the skarns and very often to the cupriferous mineralizations.

2. Petrography of the Sedimentary Rocks of the Suvorov-Valea Mare Zone. As the Mesozoic sedimentary rocks had been mostly involved in the formation of various types of contact rocks, the author considered necessary the presentation of the most important petrographic types of sedimentary rocks which — by their mineralogical and chemical characteristic features — explain the nature of the contact metamorphism products generated by the banatitic intrusions. The most important types of sedimentary rocks found in outcrops, in the mining operations and in the drill holes as well, according to their frequency, are the following:

Limestones are rocks with a large development and with different textural characteristic features: pelitic, microgranular and rare gritty. Some of the Jurassic pelitic limestones contain centimetric and even decimetric nodules of cryptocrystalline silica.

Marly-limestones which are obviously deep-seated are generally characterized by the presence of diaclasis systems filled up with calcite.

Sandstones occur as intercalations at different horizons in limestones and marly-limestones having frequently a quartzitic character and subordinately a calcareous one.

B) Eruptive Banatitic Rocks

1. Short History. The term „banatite” introduced by v. Cotta (1865) for the Laramide eruptive rocks from Banat is valid for the rocks of Moldova Nouă as well. Szabó (1875) introduced the term „quartz andesite trachite” for some banatitic rocks of the region and also pointed out the existence of a basalt vein. Liffa (1911) mentioned that the Laramide intrusions are represented by granodiorites which produce endo- and exogene contact aureoles. Halavařs, Schreiter (1916) termed dacites, quartzdioritic porphyries and quartziferous diorites some



rocks of the Suvorov and Gaura Lupilor hills. Constantinoff (1957 - 1958), Focea et al. (1962) separated granodiorite, diorite and microdiorite in the Moldova Nouă region.

2. Location and Form of the Banatitic Intrusions. The Moldova Nouă region represents the southernmost part of the most important alignment with banatitic intrusions in Banat. This alignment is partly superposed in its southern part with the Oravița - Moldova Nouă tectonic line pointed out west of the Reșița zone by Răileanu et al. (1963).

In the investigated zone, the banatitic rocks less outcrop, more often they being intercepted by drillings at various levels. The N-S trendings of the banatitic intrusions are less obvious at the surface due to their isolated occurrences. These trendings become quite clear in the cross sections drawn up throughout the drillings (Figs. 2, 3). The greatest intrusion is the Suvorov body of 2 km in length and 300 m in width which outcrops between Valea Maria-Andrea, northwards, and Valea Mare southwards, where it sinks in continuity (Figs. 4, 5). Two isolated occurrences of banatitic rocks outcrop in Ogasul Bording zone.

In the studied zone, however, the banatitic rocks are more frequent than the indicated outcrops, they being intercepted, in most of the drillings and mining operations, at various levels.

Geologic cross sections throughout drillings show that the banatitic rocks mostly appear as irregular-shaped bodies or apophyses, generally having N-S trendings and western dips with values close to those of the sedimentary formation wherein they have been intruded. In the geologic cross sections, it is also obvious that most of the important banatitic apophyses are showing a general eastward wedged shape (Figs. 6, 7, 8) which is suggesting their connection with a large intrusion rooted westwards near the contact of the Loeva crystalline schists with the Mesozoic sedimentary formations. From the mode of appearance of the banatitic intrusions it is obvious that their location has been conditioned not only by the Oravița major fracture but also by another fracture and fissure systems created in connection with this major fracture and even by the bedding of the Mesozoic sedimentary rocks wherein the intrusions have taken place. The magma migration ways, which generated most of the intrusions, had depended on the structural and lithological competence of the country rocks. Transversal channels of connection from depth towards the various apophyses, along which magma could migrate at various levels, had been only very seldom noticed at the horizons so far investigated. Most of the banatitic apophyses are essentially exhibiting almost the same bedded nature as the sedimentary country rocks.

3. Classification of the Banatitic Rocks. In the investigated zone, the banatitic rocks generally have a hypabyssal character exhibiting a great variety of textures and a certain monotony as regards both the mineralogical composition and the chemical one.

According to the mineralogical, structural and chemical characteristic features, one may distinguish the following types of banatitic rocks: quartzdiorite porphyries, quartz diorites, quartz andesites, granodiorites, granodiorite porphyries, diorites and lamprophyres.

4. Petrographic Study of the Banatitic Rocks. In the Suvorov-Valea Mare zone, the most remarkable type of banatitic rocks is represented by quartz and feldspar-rich rocks, wherein plagioclase appears to be in proportion of 90-100% from the total quantity of feldspar, more often orthoclase lacking or occurring as quite small amounts. Femic minerals are mainly represented by biotite and subordinately by hornblende.

Quartzdiorite porphyries represent the characteristic and prevailing type of banatitic rocks which form the bodies and apophyses in the Suvorov - Valea Mare zone. Several varieties have been separated according to the predominance of the femic mineral which appear to be biotite or hornblende or both of them, in variable proportions (Tables 2, 3, 4, 5, 6). The rocks are generally made up of quartz-feldspathic groundmass with a microgranular texture, wherein there occur plagioclase phenocrysts and femic minerals, the most frequently being the biotite and subordinately hornblende; biotite-rich, hornblende-rich types or with both minerals have been separated, too (Pl. II, Figs. 1, 2, 3).

The study of numerous handspecimens allowed to establish that the groundmass percentage is variable ranging from 37 to 76%, while the phenocrysts reach values ranging from 33 to 62%. The plagioclase phenocrysts, often twinned and zoned (Pl. II, Fig. 3), frequently have a content of 37-40% An, with more acid outer zones having 20-30% An. Quartzdior-

rite porphyries are often affected by the hydrothermal alteration, the plagioclase and femic minerals being replaced by different neominerals which have occurred in many hydrothermal alteration stages we shall deal with in the chapter on the hydrothermal metamorphism.

Quartzdiorites represent the plutonic facies of the quartzdiorite porphyries. These rocks are characterized by a holocrystalline-hypidiomorphic-granular texture and are generally less affected by the hydrothermal metamorphism. The modal composition of these rocks may be seen in table 98.

Quartz-andesites are rocks with a lesser extent and occur as apophyses with small sizes intruded into the near-surface limestone horizons. Sometimes they have been separated in the upper or peripheric zones of the larger apophyses of quartzdiorite porphyries, which almost reach the proximity of the surface. The term quartz-andesite has been used according to Streckeisen (1967) for the rocks with a volcanic character having a mineralogic composition similar to that of the quartzdiorite porphyries (Table 1). They differ from the latter by the texture of the groundmass which for andesites is cryptoecrytalline and by the ratio between henoecysts and the groundmass, whose values range from 16 to 30% and from 70 to 80%, respectively. Their location as well as the relationships with other banatitic rock types with a phypabyssal character point out that andesites represent volcanic facies of the banatitic magma whose consolidation have taken place, in this case, near the surface or at shallow depths. The intense degree of hydrothermal alteration of most of the andesites makes heavier their study, as well as the chemical analysis. However, in some cases the less advanced alteration allowed the microscopic study for the determination of the characteristic mineralogical features.

Granodiorites are narrow-spread. The most representative granodiorite was intercepted on about 900 m level in a drilling from Valea Mare. The rock has a holocrystalline-hypidiomorphic granular texture and is made up of plagioclase, orthoclase, quartz, biotite and hornblende (Table 9).

Granodiorite porphyries are also scarce in this zone and they usually form small-sized apophyses intercepted by some drillings in Valea Mare mining field.

Diorites occur to a lesser extent and sometimes they form lens-like separations within some intrusions of quartz diorites. They are rocks with a holocrystalline texture (hypidiomorphic-granular) made up of plagioclase (38–60% An), common hornblende and sometimes pyroxene, often replaced by uralitic hornblende. Porphyric varieties were found sometimes

Lamprophyres are pointed out as a peculiar type of rocks, which accompany the banatitic rocks not only in the Moldova Nouă region, but also in other regions of the banatitic province. In the Suvorov-Valea Mare zone lamprophyres usually appear as veins of 0.5–3 m thick, which pierce the quartzdiorite, especially at the lower levels. According to the mineralogic composition, there have been separated: odinilites, spessartites and kersantites.

4. Textural Variation of the Banatitic Rocks. The banatitic rocks from the Suvorov–Valea Mare zone are characterized by large textural variations due to the consolidation of the magma at different depths. Nevertheless, the porphyric textures characteristic of small and medium depths of the consolidation of the magma predominate. Textures characteristic of the plutonic rocks could be noticed sometimes at lowest depths, in drillings. The textural variations were often noticed even within the same intrusion, where gradual passings from texture characteristic of the volcanic rocks to the hypabyssal texture of small and medium depth and even the plutonic ones could be traced.

5. Chemical Data on the Banatitic Rocks. In order to establish chemical data on the banatitic rocks there have been analysed 6 samples of rocks from Suvorov intrusive body and from some drill cores originating in the Valea Mare and Vărăd districts.

The variation of different chemical components of the rocks can be seen in table 10. The values of the Niggli parameters indicate a quartzdioritic magma with a granodiorite tendency (Table 12). The diagram points out a normal differentiation of the banatitic magma. The aspect of the diagram indicates a rather slow course, almost parallel to the abscissa (Fig. 17). Examining the qz parameter (Fig. 11), whose values vary from +58 to +67, it results that the banatitic rocks of this region originate in weak acid magmas. The same character also results from the QLM diagram (Fig. 12). The banatitic magmas present semisaline and saline characters, with one exception which is projected in the isophilic field (Fig. 13). The alkali content is reduced



as it results from the al-alk diagram (Fig. 14). The study of the chemical data correlated with the petrographic one indicates a great uniformity of the banatitic rocks of the region.

6. Petrographic Conclusions. The banatitic rocks resulted from a chalco-alkaline lithogenous magma, from which there were separated by differentiation quartzites and diorites on the one hand, and granodiorites, on the other hand.

7. Assimilation Processes at the Contact of the Banatitic Rocks with the Argillaceous Rocks. The contact of several quartzdiorite porphyry bodies with argillaceous rocks is marked in places by an obvious biotite enrichment of the igneous rocks (Pl. III, Fig. 1), as well as by the conversion of the argillaceous sediments into biotite hornfelses. A contaminated zone of banatites occurs in some cases between the banatitic rocks and the biotitic hornfelses; it consists of biotite hornfels xenoliths which can be noticed both in handspecimen and under the microscope.

V. TRANSFORMATIONS GENERATED BY THE BANATITIC ROCKS

A) Short Geologic History

The Laramide intrusions pertaining to the whole banalitic province from Romania are accompanied by contact aureoles which affected the metamorphic basement, the Mesozoic sedimentary rocks and, in places, even the banatitic rocks. Detailed studies concerning such alterations have been carried out by Codarcea (1930), Giuşcă (1950), Cioflică (1960, 1968), Kissling (1967), Gheorghita (1969, 1970), Vlad (1974).

B) Contact Metamorphism Phase

1. Endomorphic Contact Metamorphism. As a result of the endomorphic contact metamorphism, endoskarns, representing the innermost part of the contact aureoles, have been formed in several zones of the banatitic intrusives. The boundary between endo- and exoskarns is often difficult to ascertain, with rare exceptions when relicts of the former banatitic rock are found within the endoskarn (Pl. IV, Fig. 2). The most frequent types of endoskarns are those containing garnets ± diopside, to which diopside and plagioclase-bearing endoskarns subordinately associate. As a result of the hydrothermal metamorphism, garnets and pyroxenes have been partly or even completely broken down and replaced by epidote, actinolite, tremolite and chlorite.

2. Exomorphic Contact Metamorphism. The banatitic intrusions within the complex of the Mesozoic sedimentary rocks were often accompanied by well marked processes of contact metamorphism. The significance of the lithologic, chemical and structural controls was obvious in determining the quality as well as the distribution of the occurrences resulted inside the contact aureoles.

a) *Thermal Metamorphism.* The thermal metamorphism altered the Mesozoic sedimentary rocks because of the flow released by the banatitic intrusions. The petrochemical and structural features of the primary rocks and products are reflected by the recrystallization.

The action of the thermal metamorphism on the calcareous rocks gave rise to crystalline limestones — pure or with various contact minerals (wollastonite, garnet, vesuvianite), depending on the nature of the primary impurities.

The dolomitic rocks referred to the Triassic and the Jurassic (Răileanu et al., 1964) are recrystallized as crystalline limestones with several contact magnesian minerals (forsterite, diopside, brucite, phlogopite, periclase, actinolite, etc.—Pl. IV, V, VI, VII). These rocks usually form continuous beds, overlying at certain depths biotitic hornfelses resulted from the recrystallization of the Oxfordian argillaceous-marly sediments. The relations between the magnesian crystalline limestones and the other types of rocks may be seen in the geological



sections of the Suvorov and Valea Mare sectors (Figs. 18, 19, 20, 21). A peculiarity refers, to the hydrothermal alterations which affected in certain zones, these rocks. The results of the hydrothermal metamorphism are various; the serpentinitic minerals which substitute olivine are the most frequent ones (Pl. VI). The anhydritization process is also noteworthy; it significantly affects these thermal magnesian rocks. Anhydrite replaces almost completely the carbonatic cement, so that the contact magnesian minerals are embedded into an anhydrite matrix (Pl. VI, VII, VIII, IX, X).

Under the influence of the thermal metamorphism, the argillaceous rocks have been transformed into biotite \pm andalusite hornfelses (Fig. 25) which are widespread in the Valea Mare and Vărad sectors (Figs. 23, 24). These biotite hornfelses are in many places intensely affected by the sericitization process. Pyroxene \pm biotite hornfelses, which occur scarcely within the Valea Mare limestones, are not so significant.

Silicious sandstones or orthoquartzites recrystallized by thermal metamorphism giving rise to quartzites which usually are located at the skarns contact with the banatitic bodies (Fig. 26).

b) *Contact Metasomatism.* The contact metasomatism processes generated by the banatitic emplacement within the Mesozoic sedimentary rocks (mainly calcareous facies) allowed the formation of various rocks built up of Ca, Fe and Mg silicates; for such occurrences we have used the term „skarn”, according to Korzhinskij (1953). Metasomatism has a selective character as a result of different degrees of host rock competence with regard to the postmagmatic fluids.

Position, Shape and Size, and Mineralogy of the Skarn Bodies from Moldova Nouă were determined to a great extent by the structural, lithological and petrochemical peculiarities of the rocks, wherein the contact metasomatism processes took place. The skarns are located at the very contact with the banatitic intrusions or at 50–100 m from the contact; occasionally they are found even within the intrusive bodies as wedges or lenses. They occur as lens-like bodies – branching out or ending as digitations – continuous or interrupted bands, irregular bodies or veins in the crystalline limestones. The depths vary from 0 to 200 m. The cross sections accurately indicate the position and the shapes and sizes of the skarn bodies (Figs. 27, 28, 29, 30, 31).

Different types of skarns were formed during the high temperature metasomatism affecting the calcareous rocks within the contact aureoles of the banatitic rocks (Pl. XII, XIII, XIV, XV). They are mostly made of garnets and subordinately of pyroxene, vesuvianite and wollastonite. Scapolite and chondrodite were only sporadically found. Garnetiferous skarns with or without pyroxene are very well developed through the main part of the contact aureole. X-ray diffraction data show the predominant andraditic character of garnets in various types of skarns (Tables 13, 14, 15). Unexpected amount of apatite and sphene in some garnetiferous skarns are to be mentioned. This fact may be explained by the greater mobility of P and Ti in some sequences of the contact metasomatic processes.

Considerations on the Chemistry of the Contact Metasomatic Processes were taken into account in order to complete the data of the mineralogic features of the contact metasomatism. Some chemical analysis were carried out (Table 16), their results being converted into equivalent values. Barth standard cell (Table 17) has been calculated in order to analyse the grain-loose processes during the skarn formation.

An unaltered sedimentary limestone was considered as reference term in our calculations; various types of skarns of the contact aureole from the Suvorov banatitic body being taken into account. The computed diagram (Fig. 32) shows that the metasomatic processes took place with a significant supply of SiO_2 and a removal of Ca and C. The Mg supply was generally reduced compared to Fe and Al which indicated positive values in most of the studied cases.

c) *Petrogenetic Conclusions on the Thermal and Metasomatic Contact Rocks.* The changes which took place as a result of the contact metamorphism processes generated by the banatitic intrusions depended on the chemical, lithological and structural control of the host rock and of the banatitic ones as well.

The complexity of the contact metamorphism processes is due to the superposition of the thermal and metasomatic effects. In the high temperature metasomatic processes which generated the skarns, the main part was played by the Si, Al, Fe, Ca metasomatism and less by Mg,



which contributed to the predominant formation of garnets belonging to the grossular-andradite series and subordinately of diopside, wollastonite and vesuvianite. It results that the succession of the skarn minerals is given by the diopside — Ca-Al garnet — wollastonite — Ca-Fe garnet-vesuvianite line. The great variety of the contact rock types from the aureoles of the banatitic intrusions is closely connected to the lithologic character of the host rock which determined a zoning of the IInd order.

C) Subsequent Phase of Metasomatic Contact Metamorphism

1. Early Hydrothermal Subphase

a) Formation of Iron Oxides and Hydrosilicates. The various processes of metasomatic contact metamorphism took place according to a gradual decrease of temperature. Favouable conditions for the formation of iron oxides (hematite, magnetite) are achieved during the subsequent phase of contact metasomatism by the increase of iron supply. By gradual decrease of iron concentration and temperature, the character of the solutions changed unceasingly; favourable conditions for the formation of hydrosilicates (epidotes, actinolite, tremolite, chlorite), which usually substitute high temperature skarn silicates (garnet, pyroxene), are therefore created. The mineralogical composition of skarns formed by high temperature metasomatic processes becomes complicated by the occurrence of the silicates containing (OH). For these metasomatic rocks the term pseudo-skarns according to Korzhinsky has been used. There have been differentiated pseudo-skarns with epidote, actinolite and tremolite wherein relicts of garnets and pyroxene are still found (Pl. XV, XVI).

b) Hydrothermal Metamorphism of Banatitic and Contact Rocks

Hydrothermal Metamorphism of Banatitic Rocks. As it has been previously shown the banatitic intrusions are generally located along major Laramide fractures striking approximately N—S. After the consolidation of the intrusions a new tectonic activity gave rise to fracture systems and fissures which affected both the banatitic and the surrounding sedimentary rocks. The existence of these ruptural lines determined a great permeability of the rocks towards the hydrothermal solutions of the subsequent phase of metasomatism. During their circulation various processes of rock alteration and ore deposition events occurred. The different processes of the hydrothermal activity took place in the sense of gradual decrease of temperature and pressure as well as according to the variation of the chemical composition of the solutions. The hydrothermalism played a significant part in the alteration of the banatitic rocks. The hydrothermal processes of the early hydrothermal subphase developed during several stages characterized by specific mineralogical parageneses. The first alterations, which have taken place at a higher temperature and increase of K supply are represented by the feldspathization of the banatites. The assemblage characterising this stage consists of orthoclase, quartz, biotite, muscovite and adular in different amounts. Orthoclase represents the most important occurrence; it often substitutes plagioclase phenocrysts and even parts of the groundmass of quartzdiorites porphyries; it is also deposited along fissures together with other minerals formed simultaneously (Pl. XVI, XVII). Beside orthoclase, biotite is also significant in places.

The sericitization follows the feldspathization and generally is well developed within the banatites in the vicinity of the ore zones. The most frequent and significant paragenesis is made up of sericite, quartz and pyrite; chlorite and carbonates (calcite, siderite) may be found in variable and subordinated quantities, too. There have been noticed various degrees of the sericitization process, up to the most advanced ones, wherein the banatitic rock has been entirely replaced by a compact aggregate of sericite and quartz impregnated with pyrite (Pl. VII).

The argillization is less developed in comparison with the other alteration processes and it usually takes place in the upper parts of the banatite body. The X-ray diffraction data frequently indicate illite occurrences accompanied by subordinate quantities of kaolinite, montmorillonite, beidellite and saponite. The presence of illite as an important clay minerals attests once more the prevalent potassic character of the alterations of the early hydrothermal subphase.

The potassic facies is followed by an important silicification stage; it is characterized by the abundant formation of quartz, accompanied by reduced quantities of sulphides (molybdenite,



pyrite) and even carbonates. A distinct characteristic of the silicification process is indicated by the formation of hydrothermal quartzites resulting from complete replacement of banatitic rocks by quartz (Pl. XVIII), or associated with reduced amounts of sulphides (especially molybdenite, pyrite and chalcopyrite) and carbonates. The rare relicts of banatitic rocks in these zones of intense silica metasomatism is a valuable indication in proving the metasomatic character of hydrothermal quartzites. However, the silicification process took place within a well-defined stage, with a great importance in the hydrothermal alteration processes. During this stage quartz has been formed as a mineral which precedes or, better said, announces the metallogenetic stage (Cu and base metal sulphides accompanied by quartz). This significant range of formation is characteristic for quartz.

From researches regarding the hydrothermal alterations of the banatitic rocks during the early hydrothermal subphase it results a sequence of the various processes and less a zoning of them. The lack of an obvious zoning is due to the interference of various alteration processes which gave rise to complex mineralogic association as a result of different geothermodynamic and chemical conditions under which hydrothermal solutions migrated. The hiding of a possible initial zonality by the telescoping of various mineralogic sequences may be explained by flows of solutions in successive waves which followed on their way the same channel through the banatitic structures.

Hydrothermal Metamorphism of the Contact Rocks. The contact rocks were affected to a reduced extent by the hydrothermal metamorphism of the early hydrothermal subphase. The hydrothermal processes occurred both as open spaces depositions along the discontinuity systems in rocks, and as metasomatic replacements of the primary minerals. Thus, orthoclase, quartz, biotite and adular are occasionally deposited along the fissure systems in the biotitic hornfelses at the contact with feldspathized banatitic rocks (Pl. XIX) or even along fissures in some garnetiferous skarns of the Suvorov sector (Pl. XIX). After the processes of hydrothermal retrograde metamorphism which started during the subsequent phase of the contact metasomatism, the hydrothermal solutions affected the garnetiferous and pyroxene skarns, pseudo-skarns occurring. Garnets and pyroxenes are, in places, entirely substituted by epidote chlorite, actinote and tremolite in such pseudo-skarns. The sericitization process affected especially the biotitic hornfelses, whose biotite and andalusite are replaced by sericite which, at the same time, is deposited along the fissures as well. The silicification is not so developed in the contact rocks as in the banatitic ones. However, there are cases when the carbonatic mass of certain garnetiferous skarns, highly substituted by quartz and chalcedony (Pl. XIX), occasionally associated with sulphides.

c) *Sulphides Formation.* The early hydrothermal subphase is also characterized by important metallogenetic processes giving rise to cupriferous and base metal ores. The formation of sulphides with prevailing pyrite and chalcopyrite takes place in a well-defined stage which—as it results from our observations—is preceded, accompanied and succeeded by specific types of banatitic and contact rocks alterations. Simultaneously with the silicification there have been found suitable conditions for the deposition of metallic sulphides which, as it will be seen in the chapter dealing with the mineralization, constitute significant ores in skarns or even in banatitic rocks and with lesser extent in other metasomatic contact rocks.

2. Late Hydrothermal Subphase. The alteration processes of this phase would correspond to Korzhinsky's late stage with which the metallogenesis ends. Some of these processes are partly superposed to the final sequence of sulphides formation. Carbonation, anhydritization and zeolites formation have been distinguished in the sequence of these late products.

The carbonation is more intense in the final sequences of the sulphides metallogenesis. Calcite and siderite are common and they accompany the sulphides during the partial substitution of the initial carbonatic matrix of the garnetiferous skarns or even of the garnets (Pl. XX), epidote, wollastonite and vesuvianite.

Anhydritization is one of the most important processes of the late hydrothermal subphase. It often develops with a metasomatic character both in the banatitic and in some contact-rocks. The violaceous or grey-violaceous anhydrite replaces parts of the groundmass or plagioclase phenocrysts in quartzdioritic porphyries, at the same time being deposited along the fissures crossing the rocks (Pl. XX, XXI). The geothermometric analyses—using the method of



homogenization of biphasic liquid inclusions in the anhydrite crystals — indicate temperatures varying from 258°C to 270°C for anhydrite associated with small amounts of sulphides, and temperatures varying from 210°C to 220°C for the anhydrite completely devoid of sulphides which it usually cuts. From its relationships toward quartz and sulphides it results that anhydrite begins to deposit during their final formation since it often includes and corrodes them. Anhydrite may be considered a late gangue mineral of the sulphides.

Another aspect of the anhydritization process refers to the magnesian crystalline limestones which have been often highly substituted by anhydrite. Thus, there were noticed various degrees of replacement of the initial carbonatic matrix which contained contact magnesian minerals. There result rocks made up of an anhydrite matrix wherein contact magnesian minerals are embedded. The anhydritic metasomatism exhibits various degrees of intensity (Pl. VI—X). More often it was noticed that, in direct connection with anhydritization, forsterite is completely serpentinized; thus forsterite crystals pseudomorphosed by serpentine minerals, especially antigonite occur within an anhydrite matrix.

The anhydritization rarely affects the garnetiferous skarns and certain endoskarns at the contact with the anhydritized banatitic rocks. Occasionally, anhydrite is deposited along the fissures or substitutes small zones of the initial carbonatic cement (Pl. XXII).

After the hydration processes, anhydrite is sometimes transformed into gypsum, especially at the shallow depth (Pl. XXII). At the same time, fibrous varieties of gypsum deposited from sulphatic solutions of lower temperature along fissures or within the breccified zones of the banatitic and contact rocks of the upper levels (Pl. XXI, XXII).

The anhydrite formation during the late hydrothermal subphase is due to the action of certain solutions enriched in SO_4^{2-} during the last sequences of the mineralization process. In many similar cases it has been noticed that after the sulphides formation the solutions change further the physico-chemical character (temperature, increase of alkali content, oxidation potential, etc.). Calcium necessary for the anhydrite formation was provided, in the case of the Moldova Nouă ore deposit, by the Mesozoic calcareous rocks through which the solutions enriched in SO_4^{2-} circulated.

The last hydrothermal activity of the late hydrothermal subphase is represented by zeolitic facies which indicates the ceasing of the activity connected to the Laramide banatitic magmatogenesis. In comparison with other alteration stages, the zeolites formation is more restricted as regards the intensity of the process and the spatial distribution. Two kinds of zeolites have been distinguished: depositions along fissures or in the cavities of the banatitic and contact rocks, and substitution products in the banatitic rocks, which mostly affects the plagioclase phenocrysts and subordinately the groundmass of some porphyric rocks. Stilbite, usually fibroradial, is the most widespread zeolite while thompsonite, laumontite, natrolite and chabazite occur to a lesser extent (Pl. XXII, XXIII). Besides optical studies, X-ray diffraction data and IR-analysis have been taken into account in order to determine the above mentioned zeolites.

VI. MINERALIZATION

A) Position of the Ore Bodies in the Suvorov-Valea Mare Zone

The ore deposits in the Suvorov-Valea Mare zone have a complex character; they contain base metal sulphides beside subordinate amounts of iron oxides (hematite, magnetite). The main ore deposits are located in the garnetiferous skarns at the contact of banatitic intrusions, without exceeding the contact aureoles. Low grade ores of the „porphyry copper” type are connected to several banatitic intrusions.

One may notice that the intensity of the mineralization process is deeply influenced by the extent of the contact and hydrothermal metamorphism, depending on the closeness with the intrusion contact, the petrochemical features of the host rock as well as the structural control.

The distribution of the pyrometasomatic and hydrothermal alterations directly determined the location of ore deposits, the hydrothermal alteration control playing on obvious part during the metallogenetic process. The ore deposition in the Suvorov-Valea Mare zone have the following structural features (Figs. 33, 34, 35, 36, 37):

- irregular bodies disposed along the intrusive contact;
- impregnations in garnetiferous skarns, crystalline limestones and banatitic rocks;
- deposition along the systems of fractures by the contact or within the banatitic rocks.



The metallogenetic processes began with the formation of the iron oxides, hydrosilicates occurring in its final sequence. This stage succeeds, or, better said, closes the skarnization phase and opens the subsequent phase of the contact metamorphism. The important metallic ores have been formed, however, during the sulphide stage which is delimited and accompanied by certain hydrothermal metamorphic occurrences. In order to present systematically the mode of the ore location and distribution their description will be done depending on the types of rocks to which they associate.

1. Mineralization from Contact Rocks

a) *Mineralization from Skarns.* Important iron sulphide and oxide ores are often located mostly in garnetiferous ± pyroxene skarns. In this case, the mineralization is represented by impregnations in skarns or massive bodies when it results from intense substitutions of skarns. Vein-like depositions have been rarely found. The important ore deposits in skarns have strikes and dips generally similar to those of the bodies and apophyses of banatitic rocks nearby they occur. An important mineralization appears at the western contact of the Suvorov banatitic body with limestones. In the same zone cupriferous mineralization has been found and worked out for a long time. For outlining and estimation of the economic potential of the ore deposits in the Suvorov-Valea Mare zone there have been carried out mining works and drillings disposed along a system of cross sections. The mineralization of the Suvorov sector is made up of cupriferous base metal sulphides beside which iron oxides (hematite, magnetite) occur, too. In the Valea Mare sector the sulphides form exclusively the ore, while the iron oxides are very rare or are even missing.

The ore minerals are generally associated with garnetiferous and garnet + pyroxene skarns. The skarn-mineralization has a character determined both by the association between sulphides and iron oxides and by several gangue mineral associations formed during several stages fact which shows the various conditions occurring during metasomatic processes. The ore-textures are generally fine-grained and rarely coarse-grained, while the structure is mainly massive and only subordinately breccious or banded. The breccious structure which gives some precious indications in establishing the time of formation of certain metallogenetic processes is interesting. Thus, occasionally, the sulphides (especially pyrite and chalcopyrite) cement zones of skarns and crystalline limestones, indicating the existence of a time period between the formation of skarns and sulphides wherein the contact rocks have been breccified and fractured allowing the circulation of the mineralizing solutions.

Among the hypogene minerals, magnetite, hematite, pyrite, chalcopyrite, sphalerite, pyrrhotite, bornite, tetrahedrite, galena, bysmuth sulphosalts and marcasite have been identified (Pl. XXIV—XXXIII). The predominant cupriferous character of the Moldova Nouă mineralization is determined by the prevalence of pyrite and chalcopyrite. The hypogene metallic minerals are represented by limonite, bornite, covellite, chalcocite, malachite, melanterite and crysocolle. The gangue has also a complex character being represented, on the one hand, by the primary minerals of the skarns (garnets, diopside, vesuvian, wollastonite, etc.) and, on the other hand, by minerals formed during the subsequent phase when iron oxides and sulphides (epidote, actinote, chlorite, adular, quartz, carbonates, anhydrite, gypsum, zeolites) deposit. The predominance of chlorite, epidote and quartz is to be mentioned (Pl. XXXIII).

b) *The mineralization of crystalline limestones* has a reduced economic importance and is developed as impregnations or vein-like bodies. The mineralogic parageneses are somehow similar to those of skarns, but they are more simple, with the predominance of pyrite, sphalerite, galena and subordinately chalcopyrite. Quartz is the prevailing gangue mineral, followed by carbonates, anhydrite, gypsum and, in places, fluorite.

c) *The mineralization of the magnesian crystalline limestones* proved to be, up to now, without economic importance. The metallic minerals, generally represented by sulphides (pyrite, pyrrhotite, sphalerite, chalcopyrite and marcasite) developed along systems of fissures and they rare constitute reduced replacement occurrences within the carbonatic cement. More important aggregates of pyrrhotite and chalcopyrite have been noticed in places. In all cases the gangue is



represented by primary magnesian minerals, their alteration products as well as later hydrothermal minerals (anhydrite, gypsum and calcite).

d) *The mineralization of biotitic hornfelses* is also totally without economic importance and it consists of fissure fillings represented by pyrite, chalcopyrite and even molybdenite, associated with quartz, anhydrite and calcite.

2. Mineralization of Banatitic Rocks. Sulphide mineralization of banatitic rocks as impregnations or deposition along systems of fissures took place in close connection with the hydrothermal activity. The most frequent sulphides are pyrite, chalcopyrite and subordinately molybdenite which usually occur in the zones with an intense silicification of banatites, quartz being the predominant gangue mineral. Up to the present, the Suvorov banatitic body presents the most interesting cupriferous mineralization in the whole investigated zone. It must be mentioned that, according to the mineralogic parageneses as well as the structural characters, the mineralization of the banatitic body could be included in the „porphyry copper” type of mineralization being, however, different from some viewpoints from similar ores described in other parts of the world.

B) Considerations on the Chemistry of Sulphide Mineralization

The mineralization of the Suvorov-Valea Mare zone has mainly a cupriferous character due to the presence of chalcopyrite and pyrite, as the commonest minerals. Numerous chemical analyses for Cu, Fe, S of the skarn deposits, limestones and banatites have been carried out in order to stimulate the economic interest of the Suvorov-Valea Mare zone. The diagrams of copper contents (Pl. XXXIX, XL, Figs. 39, 40, 41, 42, 43) are constant within the mineralized zones of skarns. The increase of copper content in garnetiferous skarns at the immediate contact with banatitic rocks and its lowering when passing to other contact rocks or even in the skarns located farther the intrusive contact is obvious.

C greater constancy of copper contents is noticed in case of mineralized banatitic rocks where the copper contents although constant are, however, lower.

A) Study of Quantitative Chemical-Mineralogical Characteristic Features of the Sulphide Mineralization by Mathematic Statistics Methods

1. **Distribution Type of Copper** (Table 18, 19). In order to analyse the distribution type of copper within the Moldova Nouă ore deposit the copper contents have been statistically computed both on the whole ore deposit and on each petrographic type of rock. The statistical distribution of copper contents has been established for equal logarithmical intervals the extension of which (d) has been determined relying on Sturges' function :

$$d = \frac{\log X_{\max} - \log X_{\min}}{1 + 3.322 \log N}$$

in which $\log X_{\max}$ and $\log X_{\min}$ are the logarithms of external values of a series of copper contents, having N values.

The analysis of the histograms of the copper content distribution points to certain deviations from the bell-like aspect proper to the lognormal distribution for most of the petrographic types. These deviations argue the hypothesis of the mineralization represented by several copper-bearing minerals or at least by ore mineral of several generations.

The mineralogical studies correlated with the chemical analyses indicate that, besides chalcopyrite, pyrite is also a copper-bearing mineral. Both minerals may belong to several generations. The distribution character varies within the same petrographic type of analysed rock, in some cases showing lognormality, in other cases normality. One may remember that the Cu-bearing minerals (chalcopyrite and pyrite) have an irregular development in the ore deposit which is reflected in the deviation from lognormality of the copper distribution in the whole ore deposit.



2. Variations of the Copper Content (Fig. 45, Tables 20,21). For the purpose of the statistic test of striking variations of copper content — in the sense that they fluctuate around a certain value or, on the contrary, they systematically increase or decrease with some deviations manifesting a directional tendency — the method of statistic analysis of autocovariance based on the test of series, returning points and ranges of correlation (Miller, Kahn, 1962) has been used. There results that the copper content of banatitic rocks, skarns and crystalline limestones most frequently manifest directional tendency. These data support the idea that the metallogenetic processes mostly developed at the contact of the banatitic intrusions, their distribution decreasing laterally.

3. The Economic Potential of Various Types of Rocks of the Ore Deposit (Tables 22, 23, Fig. 44, Pl. XL). In order to comment the economic potential there have been evaluated the parameters of the copper distribution, being used in the calculation of the logarithmic values of the contents. For available data about the copper distribution within the ore deposit, the have been calculated the average content and the variation coefficient for each sequence of the petrographic types from drillings and mining works and finally for each petrographic type related to the whole ore deposit. The highest average contents with the most pronounced constancy are those from skarns ($\bar{X} = 0.66\% \text{ Cu}$ and $V = 118$, where \bar{X} = notation used for the average (m) and V = variation coefficient). Within the banatitic rocks, the contents $\bar{X} = 0.28\% \text{ Cu}$ and the close stability between them $V = 200$ lead to the idea that it is advisable to take into account the recovery of mineralized banatitic rocks.

D) Considerations on Metallogenesis

Making an attempt to analyse the significance of the structural, lithological and geochemical control during the ore deposition, we are able to precise some facts about the metallogenesis in the Suvorov-Valea Mare area. The frequent location of cupriferous \pm iron oxides mineralization may be explained by their chemical and physical properties. The skarns are generally characterized by a porosity more marked than the initial carbonatic rocks; at the same time they are more easily breccified and fissured fact that facilitates the circulation of the solutions. Anyhow, one notice that the shape and size as well as the position of the ore bodies depend on the physical properties and on the host rock deformations. That is why the mineralization may occur in various situations both regarding the form of the ore deposit and its location in certain types of rocks. Thus, in the Moldova Nouă region some ore deposits are located along the systems of fissures which cross both the skarns and the neighbouring rocks, while other ores are connected to certain petrographic varieties of skarns, and at last they occur at the contact between limestones and skarns or they perfectly coincide with the skarn bodies.

The first metallogenetic event took place during a subsequent phase of the contact metasomatism (related to the beginning of the hydrothermal phase) and it is represented by the formation of iron oxides (hematite, magnetite). Decreasing the iron content and the temperature of the solutions, favourable conditions for the formation of hydrosilicates are noteworthy. Magnetite and hematite deposit in skarns as impregnations or massive aggregates as a result of early skarn silicates replacement or along fissure systems.

Following this, the hydrothermal metasomatism developed with a great intensity leading to a hydrothermal metamorphism of the banatitic rocks and to a new metallogenetic stage wherein the formation of sulphides often accompanied by quartz as the predominant gangue mineral takes place.

Our observations point out that the processes of sulphides formation are preceded and accompanied by specific types of alterations of the surrounding rocks, ending during a late alteration phase as a last echo of the hydrothermal activity. The sulphide mineralization belong to the „quartz phase with sulphides” according to Schneiderhöhn (1955). The quartz and sulphides formation stage is preceded more often than not by tectonic movements which has determined fracturing and fissuration of early minerals. The skarn minerals and the oxides are cut by systems of fissures along which the sulphides are deposited; the ore minerals corrode the earlier minerals, too. Besides these tectonic movements prior to the sulphides deposition, the tectonic activity simultaneous with the sulphide mineralization, which has led to the regeneration and creation of some circulation ways for solutions, play a particular part. The observations



regarding the relationships between skarn minerals, magnetite and sulphides allowed to appreciate that in the evolution of postmagmatic processes connected to the banatitic magmatism the skarnization phase and its subsequent phase are individualized. The iron oxides formed during the earliest stage of the subsequent phase and were followed by stages of hydrothermal alterations and the metallogenetic stage sulphides.

The study of the sulphide mineralization from the structural, paragenetic viewpoints as well as the relations of the constituent minerals determined us to assign a hydrothermal genesis to the mineralization. The sulphides formed during a well-defined stage. At the same time with the silicification stage, favourable conditions for the precipitation of sulphides, which reaches a maximum within a certain temperature, pressure and sulphur potential ranges begin to perform.

The assemblages of metallic and gangue minerals as well as the ratios between the results of the different hydrothermal alteration stages and those of the metallogenetic stages lead to the idea that the important metallogenetic activity developed during the meso-hypothermal phase. The assigning of the hydrothermal genesis is based on the following observations :

the complex shape and size of ore bodies which may occur in the same zone as impregnations, massive bodies or filling fissures or fractures with a stock-like appearance ;

the presence of similar metallic and gangue minerals in almost all the types of mineralization without considering the host rock ;

the spatial relationships between the metallic and gangue minerals are of embedding, corrosion and substitution of the older minerals by the new ones.

The evolution of various sulphides ;

- the presence of several generations of the some mineral (pyrite, chalcopyrite, sphalerite) ;

- the mineralization structures which are very specific and occasionally similar to those of the vein ore deposits ;

- the prevalence of quartz and chlorite as typical gangue minerals of the hydrothermal alteration processes ;

- the trace element associations which are identical with those of the typical hydrothermal ore deposits.

- The complex character of the Moldova Nouă ore deposit presumes an evolution of the metallogenetic processes under conditions of a great variability of the chemical and thermodynamical regimen of hydrothermal solutions.

VII. CONCLUSIONS

In the Moldova Nouă region, at the end of Upper Cretaceous, an intense magmatic activity developed ; it was represented by the intrusion of banatitic rocks along fracture lines approximately striking N – S. The intrusions consolidated at shallow depths determining rather porphyric structures for the igneous rocks which are generally represented by quartzdioritic porphyries and less by granodiorites. The petrographic uniformity of the banatitic rocks of the Suvorov-Valea Mare zone is proved by the chemical analyses which emphasize that the magmas belong to the quartzdioritic group having a granodioritic tendency. The predominant banatitic bodies are represented by apophyses and subordinately by irregular small bodies. Their striking is approximately N – S and the dips westwards with values somehow close to those of the Mesozoic sedimentary formations. From the geological section resulting from drillings it is to be seen that the banatitic apophyses trend to connect to a root nearby the Oravița tectonic line. Related to the banatitic intrusions the Mesozoic surrounding rocks were intensely altered under the influence of thermal and metasomatic contact metamorphism, crystalline limestones, hornfelses and skarns resulting in. The skarns formed by conversion of limestones during high temperature infiltration metasomatism. The garneliferous skarns predominate, while occasionally diopside, vesuvianite and wollastonite skarns occur, too. The significance of the structural and lithological control is obvious during the skarn formation. Another important event of the Laramian postmagmatic metasomatism is connected to a subsequent phase of the contact metasomatism ; the solutions with a more striking aqueous character which evolved simultaneously with a gradual decrease of temperature, determine various processes according to the chemical potentials and PT conditions existing at a given period of time.

The hydrothermal metamorphism and the metallogenetic processes took place during the subsequent phase, our researches permitting both to establish certain stages of their evolution and the specific interdependence. The beginning of the subsequent phase is marked by the formation



of the iron oxides and various hydrosilicates. Further on, the hydrothermal activity widely developed by metamorphism processes of the banatitic and contact rocks and by metallogenetic processes. The sequence as well as the interdependence of the diverse processes produced by the banatitic magmatic activity leads, more often than not, to an overlapping of the occurrences generated in various studies; thus, mineral assemblages result which — although generated by a certain succession — superpose each other and do not present a spatial zoning anymore; the skarn-forming fluids as well as the hydrothermal solutions themselves have used approximately the same channels of upward migration. The proximity of the contact with the banatitic intrusions, the extent of the contact and hydrothermal metamorphism, as well as the spreading of the fracturation zones prior to the mineralization are control factors which influenced the location of the ore minerals. The metallogenetic processes which have generated the sulphides end with a late hydrothermal alteration subphase which exhibits the formation of anhydrite and zeolites.

In the investigated area, the importance of the occurrences generated by the Laramian banatitic magmatism varies according to the degree of the development of the phase during which they have formed.

PLANŞA I

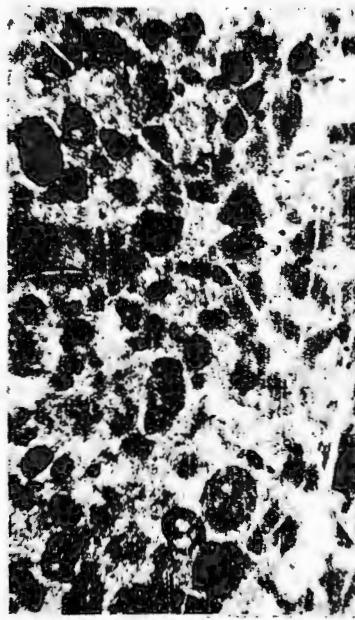
Fig. 1. — Calcar pseudoolitic. Valea Mare. N//; x 10.
Pseudoolitic limestone

Fig. 2. — Calcar oolitic. Valea Mare. N. //; x 10.
Oolithic limestone

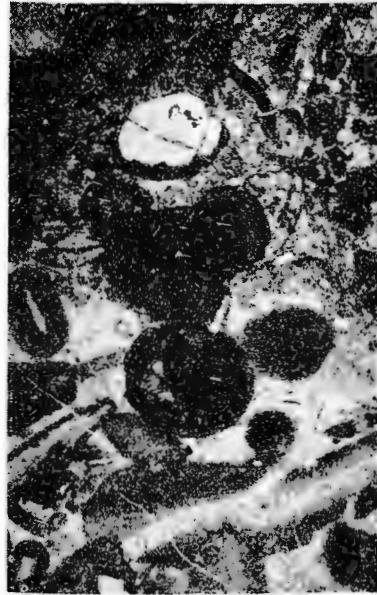
Fig. 3. — Gresie cu ciment calcaros. Valea Mare. cuarț (1); ciment calcaros (2); N.//; x 70.
Calcareous sandstone; quartz (1); calcareous cement (2).

Fig. 4. — Andezit cuarțifer cu hornblendă. Valea Mare. N.+; x 10; hornblendă (1); plagiocalz (2).
Hornblende-quartz-andezite; hornblende (1); plagioclase (2).

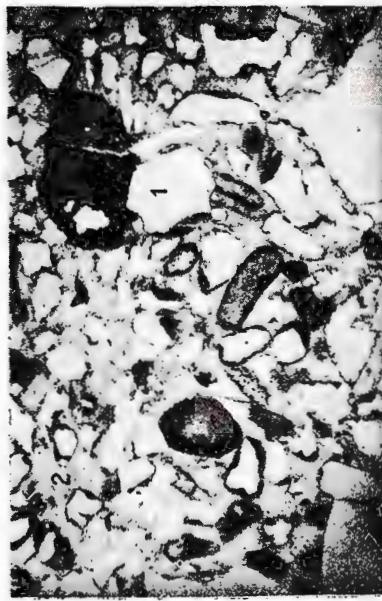




1



2



3



4

PLANŞA II

Fig. 1. — Porfir cuarțdioritic cu biotit. Valea Mare. Biotit (1) ; plagioclaz (2) ; N. + ; $\times 10$.
Biotite-quartzdiorite porphyry ; biotite (1) ; plagioclase (2).

Fig. 2. — Porfir cuarțdioritic cu hornblendă. Valea Mare. Plagioclaz (1) ; hornblendă (2) ; N. + ; $\times 10$.

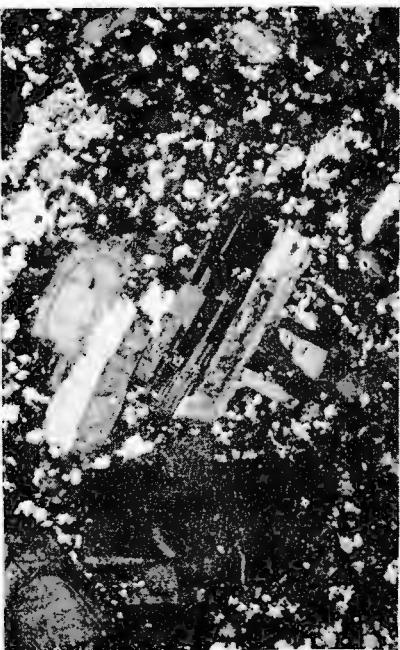
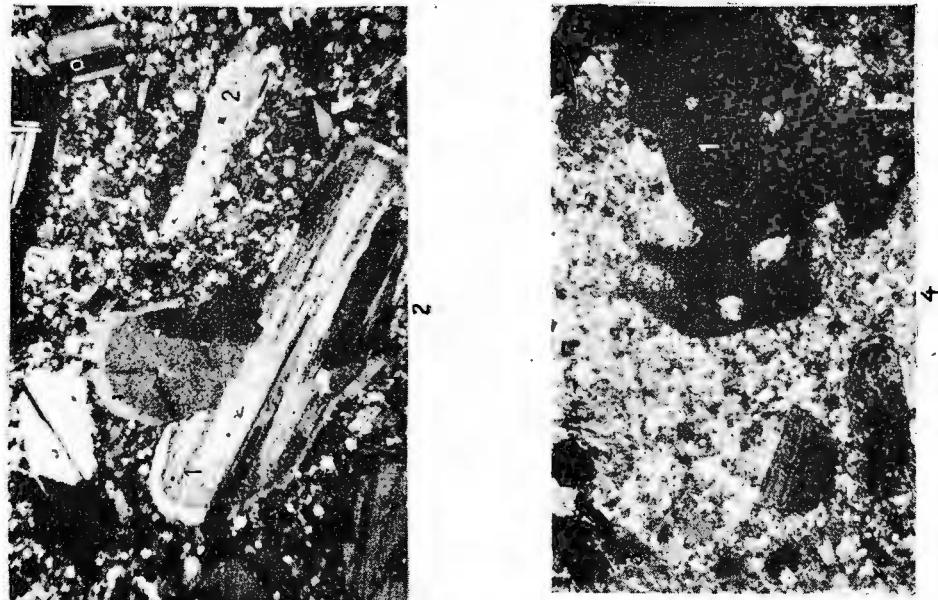
Hornblende-quartzdiorite porphyry ; plagioclase (1) ; hornblende (2).

Fig. 3. — Porfir cuarțdiritic Suvorov. N. + ; $\times 10$.
Quartzdiorite porphyry

Fig. 4. — Porfir cuarțdioritic. Suvorov. Fenocristal de cuarț intens corodat (1) ; biotit (2) ; hornblendă (3). N. + ; $\times 10$.

Quartzdiorite porphyry ; quartz phenocryst highly corroded (1) ; biotite (2) ; hornblende (3).





Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.

PLANSĂ III

- Fig. 1. — Porfir cuarțdioritic imbogățit în biotit la contact cu corneene biotitice. Vărad. N. + ;
× 10.
Quartzdiorite porphyry enriched in biotite near the contact with biotite-hornfels.
- Fig. 2. — Porfir cuarțdioritic imbogățit în biotit la contact cu corneene biotitice. Valea Mare.
N + ; × 10.
Quartzdiorite porphyry enriched in biotite near the contact with biotite-hornfels.
- Fig. 3. — Porfir cuarțdioritic cu pasta imbogățită în biotit la contact cu corneene biotitice. Ogașul
Bording. N. + ; × 70.
Groundmass of a quartzdiorite porphyry enriched in flaky biotite near the contact
with biotite-hornfels.
- Fig. 4. — Endoskarn cu diopsid. Suvorov. Diopsid (1); plagioclaz maclat (2); N.+ ; × 70.
Diopside-endoskarn ; diopside (1); twinned plagioclase (2)



IOANA GHEORGHIȚĂ. Mineralogia și petrografia de la Suvorov-Valea Mare.

Pl. III.



1



2



3

Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.

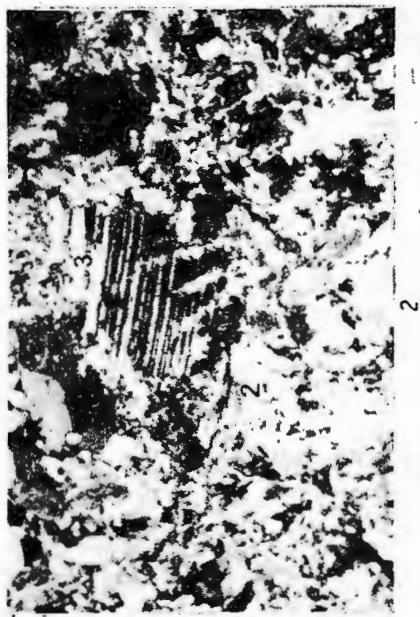


Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

- Fig. 1. — Endoskarn cu diopsid, parțial anhidritizat. Valea Mare. Plagioclaz (1); diopsid (2); anhidrit (3); N. + ; $\times 70$.
Diopside-endoskarn which has been partly anhydritized. Plagioclase (1); diopside (2); anhydrite (3).
- Fig. 2. — Endoskarn cu diopsid, substituit de actinot. Valea Mare. Diopsid (1); actinot (2); plagioclaz (3); N. + ; $\times 70$.
Diopside-endoskarn; the diopside has been partly converted into actinolite; diopside (1), actinolite (2); plagioclase (3).
- Fig. 3. — Marmură calcito-dolomitică. Valea Mare. N. + ; $\times 70$.
Calcitic-dolomitic marble.
- Fig. 4. — Calcar cristalin cu forsterit. Valea Mare. Forsterit (1); calcit (2); magnetit (3); N. + ; $\times 70$.
Forsterite-crystalline limestone; forsterite (1); calcite (2); magnetite (3).

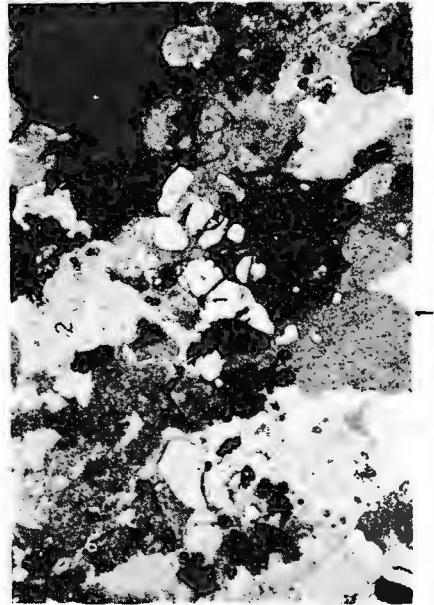




PLANŞA V

- Fig. 1. — Calcar cristalin cu forsterit. Vărad. Forsterit (1) ; calcit (2) ; N. + ; $\times 70$.
Forsterite -crystalline limestone ; forsterite (1) ; calcite (2).
- Fig. 2. — Oficalcit. Valea Mare. Forsterit transformat în antigorit ; (1) calcit (2) ; N. + ; $\times 70$.
Ophicalcite ; forsterite converted into antigorite (1) ; calcite (2).
- Fig. 3. — Oficalcit. Vărad. Forsterit pseudomorfozat de antigorit (1) ; calcit (2) ; magnetit (3).
N. + ; $\times 70$.
Ophicalcite ; forsterite converted into antigorite (1) ; calcite (2) ; magnetite (3).
- Fig. 4. — Calcar cristalin cu diopsid. Valea Mare. Diopsid (1) ; calcit (2). N. + ; $\times 70$.
Diopside-crystalline limestone ; diopside (1) ; calcite (2).

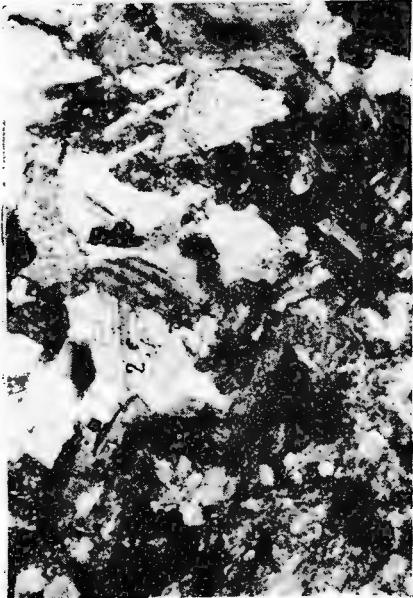




PLANŞA VI

- Fig.1. — Calcar cristalin cu flogopit. Valea Mare. Flogopit (1); calcit (2); N. + ; $\times 70$.
Phlogopite-crystalline limestone; phlogopite (1); calcite (2).
- Fig. 2. — Calcar cristalin cu brucit. Valea Mare. Brucit (1); calcit (2); N. + ; $\times 70$.
Brucite-crystalline limestone; brucite (1); calcite (2).
- Fig. 3. — Antigorit cu structură reticulară. Valea Mare. N. + ; $\times 70$.
Antigorite with reticular texture.
- Fig. 4. — Forsterit serpentinizat într-o matrice de anhidrit parțial transformat în gips. Valea Mare. Forsterit serpentinizat (1); anhidrit transformat parțial în gips (2); N. + ; $\times 70$.
Forsterite converted in to serpentine (1) embedded in a matrix of anhydrite partly replaced by gypsum (2).

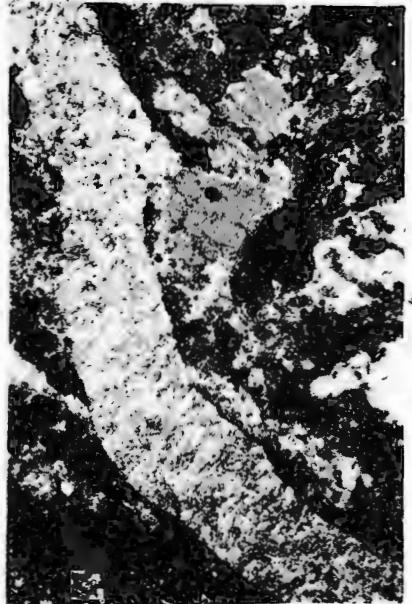
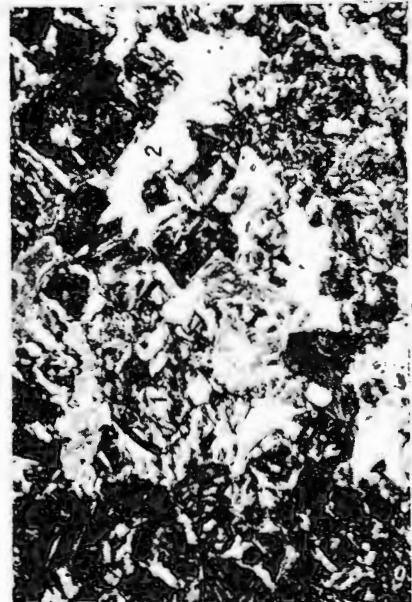
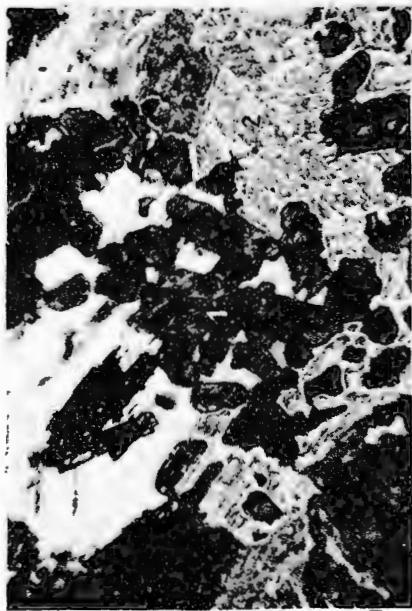




PLANŞA VII

- Fig. 1. — Forsterit serpentinizat cu matrice de anhidrit. Vărad. Forsterit serpentinizat (1); anhidrit (2).
Forsterite converted into serpentine (1) included by anhydrite (2);
- Fig. 2. — Forsterit serpentinizat inclus de pirotină și anhidrit. Valea Mare. Forsterit (1); pirotină (2); anhidrit (3); N. + ; $\times 70$.
Forsterite converted into serpentine (1) included by pyrrhotite (3) and anhydrite (3).
- Fig. 3. — Forsterit serpentinizat (1) într-o masă de anhidrit (2); Valea Mare N. + ; $\times 70$.
Forsterite converted into serpentine (1) embedded in a matrix of anhydrite (2).
- Fig. 4. — Fisură cu tale și saponit, într-un calcar cristalin cu forsterit. Valea Mare. N. + ; $\times 10$.
Talc and saponite as vein filling within forsterite-crystalline limestone.





PLANŞA VIII

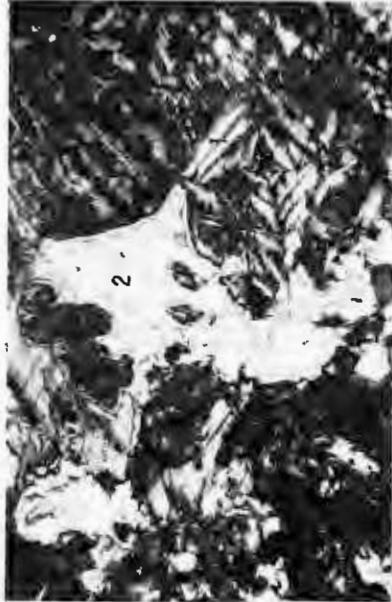
Fig. 1. — Cristale de actinot (1) intr-o masă de anhidrit (2). Valea Mare. N. + ; $\times 100$.
Crystals of actionolite (1) included by anhydrite (2).

Fig.2. — Actinot și flogopit. Valea Mare. Diopsid pseudomorfozat de actinot (1); flogopit (2).
N. + ; $\times 100$.
Actinolite and phlogopite; diopside converted to actionolite (1); phlogopite (2).

Fig. 3. — Tremolit și actinot cu relicte de diopsid. Valea Mare. N + ; $\times 70$.
Tremolite (1) associated with actinolite (2) and pyrite (3); relics of diopside (4).

Fig. 4. — Forsterit serpentinizat (1) inclus de anhidrit (2). Valea Mare. N. + ; $\times 70$.
Forsterite converted into serpentine (1) included by anhydrite (2).



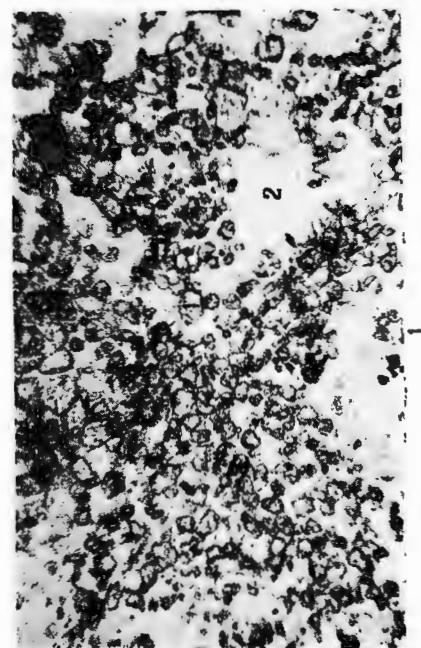


Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.

PLANŞA IX

- Fig. 1. — Forsterit (1) cu matrice de anhidrit (2). Vărad. N.//; $\times 70$.
Forsterite (1) embedded in an anhydrite matrix (2).
- Fig. 2. — Diopsid (1) și forsterit (2) într-o masă de anhidrit. Valea Mare. N.//; $\times 70$.
Diopside (1) and forsterite (2) in an anhydrite matrix (3) which has completely replaced the initial calcite matrix.
- Fig. 3. — Diopsid (1) într-o masă de anhidrit transformat complet în gips (2). Valea Mare. N. + ; $\times 70$.
Diopside (1) in a matrix of anhydrite converted into gypsum (2).
- Fig. 4. — Flogopit (1) într-o matrice de anhidrit (2); pirită (3). Valea Mare. N.//; $\times 100$.
Phlogopite (1) in a matrix of anhydrite (2), pyrite (3).

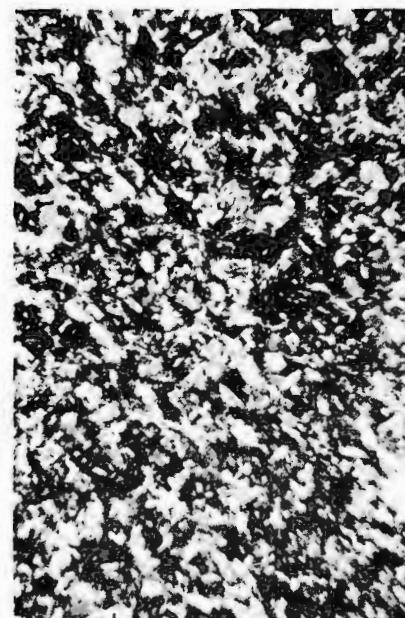




PLANŞA X

- Fig. 1. — Brucit (1), anhidrit (2). Vărad. N. + ; $\times 100$.
Brucite (1) embedded in an anhydrite matrix (2).
- Fig. 2. — Flogopit (1) și anhidrit (2). Vărad. N. //; $\times 100$.
Phlogopite (1) and anhydrite (2).
- Fig. 3. — Tremolit (1) inclus de anhidrit (2). Valea Mare. N. -+ ; $\times 70$.
Tremolite (1) included by anhydrite (2).
- Fig. 4. — Corneană biotitică. Valea Mare. N. + ; $\times 70$.
Biotite-hornfels.





PLANŞA XI

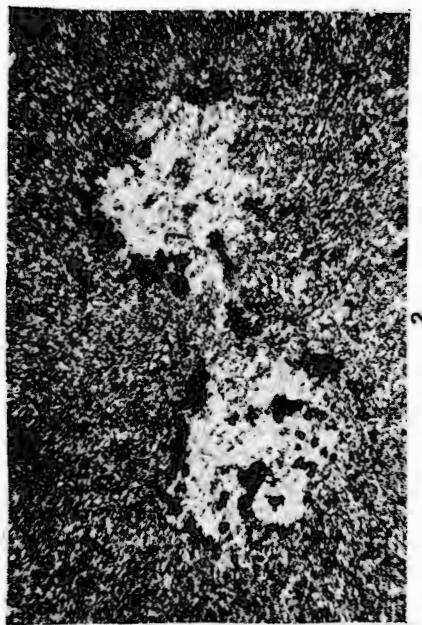
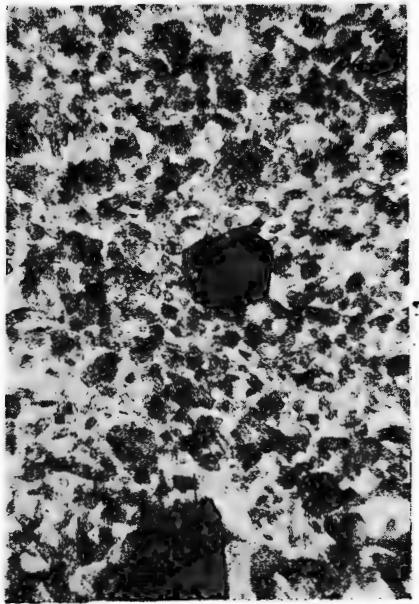
Fig. 1. — Corneană biotitică. Vârad. N.// ; $\times 100$.
Biotite-hornfels.

Fig. 2. — Porfiroblaste de andaluzit complet substituite de sericit într-o corneană biotitică. Valea Mare. N. + ; $\times 70$.
Biotite-andalusite-hornfels, the porphyroblasts of andalusite being completely converted to sericite.

Fig. 3. — Cuarțit de metamorfism termic. Valea Mare. N. + ; $\times 10$.
Thermal metamorphism-quartzite.

Fig. 4. — Cuarțit de metamorfism termic. Gărina. N. + ; $\times 70$.
Thermal metamorphism-quartzite.

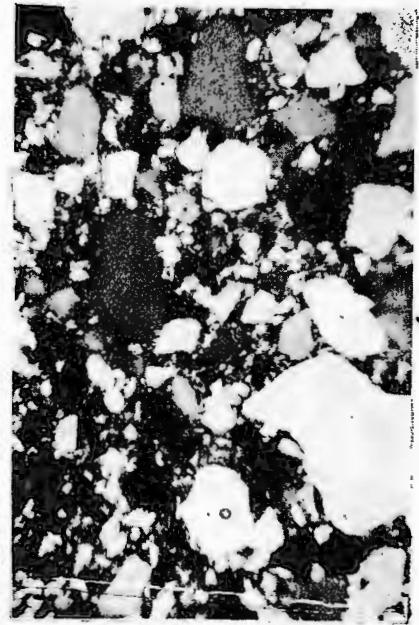




2



3

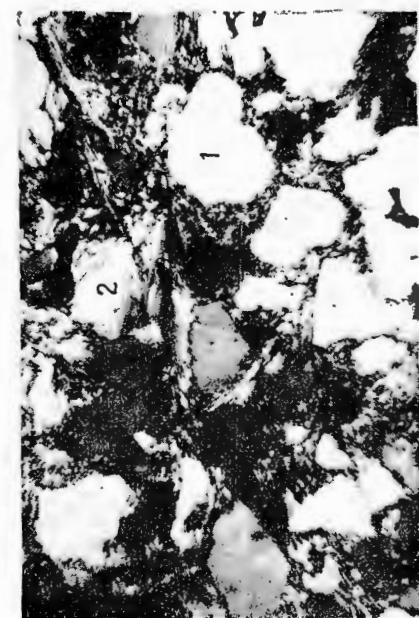


4

PLAPŞA XII

- Fig. 1. — Cuarț cu wollastonit. Valea Mare. Cuarț (1); wollastonit (2); N. +; $\times 70$.
Wollastonite-quartzite; quartz (1); wollastonite (2).
- Fig. 2. — Skarn cu granați. Suvorov. Granat (1); calcit (2); N. +; $\times 10$.
Garnet-skarn; garnet (1); calcite (2).
- Fig. 3. — Skarn cu granați. Valea Mare. N. +; $\times 70$.
Garnet-skarn with isotropic garnets.
- Fig. 4. — Granați anizotropi, zonati și maclați. Vărad. N. +; $\times 10$.
Garnets which in polarized light show rather strong birefringence, polysynthetic twinning and zonal growth.

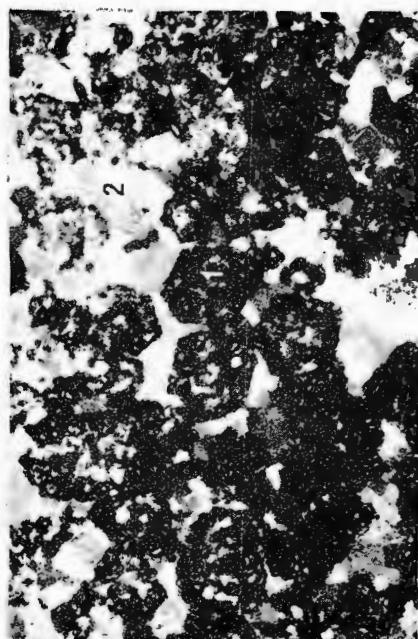




2



3



2

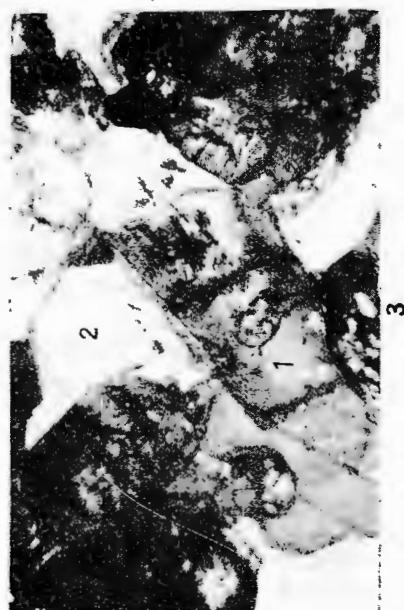


4

PLANŞA XIII

- Fig. 1. — Granați zonați incluși de pirită și calcopirită. Suvorov. N. //; $\times 10$.
Garnets which show zonal growth, embedded in a mass of pyrite and chalcopyrite.
- Fig. 2. — Skarn cu diopsid (1) și vezuvian (2). Suvorov. N. + ; $\times 70$.
Diopside (1); vesuvianite (2) skarn.
- Fig. 3. — Skarn cu vezuvian. Valea Mare. Vezuvian (1); calcit (2); N. + ; $\times 70$.
Vesuvianite-skarn; vesuvianite (1), calcite (2).
- Fig. 4. — Skarn cu granați (1) și vezuvian zonat (2). Valea Mare. N. + ; $\times 10$.
Garnet-vesuvianite-skarn; garnet(1); vesuvianite (2) with zonal growth.





Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.



4

3

2

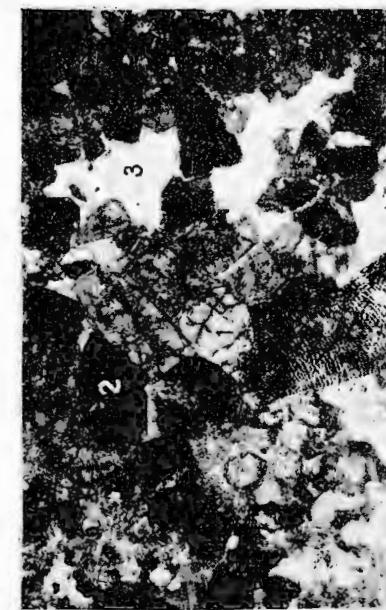
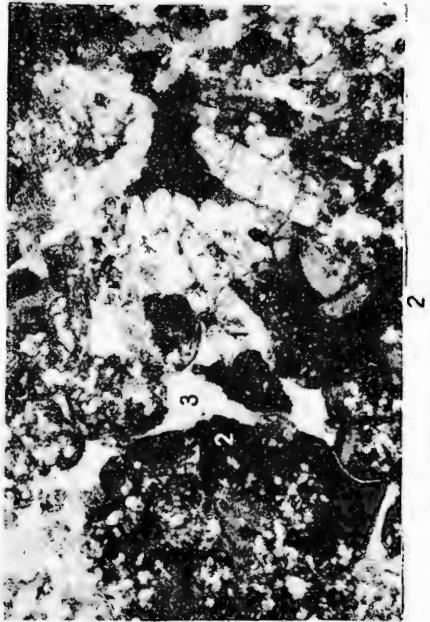
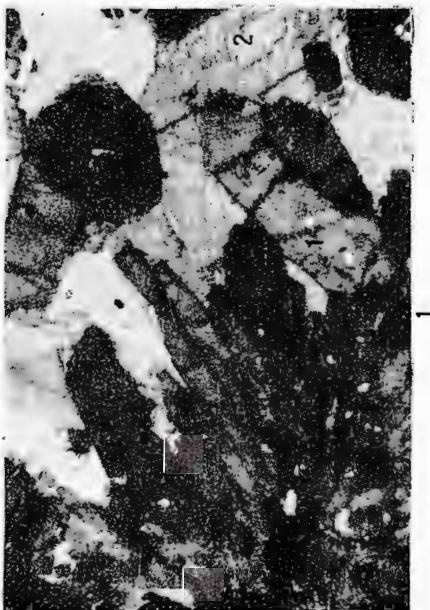
1



PLANŞA XIV

- Fig. 1. — Skarn cu vezuvian. Vărad ; vezuvian (1), calcit (2). N. + ; $\times 70$.
Vesuvianite-Skarn ; vesuvianite (1), calcite (2).
- Fig. 2. — Skarn cu vezuvian și granați. Suvorov. Vezuvian (1) ; granat (2) ; calcit (3) ; N. + ; $\times 10$.
Vesuvianite-garnet-skarn ; vesuvianite (1) ; garnet (2) ; calcite (3).
- Fig. 3. — Skarn cu granați și vezuvian. Valea Mare. Vezuvian (1) ; granat (2) ; calcit (3) ; N. + ; $\times 70$.
Garnet-vesuvianite-skarn ; vesuvianite (1) ; garnet (2) ; calcite (3).
- Fig. 4. — Skarn wollastonitic cu granați. Suvorov. Wollastonit (1) ; granat (2) ; N. + ; $\times 70$.
Wollastonite-garnet-skarn ; wollastonite (1) ; garnet (2).





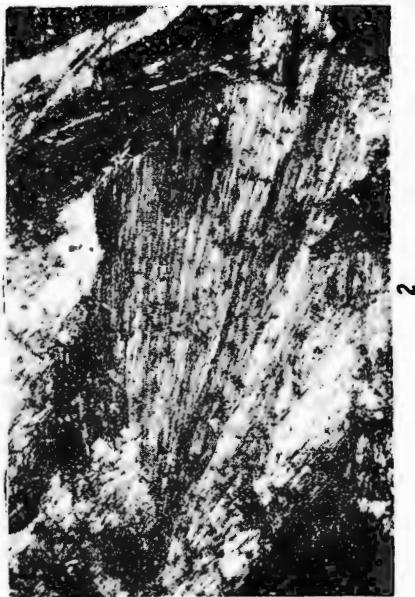
PLANŞA XV

- Fig. 1. — Agregate monominerale de wollastonit. Valea Mare. N. + ; $\times 10$.
Monomineral aggregates of wollastonite with radiate-fibrous habit.
- Fig. 2. — Agregate de wollastonit și parawollastonit. Valea Mare. N. + ; $\times 10$.
Aggregates of wollastonite and parawollastonite with radiate-fibrous habit.
- Fig. 3. — Skarn wollastonitic cu diopsid. Valea Mare. Wollastonit (1); diopisd (2); N. + ; $\times 70$.
Wollastonite-diopside-skarn ; wollastonite (1); diopside (2).
- Fig. 4. — Actinot pe fisura unui fenocristal de plagioclaz într-un porfir cuarțdioritic la contact cu skarne diopsidice cu granați. Suvorov. Actinot (1); plagioclaz (2); N. + ; $\times 70$.
Fissure filled with actinolite (1) traversing a plagioclase phenocryst (2) within quartz-diorite porphyry near the contact with diopside-garnet-skarn.





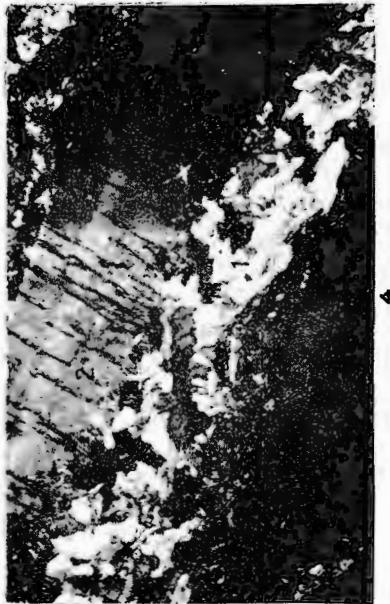
1



2



3



4

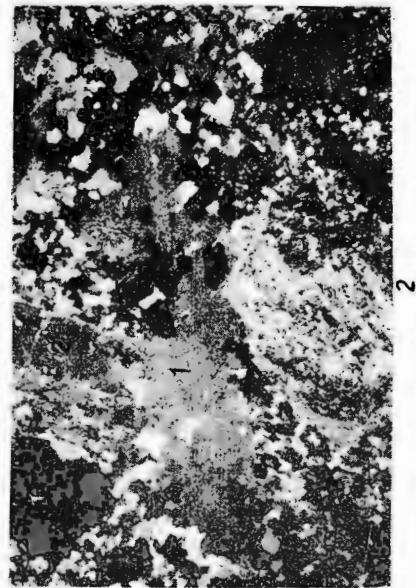
PLANŞA XVI

- Fig. 1. — Skarn diopsidic cu granați, epidotizat. Suvorov. Epidot (1); calcopirită (2); diopsid (3); N. + ; $\times 70$.
Epidotized diopside-garnet-skarn; epidote (1); chalcopyrite (2); diopside (3).
- Fig. 2. — Ortoză de neoformăție substitue parțial masa fundamentală a unui porfir cuarțdioritic. Ortoză (1); plagioclaz (2); Valea Mare. N. + ; $\times 10$.
The groundmass of a quartzdiorite porphyry has been partly replaced by newly formed orthoclase; orthoclase (1); plagioclase (2).
- Fig. 3. — Porfir cuarțdioritic feldspatizat; ortoză cu structură micropertitică substitue un fenocrystal de plagioclaz. Valea Mare. Plagioclaz (1); ortoză (2); N. + ; $\times 70$.
Feldspathized quartzdiorite porphyry; orthoclase with micropertithitic texture (1) has replaced a plagioclase phenocryst (2).
- Fig. 4. — Fisură cu ortoză și cuarț. Valea Mare. Ortoză (1); cuarț (2); N. + ; $\times 70$.
Orthoclase (1) and quartz (2) as vein filling within quartzdiorite porphyry.





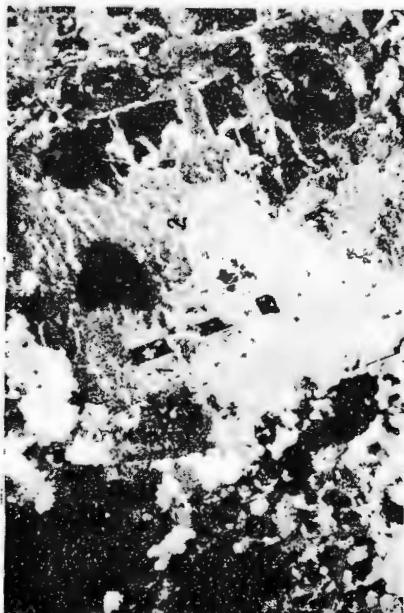
1



2



Institutul Geologic al României



3



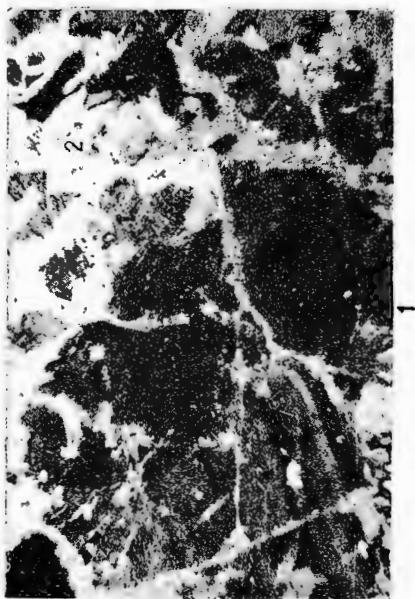
4

Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, serie I, nr. 11.

PLANŞA XVII

- Fig. 1. — Fenocristal de plagioclaz adularizat. Valea Mare. Plagioclaz (1) ; adular (2) ; N. + ; $\times 70$.
Plagioclase phenocryst replaced by adularia ; plagioclase (1) ; adularia (2).
- Fig. 2. — Fisură cu adular și ortoză, intr-un porfir cuarțdioritic. Valea Mare. Adular (1) ; cuarț (2) ; N. + ; $\times 10$.
Fissure carrying adularia (1) and orthoclase (2) crosscutting a quartzdiorite porphyry.
- Fig. 3. — Fenocristal de hornblendă substituit de clorit, intr-un porfir cuarțdioritic sericitizat. Valea Mare. Sericit (1) ; clorit (2) ; N. + ; $\times 70$.
Hornblende phenocryst completely converted into chlorite, within quartzdiorite porphyry ; sericite (1) ; chlorite (2).
- Fig. 4. — Porfir cuarțdioritic sericitizat. Suvorov. N. + ; $\times 70$.
Sericitized quartzdiorite porphyry.

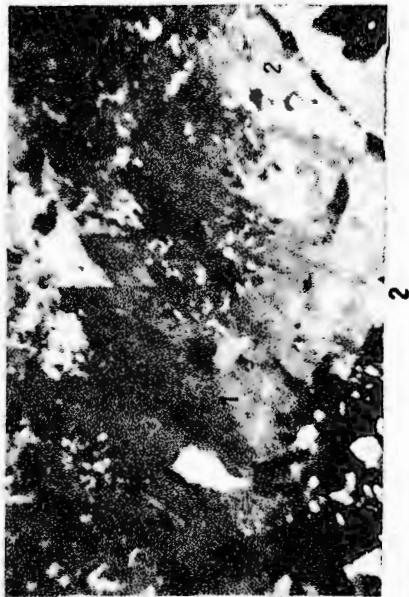




1



3



2



4

PLANŞA XVIII

- Fig. 1. — Agregat de sericit, cuarț și pirită rezultat din alterarea hidrotermală a unui porfir cuarțdioritic. Valea Mare. Sericit (1) ; pirită (2) ; cuarț (3). N. + ; $\times 70$.
Quartzdiorite porphyry which has been completely replaced by sericite (1), pyrite (2), and quartz (3).
- Fig. 2. — Porfir cuarțdioritic puternic sericitizat. Valea Mare. Sericit (1) ; cuarț (2) ; N. + ; $\times 70$.
Highly sericitized quartzdiorite porphyry; sericite (1); quartz (2).
- Fig. 3. — Fenocristal de plagioclaz substituit de cuarț fin granular. Valea Mare. N. + ; $\times 10$.
Plagioclase phenocryst replaced by fine-grained quartz.
- Fig. 4. — Cuarțit hidrotermal. Valea Mare. N. + ; $\times 70$.
Hydrothermal quartzite.

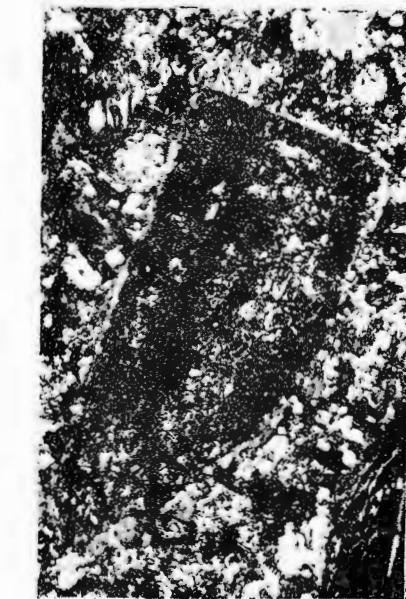




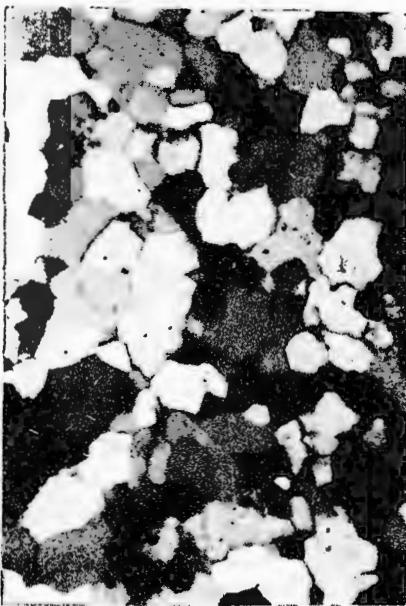
1



2



3



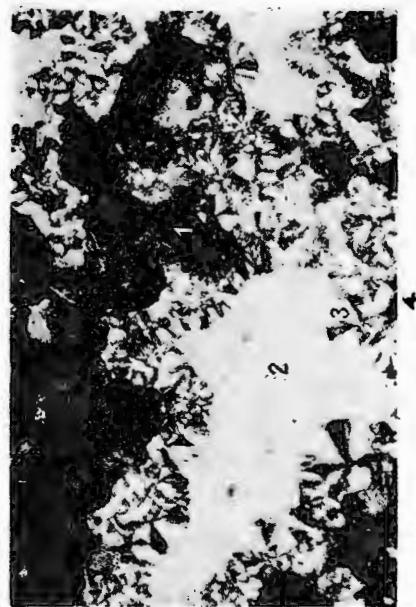
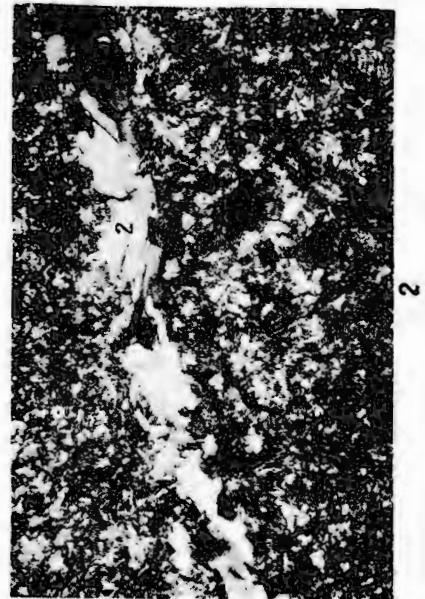
4

Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.

PLANŞA XIX

- Fig. 1. — Fisură cu cuarț și ortoză într-o corneană biotitică. Valea Mare. Ortoză (1); cuarț (2); N. + ; $\times 10$.
Fissure carrying orthoclase and quartz within biotite-hornfels; orthoclase (1); quartz (2).
Suvorov. adular (1); cuarț (2); N. + ; $\times 70$.
- Fig. 2. — Fisură cu adular și cuarț într-un skarn cu diopsid.
Fissure carrying adularia and quartz within diopside-skarn.
- Fig. 3. — Skarn cu granati, silicifiat. Valea Mare. Granat (1); cuarț + calcedonit (2); N. //; $\times 70$.
Silicified garnet-skarn; garnet (1); quartz + chalcedony (2).
- Fig. 4. — Skarn cu granati, silicifiat. Valea Mare. Granat (1); cuarț (2); calcedonit (3); N. + ; $\times 10$.
Silicified garnet-skarn; garnet (1); quartz (2); chalcedony (3).

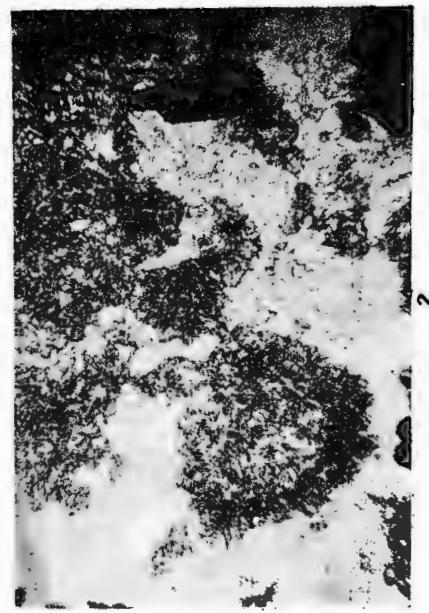




PLANŞA XX

- Fig. 1. — Granați zonați substituiți parțial de calcit. Valea Mare; granat (1), calcit (2); N. + ; $\times 70$.
Garnets with zonal growth (1) have been partly replaced by calcite (2).
- Fig. 2. — Granați substituiți de calcit și calcit Suvorov granați alterați (1); granați alterați (1); matrice de calcit (2); N. + ; $\times 70$.
Garnets converted to chlorite and calcite; altered garnets (1); matrix of calcite (2).
- Fig. 3. — Agregat de anhidrit cu structură mozaicată. Valea Mare. Anhidrit (1); pirită (2); N. + ; $\times 10$.
Aggregate of anhydrite with a granular-mosaic texture.
- Fig. 4. — Porfir cuarțdioritic substituit parțial de anhidrit. Valea Mare. Anhidrit (1); plagioclaz (2); N. + ; $\times 70$.
Anhydrite has partly replaced a quartzdiorite porphyry; anhydrite (1) ; plagioclase (2).



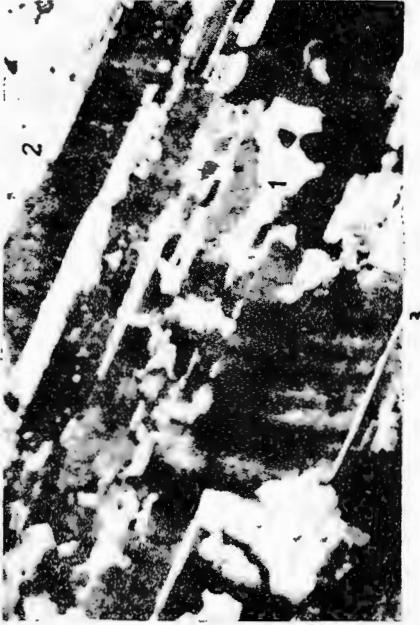


Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, serie I, nr. 11.

PLANŞA XXI

- Fig. 1. — Anhidritul substitue parțial masa de bază a unui porfir cuarțdioritic. Valea Mare.
Anhidrit (1); plagioclaz (2); N. + ; $\times 10$.
Anhydrite partly replacing the groundmass of a quartz diorite porphyry; anhydrite (1); plagioclase (2).
- Fig. 2. — Agregat de anhidrit într-un porfir cuarțdioritic. Vărad. Anhidrit (1); plagioclaz (2); N. + ; $\times 70$.
Aggregate of anhydrite within quartzdiorite porphyry; anhydrite (1); plagioclase (2).
- Fig. 3. — Fenocristal de plagioclaz substituit parțial de anhidrit. Gărina. Anhidrit (1); plagioclaz (2). N. + ; $\times 70$.
Plagioclase phenocryst partly replaced by anhydrite; anhydrite (1); plagioclase (2).
- Fig. 4. — Fisură cu gips fibros în corneană biotitică. Ogașul Bordîng. N. + ; $\times 70$.
Fissure carrying fibrous gypsum within biotite-hornfels.

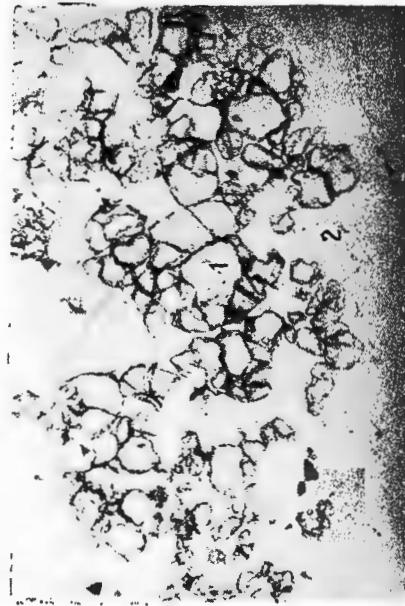
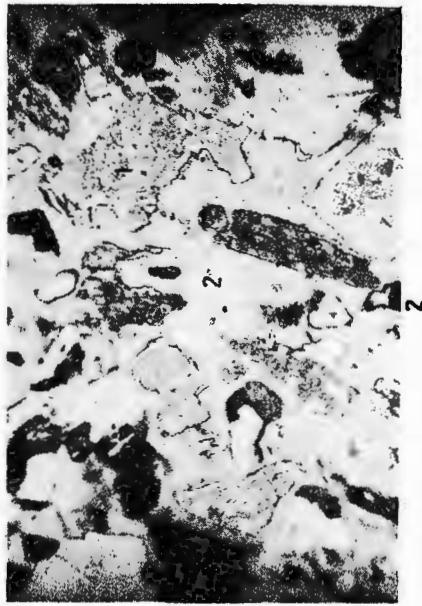
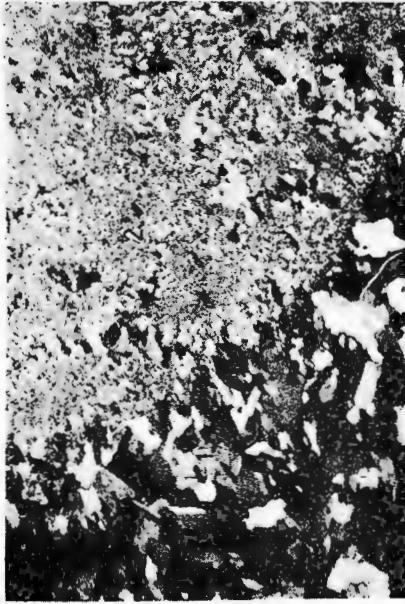




PLANŞA XXII

- Fig. 1. — Gips pe fisura unui calcar cristalin. Valea Mare. Gips (1); calcar cristalin (2); N. +; $\times 10$.
Veinlet filled with granular gypsum traversing a crystalline limestone; gypsum (1); crystalline limestone (2).
- Fig. 2. — Anhidrit transformat în gips. Valea Mare. Anhidrit (1); gips (2); N. +; $\times 70$.
Anhydrite converted into gypsum; anhydrite (1); gypsum (2).
- Fig. 3. — Granați într-o matrice de anhidrit. Valea Mare. Granat (1); anhidrit (2); N. //; $\times 70$.
Garnets embedded in an anhydrite matrix; garnet (1); anhydrite (2).
- Fig. 4. — Fisură cu stilbit și calcit într-un skarn granatifer. Valea Mare. Stilbite (1); calcite (2); N +; $\times 70$.
Fissure carrying stilbite and calcite traversing a garnet-skarn; stilbite (1); calcite (2).





PLANŞA XXIII

Fig. 1. — Fisură cu chabasit, într-un porfir cuarțdioritic. Valea Mare. Chabasite (1). N. +; $\times 10$.

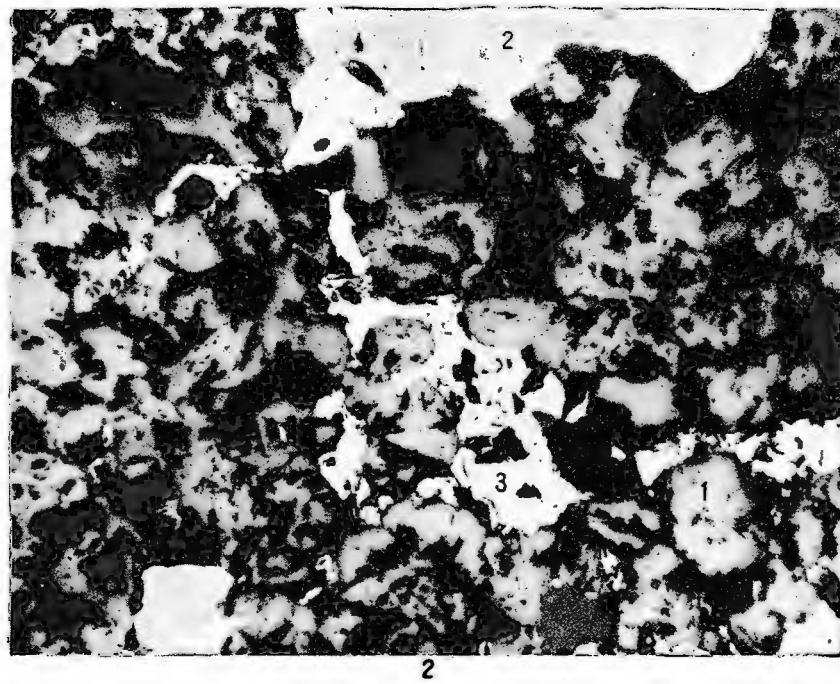
Veinlet filled with chabasite (1) traversing quartzdiorite porphyry.

Fig. 2. — Skarn mineralizat cu magnetit (1), calcopirită (2) și pirită (3). Suvorov. Magnetit (1); calcopirită (2); pirită (3): N. //; $\times 70$.

Skarn mineralized with magnetite (1), chalcopyrite (2), and pyrite (3).



IOANA GHEORGHIȚĂ. Mineralogia și petrografia de la Suvorov-Valea Mare.
Pl. XXIII.



Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.



Institutul Geologic al României

PLANŞA XXIV

Fig. 1. — Lamele de muschetovit cimentate cu calcopirită. Suvorov. Muschetovit (1); calcopirită (2); pirită (3); N. //; $\times 70$.

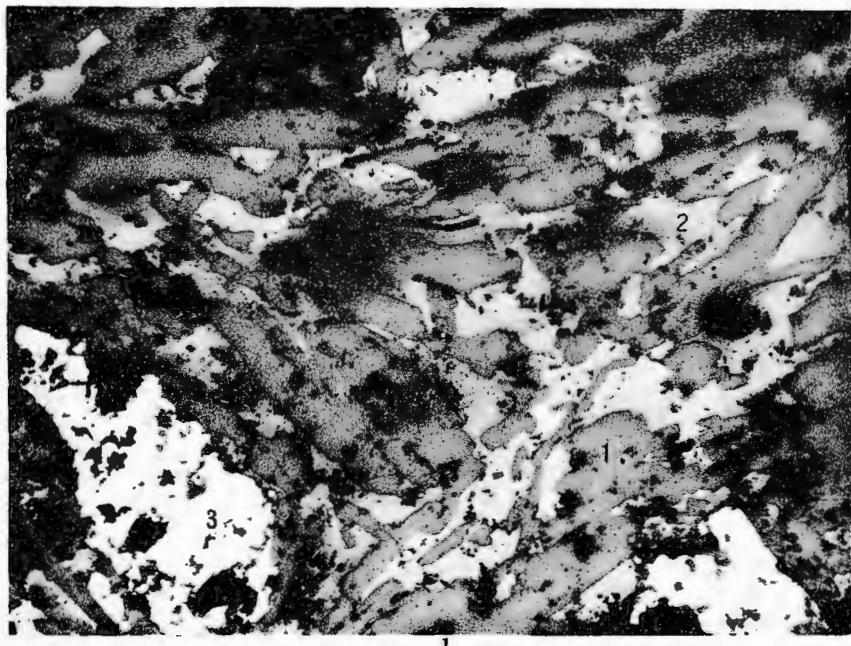
Magnetite with lamella habit (1) showing its formation at the expense of specular-hematite, included by chalcopyrite (2) and pyrite (3).

Fig. 2. — Muschetovit inclus de pirită. Suvorov. Muschetovit (1); pirită (2); calcopirită (3); N. //; $\times 70$.

Lamella of magnetite (1) included by pyrite (2); small amount of chalcopyrite (3).



IOANA GHEORGHIȚĂ. Mineralogia și petrografia de la Suvorov-Valea Mare.
Pl. XXIV.



1



Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice serie I, nr. 11.

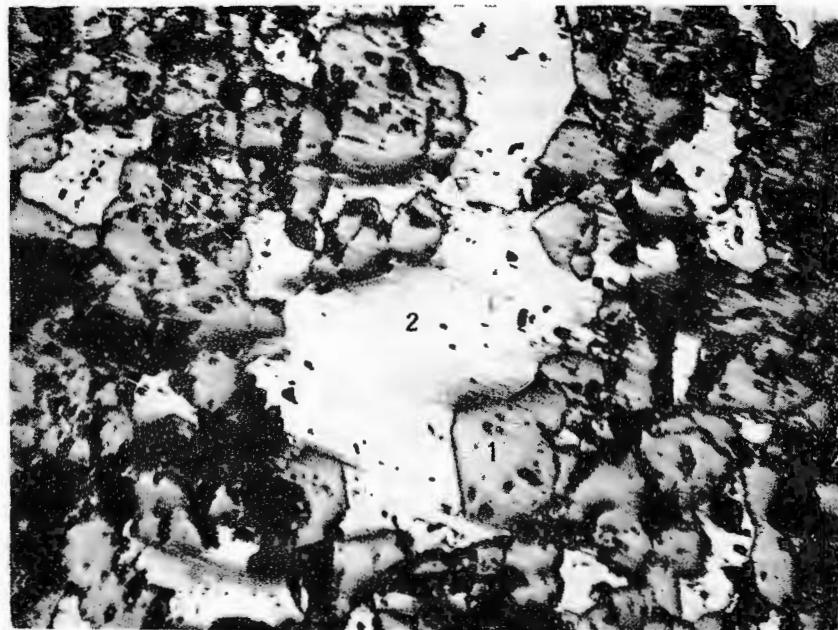
PLANŞA XXV

Fig. 1. — Magnetit inclus de pirită. Suvorov. Magnetit (1); pirită (2); N. //; $\times 70$.
Magnetite (1) included by pyrite (2).

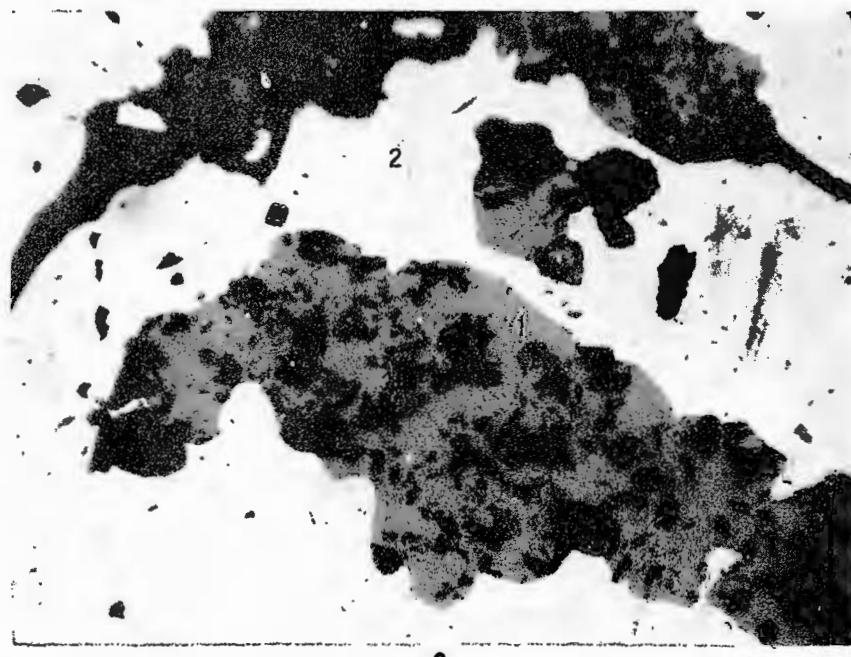
Fig. 2. — Magnetit (1) inclus și corodat de pirită (2). N. //; $\times 70$.
Magnetite (1) included and corroded by pyrite (2).



IOANA GHEORGHIȚĂ. Mineralogia și petrografia de la Suvorov-Valea Mare.
Pl. XXV.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.



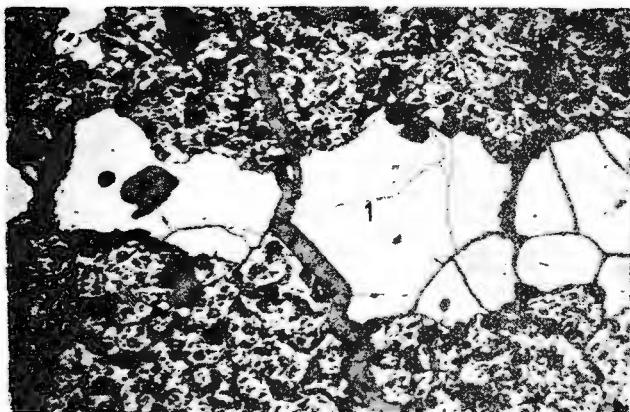
Institutul Geologic al României

PLANŞA XXVI

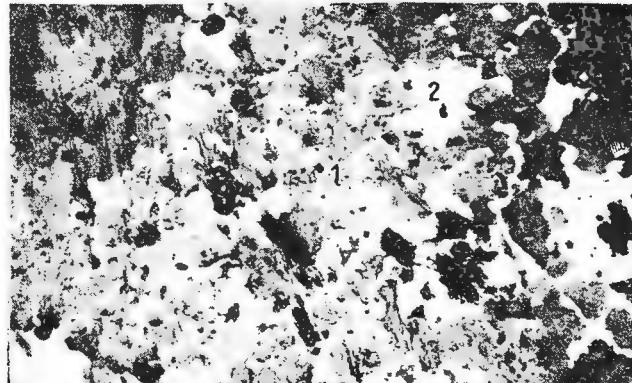
- Fig. 1. — Fisură cu pirită străbate magnetitul. Suvorov. N//; $\times 10$; pirită (1); magnetit (2).
Fissure carrying pyrite crosscutting the magnetite.
Fig. 2. — Magnetit (1) și pirită (2). Suvorov. N. //; $\times 10$.
Magnetite (1) and pyrite (2).
Fig. 3. — Magnetit (1) substituit de tetraedrit (2). Suvorov. N. //; $\times 10$.
Magnetite (1) replaced by tetrahedrite (2).



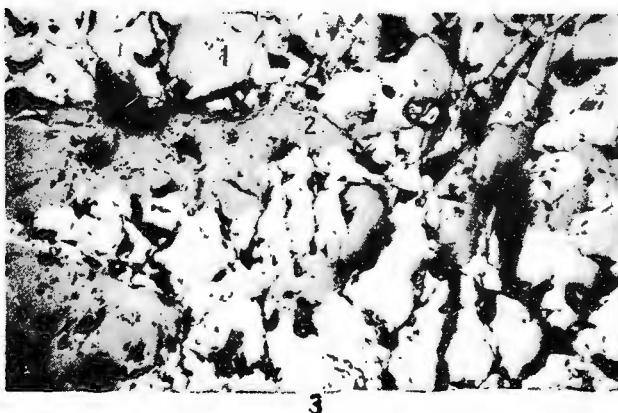
IOANA GHEORGHIȚĂ. Mineralogia și petrografia de la Suvorov-Valea Mare.
Pl. XXVI.



1



2



3

Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.



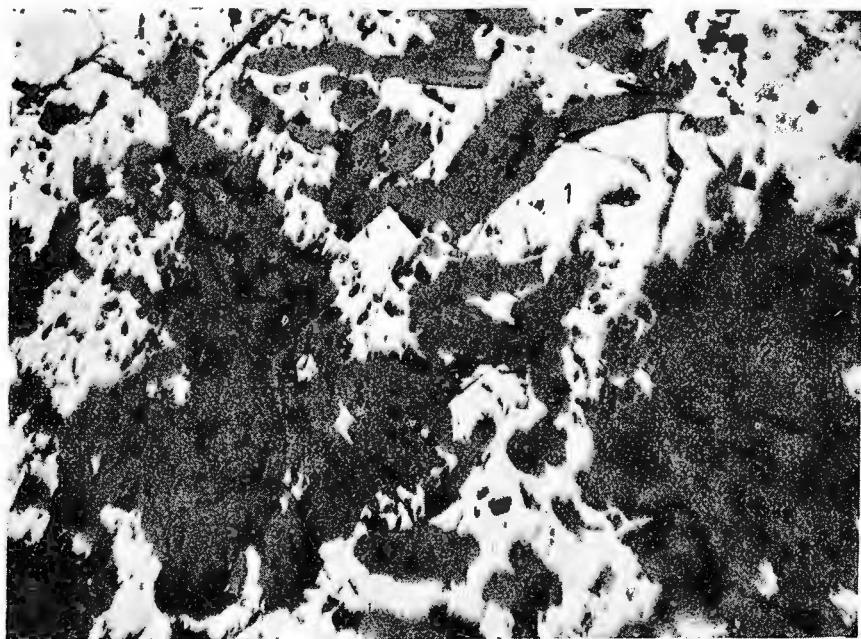
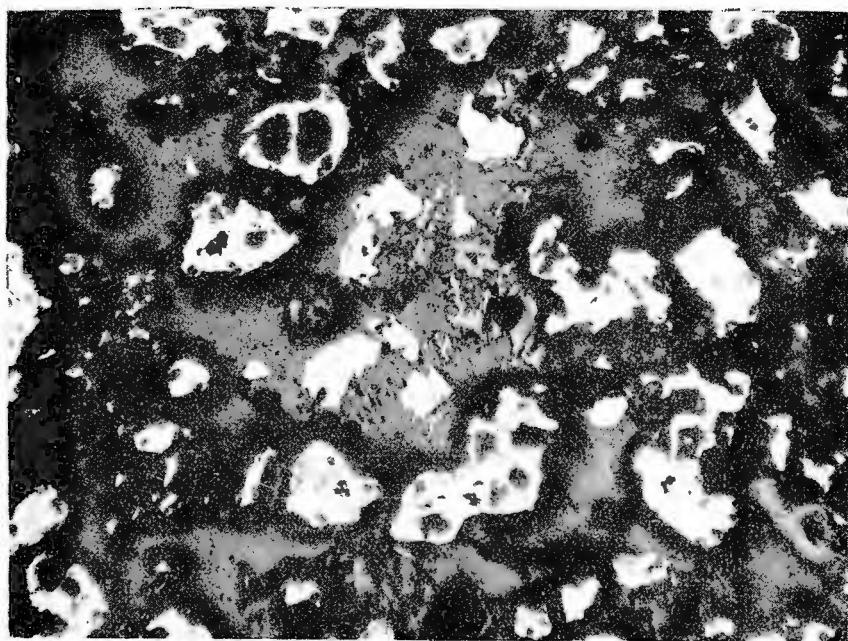
Institutul Geologic al României

PLANŞA XXVII

Fig. 1. — Skarn granatifer mineralizat cu pirită. Suvorov. N. //; $\times 10$.
Garnet-skarn mineralized with pyrite.

Fig. 2. — Pirită (1) asociată cu cuarț (2) și epidot (3). Suvorov. N. //; $\times 70$.
Pyrite (1) associated with quartz (2) and epidote (3).





2

Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.



Institutul Geologic al României

PLANŞA XXVIII

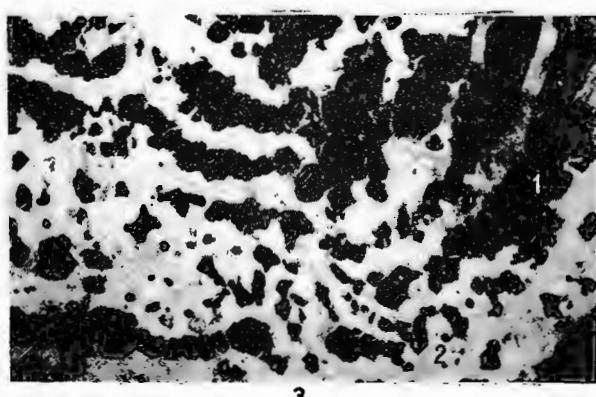
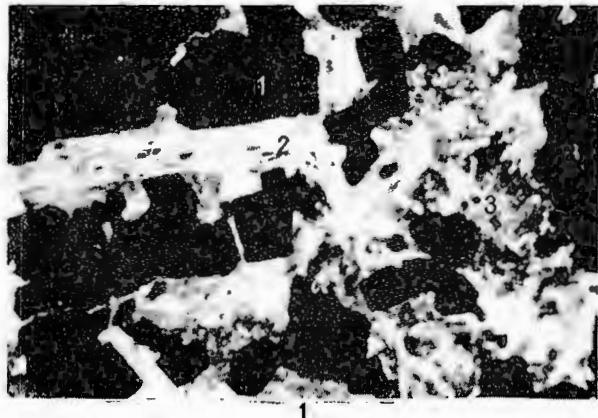
Fig. 1. — Pirită (1) cu actinot (2) și diopsid (3). Valea Mare. N. + ; $\times 70$.
Pyrite (1), actinolite (2) and diopside (3).

Fig. 2. — Fisuri cu calcedonit străbat pirita. Valea Mare. N. + ; $\times 70$.
Chalcedony as vein filling traversing the pyrite.

Fig. 3. — Pirită (1) și cuarț (2) într-un skarn granatifer. Suvorov. N. //; $\times 10$.
Pyrite (1) and quartz (2) within garnet-skarn.



IOANA GHEORGHIȚĂ. Mineralogia și petrografia de la Suvorov-Valea Mare.
Pl. XXVIII.



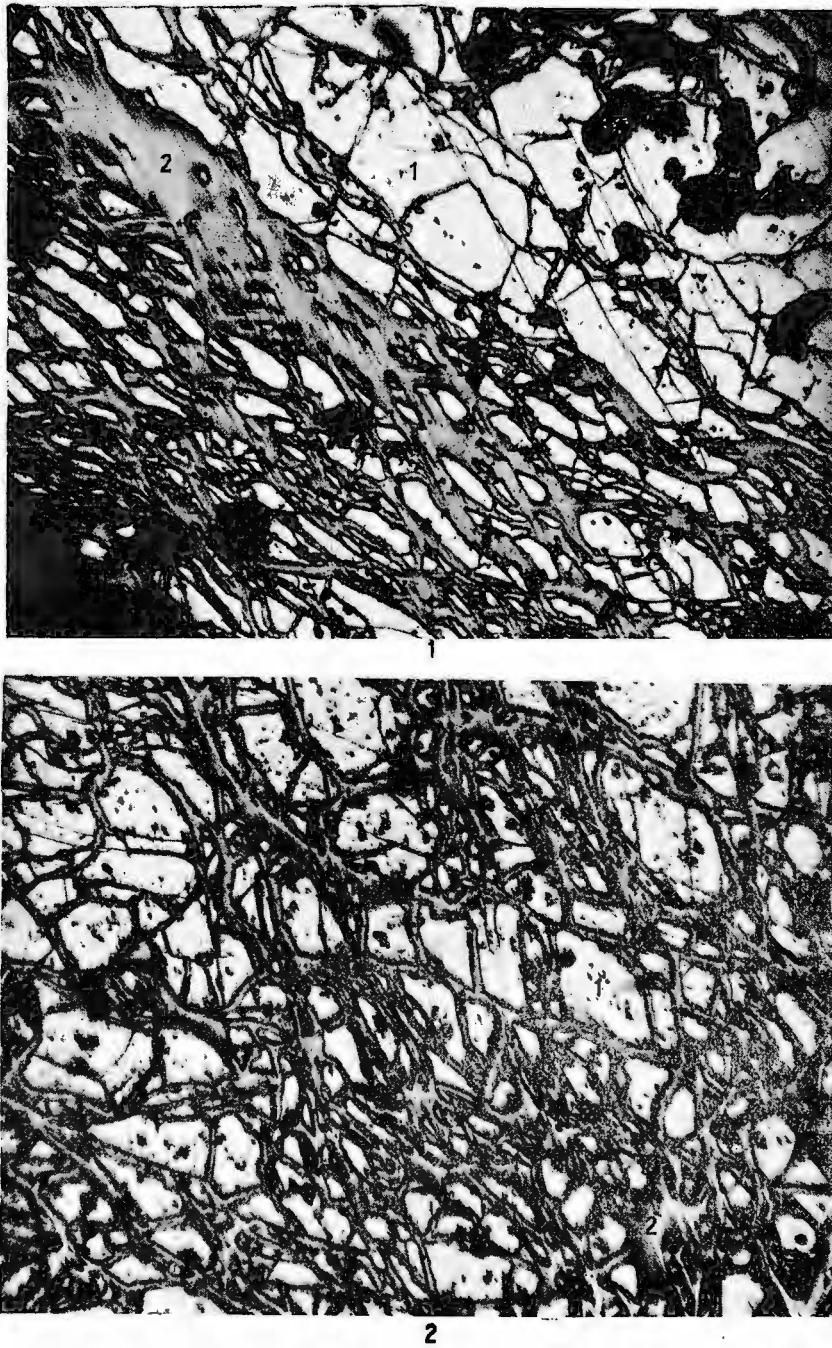
Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.

PLANŞA XXIX

- Fig. 1. — Pirită (1) fracturată și recimentată cu calcopirită (2). Suvorov. N. //; \times 70.
Pyrite (1) showing an advanced stage of crushing is recemented by chalcopyrite (2).
- Fig. 2. — Pirită zdrobită și recimentată cu calcopirită. Valea Mare. N. //; \times 70.
Crushed pyrite (1) which has been recemented by chalcopyrite (2).



IOANA GHEORGHIȚĂ. Mineralogia și petrografia de la Suvorov-Valea Mare.
Pl. XXIX.



Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.

PLANŞA XXX

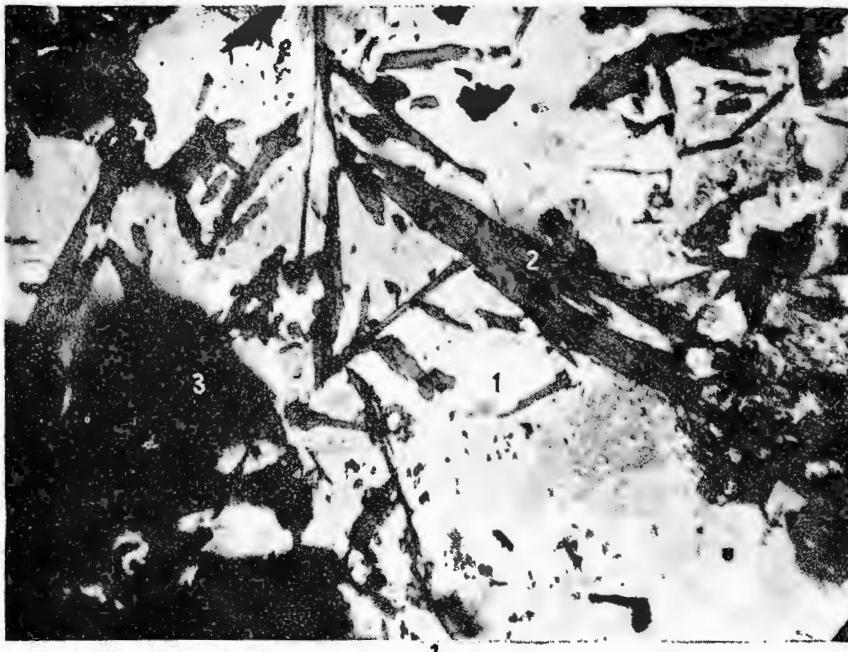
Fig. 1. — Actinot și granați într-o masă de calcopirită. Suvorov. Calcopirită (1); actinot (2); granat (3); N. //; $\times 70$.

Actinolite and garnets embedded in chalcopyrite groundmass.

Fig. 2. — Calcopirită care include actinot și granați. Valea Mare. Calcopirită (1); actinot (2); granat (3); N. //; $\times 70$.

Actinolite (2) and garnets (3) included by chalcopyrite (1).





1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.

PLANŞA XXXI

Fig. 1. — Blendă cu structură de dezamestec; separații de calcopirită după direcțiile de clivaj ale blendei. Suvorov. N. //; $\times 70$.

Sphalerite (1) with abundant chalcopyrite (2) as exsolution blebs.

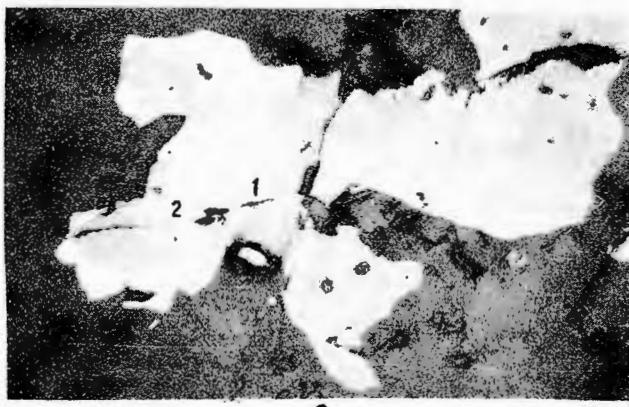
Fig. 2. — Blendă (1) cu dezamestec de calcopirită (2). Valea Mare. N. //; $\times 10$.
Exsolution between sphalerite (1) and chalcopyrite (2); quartz (3).



IOANA GHEORGHIȚĂ. Mineralogia și petrografia de la Suvorov-Valea Mare.
Pl. XXXI.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.



Institutul Geologic al României

PLANŞA XXXII

- Fig. 1. — Calcopirita include și corodează blendă cu structură de exsoluție. Valea Mare. N. //; $\times 70$.
Sphalerite (1) showing unmixing texture included and corroded by chalcopyrite (2).
- Fig. 2. — Incluziuni de blendă (1) în calcopirită (2). Suvorov. N. //; $\times 70$.
Blebs of sphalerite (1) within chalcopyrite (2).



IOANA GHEORGHIȚĂ. Mineralogia și petrografia de la Suvorov-Valea Mare.
Pl. XXXII.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.

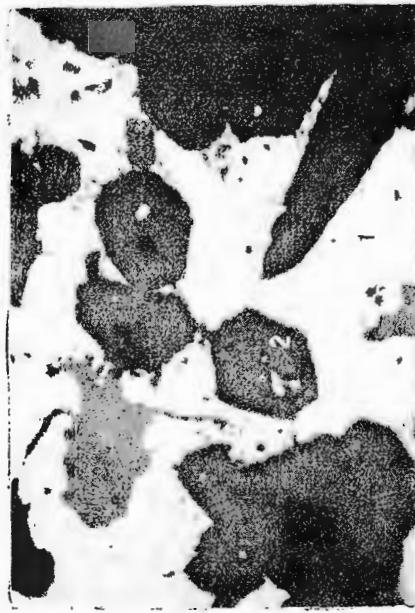
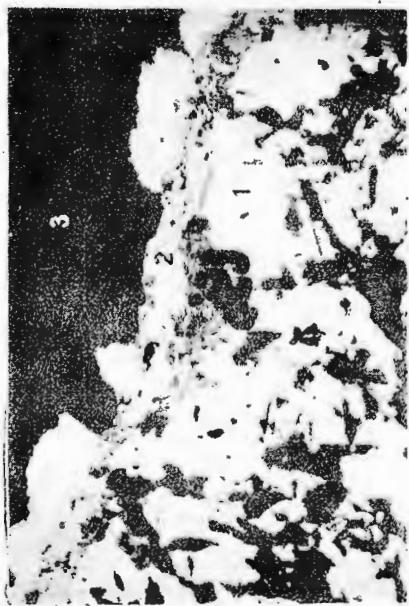


Institutul Geologic al României

PLANŞA XXXIII

- Fig. 1. — Fisură cu tetraedrit în calcopirită. Suvorov. Calcopirită (1) ; tetraedrit (2) ; cuarț (3) ; N// ; $\times 70$.
Fissure carrying tetrahedrite (2) crosscutting chalcopyrite (1) ; quartz (3).
- Fig. 2. — Actinot acicular (1) inclus de calcopirită (2). Suvorov. N ; $\times 70$.
Valea Mare. N// ; $\times 70$.
Acicular actinolite (1) included by chalcopyrite (2).
- Fig. 3. — Calcopirită (1) concrescătă cu cuarț idiomorf (2). Valea Mare. N// ; $\times 70$.
Intergrowth of chalcopyrite (1) and idiomorphic quartz (2).



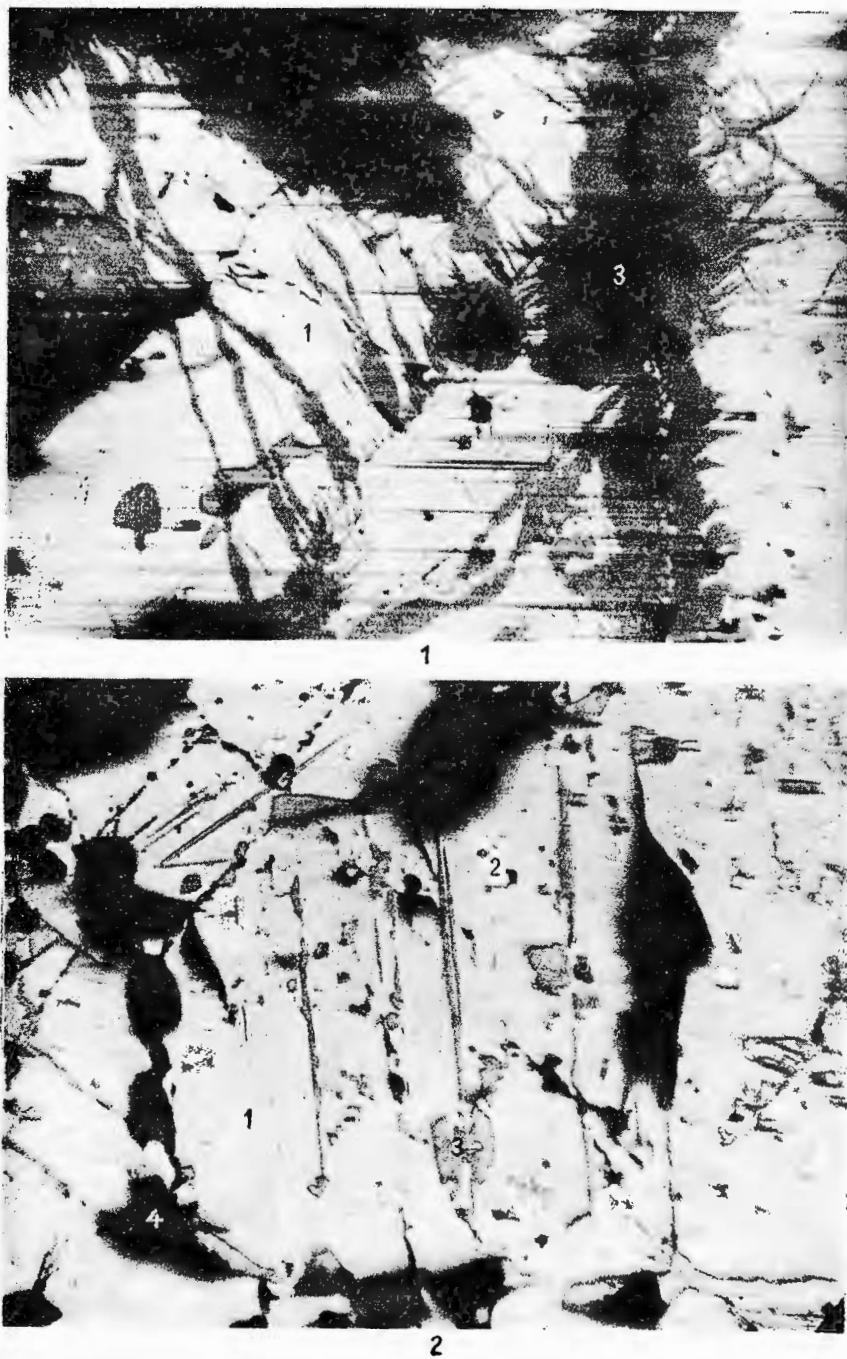


PLANŞA XXXIV

Fig. 1. — Calcopirită (1) substituită de bornit (2); cuarț (3); blendă (4). Suvorov. N. // ; \times 70.
Chalcopyrite (1) which has been partly replaced by bornite (2); quartz (3); sphalerite (4).

Fig. 2. — Blendă cu dezamestecuri de calcopirită, care a fost parțial transformată în bornit. Suvorov. N. // ; \times 70.
Exsolution between sphalerite (1) and chalcopyrite (2); the chalcopyrite has been partly converted to bornite (3); quartz (4).





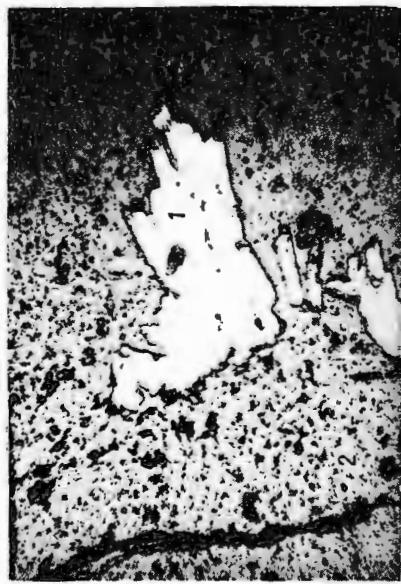
Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.

PLANŞA XXXV

Fig. 1. — Molibdenit într-o masă de cuarț. Valea Mare. N//; $\times 10$.
Molybdenite (1) embedded in a quartz (2) matrix.

Fig. 2. — Magnetit masiv străbătut de fisuri cu pirită și cuarț. Suvorov. $\times 2$; magnetit (1); cuarț (2); pirită (3).
Fissures carrying pyrite (1) and quartz (2) crosscutting massive magnetite (3).



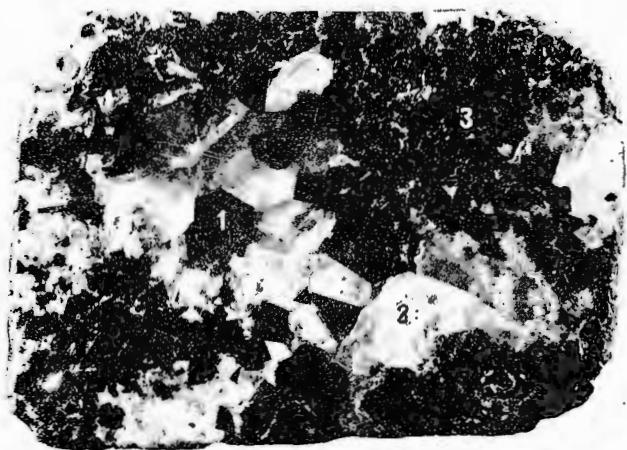


PLANŞA XXXVI

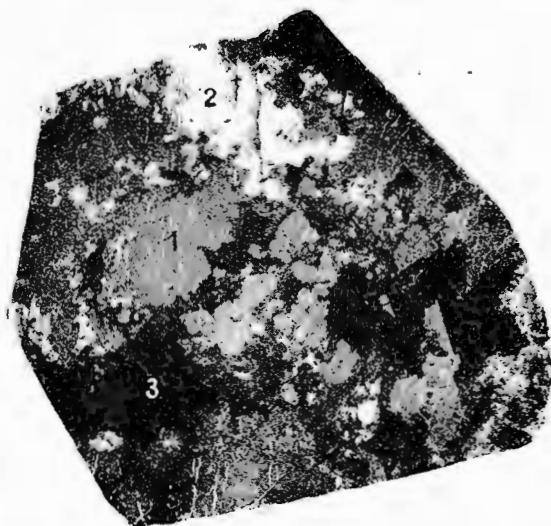
Fig. 1. — Skarn granatifer (3) mineralizat cu pirită (1) și cuarț. Suvorov. $\times 2$.
Garnet-skarn (3) mineralized with pyrite (1) and quartz (2).

Fig. 2. — Fisură cu pirită (1) cuarț (2) și calcit (3) în porfir cuarț-dioritic. Vărad. $\times 2$.
Veinlet carrying pyrite (1), quartz (2) and calcite (3), within quartzdiorite-porphry.





1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Studii tehnice și economice, seria I, nr. 11.

EXPLANATION OF PLATES

Plate XXXVII

Suvorov ore deposit (mining levels).
1, banatitic rocks ; 2, skarn ; 3, crystalline limestone.

Plate XXXVIII

Geological sketch with the location of the drilling cross sections throughout Suvorov—Valea Mare Zone.
1, Quaternary ; 2a, banatitic rocks, 2b, contact aureole ; 3, Cretaceous ; 4, Jurassic ; 5, metamorphic rocks ; 6, cross section.

PLATE XXXIX

Variation of the copper content of the banatitic and contact metamorphism rocks intercepted by the drill holes in the Valea Mare mining Field.
1, banatitic rocks ; 2, endoskarn ; 3, skarn ; 4, crystalline limestone ; 5, crystalline limestone with skarn lenses ; 6, skarn with crystalline limestone relics ; 7, anhydritized magnesian crystalline limestone ; 8, biotite-hornfels ; 9, silicification ; 10, mineralization.

Plate XL

Variation of the copper content of the banatitic and contact metamorphism rocks intercepted by the drill holes in the Valea Mare mining field.
1, banatitic rocks ; 2, endoskarn ; 3, skarn ; 4, crystalline limestone ; 5, crystalline limestone with skarn lenses ; 6, skarn crystalline limestone relics ; 7, anhydritized magnesian crystalline-limestone ; 8, biotite-hornfels ; 9, quartzite ; 10, silicification ; 11, mineralization.

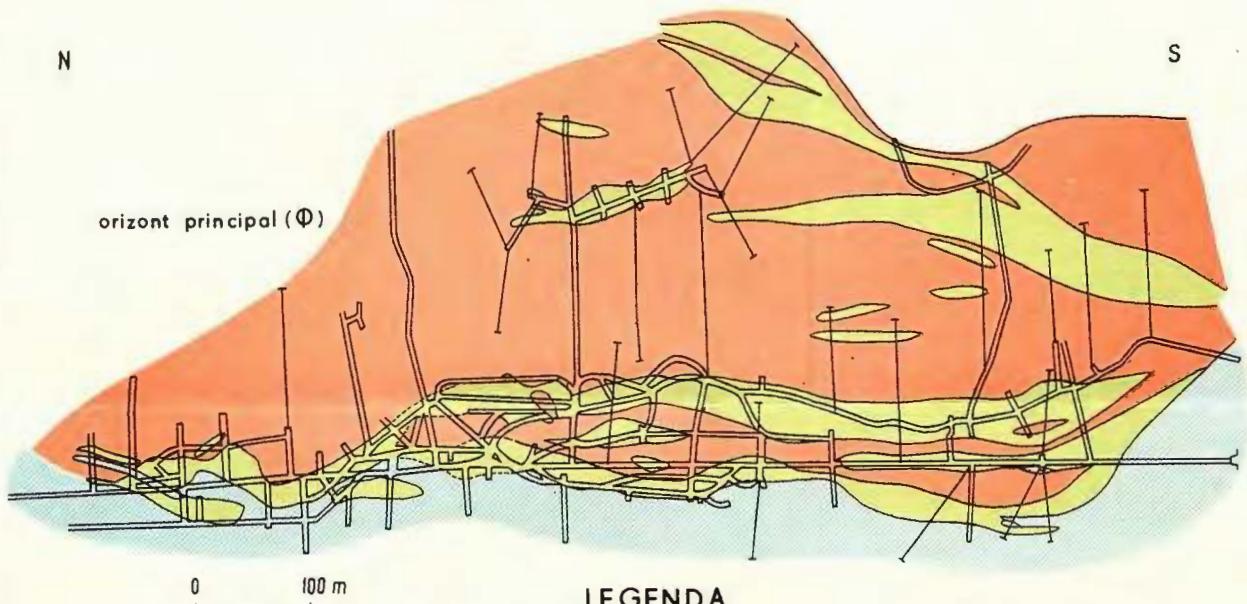
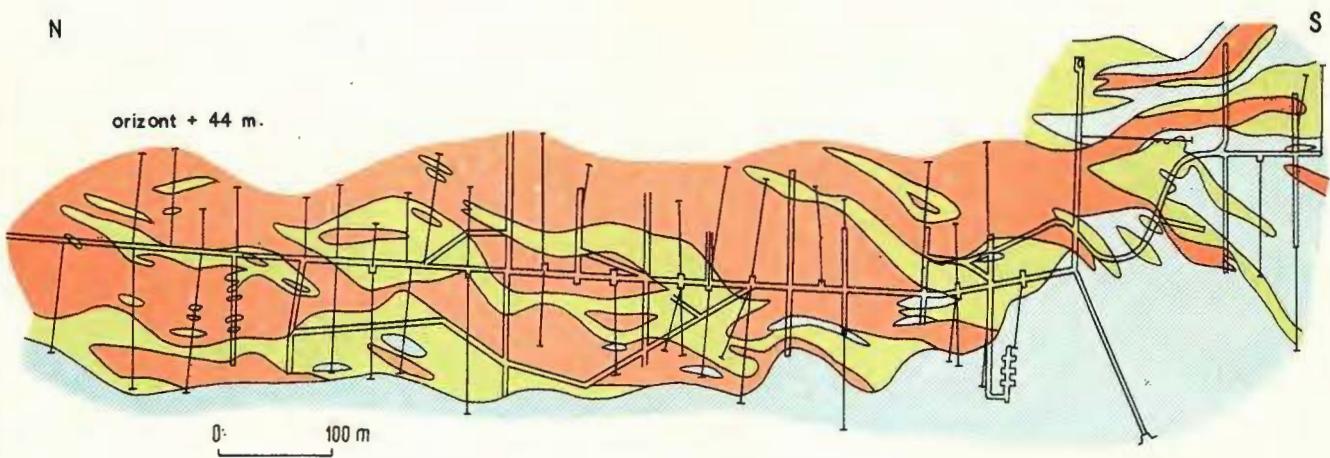
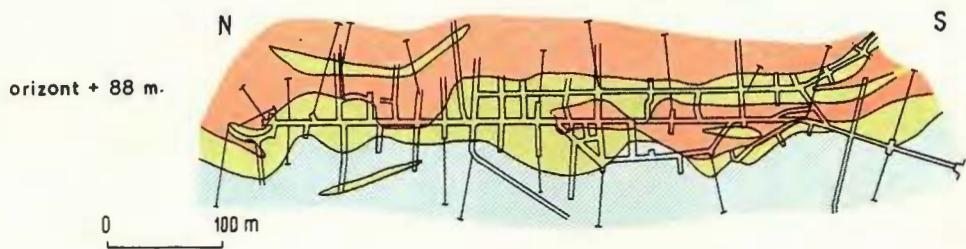
Plate XLI

Statistical variability of the copper content according to the petrographical rock types in the Suvorov — Valea Mare zone.



IOANA GHEORGHIȚĂ

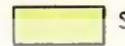
ZĂCĂMÎNTUL SUVOROV (PLANURI DE ORIZONT)



LEGENDA



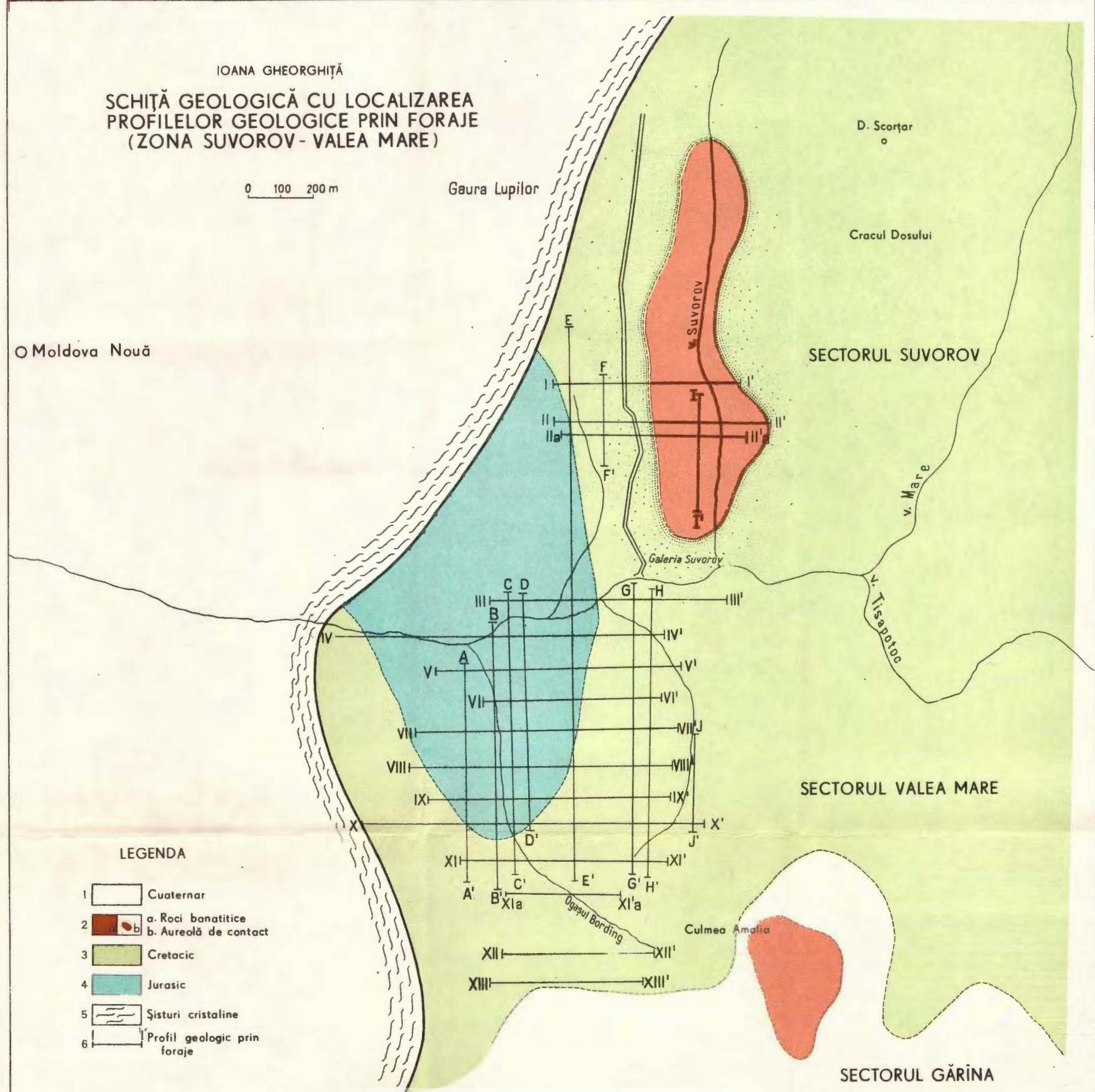
Banatite



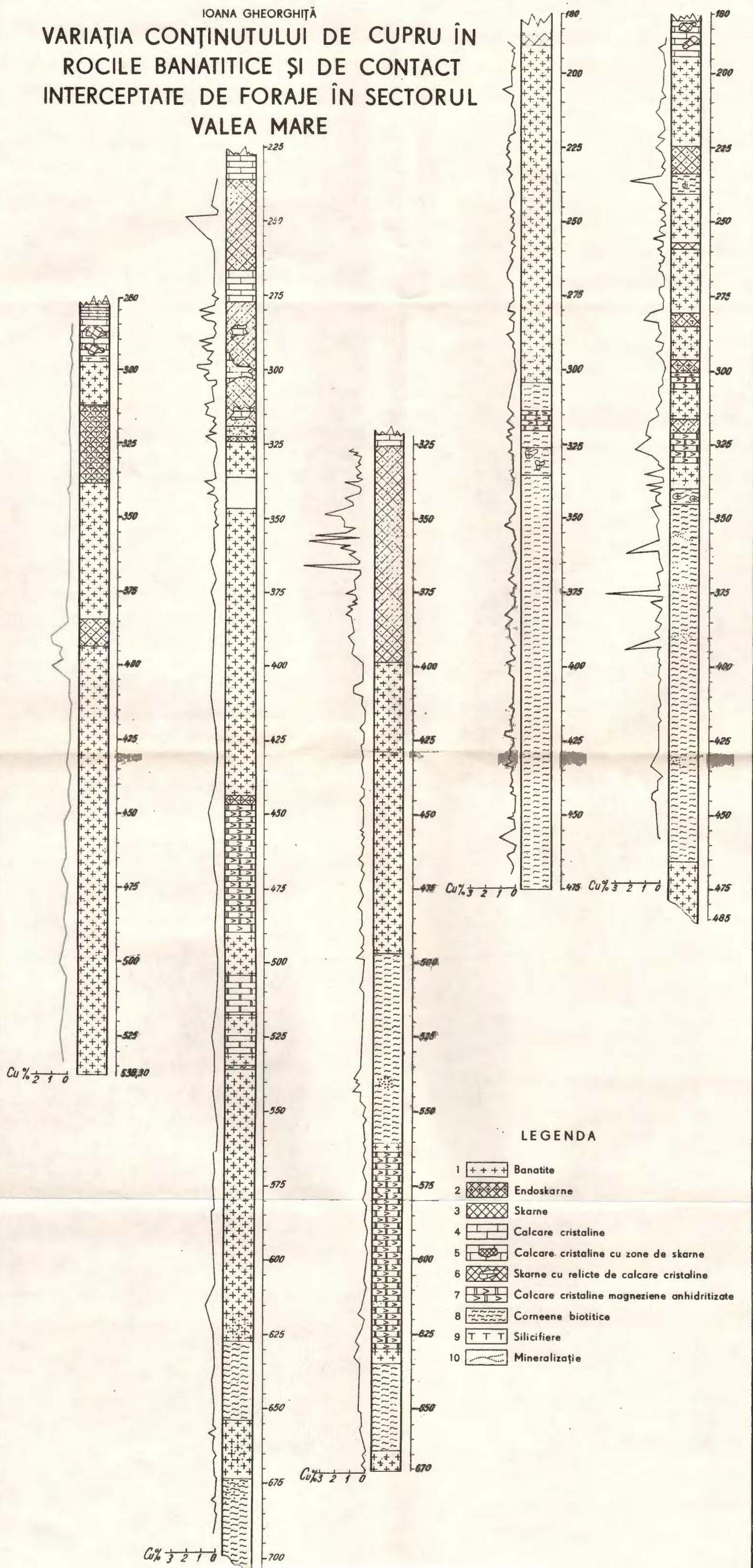
Skarne



Calcare cristaline



IOANA GHEORGHIȚĂ
**VARIATIA CONȚINUTULUI DE CUPRU ÎN
 ROCILE BANATITICE ȘI DE CONTACT
 INTERCEPTATE DE FORAJE ÎN SECTORUL
 VALEA MARE**

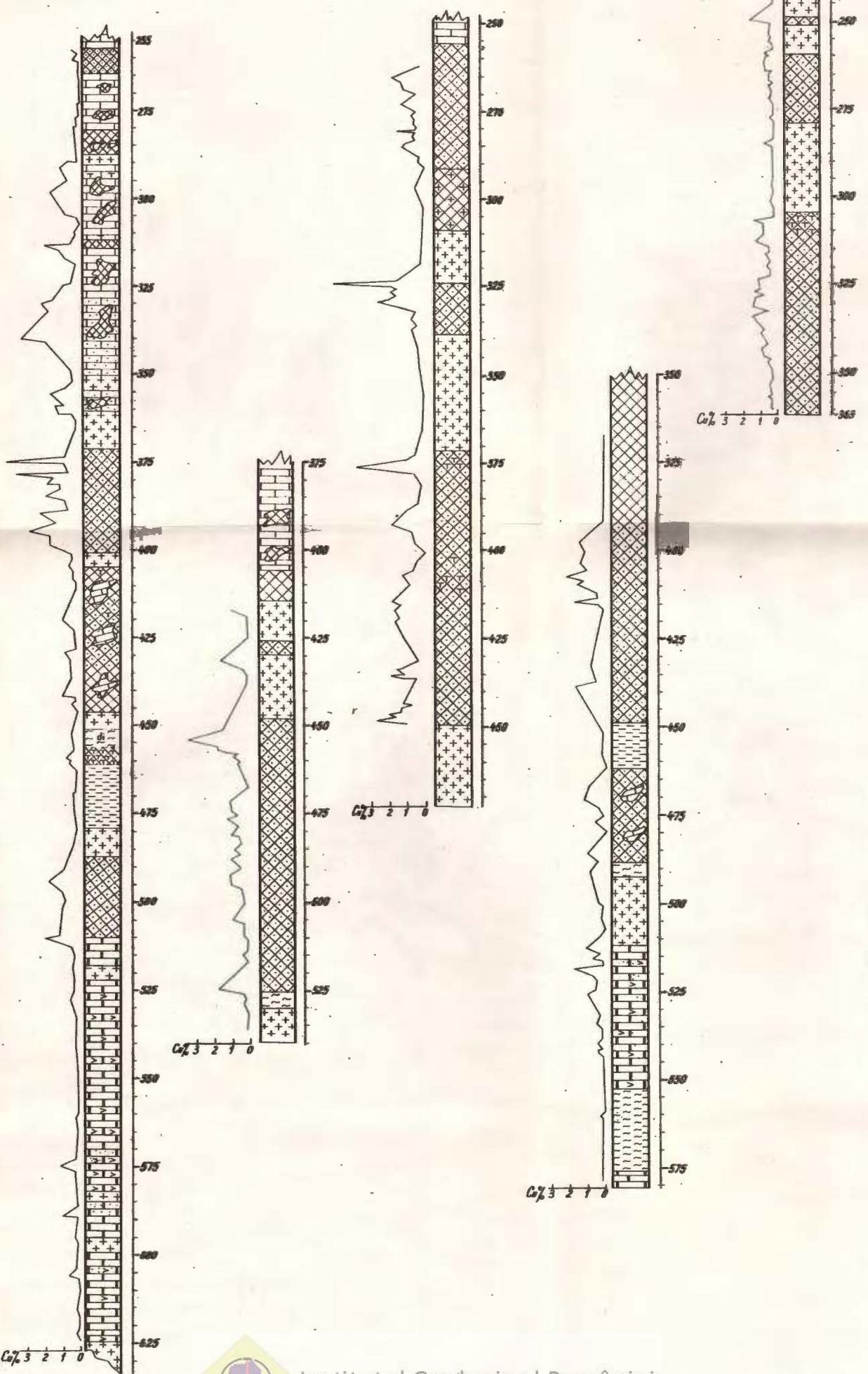


IOANA GHEORGHIȚĂ

VARIATIA CONȚINUTULUI DE CUPRU ÎN ROCILE BANATITICE ȘI DE CONTACT INTERCEPTATE DE FORAJE ÎN SECTORUL VALEA MARE

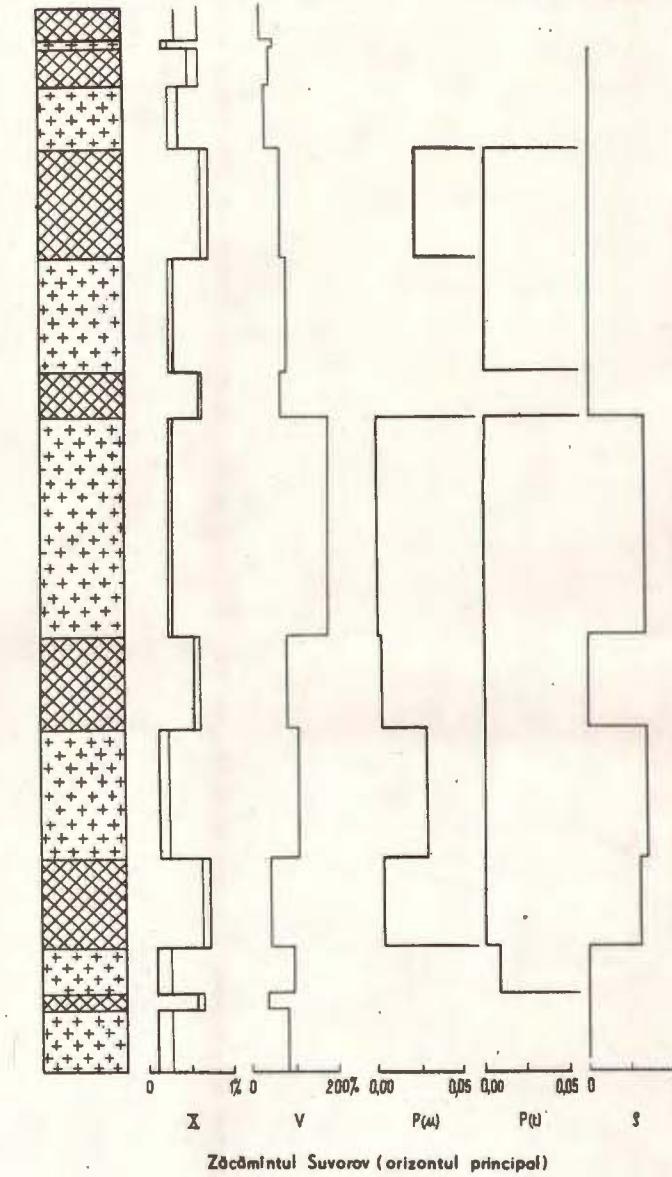
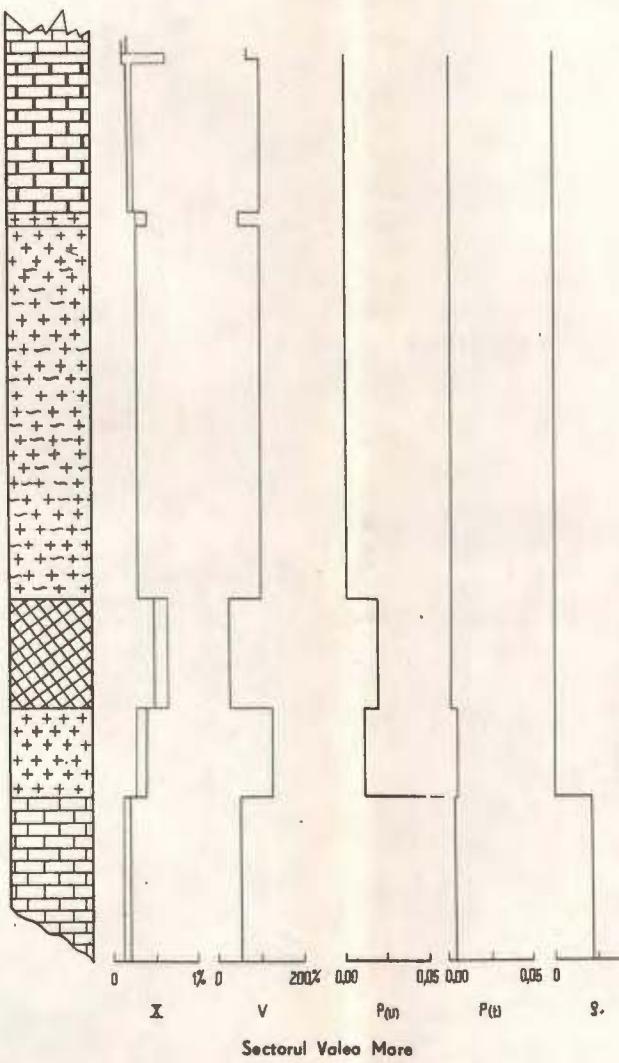
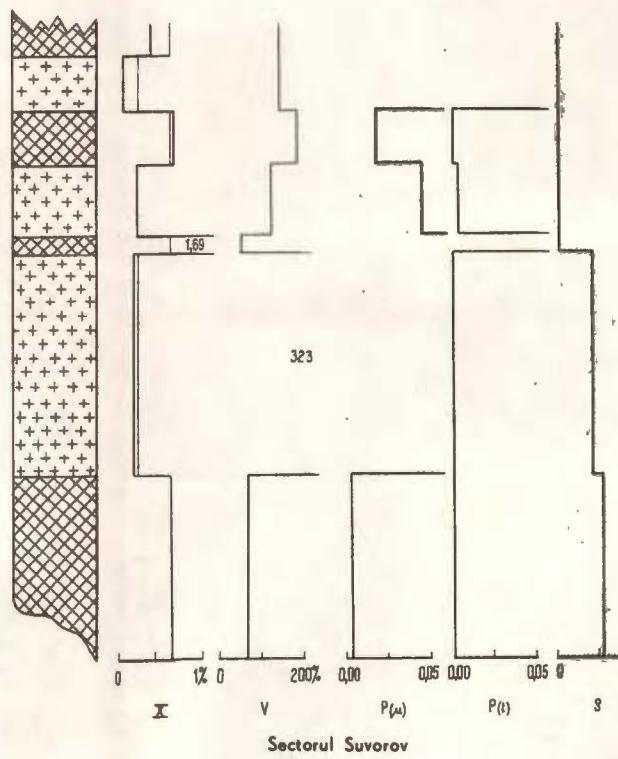
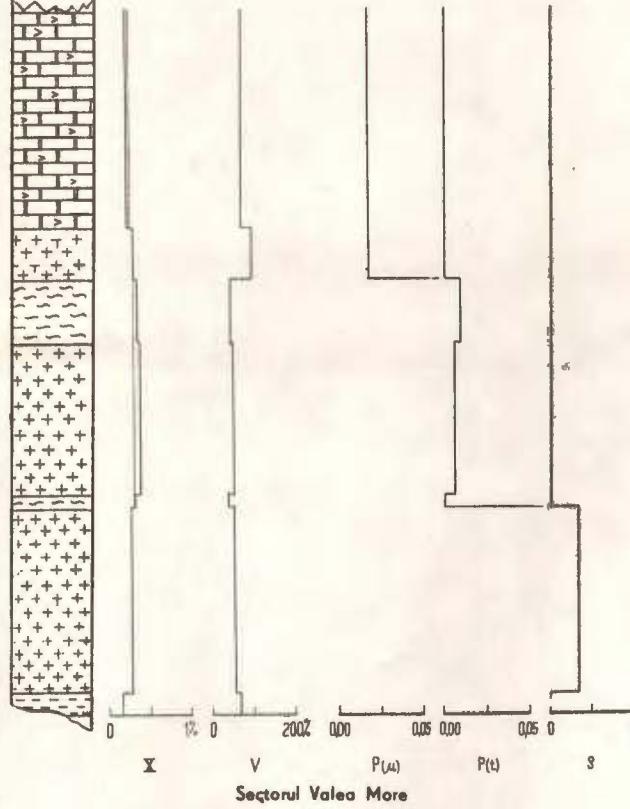
LEGENDA

- 1 + + + Banatite
- 2 Endoskarne
- 3 Skarne
- 4 Calcare cristaline
- 5 Calcare cristaline cu zone de skarne
- 6 Skarne cu relicte de calcare cristaline
- 7 > > Calcare cristaline magneziene anhidritizate
- 8 Corneene biotitice
- 9 Quarțite
- 10 T T T Silicifere
- 11 Mineralizație



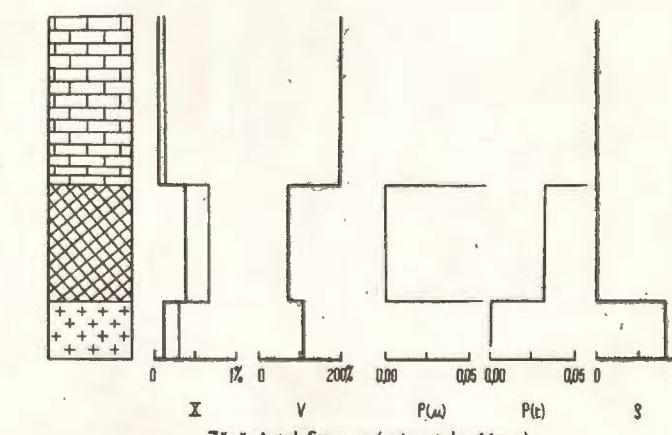
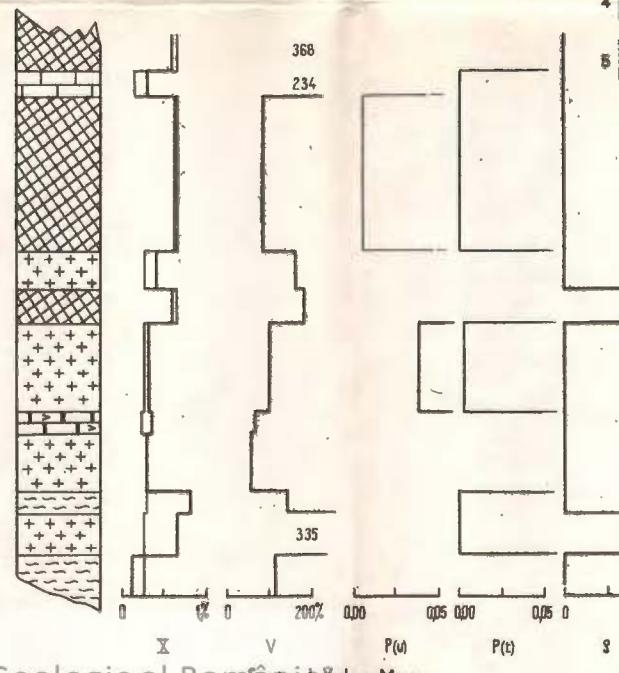
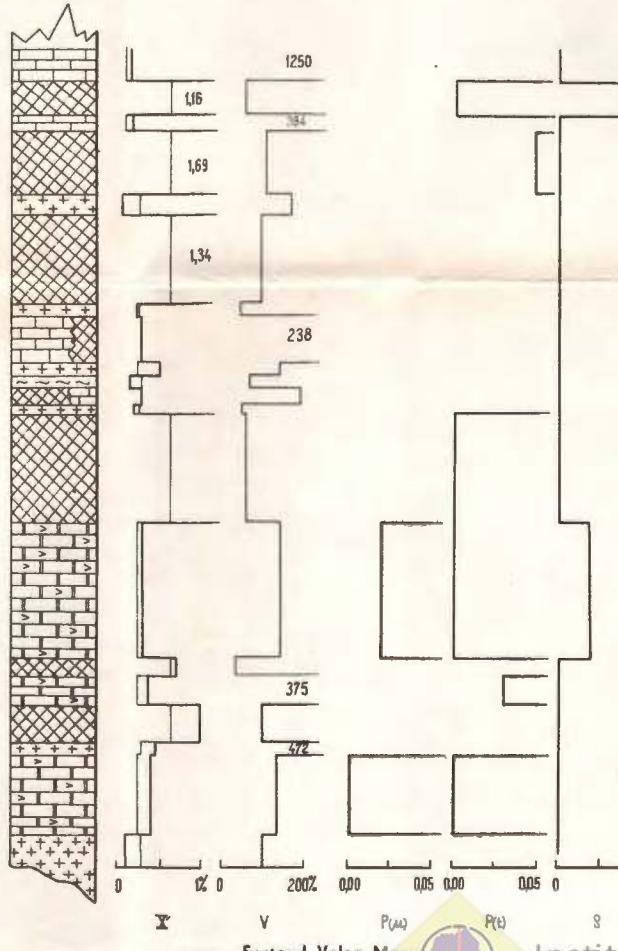
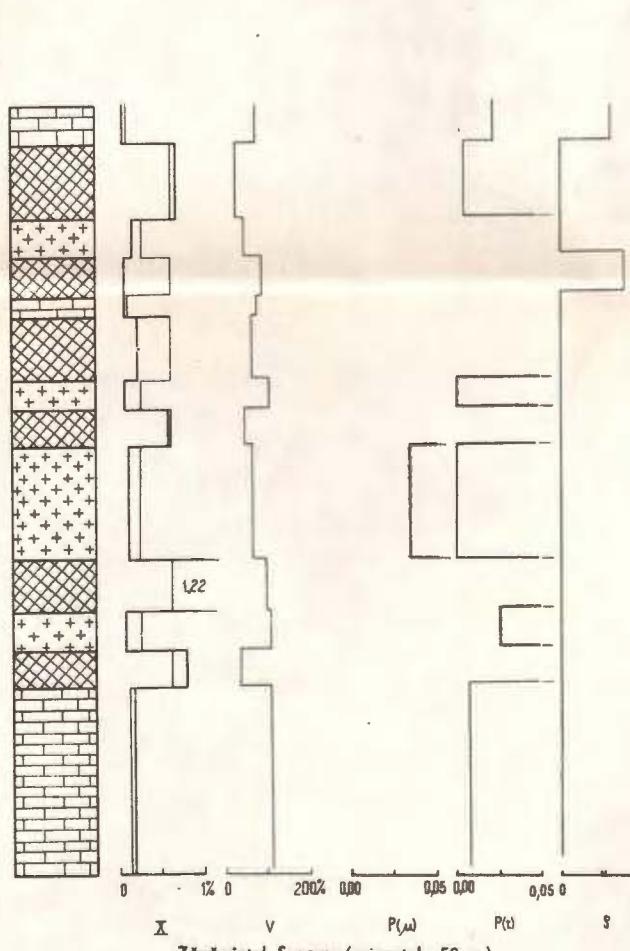
IOANA GHEORGHIȚĂ

VARIABILITATEA STATISTICĂ A CONȚINUTURILOR DE CUPRU ÎN FUNCȚIE DE TIPURILE PETROGRAFICE DE ROCI DIN ZONA SUVOROV- VALEA MARE



LEGENDA

1		Banatite
2		Skarne
3		Calcare cristaline
4		Skarne cu relict de calcare cristaline
5		Calcare cristaline cu zone skarizate
6		Calcare cristaline magneziene anhidritizate
7		Corneene biotitice
8		Banatite contaminate la contact cu corneene biotitice
9		Banatite silicifiata
10		Cuarțite



Tehnoredactor: OVIDIU RIFAAT
Traducători: ADRIANA NĂSTASE, MARIA BORCOS,
Ilustrația: V. NITU

*Dat la culcs; ianuarie 1975. Bun de tipar; iunie 1975. Tiraj:
900 ex. Hirtie scris IA 70×100/56 g. Coli de tipar: 11³/₄.
Comanda: 2130. Pentru biblioteci indicele de clasificare: 55(058).*

Întreprinderea poligrafică „Informația”. Str. Brezoianu nr. 23–25.
București – România



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României