

INSTITUTUL GEOLOGIC  
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

---

SERIA I

*Mineralogie-Petrografie*

Nr. 8

---

STUDIUL MINERALOGIC,  
PETROGRAFIC ȘI GEOCHIMIC  
AL ZĂCĂMÎNTULUI DE MINEREU  
DE MANGAN, DIN REGIUNEA  
ŞARUL DORNEI—DEALUL RUSULUI

DE

GHEORGHE POPA

BUCUREŞTI  
1974



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC  
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

---

SERIA I

*Minerologie-Petrografie*

Nr. 8

---

STUDIUL MINERALOGIC,  
PETROGRAFIC ȘI GEOCHIMIC  
AL ZĂCĂMÎNTULUI DE MINEREU  
DE MANGAN, DIN REGIUNEA  
ŞARUL DORNEI – DEALUL RUSULUI

DE

GHEORGHE POPA

BUCUREŞTI  
1974



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

## C U P R I N S

	<u>Pag.</u>
<b>Introducere . . . . .</b>	<b>7</b>
<b>Istoricul cercetărilor . . . . .</b>	<b>9</b>
<b>Descrierea geologică a regiunii . . . . .</b>	<b>15</b>
<b>Formațiunile mezometamorfice . . . . .</b>	<b>15</b>
Micașisturile . . . . .	16
Micașisturile cu biotit și granați . . . . .	18
Micașisturile cu turmalină . . . . .	19
Cuarțite cu muscovit și biotit . . . . .	19
Gnaisele . . . . .	20
Amfibolitele . . . . .	21
<b>Formațiunile epimetamorfice . . . . .</b>	<b>25</b>
Conglomeratele metamorfozate și șisturile blastopsefite . . . . .	26
Șisturile sericitic-cloritoase . . . . .	28
Șisturile cloritoase cu cuarț . . . . .	30
Cuarțite negre . . . . .	32
Cuarțite negre manganifere . . . . .	32
Cuarțite albe . . . . .	33
Filite cuarțitice . . . . .	33
Șisturile grafitoase . . . . .	35
<b>Condițiile fizice ale metamorfismului regional . . . . .</b>	<b>36</b>
Considerații generale . . . . .	36
Studiul incluziunilor . . . . .	38
<b>Considerații de ordin stratigrafic și tectonic . . . . .</b>	<b>50</b>
<b>Chimismul izvoarelor din zona Dealul Rusului . . . . .</b>	<b>52</b>
<b>Zăcământul de minereu de mangan de la Dealul Rusului . . . . .</b>	<b>53</b>
<b>Descrierea zăcământului . . . . .</b>	<b>53</b>
Corpul de minereu de mangan nr. 1 . . . . .	54
Corpul de minereu de mangan nr. 2 . . . . .	57
<b>Minereurile de mangan . . . . .</b>	<b>66</b>
Considerații petrografice și chimice . . . . .	66
Analizele chimice . . . . .	67
Analizele termice diferențiale . . . . .	74



	<u>Pag.</u>
Studiul chimic și mineralologic al mineralelor de mangan . . . . .	75
Rodocrozitul . . . . .	75
Rodonitul . . . . .	78
Piroxmangitul . . . . .	81
Spessartinul . . . . .	82
Dannemoritul . . . . .	84
Knebelitul . . . . .	84
Tefroitul . . . . .	84
Particularitățile geochimice ale zăcământului . . . . .	85
Modulul manganului . . . . .	85
Corelația dintre fier, mangan și elementele urmă însoțitoare . . . . .	86
Semnificația elementelor urmă . . . . .	93
Considerații genetice . . . . .	96
Concluzii generale . . . . .	103
Bibliografie . . . . .	107
Rezumat . . . . .	115



STUDIUL MINERALOGIC, PETROGRAFIC ȘI GEOCHIMIC AL  
ZĂCĂMINTULUI DE MINEREU DE MANGAN, DIN REGIUNEA  
ȘARUL DORNEI—DEALUL RUSULUI<sup>1</sup>

DE  
GHEORGHE POPA<sup>2</sup>

**Abstract**

Mineralogical, Petrographical and Geochemical Study of the Manganese Ore Deposit from Șarul Dornei—Dealul Rusului Region. From the geological point of view, the zone under study belongs to the Bistrița Mountains Crystalline. The formations met with are exclusively metamorphic ones, and they belong to two series: a mesometamorphic series represented by micaschists, biotite and garnet micaschists-tourmaline micaschists, muscovite and biotite quartzites, gneisses, amphibolites and an epimetamorphic series represented by metamorphosed conglomerates, sericito-chloritic schists, quartz chlorite schists, black quartzites, black manganeseous quartz, phyllites. For the determination of the physical conditions of the metamorphism, the homogenization temperatures of the fluid inclusions from the quartz crystals have been established. The manganese ore deposit has been studied from the petrographical, mineralogical and geochemical point of view. Chemical analyses of ore and manganese minerals have been carried out, for the latter the crystallochemical formulas being calculated. For a number of 70 ore samples, the trace elements specific to manganese ore deposits have been also determined. Calculating the correlative coefficients between the major and the trace elements, a relation was established and likewise the genetical significance of the trace elements was stated. The origin of the ore deposit is a volcano-sedimentary one.

**INTRODUCERE**

Prezenta lucrare cuprinde două părți: o primă parte, în care am abordat studiul formațiunilor cristaline din zona Panaci—Șarul Dornei—

<sup>1</sup> Lucrare de doctorat, susținută în cadrul Institutului de Petrol, Gaze și Geologie—București, la data de 27 februarie 1971.

<sup>2</sup> Catedra de mineralogie-geochimie, Facultatea de biologie-geografie, Universitatea „Al. I. Cuza”, Calea 23 August, nr. 20A, Iași.



Dorna Arini, și a doua parte, în care am efectuat un studiu mineralologic și geochimic al zăcămîntului de minereu de mangan de la Dealul Rusului.

Administrativ, zona Panaci—Şarul Dornei—Dorna Arini, aparține județului Suceava, este situată între localitățile menționate, iar din punct de vedere geologic se înscrie în cristalinul Bistriței. În partea de nord, limita o constituie o linie convențională, cu direcția est-vest, care trece prin Dealul Vultur și Dealul Ciocîrlan, extinzîndu-se spre est pînă în pîrîul Arini, iar spre vest pînă în pîrîul Neagra Șarului. În partea de vest, șoseaua județeană Vatra Dornei—Coverca, delimită pe perimetru între Dealul Ciocîrlan în nord și localitatea Panaci în sud; (sau orientîndu-ne după rețeaua hidrografică: pîrîul Călimănelului de la confluența sa cu pîrîul Chirilenilor, iar apoi pîrîul Neagra Șarului, de la confluența sa cu pîrîul Călimănelului și pînă în dreptul Dealului Ciocîrlan). Pîrîul Tăeturii, care și are obîrșia sub mânăstirea Piatra Tăeturii, iar după confluența cu pîrîul Chirilenilor, acesta din urmă delimită pe zona în partea de sud, între mânăstirea Piatra Tăeturii (în est) și confluența pîrîului Chirilenilor cu pîrîul Călimănelului (în vest). În sfîrșit, în partea de est, limita zonei se poate urmări de la sud la nord în felul următor: o linie dreaptă (convențională) care „ar uni” mânăstirea Piatra Tăeturii cu punctul de confluență a pîrîului Ripan cu pîrîul Arini; în continuare, pîrîul Arini delimită pe zona pînă în dreptul Dealului Vultur.

Relieful este dominat de vîrful Rusului (1540,5 m) și vîrful Șarului (1523 m), iar minimum de înălțime este în valea pîrîului Neagra Șarului în localitatea Șarul Dornei (820 m).

Rețeaua hidrografică este dirijată către vest, unde pîrîul Neagra Șarului colectează aproape toate pîraiele din cadrul zonei. De la nord la sud acestea sunt: pîrîul Rece, pîrîul Ulm, pîrîul Rus, pîrîul Călimănelului și pîrîul Chirilenilor. În partea de nord-est, pîrîul Arini (afluent al Bistriței), colectează pîraiele: Văcăria, Detele și Olarului.

Aproximativ în centrul perimetrelui, pe pîrîul Rus, la cca 2 Km est de confluența acestuia cu pîrîul Neagra Șarului (Pod Tăranu), se află zăcămîntul de minereu de mangan de la Dealul Rusului. De la Pod Tăranu și pînă la exploatarea minieră, în ultimii ani, s-a construit o șosea, care permite accesul destul de ușor către exploatarea minieră. În general, întreaga zonă este ușor de străbătut, datorită multiplelor poteci existente și a faptului că diferențele de nivel sunt mici; la acestea se mai adaugă și faptul că, mai mult de jumătate din zonă este descooperită.

Înainte de a trece la expunerea rezultatelor obținute, țin să aduc călduroase mulțumiri, acelora care m-au îndrumat și sprijinit la realizarea prezentei lucrări.



Ideea de a studia zăcămîntul de minereu de mangan de la Dealul Rusului, mi-a sugerat-o prof. dr. doc. Radu Dimitrescu, căruia îi mulțumesc în mod deosebit, pentru sprijinul științific și moral, permanent, acordat în toate ocazile cînd am avut nevoie, atît în cercetările de teren cît și în cele de laborator.

La fel de îndatorat mă simt și față de prof. dr. doc. Lazăr Pavel, conducătorul meu științific, căruia îi voi păstra o vie recunoștință pentru sprijinul științific acordat și deosebita bunăvoiță cu care m-a îndrumat și ajutat la realizarea lucrării de față.

Mulțumesc călduros, colectivului de la Catedra de mineralogie-geochimie, Universitatea „Al. I. Cuza” – Iași, și în special conf. dr. Viorel Erhan, pentru ajutorul acordat în repetate rînduri.

De asemenea, tin să mulțumesc colectivului de la Catedra de mineralogie-petrografie, Institutul de Petrol, Gaze și Geologie – București, pentru sprijinul moral și ospitalitatea de care au dat doavadă de fiecare dată cînd am venit la București pentru susținerea examenelor și referatelor, legate de acest doctorat.

Tot pe această cale, aduc mulțumiri și geologului Mateenco Teodor de la Întreprinderea Minieră din Vatra Dornei, care a avut amabilitatea să mă însoțească de nenumărate ori, la exploatarea minieră Dealul Rusului și să-mi pună la dispoziție eșantioane, din lucrările miniere executate în timpul cînd eu nu puteam fi acolo.

### ISTORICUL CERCETĂRII

Zăcăminte de minereu de mangan din Bucovina de sud, au fost cunoscute înainte de anul 1800. Începînd din anul 1770, cînd un aşa numit „consorțiu” de moldoveni – prin metode rudimentare – se occupa cu exploatarea zăcămintelor (în special de fier) din împrejurimile localității Vatra Dornei, și pînă în prezent, cînd forajele și lucrările miniere se execută după ultimele cuceriri ale tehnicii, regiunea Șarul Dornei a oferit un bogat și variat material de studiu, tuturor acelora care – cu pasul și gîndirea – au străbătut-o, pentru a-i descifra evoluția, sau pentru a-i descoperi bogățiile.

În anul 1790, baronul Karl Manz Marensee preia exploatarea minelor din bazinul superior al Bistriței și Moldovei; împreună cu inginerul I. Mehesch întreprinde exploatarea sistematică a masivelor muntoase din această regiune, descoperind zăcămintele de plumb argenterifer (galenă) de la Fluturica (1797), minereu cuprifer la Dealul Negru (1805), zăcăminte de minereu de fier la Arșița, Gura Negrii, Orata, Colacul



și Șarul Dornei. În anul 1870, exploataările de minereuri din regiune trec în patrimoniul „Fondului bisericesc din Bucovina” care, sisteză exploataarea pentru minereuri de fier și începe exploatarea minereurilor de mangan. În anul 1935, iau ființă societățile „Manganul” și „Mangasarul”, în parte cu capital străin, care fac concurență societăților „Fondului bisericesc”. În anul 1945, minele „Fondului bisericesc” trec în proprietatea societății „Domeniile Bucovinei”, iar la 15 august 1948, toate exploataările din regiune se grupează în „Direcția regională minieră – Vatra Dornei”.

Primele cercetări geologice, au caracter informativ și sunt lucrări de ansamblu asupra Carpaților Orientali. Printre autorii acestor lucrări, menționăm în anul 1854 pe Z e p h a r o w i c z cu lucrarea „Mitteilungen über den Bergwerksdistrikt der Bukowina”.

F r e i s c h e r, prezintă în anul 1860, în fața societății de geologie din Viena comunicarea „Über die Erzlagerstätten der Bukowina”, în care arată că zăcămintele din Bucovina, sunt în legătură cu micașisturile și șisturile filitice.

Lucrarea lui P a u l (1876), „Gründzüge der Geologie der Bucowina”, arată pentru prima dată poziția stratigrafică a cuarțitelor negre manganiferă în cadrul complexului cristalin. Astfel el separă cristalinul în două grupe : a) grupa cuarțitelor inferioare în care intră și cuarțitele negre și b) grupa cuarțitelor superioare, formată din : micașisturi, gnais, șisturi silicioase și la partea superioară calcare cristaline. Tot în anul 1876, W a l t e r, efectuează un studiu asupra șisturilor cristaline din Bucovina. Autorul clasifică șisturile cristaline în trei grupe și face unele observații asupra mineralelor de mangan. A t h a n a s i u (1899), publică o serie de lucrări de sineză asupra Moldovei de nord-vest. În una din ele (Morphologische Skizze der Nordmoldavischen Karpathen mit einem ueberblick ueber die tektonik), întocmește o hartă la scara 1/1.000.000 și trei profile (unul din profile cuprinde chiar Muntele Șarului). Atât pe hartă, cât și în schită perimetrul nostru este încadrat în zona denumită de autor „krystallinische Masse”. În text face o descriere a șisturilor cuarțifere de la Muntele Rusului. Același autor, într-o altă lucrare (Geologische Beobachtungen in den Nordmoldavischen Ostkarpathen), atrage atenția cercetătorilor asupra importanței zăcămintelor de mangan de la pîrîul Rusului, și descrie printre șisturile cuarțifere, lentile izolate de cca 1 dm, constituite din rodocrodit și rodonit. Menționează piroluzitul și braunitul, iar dintre mineralele de arsen, realgarul și auripigmentul.

În vederea efectuării unui studiu asupra mineralelor și minereurilor de mangan de la Șarul Dornei, N i c o l a u, face o excursie în această zonă



în anul 1908, iar lucrarea intitulată „Asupra minereurilor de mangan de la Șarul Dornei”, apare în anul 1909. Minereul de mangan, pe care-l descrie autorul, constă din bucăți, de diferite dimensiuni în care se poate observa la exterior o coajă de oxizi de mangan și fier, iar în interior silicati și carbonati de culoare roz. Studiul microscopic al zonei de culoare roz, pune în evidență abundența calcitei și autorul propune denumirea de calciorodocroziță sau calciodialogită. Lucrarea cuprinde și o analiză chimică.

În anul 1916, B u ț u r e a n u, efectuează un studiu regional în Carpații Orientali, însotit de o hartă la scara 1/200.000. Se ocupă îndeaproape și de zăcămintele de mangan de la Dealul Rusului, constatind că sunt asemănătoare cu cele de la Broșteni. Autorul efectuează cîte o analiză chimică pentru mineralele : ponit și broștenit, în urma cărora determină pentru aceste minerale de mangan de la Dealul Rusului, următoarele formule : ponit =  $MnCO_3 + FeCO_3$ , broștenit =  $RO_3MnO_2 \cdot 3H_2O$ .

M o g i l n i c k i, publică în anul 1917 un studiu (Manganerzlagerstätten der südlichen Bukowina), în care pe lîngă problema mineralizației de mangan, tratează și șisturile cristaline din Bucovina de sud. De șisturile cristaline care conțin minereu de mangan, se ocupă și Q u i r i n g (1922). În lucrarea pe care o publică (Die Manganerzvorkommen in den krystallinen Schiefern der Bukowinischen Waldkarpathen), întocmește și o hartă la scara 1/37.500, fără a cuprinde perimetru de care ne ocupăm noi.

În anul 1923 S a v u l, efectuează un studiu asupra zăcămintelor de mangan din bazinul Neagra Șarului. Pentru această regiune, el întocmește o schiță la scara 1/100.000, pe care trece și cuarțitele negre de la Muntele Rusului, Pietrele Arse și Dealul Boambei. Lucrarea tratează în special, mineralogia și chimismul ponitelor și broștenitelor. P a s c u (1926), separă în cristalinul Bistriței trei zone de șisturi silicioase. În zona cea mai de vest, autorul încadrează și regiunea Dealul Rusului—Șarul Dornei. În lucrarea sa : „Zăcămintele de minereuri manganifere din regiunea Broșteni”, se ocupă în special de zăcămintele feromanganifere din zona a III-a, cea mai de vest (zăcămintul de la Holdița), cărora le atribuie originea sedimentară. Autorul consideră că minereul primar, a fost un bioxid de mangan depus sub formă de gel, în punctele în care a ajuns la concentrații destul de ridicate. Ulterior, în timpul metamorfismului, aceste depozite fiind supuse eforturilor tectonice — în condițiile în care apele încărcate cu siliciu, metale sau bioxid de carbon puteau circula — s-au transformat în minerale secundare (carbonati și silicati de mangan). În contact cu atmosfera, carbonații și silicații de mangan, trec din nou în oxizii pe care-i întlnim astăzi.



În anul 1927, apare primul studiu complex care se referă numai la șisturile cristaline și zăcămintele de mangan de la Șarul Dornei, aparținind lui Savul. Autorul descrie toate categoriile de roci întâlnite în perimetru, efectuează analize chimice pentru fiecare tip de rocă calculind valoările de găupă, după Grubermann-Osann și proiectează valorile în triunghiul lui Osann; de unde trage concluzii referitoare la geniza antemetamorfică a unor tipuri de roci. Întocmește o hartă la scară 1/50.000 și identifică pentru prima dată conglomeratul metamorfozat pe pîrul Ursăriei. În ceea ce privește minereurile de mangan, pe lîngă zăcămîntul de la Muntele Rusului se ocupă și de acela de la Pietrele Arse. Sunt descrise rodocrozitul, tefroitul, rodonitul, iar din analizele chimice se presupune prezența knebelitului — mineral găsit pe atunci în zăcăminte similară. Pentru mineralul de culoare neagră păstrează denumirea de broștenit și efectuează o analiză chimică. Consideră că broștenitele sunt varietăți bogate în fier ale psilomelanului. După ce analizează reacțiile ce ar putea avea loc între diferite minerale de mangan, funcție de temperatură (în special) și face comparație cu datele din literatură, referitoare atât la zăcămintele de mangan exploataabile, cât și la compoziția diverselor nodule ce se depun actualmente pe fundul mărilor puțin adânci ca Marea Neagră, Marea Baltică, sau lacurile din Scoția, Finlanda, Canada, autorul ajunge la concluzia că originea zăcămintelor de mangan de la Dealul Rusului și Pietrele Arse, este sedimentară, fiind supuse apoi metamorfismului, odată cu șisturile cristaline în care sunt cantonate. Tot Savul (1932), identifică la Șarul Dornei dannemoritul azbestiform — mineral descris și de Slavik (1928) la Iacobeni. Pe lîngă observațiile privind proprietățile fizice, autorul efectuează o analiză chimică, în urma căreia dă pentru dannemoritul de la Șarul Dornei formula:  $(Mn, Fe, Mg, H)SiO_3$ , și discută geneza acestui mineral.

Savul și Mastacan (1940), arată că amfibolitele întâlnite în regiunea Vatra Dornei—Iacobeni, formează două benzi paralele, orientate NNW—SSE. Din punct de vedere petrografic, rocile celor două benzi menționate, sunt constituite din amfibolite cu albit și epidot, precum și din șisturi clorito-epidotice, cu caracter de roci verzi. Pentru amfibolitele cu epidot, se efectuează și o analiză chimică, calculându-se valorile Niggli și Grubenmann-Osann. Compoziția chimică a amfibolitelor indică un produs de metamorfism al unor roci mixte, constituite din material de natură eruptivă și material sedimentar bogat în  $SiO_2$ . Materialul eruptiv este constituit din lave și tufuri diabazice, a căror vîrstă este considerată de autori, Devonian inferior.

Mastacan (1948), publică două lucrări în care tratează sisturile cristaline dintre Ciocănești și Vatra Dornei („Beitrage zur Kenntnis der krisstallinen Gegend zwischen Ciocănești—Vatra Dornei”, și „La region cristalline du sud-ouest de la Bucovine”). În anul 1953, același autor mai publică o lucrare („Observațiuni geologice și petrografice în regiunea Ciocănești—Cîrlibaba”) referitoare la același sector al cristalinului Bistriței. În lucrările menționate, autorul descrie macroscopic și microscopic rocile din această zonă și le repartizează la două serii metamorfice: epizonală și mezozonala.

În anul 1952, Savul și Mastacan, publică rezultatele cercetărilor întreprinse asupra gnaiseelor porfiroide din Carpații Orientali.

În anul 1954, o echipă a fostului Comitet Geologic, condusă de geologul R. Ştefan, efectuează cercetări geologice în zona Dealul Rusului. Cu această ocazie, se întocmește un raport geologic însotit de o hartă la scara 1/5.000 a zonei Dealul Rusului.

Pavelescu (1955), în studiul pe care-l efectuează asupra sisturilor cu silicati de mangan și fier din Munții Sebeșului, arată că este puțin probabilă ipoteza lui Savul (1927) conform căreia silicatii de mangan și magneziu ar fi niște produse secundare și s-ar fi format în timpul transformării silicatilor în hidroxizi.

D. Radulescu (1962) efectuează — în condiții de lucru care să garanteze precizia măsurătorilor la patru zecimale — un studiu mineralogic, asupra zăcămintelor de mangan din Modova de nord. Autorul pune în evidență prezența unor noi minerale de mangan, precum și participarea manganului la chimismul unor amfiboli din seria antofilitelor. Materialul studiat a fost colectat din zona Iacobeni.

În anul 1957, apare un studiu geochemical aparținând lui Savul și Ianovici. Autorii se ocupă de chimismul și originea rocilor cu mangan din cristalinul Bistriței; un spațiu destul de larg fiind afectat zăcământului de la Șarul Dornei. Pe baza unui număr mare de analize chimice, s-au executat curbe de frecvență a conținuturilor de MnO, FeO și raportul MnO/FeO, în funcție de SiO<sub>2</sub>. Forma curbelor poate fi exprimată prin relația Ax + By = C, ceea ce a permis să se tragă concluzia că fierul și manganul se găsesc sub forma unui amestec izomorf sau de substituție reciprocă. Cea mai mare parte a lucrării este rezervată studierii condițiilor de acumulare a fierului și manganului în depozitele sedimentare antemetamorfice. Sunt examineate mai multe ipoteze, dintre care ipoteza originii sedimentar-vulcanogene prezintă cel mai mare interes. Ca sursă de mangan, sunt considerate rocile bazice efuzive, ce apar în apropierea zăcămintelor de mangan.

Dimitrescu (1960), efectuează un studiu asupra depozitelor mezozoice și tectonicii regiunii Iacobeni. Repartizează șisturile cristaline la două serii metamorfice (mezo- și epizonală) și face descrierea lor. La interpretările de ordin tectonic, autorul face observații și asupra perimetruului de care ne ocupăm, arătind că ipoteza lui R. Stefan, conform căreia seria epizonală ar fi încălecată peste cea mezozonală, de la est către vest, nu este conformă cu realitățile terenului.

Tot Dimitrescu (1964), având în vedere ultimele date asupra structurii geologice a regiunii Iacobeni, arată că legătura minereurilor de mangan cu rocile bazice (actualele amfibolite) — presupusă de Savul și Ianovici (1957) — rămîne îndoieică, prin faptul că între cele două serii cristaline nu există continuitate. Cuarțitele negre care conțin minereurile de mangan fac parte din formațiunile de șisturi silicioase, și s-ar putea face analogii cu formațiunea gonditică sau leptitică, din Precambrianul vechilor scuturi. Autorul menționează că, în ultimă instanță s-ar putea ca manganul să fie levigat din lave subiacente și atunci zăcămîntul nu mai poate fi încadrat în grupa vulcanogen-sedimentară.

Rădulescu (1967), pune în evidență existența orizontului sernifitic, în masivul de șisturi cristaline ale Carpaților Orientali și tot Rădulescu (1969), face un studiu de sinteză, însotit de o hartă geologică la scara 1/200.000, cuprindînd și perimetruul de care ne ocupăm. Autorul consideră că masivul cristalin care constituie nucleul Munților Bistriței, a avut următoarea evoluție: într-un prim ciclu metamorfic, s-au format șisturile mezometamorfice; a urmat apoi o perioadă de liniște tectonică, în care timp peste șisturile mezometamorfice, s-a instalat o arie de sedimentare. În sfîrșit, are loc al doilea ciclu metamorfic, în timpul căruia stiva sedimentar-vulcanogenă se transformă în șisturi epimetamorfice.

Ianovici și Dimitriu (1968) și Ianovici et al. (1969), studiază zăcămîntele de mangan din Carpații Orientali, printre care și zăcămîntul de la Dealul Rusului. Pe baza unui număr mare de analize chimice, autorii — utilizînd statistică matematică — determină distribuția și corelațiile dintre elementele chimice principale în minereurile de mangan.

În anul 1968, apare „Harta geologică a R. S. România” scara 1/200.000, foaia 12 Toplița, cu notă explicativă de Alexandrescu et al., care cuprinde și perimetruul de care ne ocupăm.

În anul 1969, Institutul Geologic, publică „Harta genetică a substanelor minerale utile din România” scara 1/200.000, foaia 12 Toplița, cu text explicativ de Georgea Mureșan și S. Peltz. Autorii, studiază activitatea metalogenetică asociată în special formațiunilor crista-

lofiliene și vulcanitelor tinere, extinsă în intervalul de timp cuprins între ante-Proterozoic superior și Pleistocen.

Zlatarovă-Top și Mureșan (1970), efectuează un studiu asupra ivirilor de minereuri manganifere metamorfozate din bazinul văii Borca. Autorii ajung la concluzia că acumulările de mangan sunt legate genetic, de magmatismul acid premetamorfic.

## DESCRIEREA GEOLOGICĂ A REGIUNII

Din punct de vedere geologic-structural, zona Panaci-Șarul Dornei-Dorna Arini, face parte din cristalinul Bistriței și este constituită din formațiuni (cristaline) diferite ca grad de metamorfism și alcătuire petrografică. Munții Bistriței, în ansamblu sau pe sectoare, au făcut obiectul a numeroase studii, în ultimii zece ani descifrându-se și stratigrafia șisturilor cristaline. Perimetruл de care ne ocupăm, prin dimensiunile sale reduse, nu ne permite să tragem eventuale concluzii de ordin stratigrafic sau evolutiv asupra întregului masiv al Bistriței. Diversitatea rocilor metamorfice întâlnite, roci mezometamorfice, roci epimetamorfice și mai ales prezența pe o suprafață destul de mare a acelui „conglomerat metamorfozat”, ne-a determinat însă, să urmărim și un alt aspect și anume: determinarea condițiilor în care a avut loc metamorfismul regional din această zonă. Principalele obiective care ni le-am propus au fost: cartarea și descrierea petrografică a rocilor metamorfice din cadrul zonei, chimismul lor, încadrarea acestor roci în faciesuri metamorfice conform clasificării lui Winkler (1965), studiul geotermometric pe cristale de cuart din toate tipurile de roci întâlnite în zona menționată, considerații de ordin tectonic și stratigrafic.

Urmărind harta (planșa VIII) și ținînd seama de intensitatea metamorfismului, se observă că de la est către vest, se individualizează trei benzi. Partea centrală este formată din șisturi mezometamorfice și este încadrată atât în est cât și în vest de către o zonă de șisturi epimetamorfice. În partea de nord și vest rocile cristalofiliene sunt mascate de terase cuaternare și de aluviunile pîrîului Neagra.

## FORMAȚIUNILE MEZOMETAMORFICE

Șisturile cristaline mezometamorfice, în perimetruл studiat de noi, se întîlnesc pe o suprafață destul de mare și sunt reprezentate prin: mica-șisturi, micașisturi cu biotit și granați, micașisturi cu turmalină, cuarțite cu muscovit și biotit, gnaise și amfibolite.



Așa cum arătam mai sus, șisturile cristaline mezometamorfice, formează o fâșie orientată nord-sud, fragmentată de două falii în apropierea pîrîului Chirileni. Lățimea cea mai mare a fîsiei, este în partea de nord, mai exact în Plaiul Șarului (cca 2 Km). Făcînd corelație cu sectoarele situate în partea de nord și partea de sud, seria mezometamorfică din perimetrul Panaci—Șarul Dornei—Dorna Arini, se poate echivala cu „zona de Pîrîul Roșu” a „seriei de Bretila” (Ionescu, 1962) din regiunea Cîrlibaba—Ciocănești—Iacobeni, și cu „grupurile I și II ale șisturilor mezometamorfice” separate de S a v u (1955) între Roșu și Șarul Dornei. În regiunea Păltiniș—Drăgoeasa, ea se poate echivala cu „seria de Șar—Coverca” (Cosma și Peiltz 1962). Propriu-zis, seria mezometamorfică din perimetru studiat de noi, formează extremitatea nordică a ceea ce Cosma și Peiltz au denumit seria de Șar—Coverca în zona Păltiniș—Drăgoeasa.

### Micașisturile

Micașisturile, au cea mai largă răspîndire, întîlnindu-se pe toată întinderea zonei de șisturi cristaline mezometamorfice. Sînt roci de culoare cenușie-argintie, pe alocuri verzuie din cauza cloritului provenit prin alterarea biotitului. Duritatea este mică, iar acolo unde cuarțul atinge un procent ceva mai ridicat, roca devine dură. Alternanța mineralelor foioase cu păturile cuarțitice, conferă un caracter friabil rocii. Studiul microscopic pune în evidență o structură lepidoblastică, textura șistoasă, și următoarea compoziție mineralologică: muscovit, cuarț, biotit, albit, clorit. Muscovitul formează pături compacte printre care se ivesc celelalte minerale, în special cuarțul, care străbate păturile de muscovit cel mai frecvent. Biotitul și cloritul au o frecvență mai redusă, întîlnindu-se și secțiuni în care se observă provenirea celui de al doilea din primul. Analizele chimice efectuate pe un număr de două probe recoltate din acest tip de rocă, au dat rezultatele din tabelul nr. 1. Valorile parametrilor N i g g l i sunt: proba 202<sub>a</sub> —  $al = 40,41$ ;  $alk = 17,35$ ;  $fm = 34,47$ ;  $c = 7,77$ ;  $si = 234,64$ ;  $k = 0,26$ ;  $mg = 0,33$ ;  $qz = +63,24$ ;  $c/fm = 0,225$  și proba 221 —  $al = 46,96$ ;  $alk = 20,19$ ;  $fm = 28,71$ ;  $c = 4,14$ ;  $si = 256,45$ ;  $k = 0,38$ ;  $mg = 0,18$ ;  $qz = +75,69$ ;  $c/fm = 0,145$ . Formulele celulei standard, calculate după metoda lui Barth sint următoarele: proba 202<sub>a</sub> —  $(K_{2,14} Na_{5,99} Mg_{2,51} Ca_{1,82} Mn_{0,43} Fe_{3,43}^{2+} Fe_{1,71}^{3+} Al_{18,93} Ti_{0,75} Si_{54,49}) (OH_{12,62} O_{147,38})_{160,00}$ ; proba 221 —  $(K_{3,37} Na_{5,38} Mg_{1,10} Ca_{0,83} Mn_{0,10} Fe_{08,9}^{2+} Fe_{2,21}^{3+} Al_{20,30} Ti_{0,26} Si_{55,42}) (OH_{11,25} O_{148,75})_{160,00}$ .



TABELUL 1  
*Compoziția chimică a micașisturilor*

Oxizi %	Proba 202 <sub>a</sub> Plaiul Șarului	Proba 221 Pitru Chirileni
SiO <sub>2</sub>	61,15	63,25
TiO <sub>2</sub>	1,12	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,03	19,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,60	3,26
FeO	4,58	3,82
MnO	0,55	0,17
MgO	1,90	0,82
CaO	1,88	0,95
Na <sub>2</sub> O	3,45	3,15
K <sub>2</sub> O	1,91	3,02
H <sub>2</sub> O tot.	2,13	1,92
Total	99,30	100,45

Tot din analizele chimice, am calculat valorile parametrilor  $ACF$  și  $A'KF$ : proba 202<sub>a</sub> —  $A = 43,33$ ;  $C = 12,59$ ;  $F = 44,08$ ;  $A' = 37,39$ ;  $K = 9,01$ ;  $F = 53,60$  și proba 221 —  $A = 58,45$ ;  $C = 7,59$ ;  $F = 33,96$ ;  $A' = 51,35$ ;  $K = 14,41$ ;  $F = 34,24$ . Compoziția mineralologică, compoziția chimică și valorile parametrilor  $ACF$  și  $A'KF$ , placează aceste roci în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuart-albit-epidot-almandin (Winkler,

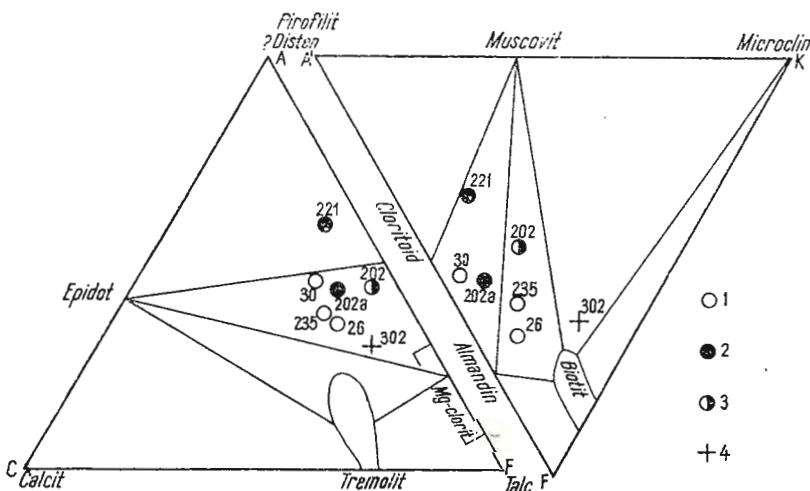


Fig. 1. — Faciesul șisturilor verzi; subfaciesul cuart-albit-epidot-almandin (Winkler, 1965). 1) gneiss; 2) micașisturi; 3) micașisturi cu turmalină; 4) micașisturi cu biotit și granați.

Faciès des schistes verts; sous-faciès quartz-albite-épidote-almandin (Winkler, 1965). 1) gneiss; 2) micaschistes; 3) micaschistes à turmaline; 4) micaschistes à biotite et grenats.

kler 1965), cu următoarele parageneze posibile: cuarț + almandin + epidot + cloritoid, cuarț + epidot + cloritoid + pirofilit, cuarț + almandin + cloritoid + muscovit (fig. 1).

### Micașisturile cu biotit și granați

Micașisturile cu biotit și granați, ocupă o suprafață mai restrânsă față de micașisturile descrise anterior. Ele au fost întâlnite pe pîrîul Chirileni, înainte de confluența cu pîrîul Tăieturii, ca și pe botul de deal dintre cele două pîraie. Rocile au culoarea cenușie-argintie, sunt friabile, iar afloamentele au dimensiuni reduse. Textura rocilor este šistoasă, iar structura lepido-granoblastică. Compoziția mineralologică este dată de următoarele minerale: muscovit, cuarț, biotit, albit, clorit, granați. Studiul microscopic arată prezența unui proces de diaftorizare, pe care l-au suferit aceste roci. Astfel albitul este sericitizat, iar granații și biotitul cloritizați. Muscovitul este prezent într-o proporție mult mai mică decît la micașisturile descrise anterior și se întâlnește sub formă de lamele de dimensiuni variabile, dispuse în fișii paralele cu šistozitatea. Uneori lamelele de muscovit sunt asociate cu lamelele de biotit. Biotitul, într-o proporție mai mare decît muscovitul, apare în lamele mai scurte decît lamelele de muscovit și este puternic pleocroic. În cea mai mare parte, biotitul este cloritizat. Granatul, apare sub formă de cristale izometrice, risipite în masa rocii. Analiza chimică a unei probe de micașist cu biotit și granați (proba 302, recoltată din pîrîul Chirilenilor), a dus la următoarele rezultate:  $\text{SiO}_2 = 69,05$ ;  $\text{TiO}_2 = 0,94$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,34$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,74$ ;  $\text{FeO} = 3,26$ ;  $\text{CaO} = 1,51$ ;  $\text{MgO} = 2,05$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 3,76$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 2,80$ ;  $\text{H}_2\text{O} = 1,40$ . Din aceste date s-au calculat parametri  $N$  i g g l i:  $al = 35,69$ ;  $alk = 24,79$ ;  $fm = 32,16$ ;  $c = 7,36$ ;  $si = 313,31$ ;  $k = 0,32$ ;  $mg = 0,25$ ;  $qz = +114,15$ ;  $c/fm = 0,229$ , și formula chimică, calculată după metoda celulei standard a lui Barth:  $(\text{K}_{3,14}\text{Na}_{6,39}\text{Mg}_{2,67}\text{Ca}_{1,41}\text{Fe}_{4,72}^{2+}\text{Fe}_{0,57}^{3+}\text{Al}_{13,73}\text{Ti}_{0,63}\text{Si}_{80,26})(\text{OH}_{2,30}\text{O}_{157,70})_{160,00}$ . Ar fi fost interesant de stabilit compoziția chimică a granațiilor din aceste roci, pentru a stabili mai precis gradul de metamorfism. Faptul că granații se observă numai la microscop, iar pe de altă parte, sunt puternic cloritizați, ne-a impiedicat să facem acest lucru. Parametri  $ACF$  și  $A'KF$ , care au valorile:  $A = 29,31$ ;  $C = 15,52$ ;  $F = 55,17$ ;  $A' = 16,00$ ;  $K = 20,00$ ;  $F = 64,00$  alături de compoziția mineralologică și chimică, și în special proporția redusă de anortit în plagioclaz (5–8% anortit) ne determină să încadrăm aceste roci în faciesul šisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-epidot-almandin, cu următoarele parageneze posibile: cuarț + epidot + cloritoid + almandin, cuarț + biotit + muscovit + microclin (fig. 1).



### Micașisturile cu turmalină

Micașisturile cu turmalină, apar într-un singur loc în cadrul perimetruului și anume, pe Plaiul Șarului, la cca 600 m nord de confluența pîriului Huenilor cu pîriul Rus, între cele două corpuri de amfibolite (planșa X). Deschiderea are cca 250 m lungime și 50 m lățime; blocurile desprinse au dimensiuni pînă la 2 m<sup>3</sup> și „curg” în vale pînă în apropierea localității Șarul Dornei. Analiza chimică a unei probe de micașist cu turmalină (proba 202), a dat următoarele rezultate: SiO<sub>2</sub> = 67,38; TiO<sub>2</sub> = 1,30; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 15,80; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 2,49; FeO = 3,13; MgO = 1,55; CaO = 0,60; Na<sub>2</sub>O = 4,02; K<sub>2</sub>O = 3,17; H<sub>2</sub>O = 1,12. Din datele analizei chimice s-au calculat parametri N i g g l i: al = 41,28; alk = 25,99; fm = 29,76; c = 2,97; si = 301,00; k = 0,34; mg = 0,34; qz = +97,04; c/fm = 0,099 și parametri ACF și A'KF: A = 43,90; C = 6,71; F = 49,39; A' = 34,86; K = 18,86; F = 46,28.

Micașisturile cu turmalină, sunt roci de culoare cenușie, pe alocuri cu nuanțe argintii, după cum muscovitul sau cloritul predomină. Se deosebesc de celelalte două tipuri descrise anterior, prin prezența turmalinei, care apare sub formă de cristale prismatice pînă la 1–1,5 cm lungime. Formula chimică a rocii este: (K<sub>3,47</sub> Na<sub>6,74</sub> Ca<sub>0,58</sub> Mg<sub>2,00</sub> Fe<sub>2,37</sub><sup>2+</sup> Fe<sub>1,58</sub><sup>3+</sup> Al<sub>16,22</sub> Ti<sub>0,84</sub> Si<sub>59,13</sub>)(OH<sub>6,53</sub>O<sub>153,47</sub>)<sub>160,00</sub>. Deoarece, micașisturile cu turmalină nu se deosebesc de celelalte două tipuri descrise anterior, decât prin prezența turmalinei, am considerat că și aceste roci se încadrează în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuart-albit-epidot-almandin, iar valorile parametrilor ACF și A'KF, plasează roca în sectoarele cu paragenezele posibile cuart + epidot + cloritoid + almandin, cuart + muscovit + biotit + + almandin (fig. 1).

### Cuartitele cu muscovit și biotit

În cadrul perimetruului studiat se întâlnește o singură ivire de cuartite cu muscovit și biotit, o deschidere de cca 150 m lungime și 50 m lățime. Deschiderea are aspectul unei cariere. Rocile sunt de culoare cenușie cu nuanțe gălbui, destul de compacte și rareori se poate observa o slabă șistozitate. Studiul microscopic scoate în evidență un procent foarte ridicat de cuart (cca 98 %), căruia î se alătură: muscovit, biotit, limonit, calcit, zircon, clorit. Cuarțul se prezintă sub formă de granule cu contur neregulat și extincție ondulatorie. Structura rocii este granoblastică.



### Gnaisele

Gnaisele, ocupă o suprafață destul de restrânsă în cadrul fișiei de șisturi cristaline mezometamorfice. S-au întîlnit 3 iviri de gnais: o ivire pe pîrîul Ursăriei și două iviri pe pîrîul Chirileni. Atât macroscopic, cât și microscopic, se observă deosebiri între gnaisele de pe pîrîul Chirileni și cele de pe pîrîul Ursăriei. Gnaisul de pe pîrîul Ursăriei aflorează pe o suprafață de formă în general, eliptică, fiind chiar la limita cu orizontul conglomeratelor metamorfozate și șisturilor blastopsefítice (planșa VIII). Forma în teren și studiul microscopic, arată clar că avem de a face cu un ortognais. Textura este masivă, iar structura granoblastică. O analiză chimică efectuată pe o probă de gnais (proba 30), din pîrîul Ursăriei, a dat rezultatele:  $\text{SiO}_2 = 63,74$ ;  $\text{TiO}_2 = 0,85$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,62$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,81$ ;  $\text{FeO} = 4,30$ ;  $\text{MgO} = 1,65$ ;  $\text{CaO} = 2,62$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 2,95$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 0,83$ ;  $\text{H}_2\text{O} = 1,85$ . din analiza chimică au fost calculați parametri *Niggli*:  $al = 41,65$ ;  $atk = 13,80$ ;  $fm = 33,17$ ;  $c = 11,38$ ;  $si = 257,41$ ;  $k = 0,16$ ;  $mg = 0,30$ ;  $qz = +102,21$ ;  $c/fm = 0,343$  și parametri *ACF* și *A'KF*:  $A = 47,33$ ;  $C = 16,73$ ;  $F = 35,94$ ;  $A' = 43,88$ ;  $K = 4,59$ ;  $F = 51,53$ . Compoziția mineralologică este următoarea: cuarț, albit, muscovit, clorit, limonit, granat, zircon și calcit. Cuarțul fiind constituentul principal al rocii îi imprimă acesteia o duritate pronunțată. Compoziția mineralologică și valoile parametrilor *ACF* și *A'KF*, plasează și această rocă în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-epidot-almandin. Din fig. 1, se vede că proba analizată de noi (30) se încadrează în sectoarele cu următoarele parageneze posibile: cuarț + epidot + cloritoid + almandin, cuarț + muscovit + + cloritoid + almandin. Ceea ce ne-a determinat să includem gnaisele din perimetrul studiat în faciesul șisturilor verzi, pe lîngă compozită mineralologică, a fost și procentul foarte mic de anortit al plagioclazului (4–8% anortit). Formula celulei standard este:  $(\text{K}_{0,95}\text{Na}_{5,07}\text{Mg}_{2,17}\text{Ca}_{2,48}\text{Fe}_{3,17}^{2+}\text{Fe}_{1,90}^{3+}\text{Al}_{18,19}\text{Ti}_{0,58}\text{Si}_{56,20})(\text{OH}_{10,89}\text{O}_{149,11})_{160,00}$ .

Gnaisul de pe pîrîul Chirileni, se deosebește de cel descris mai sus, prin faptul că prezintă numeroase cristale de cuarț, de culoare albastră, iar cloritul apare într-o cantitate mai mică. Gnaisul acesta se asemănă cu porfiroidul de tip Pietrosu. Așa cum spuneam mai sus, pe pîrîul Chirileni se cunoște două asemenea gnais: unul din corpurile de gnais intersectează atât pîrîul Chirileni cât și pîrîul Tăieturii la cca 50 m amonte de confluență, iar celălalt, de dimensiuni ceva mai mari se află la cca 500 m vest de primul și este situat chiar la limita cu fișia de roci epimetamorfice, din vestul perimetrului. Forma de zăcămînt (dyke-uri), indică natura lor magmatică, iar studiul microscopic confirmă pe deplin această natură. Structura este

TABELUL 2  
*Compoziția chimică a gnaiselor de pe pîrîul Chirileni*

Oxizi %	Proba 235	Proba 26
SiO <sub>2</sub>	68,13	65,92
TiO <sub>2</sub>	1,25	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,72	15,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,02	2,45
FeO	4,11	3,99
MnO	—	0,09
MgO	1,17	1,71
CaO	1,95	2,32
Na <sub>2</sub> O	3,86	4,39
K <sub>2</sub> O	1,68	1,55
H <sub>2</sub> O	0,98	1,30
Total	99,87	99,55

granoblastică, iar textura masivă. Pentru a determina compoziția chimică a gnaiselor amintite, am efectuat două analize chimice pe probe colectate din cele două corpuri de gnaise (proba 235 și proba 26). Rezultatele analizelor sunt date în tabelul 2. Compoziția mineralologică (foarte asemănătoare cu cea a gnaisului de pe pîrîul Ursăriei, cu excepția proporției de clorit), și valorile parametrilor  $ACF$  și  $A'KF$ , indică faptul că roca se încadrează în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-epidot-almandin. După cum se observă din fig. 1, probele analizate de noi (235 și 26), se proiectează în sectorul cu următoarele parageneze posibile: cuarț + epidot + + cloritoid + almandin, cuarț + muscovit + cloritoid + almandin. Parametri  $Niggl$  sunt:  $al = 38,93$ ;  $alk = 21,62$ ;  $fm = 30,00$ ;  $c = 9,46$ ;  $si = 306,77$ ;  $k = 0,23$ ;  $qz = +120,21$ ;  $c/fm = 0,31$  pentru proba 235 și:  $al = 36,76$ ;  $alk = 21,33$ ;  $fm = 31,86$ ;  $c = 10,05$ ;  $si = 269,08$ ;  $k = 0,18$ ;  $qz = +83,76$ ;  $c/fm = 0,32$  pentru proba nr. 26. Din analiza chimică am calculat și parametri  $ACF$  și  $A'KF$ :  $A = 39,09$ ;  $C = 17,77$ ;  $F = 43,14$ ;  $A' = 28,97$ ;  $K = 12,41$ ;  $F = 58,62$  pentru proba 235 și:  $A = 35,62$ ;  $C = 18,72$ ;  $F = 45,66$ ;  $A' = 24,18$ ;  $K = 10,46$ ;  $F = 65,36$  pentru proba 26. După metoda celulei standard a lui Barth au fost calculate formulele chimice pentru cele două probe: proba 235 —  $(K_{1,90} Na_{6,56} Mg_{1,43} Ca_{1,85} Fe^{2+}_{3,01} Fe^{3+}_{1,37} Al_{15,23} Ti_{0,79} Si_{60,01}) (OH_{5,82} O_{154,18})_{160,00}$  iar proba 26 —  $(K_{1,70} Na_{7,56} Mg_{2,39} Ca_{2,18} Fe^{2+}_{2,93} Fe^{3+}_{1,59} Al_{15,97} Ti_{0,37} Si_{58,46}) (OH_{7,66} O_{152,34})_{160,00}$ .

### Amfibolitele

Amfibolitele, se întâlnesc pe toată întinderea zonei de dezvoltare a șisturilor cristaline mezometamorfice, începînd de la pîrîul Ursăriei și



pînă la pîrîul Chirileni. În teren, corporile de amfibolite, sănt ușor de recunoscut datorită modului de prezentare în masa micașisturilor, dar mai ales, datorită compoziției mineralogice, care imprimă rocii o culoare verde-negricioasă. Sînt roci dure, compacte și toate aflorimentele sănt caracterizate prin cantități ridicate de grohotiș de pantă. Cele mai mari iviri se găsesc în versantul drept al pîrîului Rus și pe Plaiul Șarului. Toate corporile de amfibolite, sănt alungite pe direcția nord-sud, iar în ansamblu formează o bandă cu direcția NNV—SSE, cantonată în seria de Șar—Coverca. În urma studiului microscopic și chimic S a v u l (1927) a arătat că actualele amfibolite din zona Șarul Dornei, reprezintă niște roci situate între diorite și gabbrouri, care au fost metamorfozate. Structura și textura rocilor, analizele chimice și determinările de feldspați la masa universală, ne-au ajutat ca în cele opt corpuri de amfibolite din perimetru studiat, să deosebim următoarele trei tipuri: amfibolite cu oligoclaz, amfibolite cu plagioclaz și epidot și amfibolite șistoase.

**Amfibolitele cu oligoclaz.** Amfibolitele cu oligoclaz (ie-am putea spune și metagabbrouri) apar pe Plaiul Șarului, sub forma a două corpuri alungite pe direcția nord-sud și un al treilea corp pe pîrîul Juncanilor. Lățimea corporilor este de cca 75 m, iar lungimea de 200 m (planșa VIII). Primele două corpuri, sănt dispuse de o parte și alta a axului unui anticlinal, pe direcția nord-sud. Roca este compactă, iar granulele de feldspat sănt vizibile cu ochiul liber, ele ajungînd pînă la 1 cm lungime. Hornblenda, care este constituentul principal, apare sub formă de cristale prismatice, cu clivaj pronunțat, pe alocuri străbătute de filonașe de cuarț de origine secundară. Pe lîngă hornblendă, se mai întîlnesc următoarele minerale: epidot, cuarț, feldspat plagioclaz (oligoclaz), limonit și clorit. Plagioclazul arată un conținut de anortit între 6—12 %. O analiză chimică efectuată pe o probă de amfibolit cu oligoclaz (proba 301) a dat rezultatele care se pot vedea în tabelul 3. Parametri N i g g l i, calculați din datele analizei chimice sănt:  $al = 16,76$ ;  $alk = 8,38$ ;  $fm = 44,83$ ;  $c = 30,03$ ;  $si = 113,8$ ;  $k = 0,15$ ;  $mg = 0,43$ ;  $qz = -19,69$ ;  $c/fm = 0,67$ . Au fost calculați deosemenea și parametri  $ACF$  și  $A'KF : A = 16,31$ ;  $C = 38,12$ ;  $F = 45,57$ ;  $A' = -42,76$ ;  $K = 3,00$ ;  $F = 34,24$ . În lipsa mineralelor index, conținutul în anortit al feldspatului plagioclaz, este unul din parametri după care o rocă se încadreză în unul din faciesurile metamorfice. W i n k l e r (1965), trasează limita între faciesul șisturilor verzi și faciesul amfibolit-almandinic, la plagioclazul cu 7 % anortit. Roca analizată de noi, avînd 12 %

anortit — departe de limita 7 % anortit — se încadrează în faciesul amfibolit-almandinic. Compoziția mineralogică și valorile parametrilor  $ACF$  și  $A'KF$  plasează amfibolitul cu oligoclaz în faciesul amfibolit-almandinic, subfaciesul staurolit-almandinic. În diagrama din fig. 2, se poate observa

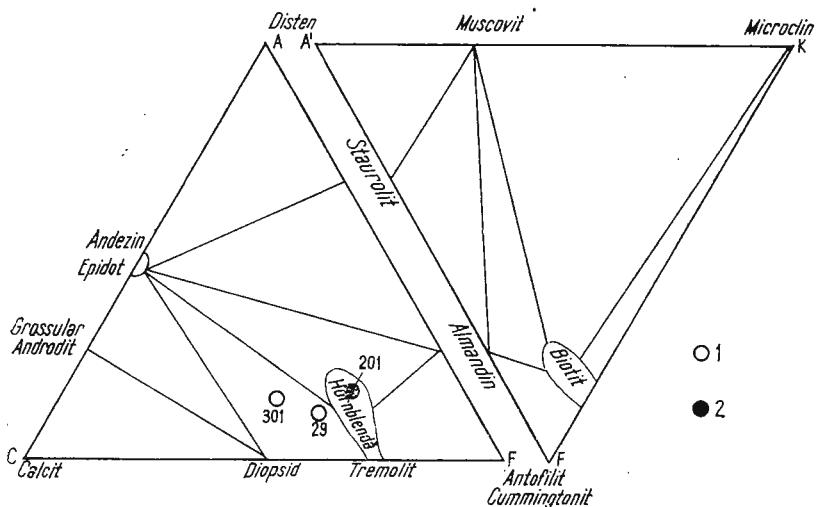


Fig. 2. — Faciesul amfibolit-almandinic; subfaciesul staurolit-almandinic (Winkler, 1965). 1) amfibolite; 2) sisturi amfibolice.

Faciès amphibolite-almandin ; sous-faciès staurolithe-almandin (Winkler, 1965). 1) amphibolites ; 2) schistes amphibolitiques.

că proba analizată de noi se proiectează în sectorul cu următoarea parogeneză : diopsid + grossular + andradit + epidot + hornblendă. Formula celulei standard a rocii, calculată după metoda lui Barth este :  $(K_{1,06} Na_{6,00} Mg_{7,89} Ca_{12,66} Fe^{2+}_{6,48} Fe^{3+}_{3,77} Al_{14,13} Ti_{1,23} Si_{48,01}) (OH_{6,59} O_{153,41})_{160,00}$ .

**Amfibolite cu plagioclaz și epidot.** Amfibolitele cu plagioclaz și epidot, se deosebesc de cele descrise anterior, prin faptul că prezintă o sistozitate mai evidentă, iar epidotul apare într-o cantitate mai mare. Epidotul se prezintă sub formă de cristale prismatice cu urme de clivaj și însoțește cristalele de hornblendă. Pe lîngă hornblendă și epidot, de multe ori apare și cloritul provenit din cloritizarea hornblendei. Feldspatul plagioclaz, are anortit în proporție de 35—51 %, ceea ce corespunde termenului andezin. Compoziția mineralogică este : hornblendă, feldspat plagioclaz, epidot, clorit și quart. Conținutul în anortit al plagioclazului, compoziția

TABELUL 3  
*Compoziția chimică a amfibolitelor*

Oxizi %	Proba 301	Proba 29	Proba 201
SiO <sub>2</sub>	48,91	47,12	45,62
TiO <sub>2</sub>	1,69	1,35	1,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,23	10,13	13,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,13	5,01	3,42
FeO	7,95	11,72	9,55
MnO	0,95	—	—
MgO	5,35	8,79	10,99
CaO	12,90	12,31	8,13
Na <sub>2</sub> O	3,16	2,41	3,01
K <sub>2</sub> O	0,82	1,08	0,72
H <sub>2</sub> O tot.	1,01	0,95	1,56
Total	100,19	100,87	98,84

mineralogică și valorile parametrilor  $ACF$  și  $A'KF$ , ne îndreptățesc să încadrăm aceste roci în faciesul amfibolit—almandinic, subfaciesul staurolit—almandinic (fig. 2, proba 29), cu parageneza posibilă: diopsid + andezin + hornblendă + epidot. Analiza chimică a unei probe de amfibolit cu plagioclaz și epidot (proba 29), se poate vedea în tabelul 3. Din analiza chimică au fost calculați parametrii  $N$  și  $g$  și  $l$ :  $al = 12,22$ ;  $alk = 6,06$ ;  $fm = 54,68$ ;  $c = 27,04$ ;  $si = 96,27$ ;  $k = 0,22$ ;  $mg = 0,49$ ;  $qz = -52,61$ ;  $c/fm = 0,49$  și parametri  $ACF$  și  $A'KF$ :  $A = 11,92$ ;  $C = 32,15$ ;  $F = 55,93$ ;  $A' = -26,03$ ;  $K = 2,07$ ;  $F = 71,90$ . Asemenea amfibolite se întâlnesc în perimetrul cercetat, sub forma a patru corpuri, începînd din Plaiul Șarului și pînă la pîrîul Chirileni, toate situate în apropierea orizontului de conglomerate metamorfozate și sisturi blastopsefítice, și un al cincilea corp, chiar la confluența pîrîului Rus cu pîrîul Huenilor. Acesta din urmă, este de dimensiuni reduse și spre nord trece în amfibolite șistoase; de aceea pe hartă, am trecut un singur corp. Din datele analizei chimice, rezultă următoarea formulă a celulei standard a rocii analizate:  $(K_{1,30} Na_{4,51} Mg_{13,00} Ca_{13,00} Fe^{2+}_{9,61} Fe^{3+}_{3,68} Al_{11,75} Ti_{1,00} Si_{46,60}) (OH_{6,17} O_{153,83})_{160,00}$ .

**Amfibolitele șistoase.** Amfibolitele șistoase, apar într-un singur loc în perimetrul cercetat de noi și anume, pe pîrîul Rus, în imediata apropiere a conglomeratelor metamorfozate și se întind spre nord-vest, sub forma unei fîșii de cca 400 m lungime. Aflorimentul cel mai bun este pe pîrîul



Rus, de unde am recoltat și o probă pe care am analizat-o chimic (proba 201, tabelul 3). Textura rocii este șistoasă, pentru acest motiv se poate utiliza și denumirea de șisturi amfibolice. În afară de șistozitate, aceste roci se deosebesc de celelalte tipuri de amfibolite, prin cantitatea mare de cloit. Culoarea rocii este gri-verzuie, culoare datorată următoarei compoziții mineralogice : hornblendă, epidot, clorit, plagioclaz, calcit, biotit, magnetit. Pe baza acelorași criterii, utilizate la celelalte două tipuri de amfibolite, am încastrat amfibolitele șistoase în faciesul amfibolit-almandinic, subfaciesul staurolit-almandinic (fig. 2, proba 201). Din datele analizei chimice au fost calculați parametri  $N_{iggl} = 17,35$ ;  $alk = 7,02$ ;  $fm = 57,14$ ;  $c = 18,49$ ;  $si = 96,95$ ;  $k = 0,13$ ;  $mg = 0,61$ ;  $qz = -32$ ;  $c/fm = 0,33$ , parametri  $ACF$  și  $A'KF$ :  $A = 15,65$ ;  $C = 22,23$ ;  $F = 62,12$ ;  $A' = -34,86$ ;  $K = 18,86$ ;  $F = 46,28$  și formula celulei standard :  $(K_{0,82} Na_{5,62} Ca_{8,49} Mg_{16,05} Fe^{2+}_{7,79} Fe^{3+}_{2,46} Al_{15,95} Ti_{1,35} Si_{44,52}) (OH_{10,19} O_{149,81})_{160,00}$ .

#### FORMATIUNILE EPIMETAMORFICE

Șisturile cristaline epimetamorfice, se întâlnesc sub forma a două benzi dispuse de o parte și alta a celor mezometamorfice, având direcția generală nord-sud. Fișia estică începe din Dealul Vultur și ține pînă la mânăstirea Piatra Tăeturii, continuîndu-se în sud dincolo de limitele perimetrului nostru, iar fișia vestică este ceva mai scurtă, începînd din dreptul localității Șarul Dornei (la cca 1 km nord de Pod Tăranu) și continuîndu-se de asemenea în sud. O privire de ansamblu, asupra celor două benzi de șisturi cristaline epimetamorfice (planșa VIII) duce la evidențierea unor deosebiri și anume : în banda estică apare un număr mare de lentile de cuarțite negre, pe cătă vreme în partea vestică acestea lipsesc ; contactul dintre șisturile cristaline mezometamorfice și cele epimetamorfice este diferit. În partea estică există un contact normal, iar în partea de vest seria mezometamorfică, încalcă peste seria epimetamorfică. Făcînd și aici corelare cu sectoarele vecine, constatăm că seria epimetamorfică din sectorul Panaci– Șarul Dornei–Dorna Arini, reprezentă extremitatea nordică a seriei de Muntele Rusului–Tunzăria, separată de Coșma și Petz (1962) în regiunea Păltiniș–Drăgoeasa. Prin urmare, în sectorul studiat de noi, șisturile cristaline mezometamorfice aparțin seriei de Șar–Coverca, iar cele epimetamorfice seriei de Muntele Rusului–Tunzăria. Seria de Muntele Rusului–Tunzăria, în sectorul la care ne referim, este reprezentată prin : conglomerate metamorfozate și șisturi blastopsefítice ; șisturi sericito-cloritoase ; șisturi cloritoase cu cuarț ; cuarțite negre ; cuarțite negre manganifere ; cuarțite albe ; filite cuai țitice ; șisturi grafitoase.



### Conglomeratele metamorfozate și șisturile blastopsefite

Conglomeratele metamorfozate și șisturile blastopsefite, bordează în partea estică seria de Șar—Coverca, pe toată întinderea sa, începînd din Dealul Ciocîrlan și pînă la izvoarele pîriului Tăieturii. Sub denumirea de „conglomerat metamorfozat” S a v u l (1927) îl descrie pentru prima dată, pe pîriul Umlului și pe pîriul Podarului (afluent al pîriului Chirileni). Rădulescu (1967), scoate în evidență poziția și semnificația geologică a orizontului de „sernifite”, în descifrarea stratigrafiei șisturilor cristaline din Carpații Orientali, acesta fiind orizont reper, situat la limita șisturilor cristaline metamorfozate în diferite grade de metamorfism. Aspectele sub care se prezintă orizontul de conglomerate metamorfozate și șisturi blastopsefite, sunt diferite: astfel, pe pîriul Umlului, pîriul Rus și pîriul Chirileni are un aspect brecios, în restul zonei fiind mai mult șistos. Conglomeratul metamorfozat cu aspect brecios, este cel mai reprezentativ și are dezvoltarea cea mai mare pe pîriul Umlului, la limita dintre șisturile mezometamorfice ale seriei de Șar—Coverca și șisturile epimetamorfice ale seriei de Muntele Rusului—Tunzăria. În acest loc, se întîlnesc roci de culoare cenușie, cenușie-argintie, în care se observă foarte bine elemente rotunjite ce ajung pînă la 0,5 m în diametru și care sunt prinse într-un ciment de culoare verzuie. Un studiu atent, în teren, arată că elementele rotunjite au o sistozitate diferită de a pastei și că sunt constituite din micașisturi, micașisturi cu granați, gnaise, amfibolite, în general roci cu un grad mai înalt de metamorfism, față de șisturile sericito-cloritoase care constituie cimentul. Constituția petrografică și forma rotunjită a elementelor, sunt indicații că avem deafacă cu niște blocuri remaniate care au fost intens transportate, și care fuseseră deja afectate de metamorfism înaintea transportului. Pe lîngă aspectul brecios, se întîlnește și aspectul șistos. Rocile au aceeași compoziție mineralologică, ca și primele, diferind numai prin granulație, cele mai mari dimensiuni avîndu-le granulele de quart. Conglomeratele metamorfozate trec lateral în șisturi blastopsefite, acestea din urmă ocupînd o suprafață mult mai mare. Descrieri macroscopice și microscopice asupra acestui orizont de conglomerate metamorfozate și șisturi blastopsefite, au fost efectuate de numeroși cercetători. Cercetările noastre, au avut drept scop, elucidarea următoarelor probleme: gradul de metamorfism al blocurilor remaniate; faciesul metamorfic în care se încadreză elementele remaniate; determinarea condițiilor fizice ale metamorfismului rocilor din care au provenit elementele remaniate. Aceasta din urmă, va fi tratată în capitolul următor (în urma analizelor geotermometrice). Observațiile efectuate, atât în teren, cât și în laborator, nu au pus în evi-

dență nici un element remaniat care să fie constituit din roci epimetamorfice. Pentru a determina faciesul metamorfic în care se încadrează elementele remaniate din conglomeratele metamorfozate, am recurs la studiul granațiilor. Este cunoscut faptul că granații sunt minerale index și compoziția lor chimică este determinată de gradul de metamorfism, sau cu alte cuvinte, compoziția chimică a granațiilor indică gradul de metamorfism. Din elementele remaniate, constituite din micașisturi cu granați, am separat granații și am efectuat o analiză chimică a acestora. Rezultatele obținute sunt următoarele:  $\text{SiO}_2 = 41,52$ ;  $\text{TiO}_2 = 1,71$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19,05$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 8,02$ ;  $\text{FeO} = 18,33$ ;  $\text{MnO} = 1,19$ ;  $\text{MgO} = 4,28$ ;  $\text{CaO} = 6,07$ . Calculând compoziția normativă a granațiilor se obțin valorile: pirop = 19,93%; almandin = 47,41%; spessartin = 3,13%; andradit = 9,33%; grossular = 20,19%. Prin urmare, proba analizată am putea să o considerăm, ca o soluție solidă, formată din cinci componente mineralogici, iar compoziția normativă arată că avem deaface cu granați piralspitici (componentul almandin fiind în proporție de 47,41%). Utilizând trei componente principali (almandin, pirop și spessartin), care intră în compoziția soluției solide a granațiilor, V e l i k o s l a v i n s k i (1965), a întocmit o diagramă (fig. 3), în care a individualizat trei cîmpuri, fiecare cîmp

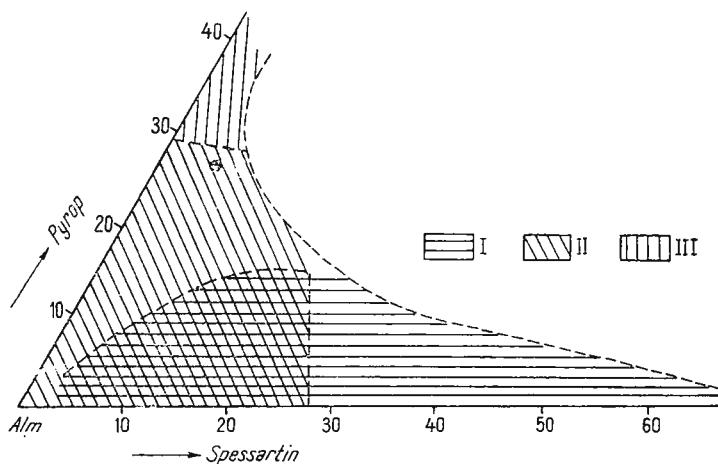
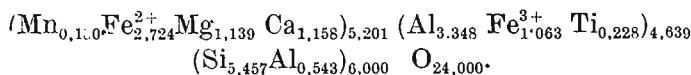


Fig. 3. — Diagrama almandin—spessartine—pirop ; I = cîmpul faciesului șisturilor verzi și al faciesului amfibolitelor cu epidot ; II = cîmpul faciesului amfibolitelor cu almandin ; III = = cîmpul faciesului granulitelor.

Diagramme almandin—spessartine—pyrope ; I = domaine du faciès des schistes verts et du faciès des amphibolites à épidoite ; II = domaine du faciès des amphibolites à almandin ; III = = domaine du faciès des granulites.

corespunzind unui anumit facies metamorfic. Proiectând proba de granat analizată de noi în această diagramă, se observă că punctul este situat în cîmpul corespunzător faciesului amfibolitelor cu almandin (fig. 3, proba 543). La calculul compoziției normative a granaților a rămas un rest de 11,52 %, constituit din  $\text{SiO}_2$  (10,96 %) și  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,56 %), datorită impurităților ce nu au putut fi îndepărtați prin mijloacele de care dispunem. Făcînd corecția respectivă, am obținut compoziția chimică ideală a granaților analizați și formula lor cristalochimică. Compoziția chimică ideală :  $\text{SiO}_2 = 34,47$ ;  $\text{TiO}_2 = 1,93$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20,86$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 9,05$ ;  $\text{FeO} = 20,67$ ;  $\text{MnO} = 1,34$ ;  $\text{MgO} = 4,83$ ;  $\text{CaO} = 6,85$ . Formula cristalochimică a granaților analizați este următoarea :



### Sisturile sericito-cloritoase

Sisturile sericito-cloritoase, sunt cele mai răspîndite roci ale seriei de Muntele Rusului—Tunzăria ; în sectorul la care ne referim ele ocupă cea mai mare suprafață. Sunt roci de culoare cenușie, cenușie-argintie, cenușie-verzuie, culoarea variind în funcție de cantitatea de clorit și sericit prezente în rocă. Pe alocuri cuarțul se întâlnește în proporție ridicată, dând roci o duritate mare. An sistozitatate pronunțată și conțin intercalării de cuarț alb, sub formă de benzi sau lentile concordante cu sistozitatea. Probabil că aceste lentile de cuarț, care au dimensiuni de ordinul centimetrilor

TABELUL 4  
*Compoziția chimică a sistemelor sericito-cloritoase*

Oxizi %	Proba 31 Vf. Rus	Proba 32 p. Arini	Proba 294 p. Detele	Proba 228 Plaiul Sar	Proba 234 p. Chirileni
$\text{SiO}_2$	53,47	76,11	60,12	64,43	59,30
$\text{TiO}_2$	0,78	0,10	0,85	0,88	—
$\text{Al}_2\text{O}_3$	25,39	11,42	20,02	18,01	21,14
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,01	1,23	1,56	1,92	3,06
$\text{FeO}$	3,84	2,14	4,38	2,60	4,83
$\text{MnO}$	—	—	—	0,15	—
$\text{MgO}$	1,09	2,48	2,31	3,06	3,03
$\text{CaO}$	3,80	1,16	4,20	1,13	1,60
$\text{Na}_2\text{O}$	2,43	1,69	1,73	3,17	2,17
$\text{K}_2\text{O}$	7,12	2,44	4,64	3,12	2,95
$\text{H}_2\text{O}$ tot.	0,41	1,35	0,68	1,45	1,08
Total	100,34	100,12	100,49	100,25	99,16



sint consecinta proceselor de diferențiere metamorfică. Studiul microscopic, pune în evidență o structură granoblastică și grano-lepidoblastică, în funcție de dispoziția lamelelor de clorit, sericit și granulelor de cuarț. Mineralogic sint constituite din : cuarț, sericit, clorit, albă, muscovit (în mică proporție) și minerale opace. Cuarțul apare sub formă de granule cu contur neregulat și extincție ondulatorie. Sericitul și cloritul sint intim asociate și apar sub formă de lamele sau solzi mici, răspândite neuniform în masa roci. Uneori alături de sericit și clorit se întâlnesc și muscovitul. Pentru studiul chimic al acestui tip de roci, am efectuat un număr de cinci analize chimice (tabelul 4). Din compoziția chimică am calculat parametri N i g g l i (tabelul 5) și parametri ACF și A'KF (tabelul 6). Compoziția mineralologică, compoziția chimică și valorile parametrilor ACF și A'KF, incadrează rocile analizate în faciesul sisturilor verzi, subfaciesul cuarț—albit—muscovit—clorit, cu următoarele parageneze posibile : cuarț+clorit+cloritoid++epidot, cuarț+cloritoid+epidot+pirofilit, cuarț + clorit + cloritoid +

TABELUL 5

*Parametri N i g g l i calculați pentru sisturile sericito-cloritoase*

Parametru	Probele				
	31	32	204	228	234
al	46,45	38,36	40,50	41,51	42,95
alk	21,27	18,15	15,91	19,81	13,69
fni	19,78	36,30	28,10	32,55	37,55
c	12,50	7,19	15,49	6,13	5,81
si	166,21	434,29	207,05	253,30	204,99
k	0,66	0,49	0,64	0,39	0,47
mg	0,25	0,58	0,43	0,56	0,42
qz	+ 18,87	+ 261,69	+ 43,41	+ 74,96	+ 50,23
c/fm	0,63	0,20	0,55	0,19	0,16

TABELUL 6

*Parametri ACF și A'KF*

Parametru	Probele				
	31	32	204	228	234
A	50,17	36,87	39,88	42,62	48,34
C	22,71	11,73	23,38	10,66	8,46
F	27,12	51,40	36,76	46,72	43,20
A'	34,32	27,61	24,09	34,67	43,14
K	31,78	15,95	22,27	14,67	10,13
F	33,90	56,44	53,64	50,66	46,73



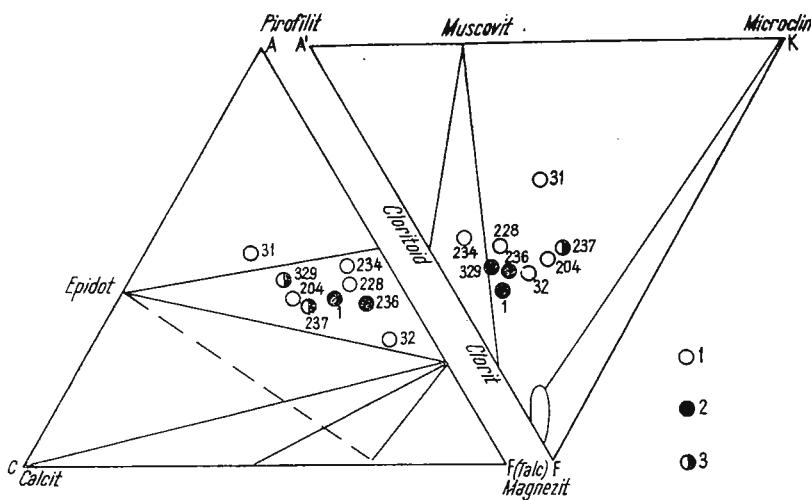


Fig. 4. — Faciesul șișturielor verzi; subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit (Winkler, 1965). 1) șișturi sericito-cloritoase; 2) șișturi cloritoase cu cuarț; 3) filite cuarțitice. Facies des schistes verts; sous-faciès quartz—albite—muscovite—chlorite (Winkler, 1965). 1) schistes séricito-chloriteux; 2) schistes chloriteux à quartz; 3) phyllites quartzeuses.

+muscovit, cuarț+muscovit+clorit±stilpnomenal±microclin (fig. 4). Utilizând metoda lui Barth, am calculat formulele celulei standard, ale celor cinci probe de șișturi sericito-cloritoase analizate (tabelul 7).

TABELUL 7  
Formulele celulei standard, ale șișturielor sericito-cloritoase

Nr. probei	Formula
31	(K <sub>8,36</sub> Na <sub>4,35</sub> Mg <sub>1,51</sub> Ca <sub>3,73</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>2,95</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>1,45</sub> Al <sub>27,76</sub> Ti <sub>0,50</sub> Si <sub>49,67</sub> ) <sub>160,00</sub> (OH <sub>2,56</sub> O <sub>157,44</sub> ) <sub>160,00</sub>
32	(K <sub>2,65</sub> Na <sub>2,76</sub> Mg <sub>3,16</sub> Ca <sub>1,07</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>1,53</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0,71</sub> Al <sub>11,43</sub> Ti <sub>0,01</sub> Si <sub>64,60</sub> ) <sub>160,00</sub> (OH <sub>7,65</sub> O <sub>152,35</sub> ) <sub>160,00</sub>
204	(K <sub>5,32</sub> Na <sub>3,04</sub> Mg <sub>4,01</sub> Ca <sub>4,07</sub> Mn <sub>0,00</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>3,26</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0,98</sub> Al <sub>21,26</sub> Ti <sub>0,59</sub> Si <sub>54,36</sub> ) <sub>160,00</sub> (OH <sub>4,13</sub> O <sub>155,87</sub> ) <sub>160,00</sub>
228	(K <sub>3,48</sub> Na <sub>5,37</sub> Mg <sub>4,00</sub> Ca <sub>1,37</sub> Mn <sub>0,10</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>1,89</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>1,26</sub> Al <sub>18,54</sub> Ti <sub>0,58</sub> Si <sub>56,53</sub> ) <sub>160,00</sub> (OH <sub>8,53</sub> O <sub>151,47</sub> ) <sub>160,00</sub>
234	(K <sub>3,36</sub> Na <sub>3,79</sub> Mg <sub>4,12</sub> Ca <sub>1,52</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>3,63</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>2,06</sub> Al <sub>22,45</sub> Si <sub>53,57</sub> ) <sub>160,00</sub> (OH <sub>6,50</sub> O <sub>153,50</sub> ) <sub>160,00</sub>

### Șisturile cloritoase cu cuarț

Șisturile cloritoase cu cuarț, în cadrul perimetrlului studiat, apar în două locuri și anume: pe pîrîul Arini și în apropiere de vîrful Umlului. Aflorimentele sunt de dimensiuni reduse și lateral trec în șisturi sericito-clori-

toase (din acest motiv nici nu le-am separat cartografic). În general, sunt roci asemănătoare cu șisturile sericito-cloritoase, deosebindu-se prin aceea că, cloritul și cuartul sunt mineralele principale ale rocii. Au șistozitate pronunțată și între benzile de clorit și sericit, conțin granule de cuart. Am efectuat cîte o analiză chimică din fiecare afloriment de șisturi cloritoase cu cuart (probele 1 și 236, tabelul nr. 8). Din analizele chimice, am calculat valorile parametrilor  $ACF$  și  $A'KF$  (tabelul 9) și parametri

TABELUL 8

*Compoziția chimică a șisturilor cloritoase cu cuart*

Oxizi %	Proba 1 p. Arini	Proba 236 Vf. Ulmului
SiO <sub>2</sub>	68,22	60,89
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,81	17,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,04	2,79
FeO	2,95	5,48
MnO	—	0,40
MgO	2,60	2,66
CaO	2,32	1,70
Na <sub>2</sub> O	2,45	2,15
K <sub>2</sub> O	1,95	3,82
H <sub>2</sub> O	1,80	2,01
	99,45	100,28

TABELUL 9  
*Valorile parametrilor  $ACF$  și  $A'KF$* 

Nr. probei	Parametri					
	A	C	F	A'	K	F
1	40,00	16,73	43,27	30,98	11,41	57,61
236	38,75	10,38	50,87	30,37	15,19	54,44

Niggli (tabelul 10). Ținind seama de compoziția chimică, compoziția mineralologică și de valorile parametrilor  $ACF$  și  $A'KF$ , încadrăm șisturile cloritoase cu cuart, în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuart-albit-muscovit-clorit. Din fig. 4, se poate constata că rocile analizate de noi se proiectează în sectorul cu următoarele parageneze: cuart + clorit + cloritoid + epidot, cuart + clorit + muscovit + stilpnomelan ± microclin. Formulele celulei standard sunt: proba 1. — (K<sub>2,19</sub> Na<sub>4,08</sub> Mg<sub>3,40</sub> Ca<sub>2,14</sub> Fe<sub>2,14</sub><sup>2+</sup> Fe<sub>1,36</sub><sup>2+</sup> Al<sub>15,16</sub> Ti<sub>0,15</sub> Si<sub>59,43</sub>) (OH<sub>10,45</sub> O<sub>149,55</sub>)<sub>160,00</sub>; și proba 236: — (K<sub>4,40</sub> Na<sub>3,75</sub> Mg<sub>3,54</sub> Ca<sub>1,61</sub> Mn<sub>0,27</sub> Fe<sub>4,07</sub><sup>2+</sup> Fe<sub>1,83</sub><sup>3+</sup> Al<sub>18,34</sub> Ti<sub>0,64</sub> Si<sub>54,44</sub>) (OH<sub>12,01</sub> O<sub>147,99</sub>)<sub>160,00</sub>



TABELUL 10  
*Valorile parametrilor Niggli*

Parametri	Proba 1	Proba 236
al	38,36	37,34
lk	15,87	16,59
fm	34,92	39,52
c	10,85	6,55
si	300,80	221,63
k	0,35	0,54
mg	0,49	0,37
qz	+137,32	+55,27
c/fm	0,31	0,17

### Cuarțitele negre

Cuarțitele negre, formează numeroase lentile în cadrul perimetrelui cercetat, fiind situate în șisturile cristaline ale seriei de Munțe Rusului—Tunzăria. Cartografic am separat un număr de 19 lentile de cuarțite negre ; dintre acestea o parte sunt manganifere. În general, cuarțitele negre, constituie un orizont reper pentru zăcăminte de mangan din Carpații Orientali. Lentilele sunt alungite pe direcția nord-sud, dimensiunile fiind variabile (de la cîțiva metri, la sute de metri). Cea mai mare lentilă de cuarțite negre se află la obîrșia pîrîului Rus, are forma în general, eliptică, alungită tot pe direcția nord-sud pe cca 400 m. Toate lentilele de cuarțite negre, sunt dispuse concordant în masa șisturilor sericito-cloritoase. Cuarțitele negre sunt roci de culoare neagră, dure, foarte slab șistoase și cu spărtura așchioasă. În masa lor apar numeroase diaclaze de cuarț, de culoare albă. Structura este granoblastică, iar textura masivă ; uneori întlnindu-se și textura paralelă rubanată. Studiul la microscop arată un procent ridicat de cuarț (peste 95 %), căruia î se asociază : grafit, sericit, pirită și minerale de mangan (la cele manganifere). Două analize chimice, efectuate pe probe de cuarțite negre, fără oxizi de mangan, au dat un procent de carbon de 0,98 % și respectiv 1,85 %, ceea ce înseamnă că, conținutul în grafit este relativ scăzut.

### Cuarțitele negre manganifere

Cuarțitele negre manganifere, formează două lentile, ambele situate în apropierea vîrfului Rusului. Una din ele se află chiar la obîrșia pîrîului Rusului, iar cealaltă pe un affluent al acestuia (pîrîul Coacăze). Sunt roci asemănătoase cu cele anterioare, deosebindu-se doar prin prezența oxizilor



de mangan, care imprimă roci o culoare caracteristică. Pe alocuri se observă și o nuanță roșietică, datorită limonitzărilor ce au avut loc pe seama fierului prezent. Lentila de cuarțite negre manganifere de pe pîrul Rusului, a constituit, în trecut, obiectul unei exploatari miniere. În prezent, la Dealul Rusului se extrage manganul tot din minereul cantonat în cuarțite negre, însă pe hartă (planșa VIII), nu este figurată această lentilă, deoarece nu aflorează la suprafață. În ansamblu, atât cuarțitele negre, cât și cuarțitele negre manganifere, ca formă și poziție, indică prezența unui singur orizont, bine individualizat în cadrul șisturilor cristaline epimetamorfice. Cuarțitele negre, fiind roci compacte în raport cu șisturile sericito-cloritoase, în care sunt cantonate, eforturile tectonice suferite, au determinat ca primele să apară sub formă de lentile cu dispoziția generală nord-sud. Poziția cuarțitelor negre este normală, direcțiile și inclinările având valori cuprinse în același interval ca șisturile sericito-cloritoase.

### Cuarțitele albe

În cadrul perimetrului cercetat, am identificat trei lentile de cuarțite albe, având aceeași formă și poziție ca și cuarțitele negre. Cele mai reprezentative sunt cuarțitele albe care apar în apropierea mănăstirii Piatra Tăeturii. Sunt roci dure, de culoare albă cu reflexe argintii, datorită sericitului, iar textura lor variază de la masivă pînă la șistoasă. Sub microscop, se evidențiază o structură granoblastică și următoarea alcătuire mineralogică : cuarț (cca 90 %), sericit, clorit, feldspat plagioclaz și sporadic biotit. Cuarțul se prezintă sub formă de granule cu contur neregulat și extincție ondulatorie, celelalte minerale fiind dispersate sub formă de lamele în masa cuarțului. Acestea sunt cazuri cu totul izolate, în rest, predominanța granulelor de cuarț determină ca rocile să prezinte aspectul unor roci monominerale.

### Filitele cuarțitice

Filitele cuarțitice, apar în special, în partea vestică a perimetrului cercetat, dezvoltarea cea mai mare avînd-o la Pod Tăranu. Rocile sunt fin cristalizate, se sparg ușor și au textura evident paralelă. Culoarea este cenușie cu nuanțe verzui. Pe alocuri aceste filite au aspect de roci sedimentare. Subordonat cuarțului, se întâlnesc : sericitul, cloritul, feldspatul albitic. Au o șistozitate pronunțată și se observă în unele locuri alternanța benzilor cuarț-feldspatic cu păturile sericito-cloritoase. Separațiile cuarț-feldspatic, au grosimi de ordinul centimetrilor și le considerăm provenite



în urma proceselor de diferențiere metamorfică. Am efectuat două analize chimice de filite cuarțitice. Rezultatele analizelor chimice sunt date în tabelul 11. Din datele analizelor chimice s-au calculat parametri Niggli (tabelul 12) și parametri ACF și A'KF (tabelul 13). Înținând seama de com-

TABELUL 11

*Compoziția chimică a filitelor cuarțitice*

Oxizi %	Proba 229 p. Rus	Proba 237 Pod Tărănu
SiO <sub>2</sub>	70,23	62,01
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,11	18,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,71	6,20
FeO	0,86	1,14
MgO	1,23	1,19
CaO	3,60	3,35
Na <sub>2</sub> O	1,12	1,06
K <sub>2</sub> O	2,07	5,60
H <sub>2</sub> O tot.	0,86	0,22
Total	100,24	99,75

TABELUL 12

*Valorile parametrilor Niggli*

Parametri	Proba 229	Proba 237
al	44,38	40,32
alk	11,80	17,34
fm	25,84	29,05
c	17,98	13,29
si	328,64	232,91
k	0,52	0,78
mg	0,32	0,23
qz	+181,44	+63,55
c/fm	0,70	0,46

TABELUL 13

*Valorile parametrilor ACF și A'KF*

Nr. probei	Parametri					
	A	C	F	A'	K	F
229	44,91	24,15	30,94	35,41	13,66	50,93
237	38,52	20,85	40,63	22,22	26,67	51,11



poziția mineralologică și proiecțind valorile parametrilor  $ACF$  și  $A'KF$  în diagrama faciesurilor metamorfice (fig. 4, probele 229 și 237), se observă că rocile se încadrează în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuarț—albit—muscovit—clorit, iar paragenezele sunt: cuarț+epidot+clorit+cloritoid, cuarț+clorit+muscovit+microclin±stilpnomenan. Formulele celulei standard sunt: proba 229. — ( $K_{2,29} Na_{2,08} Mg_{1,56} Ca_{3,33} Fe^{2+}_{0,52} Fe^{3+}_{2,70} Al_{16,44} Ti_{0,26} Si_{80,87}$ ) ( $OH_{4,99} O_{155,01}$ )<sub>160,00</sub>; și proba 237. — ( $K_{6,61} Na_{1,87} Mg_{1,59} Ca_{3,25} Fe^{2+}_{0,77} Fe^{3+}_{4,74} Al_{19,71} Ti_{0,44} Si_{56,95}$ ) ( $OH_{1,32} O_{158,58}$ )<sub>160,00</sub>.

### Șisturile grafitoase

Deși grafitul, se întâlnește aproape în toate tipurile de șisturi cristaline ale seriei de Munțele Rusului—Tunzăria, șisturile grafitoase, afloră reză într-un singur punct și anume pe pîrîul Rus, chiar în apropierea lentilei de cuarțite negre manganifere. Ivirea de șisturi grafitoase are cca 60 m lungime și este în mare parte acoperită de sterilul vechilor exploatari. Roca are o culoare cenușie—închisă pînă la neagră, luciu metalic, duritate mică, individualizîndu-se și unele lentile de cuarț, concordante cu sistoza, care este pronunțată. Textura este sistoasă, iar sub microscop se observă o structură granolepidoblastică și următoarea compoziție mineralologică: cuarț, sericit, clorit, grafit, limonit și pirită. Rocile sedimentare, pe seamă cărora s-au format în timpul metamorfismului șisturile grafitoase, conțineau cantități apreciabile de substanță organică, lucru confirmat de prezența grafitului în aceste șisturi cristaline.

În vederea obținerii unor eventuale indicații, asupra vîrstei acestor sedimente, am încercat să recurgem la studiul palinologic. L. Olaru, a avut amabilitatea să cerceteze două probe de șisturi grafitoase și două probe de conglomerate metamorfozate. În nici una din cele patru probe nu s-au putut identifica urme de viață, așa că nu ne putem pronunța asupra vîrstei.

Urmărind rezultatele analizelor chimice, efectuate pe diferite tipuri de roci, se poate constata că există o strînsă legătură între natura antemetamorfică și compoziția chimică a rocii. Șisturile cristaline, aparținând seriei mezometamorfice, sunt reprezentate prin diverse tipuri de micașisturi, gnaisse, amfibolite și aparțin faciesului almandin—amfibolitic și faciesului șisturilor verzi de tip barrowian. Șisturile cristaline, aparținând seriei epimetamorfice sunt reprezentate prin: conglomerate metamorfozate și șisturi blastopsefite, șisturi sericito-cloritoase, diverse tipuri de cuarțite și aparțin faciesului șisturilor verzi, subfaciesul cuarț—albit—muscovit—clorit. Pentru a face o comparație între chimismul șisturilor cristaline



din cele două serii metamorfice, am urmărit rapoartele :  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  și  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  și oxizii : FeO, MgO, CaO, în cadrul rocilor de aceeași natură (provenite din sedimente pelitice) — tabelul 14. După cum se observă se înregistrează o ușoară creștere atât a raportului  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , cât și a raportului  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , odată cu creșterea gradului de metamorfism.

TABELUL 14  
Compararea chimismului șisturilor cristaline, din cele două serii metamorfice

Parametru	Roci pelitice epimetamorfice			Roci pelitice mezometamorfice		
	Minim	Maxim	Media	Minim	Maxim	Media
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	0,19	0,36	0,31	0,29	0,48	0,38
$\text{Al}_2\text{O}_3$						
$\text{Na}_2\text{O}$	0,18	1,25	0,52	1,04	1,80	1,36
$\text{K}_2\text{O}$						
FeO	2,14	6,20	4,01	3,15	4,58	3,92
MgO	1,09	3,06	2,18	0,82	2,05	1,58
CaO	1,16	4,20	2,57	0,60	1,88	1,49

Dimpotrivă oxizii : FeO, MgO, CaO, înregistrează o scădere la creșterea gradului de metamorfism. Deși între șisturile cristaline aparținând seriei mezometamorfice, și șisturile cristaline aparținând seriei epimetamorfice, comparate, se înregistrează o mică diferență (tradusă prin variațiile parametrilor din tabelul 14), aceste variații nu sunt o consecință a metamorfismului, ci a faptului că sedimentele inițiale, au avut compozиții chimice diferite.

#### CONDIȚIILE FIZICE ALE METAMORFISMULUI REGIONAL

##### Considerații generale

Atât șisturile cristaline mezometamorfice, cât și cele epimetamorfice, conțin intercalării lentiliforme și benzi concordante cu sistozitatea, constituite din cristale de cuarț. Lentilele și benzile de cuarț, au dimensiuni foarte diferite, de la submilimetrice, la mai mulți centimetri grosime și lungimi de asemenea foarte diferite, ajungind pînă la zeci de cm. Asupra provenienței lentilelor și benzilor de cuarț din formațiunile cristalofiliene, o serie de cercetători susțin că ele reprezintă produse ale diferențierii metamorfice. S a v u l et al. (1963), în urma cercetărilor efectuate, ajung la concluzia că lentilele concordante de cuarț din șisturile cristaline ale Carpaților Orientali, sunt rezultatul unei diferențieri metamorfice, care s-a desfășurat la temperaturi corespunzătoare șisturilor cristaline gazdă. E r h a n (1974),



consideră că lentilele și benzile de cuarț din șisturile cristaline ale regiunii Valea Putnei—Giulmalău, reprezintă produse ale diferențierii metamorfice. Menționează că segregatiile de cuarț, sunt frecvente în rocile slab metamorfozate, devenind din ce în ce mai rare, odată cu ridicarea gradului de metamorfism, tînând să fie înlocuite prin corpuri pegmatitice. Primele evaluări asupra temperaturii de formare a unor roci cristalofiliene din Carpații Orientali au fost făcute de către S a v u l (1927) care consideră că, calcarele cenușii din regiunea Șauul Dornei, s-au format la o temperatură de peste 300°C. Această temperatură o deduce din diagrama metamorfismului dată de G o l d s c h m i d t, pe care este figurată starea de echilibru a reacției:  $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightleftharpoons \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$ ; printr-o curbă care variază odată cu temperatura și presiunea. Această curbă la presiunea ordinară arată o temperatură de 500°C. S a v u l et al. (1960), prin studiul incluziunilor fluide din cristalele de cuarț colectate din șisturile cristaline epitemamorfice din Carpații Orientali, efectuează primele determinări geotermometrice directe. Determină astfel pentru cuarțul din șisturile cristaline epitemamorfice și mezometamorfice, temperaturi medii de omogenizare, a căror valoare variază între 103,7° și 150,4°C. B o r c o ș și D i m i t r e s c u (1969), determinând condițiile fizice de metamorfism al șisturilor cristaline din Munții Apuseni, pe baza temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarț, obțin temperaturi aparente cu mult mai ridicate, care sunt diferite, pentru diferitele serii metamorfice, fiind în general cuprinse între 213°C și mai mari de 360°C. E r h a n (1974), pe baza unui studiu mineralotermometric al segregatiilor de cuarț, din șisturile cristaline epitemamorfice și mezometamorfice din regiunea Valea Putnei—Giulmalău, obține pentru cuarțul din șisturile epitemamorfice temperaturi medii aparente de omogenizare cuprinse între 108,3°C și mai mari de 367,0°C, iar pentru cuarțul din șisturile mezometamorfice, temperaturi medii aparente cuprinse între 92,5°C și mai mari de 386°C, pentru seria de Bistrița Barnar.

Pentru a cunoaște condițiile de temperatură și presiune, care au existat în timpul metamorfismului rocilor cristalofiliene din zona Panaci—Șauul Dornei—Dorna Arini, am efectuat un studiu mineralotermometric pe un număr de 47 cristale de cuarț, colectate din diverse tipuri de roci, aparținând atât seriei mezometamorfice, cât și seriei epitemamorfice. Determinările au fost efectuate de V. E r h a n de la Universitatea din Iași. Rezultatele au făcut obiectul unei comunicări preliminare (Studiul mineralotermometric al segregatiilor de cuarț, din șisturile cristaline de la Dealul Rusului—Șauul Dornei), care stă la baza capitolului ce urmează.



### Studiul incluziunilor

Cuarțul din diferențiatele metamorfice, care apar în rocile cristalo-filiene din zona cercetată, posedă două tipuri de incluziuni și anume: incluziuni primare (singenetice), pe care au fost efectuate determinările, și incluziuni secundare (epigenetice), care nu au fost luate în considerație. În cadrul incluziunilor primare, se pot deosebi: incluziuni solide de minerale cum ar fi clorit, sericit, oxizi de fier; apoi incluziuni monofazice și bifazice lichide; și incluziuni gazoase, de asemenea monofazice și bifazice. Dintre aceste tipuri de incluziuni primare, pentru studiul mineralotermometric, au fost utilizate incluziunile lichide bifazice și rareori incluziunile gazoase bifazice. Este de menționat faptul, că o parte din cristalele de cuarț colectate, nu au incluziuni determinabile, din cauză că acestea sunt prea mici. Pentru determinarea temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide s-a folosit un aparat conceput și confecționat în atelierul de mecanică fină a Universității din Iași. Încălzirea s-a făcut în aer, iar temperatura de omogenizare a fost măsurată cu ajutorul unui termocuplu. Aparatul a fost instalat la un microscop cu o putere de mărire de 300 ori.

**Sisturi cristaline mezometamorfice.** În formațiunile mezometamorfice lentilele și vinele de cuarț sunt rare, având dimensiuni reduse. Rezultatele determinărilor geotermometrice, sunt date în tabelul 15. Din datele obținute se poate constata, că în cadrul formațiunilor mezometamorfice, temperaturile medii aparente de omogenizare a incluziunilor fluide, sunt cuprinse între 143,2°C și 276,8°C. Se constată că din cele șapte cristale determinate, un număr de cinci, au temperaturi medii coborîte, variind

TABELUL 15

*Temperaturile aparente de omogenizare a incluziunilor fluide, în cristalele de cuarț din rocile mezometamorfice*

Nr. probei	Nr. det.	T°C minima	T°C maxima	DT°C	T°C medie	Tipul de rocă
465	14	259	297	38	276,8	Micașist cu biotit și granați „
465 <sub>a</sub>	15	233	295	62	254,5	
478	10	128	152	24	143,2	Gnais — pîriul Ursărici
491	13	130	219	89	181,2	Amfibolit șistos
510	10	171	189	18	180,9	Micașist
517	9	145	180	35	163,2	Gnais
545	8	165	181	16	174,5	Micașist



între 143,2°C și 181,2°C, iar un număr de două cristale au temperaturi medii mult mai ridicate, fiind cuprinse între 254,5°C și 276,8°C. Existența de temperaturi scăzute și ridicate în cadrul formațiunilor aceleiași serii metamorfice, ne face să admitem, că rocile mezometamorfice au fost supuse la două faze de metamorfism cu intensități diferite. Prima fază este de temperatură ridicată, iar cea de a doua fază, de temperatură mai scăzută.

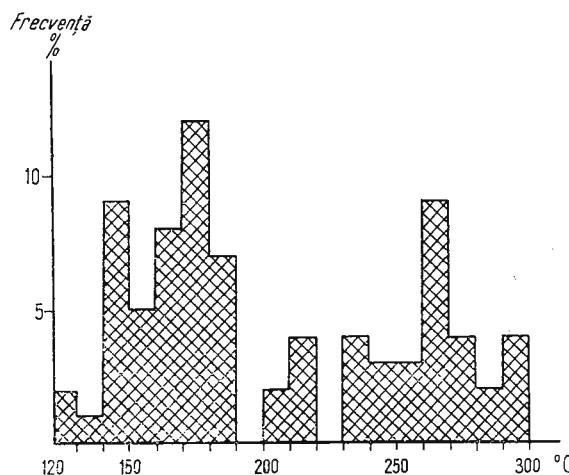


Fig. 5. — Histograma de frecvență, a temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide, din cuarțul rocilor seriei mezometamorfice  
 Histogramme de fréquence, des températures d'homogénéisation des inclusions fluides, du quartz des roches de la série métamorphique.

Din studiul petrografic pe secțiuni subțiri, se constată existența retromorfismului, pus în evidență prin cloritizarea granatului, a hornblendei și a biotitului. Pe baza valorilor obținute experimental, s-a construit histograma de frecvență din fig. 5, în care am trecut pe abscisă temperatura în °C, iar pe ordonată frecvența %. Din histogramă reiese existența a două maxime de frecvență a omogenizării fazei fluide a cristalelor de quart și anume: un maxim între temperaturile de 160°C—108°C, iar cel de al doilea între 260°C—270°C. Temperaturile de omogenizare date în tabelul 15, reprezintă temperaturile aparente, determinate microscopic, în condițiile de presiune normală. Pentru a obține temperaturile reale de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de quart, am efectuat corecții de temperatură, pe baza factorului presiune, care a acționat în timpul metamorfismului, și care face ca temperatura să crească cu anumită valoare, în funcție de adâncimea la care s-au găsit rocile în timpul metamorfis-

mului. Pentru corecția temperaturii am folosit diagrama din fig. 6, întocmită de Erhan (1974). În urma corecțiilor temperaturilor aparente, pe baza factorului presiune, am obținut temperatura reală de omogenizare

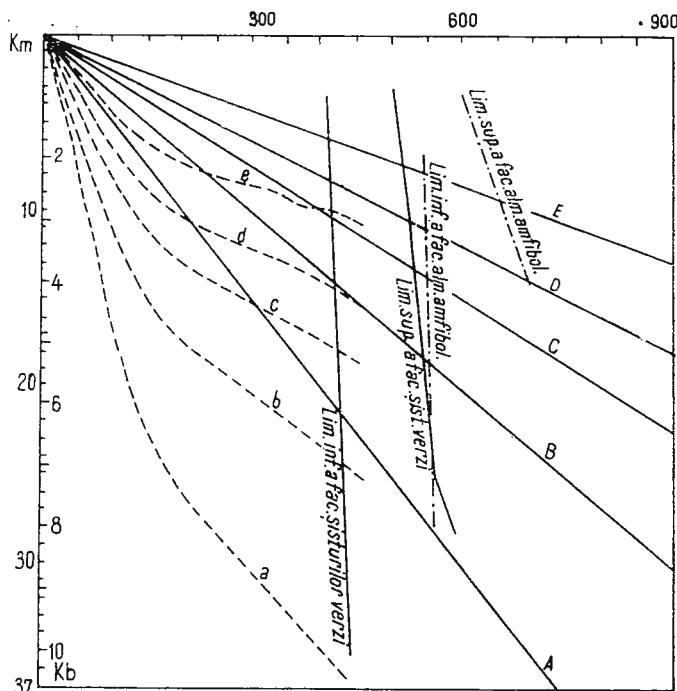


Fig. 6. — Diagrama de corecție a temperaturii funcție de la presiune.  
Diagramme de correction des températures en fonction de la pression.

a incluziunilor fluide din cristalele de cuart, ale căror rezultate sunt date în tabelul 16. Se constată că temperatura reală de omogenizare, este cuprinsă între 432,4°C și 593,5°C. Temperaturile reale de omogenizare, corespund părții superioare a faciesului șisturilor verzi și părții inferioare a faciesului almandin-amfibolic, după datele lui Winkler (1965). Variația temperaturii pe un larg interval și anume : de la partea inferioară la partea superioară a faciesului șisturilor verzi, și o parte chiar în partea inferioară a faciesului almandin-amfibolic, se datorează faptului că rocile seriei mezometamorfice din care au fost colectate probele de cuart, au suferit pe lîngă metamorfismul regional izochimic și un metamorfism regresiv. Din cele constatate, pe baza studiului omogenizării incluziunilor fluide, reiese, că această serie de roci, este o serie polimetamorfică. Tot din

TABELUL 16

*Temperatura reală și adâncimea în Km la diferenți gradienți geotermometri*

Nr. probei	Temperatura medie aparentă în °C	Temperatura reală în °C	Adâncimea în Km la diferenți gradienți geotermometri				
			20°C/Km	30°C/Km	40°C/Km	50°C/Km	70°C/Km
465	276,8	593,5	29,78	19,75	14,65	11,85	8,56
465 <sub>a</sub>	254,5	574,0	28,75	19,15	14,40	11,50	8,20
478	143,2	432,4	21,65	14,45	10,85	8,70	6,18
491	181,2	492,8	24,70	16,40	12,35	9,85	7,50
510	180,9	493,2	24,65	16,35	12,30	9,80	7,45
517	163,2	467,1	23,40	15,60	11,72	9,40	6,68
545	174,5	482,2	24,12	16,08	12,10	9,68	6,88

datele tabelului 16, reiese și grosimea sedimentelor supuse metamorfismului, în funcție de diversi gradienți geotermici. Dacă am admite existența unui gradient geotermic de 20°C/Km, pe care Winkler îl consideră normal, pentru zonele continentale, ar însemna că adâncimea de îngropare a sedimentelor inițiale ar fi fost cuprinsă între 21,65 Km și 29,78 Km, iar presiunea corespunzătoare acestei adâncimi ar fi fost cuprinsă între 6.000 și 8.000 bari, lucru pe care nu-l putem admite. Întrucât, în timpul metamorfismului, gradientul geotermic crește foarte mult, putind atinge în unele condiții peste 100°C/Km (Winkler, 1965), considerăm, că pentru regiunea cercetată de noi, după temperaturile obținute, am putea admite un gradient geotermic cuprins între 50—70°C/Km, căruia îi corespunde o presiune, normală pentru partea superioară a faciesului șisturilor verzi și partea inferioară a faciesului almandin—amfibolitic (2.000—3.000 bari).

**Sisturi cristaline epimetamorfice.** Din diferențele tipuri de roci, au fost colectate probele de cuarț pentru studiul mineralotermometric. În formațiunile epimetamorfice amintite, lentilele și vinele de cuarț sunt frecvente

TABELUL 17

*Temperaturile aparente de omogenizare, a incluziunilor fluide din cristalele de cuarț, colectate din elementele remaniate ale conglomeratelor metamorfozate*

Nr. probei	Nr. det.	T°C minimă	T°C maximă	DT°C	T°C medie
440	13	183	215	32	202,0
440 <sub>a</sub>	14	256	303	47	273,7
444	7	194	213	19	203,4
446 <sub>a</sub>	10	203	219	16	210,7
462	8	311	344	33	327,0



și în special în cuarțitele negre manganifere. În aceste roci cuarțul, pe lîngă faptul că se întâlnește frecvent are și o transparentă mult mai ridicată decât în restul rocilor fiind astfel mult mai accesibil determinărilor. Posedă numeroase incluziuni lichide bifazice bine conturate, de forme diferite, cu fază gazoasă dezvoltată, încit determinările au precizie mare. În cimentul conglomeratelor metamorfozate, apar vine și lentile de cuarț de dimensiuni reduse. Rezultatele determinărilor temperaturii aparente de omogenizare a incluziunilor fluide primare, din cuarțurile colectate atât din galeti, cât și din vinele de cuarț și lentilele de cuarț din ciment, sunt date în tabelele 17 și 18. Pe baza valorilor obținute s-a construit histograma din fig. 7,

TABELUL 18

*Temperaturile aparente de omogenizare, a incluziunilor fluide din cristalele de cuarț, colectate din cimentul conglomeratelor metamorfozate*

Nr. probei	Nr. determinărilor	T°C minimă	T°C maximă	DT°C	T°C medie
442	17	108	152	44	132,8
443	18	115	148	33	134,2
444 <sub>a</sub>	14	161	196	35	180,1
444 <sub>b</sub>	12	156	191	35	171,6
446	12	108	152	44	130,3
447	9	145	171	26	157,7
460	17	145	186	41	165,7
466	8	128	156	28	143,3
525	6	174	196	22	185,0

din care rezultă cele două temperaturi de omogenizare, precum și maximele de frecvență a omogenizării fazelor fluide din cristalele de cuarț (partea dreaptă a diagramei este ocupată de valorile obținute pentru cuarțul din elementele remaniate, iar partea stângă, corespunde cuarțului din cimentul conglomeratelor metamorfozate). Din tabelul 17, se vede că cuarțurile din elementele remaniate ale conglomeratelor metamorfozate, posedă două temperaturi aparente de omogenizare a incluziunilor fluide, cuprinse în intervalul 202,0°C și 327,0°C. În același timp, se constată (după datele tabelului 18), că temperaturile de omogenizare a incluziunilor fluide din cuarțurile colectate din cimentul conglomeratelor metamorfozate, au valori mai mici, fiind cuprinse între 130,3°C și 185,0°C. Pentru a obține temperatura reală de omogenizare, am efectuat corecția temperaturii aparente în funcție de presiune, folosind aceeași diagramă de corecție dată în fig. 6. Temperaturile reale de omogenizare sunt date în tabelul 19 (pentru cuarțul din elementele remaniate) și în tabelul 20 (pentru cuarțurile din cimentul



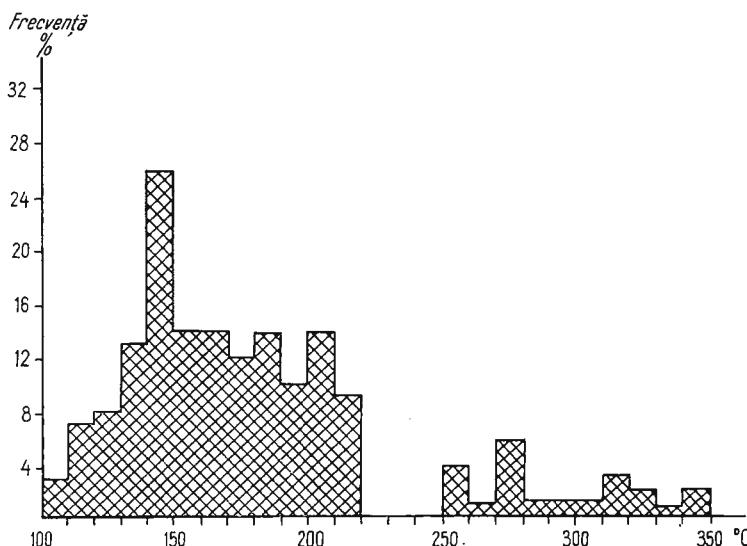


Fig. 7. — Histograma de frecvență a temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide, din cuarțul conglomeratelor metamorfozate.

Histogramme de fréquence des températures d'homogénéisation des inclusions fluides, du quartz des conglomérats métamorphisés.

conglomeratelor metamorfozate). Din tabelele 19 și 20, reiese că temperatura reală de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarț colectate din cimentul conglomeratelor metamorfozate, este cuprinsă în intervalul 404,1°C și 497,7°C; iar temperatura reală de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarț colectate din elementele remaniate, este cuprinsă în intervalul 520,0°C și 634,8°C. Pe baza temperaturilor reale de omogenizare obținute putem afirma că elementele remaniate din conglomeratele metamorfozate, aparțin faciesului șisturilor verzi și părții

TABELUL 19

Temperatura reală și adincimea în Km la diferenți gradienți geotermometrii

Nr. probei	Temperatura medie apă- rentă în °C	Temperatura reală în °C	Adincimea în Km, la diferenți gradienți geotermometrii				
			20°C Km	30°C/Km	40°C/Km	50°C/Km	70°C/Km
440	202,0	520,0	26,08	17,35	13,00	10,35	7,45
440 <sub>a</sub>	273,7	588,0	29,50	19,63	14,75	11,73	8,40
444	203,4	522,9	26,15	17,44	13,09	10,42	7,53
446 <sub>a</sub>	210,7	530,0	26,55	17,65	13,25	10,58	7,58
462	327,0	634	31,80	21,20	15,90	12,70	9,05



TABELUL 20

*Temperatura reală și adâncimea în Km la diferenți gradienți geotermometrići*

Nr. probei	Temperatura medie aparentă în °C	Temperatura reală în °C	Adâncimea în Km, la diferenți gradienți geotermometrići				
			20°C/Km	30°C/Km	40°C/Km	50°C/Km	70°C/Km
442	132,8	407,0	20,38	13,65	10,19	8,17	5,83
443	134,2	412,1	20,58	17,30	10,29	8,24	5,88
444 <sub>a</sub>	180,1	493,1	24,62	16,33	12,27	9,79	7,43
444 <sub>b</sub>	171,6	480,0	24,10	16,05	14,00	9,60	6,85
446	130,3	404,1	20,25	13,50	10,12	8,10	5,68
447	157,7	459,0	23,04	15,37	11,52	9,23	6,58
460	165,7	472,0	23,65	15,75	11,80	9,45	6,75
466	143,3	432,4	21,65	14,45	10,85	8,70	6,18
525	185,0	497,7	24,96	16,62	12,53	10,05	7,16

superioare a faciesului almandin—amfibolitic. Temperaturile de omogenizare a incluziunilor fluide din cuarțul colectat din ciment, indică pentru acesta din urmă, un metamorfism ce a avut loc în condițiile faciesului șisturilor verzi. Întrucât galeții au fost supuși la două faze de metamorfism, de intensități diferite, incluziunile din cristalele de cuarț, au fost și ele „deranjate” încît pînă la urmă, în marea lor majoritate au îmbrăcat caracterul celui de al doilea tip de metamorfism. Acest metamorfism, nu a avut aceeași intensitate pe întreaga zonă geosinclinală, o parte dintre galeți, nu au suferit transformări în timpul celui de al doilea tip de metamorfism, păstrînd în mare parte caracterul metamorfismului inițial, care a fost de intensitate mai ridicată, putînd fi încadrat în faciesul almandin—amfibolitic de temperatură joasă.

**Cuarțitele negre manganifere.** După cum am arătat, aceste roci conțin frecvente vine și lentile de cuarț alb, cu luciu sticlos și aproape transparent. Rezultatele determinărilor temperaturilor aparente de omogenizare sunt date în tabelul 21. Din datele tabelului rezultă că temperatura minimă aparentă este de 94°C, iar cea maximă este de 364°C. Media temperaturilor minime este de 122,4°C, iar media temperaturilor maxime este de 344,9°C. Se constată că și aceste roci posedă două temperaturi de omogenizare diferențiate ca valoare și anume: o temperatură scăzută, avînd media cuprinsă între 122,4°C și 225,4°C; și o temperatură foarte ridicată, avînd media cuprinsă între 309,5°C și 344,9°C. Temperaturile minime sunt frecvente, cele maxime sporadice. Pentru a ilustra mai sugestiv, temperatura de omogenizare a incluziunilor fluide, am construit histograma din fig. 8.



TABELUL 21

*Temperaturile de omogenizare a incluziunilor fluide din cuarțurile colectate din cuarțitele negre manganifere*

Nr. probei	Nr. determinărilor	T°C minimă	T°C maximă	DT°C	T°C medie
554	10	211	248	37	225,4
555	8	323	364	41	344,9
557	9	165	179	14	171,4
560	11	300	317	17	309,5
561	13	167	200	33	181,3
563	9	200,5	211	13,5	207,9
571	12	174	224	50	196,7
572	6	167	191	24	178,3
572 <sub>a</sub>	18	128	161	33	146,6
573	11	94	152	58	122,4
576	18	152	178	26	169,3

TABELUL 22

*Temperatura reală și adincimea în Km la diferenți gradienți geotermometrici*

Nr. probei	Temperatura medie aparentă în °C	Temperatura reală în °C	Adincimea în Km la diferenți gradienți geotermometrici				
			20°C/Km	30°C/Km	40°C/Km	50°C/Km	70°C/Km
554	225,4	544,0	27,25	18,12	13,65	10,90	7,75
555	344,9	650,4	32,57	21,68	16,25	13,00	9,30
557	171,4	478,1	24,07	16,01	11,95	9,56	6,82
560	309,5	618,3	31,00	20,63	15,56	12,35	8,82
561	181,3	492,9	24,72	16,42	12,36	9,87	7,52
563	207,9	526,2	26,40	17,60	13,26	10,60	7,55
571	196,7	514,6	25,75	17,14	12,85	10,26	7,33
572	178,3	488,4	24,45	16,28	12,23	9,75	6,98
572 <sub>a</sub>	146,6	443,2	22,15	14,75	11,07	8,85	6,30
573	122,4	384,6	19,24	12,80	9,68	7,63	5,50
576	169,3	476,2	23,83	15,88	11,93	9,55	6,80

Din analiza histogramei se vede clar existența a două temperaturi de omogenizare, diferite ca valoare și ca număr de cazuri. Histograma temperaturilor scăzute prezintă două maxime de frecvență și anume: un maxim cuprins între 150°C și 180°C, iar cel de al doilea cuprins în intervalul 210°C – 220°C. Asupra temperaturilor ridicate nu putem face aprecieri, întrucât numărul determinărilor este redus. Ele se întind pe intervalul cuprins între 290°C și 370°C. Pentru a obține temperaturile reale am utilizat diagrama menționată anterior și în urma corecțiilor efectuate am obținut valorile temperaturilor reale (tabelul 22). După cum se observă, temperatura de



omogenizare este cuprinsă între  $384,6^{\circ}\text{C}$  și  $650,4^{\circ}\text{C}$ . Din totalul de 11 cristale determinate, 9 au temperaturi reale cuprinse în limitele faciesului șisturilor verzi, variind între  $385^{\circ}\text{C}$  și  $544^{\circ}\text{C}$ . Numai două cristale au temperatură de omogenizare ridicată, caracteristică faciesului almandin-amfibolitic, variind între  $618$  și  $650^{\circ}\text{C}$ . Întrucât temperaturile ridicate sănt

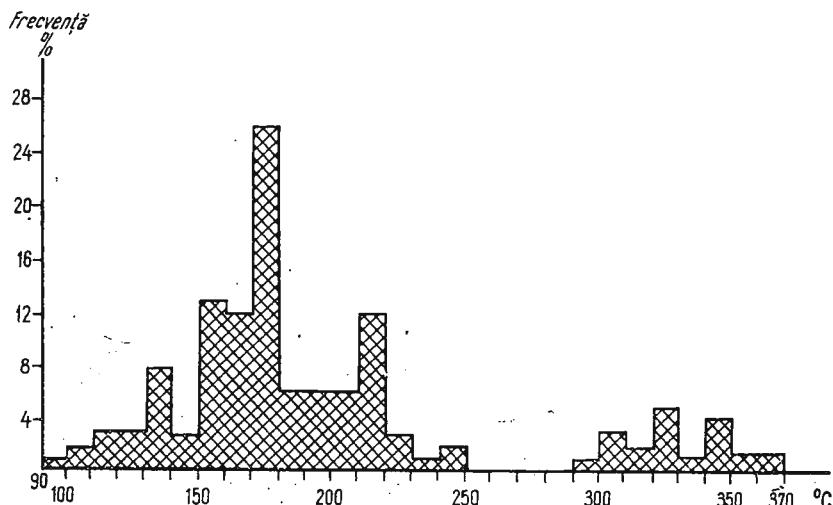


Fig. 8. — Histograma de frecvență a temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide, din cuarțul cuarțitelor negre manganifere.

Histogramme de fréquence des températures d'homogénéisation des inclusions fluides, du quartz des quartzites noirs manganésiphères.

rare, considerăm că ele nu au fost atinse în timpul procesului de metamorfism, ci se datorează unor cauze postmetamorfice, care au dat naștere la o serie de fracturi și falii. În cazul în care, segregatiile de cuarț au fost pe zonele de maximă frământare atunci, ele au suferit transformări deosebite, care au atras după sine ridicarea temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide. După temperaturile reale de omogenizare, obținute pe cristalele de cuarț rezultă că și cuarțitele negre manganifere fac parte din faciesul șisturilor verzi. Existența, uneori a temperaturilor foarte scăzute ne face să admitem, că în această zonă, după desăvîrșirea metamorfismului, care a avut un caracter izochimic, cît și după mișcările tectonice postmetamorfice, au avut loc circulații de soluții de temperatură joasă, care au dat naștere la o mică parte din vinele de cuarț alb, din cuarțitele negre manganifere.

**Sisturi sericito-cloritoase.** În masa șisturilor sericito-cloritoase apar frecvent segregări de cuarț, atât sub formă de benzi cît și sub formă de lentile, din care au fost colectate probele pentru studiu mineralo-termometric. Rezultatele obținute sunt date în tabelul 23. Din datele tabelului 23, reiese că temperatura minimă aparentă de omogenizare a incluziunilor

TABELUL 23

*Temperatura de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarț colectate din șisturile cristaline epimetamorfice*

Nr. probei	Nr. determinării	T°C minimă	T°C maximă	DT°C	T°C medie	Tipul de rocă
497	2	187	219	32	202,9	Şist sericito-cloritos
498	5	149	174	25	161,2	"
500	6	170	197	27	183,5	"
502	9	171	195,5	24,5	184,3	"
506	5	191	213	22	200,8	"
511	12	101	156	55	133,8	Cuarțit negru grafitos
518	14	101,5	166	64,5	137,1	Şist sericito-cloritos
544	6	171	189	18	180,0	"
546	7	234	250	16	242,9	"
546 <sub>a</sub>	15	178	203	25	192,4	Filit cuarțitic
547	15	103	155	52	132,6	Şist sericito-cloritos
549	7	257	274	17	263,7	Cuarțit alb
551	10	161	194	33	180,0	Şist sericito-cloritos
553	9	145	167	22	157,4	"
553 <sub>b</sub>	15	241	284	43	256,7	

fluide este de 101,0°C, iar cea maximă de 284,0°C. Mediile sunt cuprinse între 133,8°C și 256,7°C. În histograma din fig. 9 sunt redate temperaturile de omogenizare. Din analiza histogramei, se constată că majoritatea determinărilor efectuate, au temperatura de omogenizare cuprinsă între 140°C și 210°C; și un număr restrâns au temperatura cuprinsă între 230°C și 280°C. De aici rezultă și două maxime de frecvență. Corecțiile temperaturilor aparente în funcție de presiune, au fost făcute folosind tot diagrama din fig. 6, obținându-se astfel temperaturile reale de omogenizare, ale căror rezultate sunt date în tabelul 24. Din datele tabelului, rezultă că temperaturile medii reale de omogenizare sunt cuprinse între 406,0°C și 582,0°C. Se constată existența unor temperaturi mai scăzute cuprinse între 406°C și 497,1°C, caracteristice părții inferioare a faciesului șisturilor verzi și a unor temperaturi mai ridicate cuprinse între 510°C și 582°C, caracteristice părții medii și superioare a faciesului șisturilor verzi. În urma studiului mineralotermometric, al omogenizării incluziunilor fluide din cuarțurile colectate din perimetrul Panaci–Șarul Dornei–Dorna Arini, au reieșit



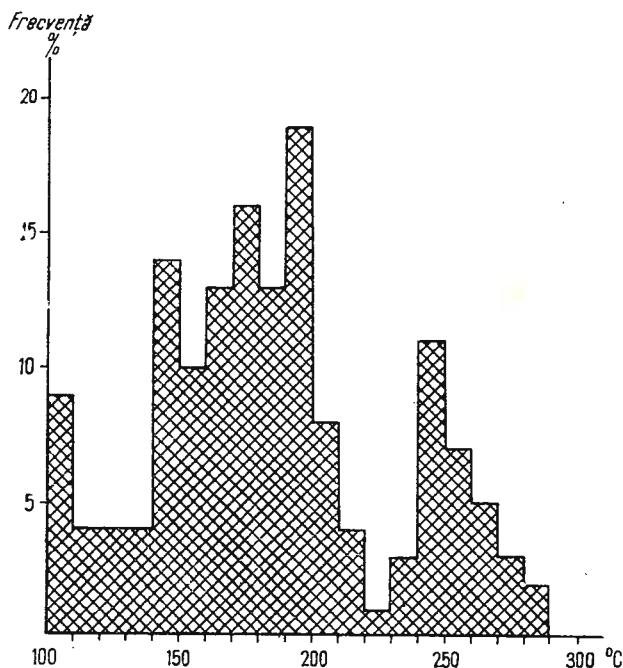


Fig. 9. — Histograma de frecvență a temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide, din cuarțul rocilor seriei epimetamorfice.

Histogramme de fréquence des températures d'homogénéisation des inclusions fluides, du quartz des roches de la série épimétamorphique.

o serie de concluzii, care duc la stabilirea condițiilor fizice, ce au existat în timpul metamorfismului :

În cristalele de cuarț, apar atât incluziuni primare (singenetice) care pot fi solide, lichide sau gaze, monofazice și bifazice, precum și incluziuni secundare (epigenetice). Rocile mezometamorfice posedă rare segregări de cuarț, spre deosebire de cele epimetamorfice, unde acestea sunt foarte frecvente. Temperaturile medii aparente, de omogenizare a incluziunilor fluide din cuarțurile colectate din seria mezometamorfică, sunt cuprinse între  $143,2^{\circ}\text{C}$  și  $276,8^{\circ}\text{C}$ , iar cele reale variază între  $432,4^{\circ}\text{C}$  și  $593,5^{\circ}\text{C}$ . Predomină temperaturile scăzute. Existența de temperaturi scăzute și ridicate, la cuarțurile din aceeași serie metamorfică, arată că rocile respective au fost supuse la două faze de metamorfism cu intensități diferite. Gradientul geotermic din timpul metamorfismului rocilor mezometamorfice, probabil este cuprins între  $50^{\circ}\text{C/Km}$  și  $70^{\circ}\text{C/Km}$ , iar presiunea care a acționat a fost de  $2.000$ — $3.000$  bari. Cuarțurile din conglomeratele metamorfozate

TABELUL 24

*Temperatura reală și adincimea în Km la diferenți gradienți geotermometrići*

Nr. probei	Temperatura medie aparentă în °C	Temperatura reală în °C	Adincimea la diferenți gradienți geotermometrići				
			20°C/Km	30°C/Km	40°C/Km	50°C/Km	70°C/Km
497	202,9	522,0	26,11	17,38	13,04	10,38	7,48
498	161,2	464,0	23,25	15,50	11,62	9,35	6,66
500	183,5	496,0	24,87	16,55	12,46	9,95	7,10
502	184,3	497,1	24,90	16,60	12,50	9,98	7,12
506	200,8	520,0	26,05	17,35	13,00	10,42	7,43
511	133,8	410,0	20,53	13,68	10,25	8,20	5,85
518	137,1	420,0	21,02	12,03	10,50	8,44	6,00
544	180,0	493,0	24,61	16,32	12,26	9,78	7,42
546	242,9	563,6	28,15	18,75	14,10	11,20	8,05
546 <sub>a</sub>	192,4	510,0	25,55	17,00	12,75	10,20	7,30
547	132,6	406,0	20,35	13,52	10,17	8,15	5,82
549	263,7	582,0	29,12	19,40	14,58	11,62	8,30
551	180,0	493,0	24,61	16,32	12,26	9,78	7,42
553	157,4	458,9	23,03	15,35	11,50	9,20	6,55
553 <sub>a</sub>	256,7	576,0	28,90	19,20	14,45	11,50	8,25

și șisturile blastopsefite, posedă două temperaturi aparente de omogenizare diferite ca valoare și anume : o temperatură mai scăzută pentru ciment, având mediile cuprinse între 130°C și 185°C, și o temperatură mai ridicată pentru elementele remaniate, având mediile cuprinse între 202°C și 327°C. Temperatura reală de omogenizare a incluziunilor fluide din cuarțurile colectate din conglomeratele metamorfozate este cuprinsă între 404,1°C și 497,7°C, pentru cuarțurile din ciment și între 520°C și 634,8°C pentru cuarțurile din elemente remaniate. Galeții de cuarț din conglomeratele metamorfozate, provin din rocile seriei mezometamorfice, iar segregăriile de cuarț provin în urma metamorfismului care a dat naștere seriei epimetamorfice. Galeții de cuarț au fost supuși la două faze de metamorfism de intensități diferite, lucru care a făcut ca incluziunile să fie deranjate, astfel că marea majoritate au „îmbrăcat”, caracterul celui de al doilea tip de metamorfism de intensitate scăzută. Metamorfismul de intensitate scăzută, nu s-a manifestat cu aceeași intensitate pe întreaga zonă geosinclinală, încit o parte din galeți nu au avut de suferit de pe urma lui, astfel că au păstrat caracterul metamorfismului inițial de temperatură mai ridicată. Temperatura medie aparentă, a omogenizării incluziunilor fluide din cuarțurile colectate din cuarțitele negre manganifere, este cuprinsă între 122,4°C și 344,9°C, iar cea reală este între 384,6°C și 650,4°C. Cuarțul din cuarțitele negre manganifere posedă și el două temperaturi de omogenizare a incluziunilor fluide, diferite ca valoare. Considerăm că temperaturile



mai ridicate decit limita faciesului sisturilor verzi, intilnite in unele cristale de cuarț, ar fi datorate unor mișcări postmetamorfice, care au dat naștere la o serie de fracturi. Există și temperaturi foarte scăzute, la cuarțurile colectate din cuarțite negre manganifere, ceea ce ne face să admitem că, după desăvîrșirea procesului de metamorfism, au avut loc circulații de soluții de temperatură joasă, care au dat naștere la o mică parte din vinele și lentilele de cuarț alb. Temperatura aparentă medie, de omogenizare a incluziunilor fluide din cuarțurile colectate din sisturile cristaline aparținând seriei epimetamorfice, este cuprinsă între 133,8°C și 256,7°C, iar cea reală între 406°C și 582°C, rezultând că aceste roci s-au format în urma unui metamorfism izochimic de temperatură joasă, în condițiile faciesului sistemelor verzi.

### **Considerații de ordin stratigrafic și tectonic**

Rădulescu (1969), ocupîndu-se de stratigrafia și structura masivului cristalin al Bistriței, ajunge la concluzia că Munții Bistriței sunt constituiți din două unități metamorfice, suprapuse normal, individualizate ca timp de formare: o unitate mezometamorfică, de fondament și o unitate epimetamorfică superioară. În cadrul unității mezometamorfice separă două complexe (complexul inferior și complexul superior), iar în cadrul unității epimetamorfice separă trei complexe (fiecare cu mai multe orizonturi). Observațiile de teren, analizele de laborator, și în special determinările mineralotermometrice efectuate de noi în perimetrul Panaci–Șarul Dornei–Dorna Arini, ne-au ajutat să punem în evidență, existența a două serii metamorfice diferite. Factorii care scot în evidență acest lucru sunt: temperaturile de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarț colectate din elementele remaniate, sunt mult mai mari, comparativ cu temperaturile de omogenizare ale incluziunilor fluide din cuarțurile colectate din pastă. Temperaturile înregistrate la cuarțurile din elementele remaniate, sunt aceleași cu temperaturile înregistrate la cuarțurile din sisturile cristaline mezometamorfice, iar temperaturile cuarțurilor din pastă, sunt apropiate de temperaturile cuarțurilor din rocile epimetamorfice. Prin urmare, observațiile noastre, aduc un argument în plus, ipotezei emise de Rădulescu (1969), conform căreia sisturile cristaline mezometamorfice, au luat naștere într-un prim ciclu de sedimentare-metamorfism; a urmat apoi o nouă etapă de sedimentare (începută cu depunerea conglomeratelor), încheiată și această perioadă cu un metamorfism de intensitate mai scăzută. Dacă am încerca să identificăm în cadrul fiecărei serii metamorfice, diferențele orizonturi stratigrafice, în perimetrul amintit, putem face



acest lucru numai pentru seria epimetamorfică. Seria mezometamorfică, din punct de vedere al alcăturii petrografice este destul de omogenă, fiind constituită din diverse tipuri de micașisturi, care, din loc în loc, sănăstrăbătute de amfibolite și gnais. În seria epimetamorfică se pot distinge însă trei orizonturi și anume: a) orizontul de conglomerate metamorfozate și șisturi blastopsefítice – caracterizat prin prezența elementelor de șisturi cristaline mezometamorfice, remaniate în șisturi cristaline epimetamorfice; acesta fiind și orizontul de bază al seriei epimetamorfice din Carpații Orientali. b) orizontul sericito-cloritos – caracterizat prin prezența șisturilor sericito-cloritoase, cu sau fără muscovit, în care sericitul, cloritul, sau cuarțul au rolul predominant; sănă în general roci care provin din metamorfozarea unor depozite pelito-psamitice, depuse în bazinul de sedimentare după depunerea conglomeratelor. c) orizontul cuarțitelor negre grafitoase și al cuarțitelor negre manganifere.

Perimetrul de care ne ocupăm, constituind o parte a Munților Bistriței, a fost studiat și sub aspect tectonic de diferiți cercetători, fie separat, fie în contextul întregului masiv. Zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali se caracterizează printr-o tectonică destul de complicată. În harta geologică a R.S.R., scara 1/200.000, foaia nr. 12 „Toplița”, cu text explicativ de Alexanдреску et al. (1968), autorii sintetizează ultimele lor concepții de ordin tectonic. Concluzia la care au ajuns este că, cristalinul Bistriței s-ar caracteriza printr-o structură în pînze suprapuse. După cum menționează autorii textului explicativ, precizarea pîzelor în bazinul văii Neagra Șarului este destul de complicată, dat fiind faptul că aici lipsesc depozitele mezozoice. Cheia problemei, rezidă în vîrsta conglomeratelor metamorfozate, presupuse a fi carbonifere (și mai noi decît seria epimetamorfică), de către autorii care susțin structura în pînze. Argumente paleontologice n-au fost găsite, în nici un sens. Noi rămînem la părerea, că apar în baza seriei epimetamorfice.

Observațiile efectuate de noi se referă numai la zona Panaci–Șarul Dornei–Dorna Arini. În această zonă formațiunile întlnite sănă exclusiv formațiuni metamorfice. În partea centrală, se află o bandă de șisturi cristaline mezometamorfice, iar în partea estică și vestică, cîte o bandă de șisturi cristaline epimetamorfice. Șisturile cristaline aparținând seriei mezometamorfice, au direcția generală nord-sud, cu inclinări spre est. În Plaiul Șarului (între pîrîul Ursăriei la nord și corpurile de amfibolite care ajung pînă la pîrîul Rus, în sud), ieșe în evidență prezența unui anticlinal care are direcția nord-sud și se întinde pe o lungime de cca 2,5 Km. În apropierea pîrîului Chirileni, seria mezometamorfică este întreruptă de două falii, cu

direcția N $40^{\circ}$ E, care deplasează rocile seriei mezometamorfice spre vest cu cca 1 Km. Măsurătorile de liniații, efectuate în șisturi cristaline aparținând seriei mezometamorfice, au dat valori cuprinse între N $30^{\circ}$ W/25°SE și N $40^{\circ}$ E/15°NE.

Șisturile cristaline, aparținând seriei epimetamorfice (atât din partea estică, cât și din partea vestică a seriei mezometamorfice), au direcția cuprinsă între N $80^{\circ}$ W și N $45^{\circ}$ E, cele mai multe valori încadrîndu-se în intervalul N $25^{\circ}$ W și N $30^{\circ}$ E, iar inclinările sănt către est, cele mai multe valori fiind în jurul cifrei de  $30^{\circ}$ E. Presupunem că raportul dintre șisturile cristaline ale seriei mezometamorfice și șisturile cristaline ale seriei epimetamorfice din banda estică, este un raport normal, contactul dintre ele făcîndu-se prin intermediul orizontului de conglomerate metamorfozate și șisturi blastopsefite. În partea vestică însă, este un raport anormal, între seria mezometamorfică și seria epimetamorfică: prima serie încălecînd peste a doua. Prin urmare, în zona Șarul Dornei, avem de-a face cu o zonă monoclinală inițială. Rocile seriei epimetamorfice sănt dispuse normal peste rocile seriei mezometamorfice. Ulterior, odată cu formarea anticlinialului din Plaiul Șarului, rocile seriei mezometamorfice (din partea centrală), au suferit o ușoară împingere de la est către vest, încălecînd peste rocile seriei epimetamorfice, din banda vestică a perimetrului. Amploarea încălecării nu o putem aprecia, după toate probabilitățile ea trebuie să fie mică.

### **Chimismul izvoarelor din zona Dealul Rusului**

Deoarece în cadrul zonei Panaci—Șarul Dornei—Dorna Arini, sănt numeroase izvoare cu apă potabilă și debit permanent, am considerat că, efectuarea analizelor chimice ale apei din cele mai importante izvoare, nu este lipsită de importanță. În acest sens, am colectat un număr de 14 probe de apă, de la 14 izvoare, situate în diferite tipuri de roci (tabelul 25); probele au fost colectate în luna iulie 1970, după o perioadă de 15 zile lipsite de precipitații atmosferice, astfel încît o diluare, sau impurificare a apei a fost evitată.

Este cunoscut faptul că, compoziția chimică a apei din izvoare, depinde în mare măsură de compoziția chimică și mineralologică a rocii pe care o străbate, și de perioada de timp în care este în contact cu roca. Această dependență este foarte accentuată în cazul apelor subterane. Izvoarele de care ne ocupăm sănt izvoare de ape freatiche, superficiale, iar apariția lor se datorește intersecției stratelor acvifere cu suprafața topografică. Sursa de alimentare a apelor freatiche, în cazul de față o constituie precipitațiile atmosferice. Datorită faptului că izvoarele sănt cantonate în



**TABELUL 25**  
*Locul de recoltare a probelor de apă și debitul*

Nr. probei	Locul izvorului	Roca în care este cantonat izvorul	Debitul în litri/oră
1	Pirul Rus	Filitre cuarțitice	180
2	Plaiul Șarului	Terase	50
3	Pirul Podarului la confluență cu pirul Chirileni	Șisturi sericito-cloritoase	60
4	Pirul Arini	"	80
5	Pirul Ulm	Conglomerate metamorfizate	40
6	Vf. Ulm	Șisturi sericito-cloritoase	80
7	Pirul Huenilor	Micașisturi	30
8	Pirul Chirileni	Amfibolite	18
9	Pirul Tăeturii	Micașisturi	40
10	Pirul Șarului	Filitre cuarțitice	45
11	Dealul Rusului	Cuarțite negre	75
12	Pirul Șarului	Șisturi sericito-cloritoase	2
13	Pirul Rus	"	70
14	Dealul Rusului	Cuarțite negre	50

șisturi cristaline, ai căror compoziții mineralogice sunt greu solubili în apă (cea mai mare parte insolubili), iar pe de altă parte, structura hidrogeologică este lipsită de accidente tectonice rupturale (fisuri, falii, etc.), care să permită pătrunderea apelor superficiale la adâncimi mari și rămînerea lor mult timp acolo, este de așteptat, ca compoziția chimică a apelor din izvoarele analizate să nu difere prea mult de la un tip de rocă la altul. După cum se observă din tabelul 26 și din fig. 10, cele mai mari valori dintre cationi

**TABELUL 26**  
*Compoziția chimică a probelor de apă din zona Dealul Rusului*

Nr. probei	Duritatea în grade germane	Cationi în milivali/litru				Anioni în milivali/litru		
		Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
1	11,08	4,59	1,10	3,90	2,56	0,79	3,75	7,61
2	6,26	1,01	2,48	2,83	1,30	1,00	3,50	3,10
3	2,64	0,92	0,46	3,48	1,03	1,10	1,97	2,78
4	2,84	1,11	0,38	2,31	0,78	1,69	0,35	2,49
5	4,65	1,38	1,13	4,35	2,05	1,48	3,05	4,36
6	2,78	0,91	0,55	2,18	1,01	1,20	0,91	2,51
7	7,06	2,66	1,01	3,04	1,10	0,89	2,65	4,27
8	5,67	1,11	2,02	2,35	1,30	0,98	1,16	4,64
9	4,11	1,66	0,45	2,48	1,30	1,58	1,90	2,39
10	3,51	1,29	0,56	2,61	2,04	1,88	2,25	2,35
11	2,75	0,91	0,46	2,48	1,15	1,51	1,02	2,46
12	3,28	1,02	0,73	2,50	1,11	2,07	0,51	2,78
13	2,45	0,83	0,47	1,96	2,23	1,91	0,65	2,90
14	3,47	1,12	0,75	2,11	1,12	1,57	0,41	3,10



le are calciul, care ajunge pînă la 4,59 milivali/litru, iar cele mai mici magneziul, respectiv 0,367 milivali/litru. Dintre anioni, radicalul acidului bicarbonic are cele mai mari valori (7,61 milivali/litru), iar cele mai mici radicalul acidului sulfuric (0,35 milivali/litru). Duritatea este mică o singură

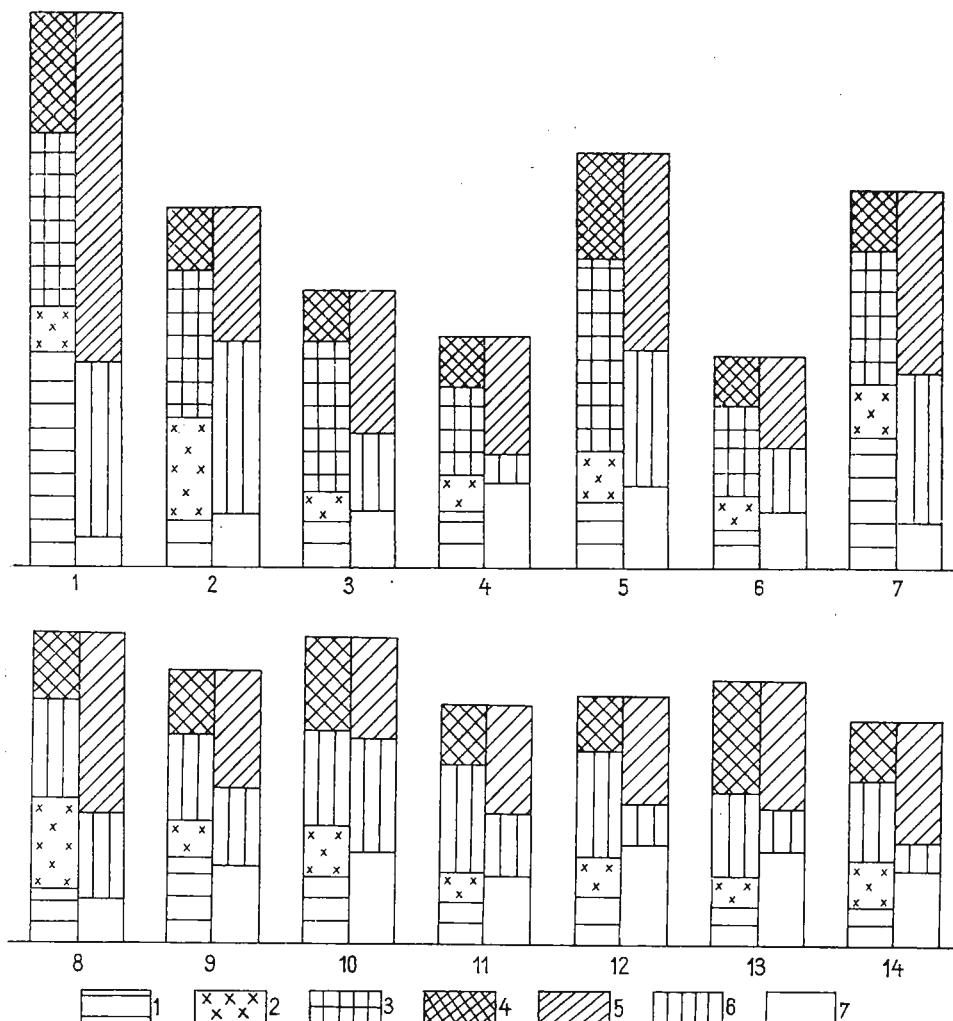


Fig. 10. — Reprezentarea grafică a rezultatelor analizelor chimice, efectuate pe probe de ape, recoltate din izvoare (milivali/l).

Représentation graphique des résultats des analyses chimiques, effectuées sur des échantillons d'eau, récoltés des sources (millivali/l).

1, Ca<sup>2+</sup> (milivali/l); 2, Mg<sup>2+</sup>; 3, Na<sup>+</sup>; 4, K<sup>+</sup>; 5, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>; 6, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>; 7, Cl<sup>-</sup>.

probă ajungind la 11,08 grade germane. În concluzie, datele analizelor chimice arată că toate cele 14 probe de apă recoltate din izvoarele canticate în roci de tipuri diferite, au compoziție chimică relativ apropiată și se încadrează în normele admise pentru apele potabile. (Afirmăm acest lucru, numai din punct de vedere chimic menționând că este absolut necesară și analiza bacteriologică).

## ZACĂMÎNTUL DE MINEREU DE MANGAN DE LA DEALUL RUSULUI

### DESCRIEREA ZACĂMÎNTULUI

Zăcămîntul de minereu de mangan de la Dealul Rusului, este cantonat în cuarțite negre, aparținînd unității epimetamorfice a cristalinului Bistriței. După cum arată și denumirea, zăcămîntul este situat la obîrșia pîrîului Rus (la cca 2 Km est de șoseaua județeană Vatra Dornei—Coverca). Cuarțitele negre ce apar aici, (planșele VIII și fig. 16), se prezintă sub formă de lentile, ce conțin mai multe zone cu intercalații de minereu ; propriu zis, din punct de vedere geologic-structural, în zăcămîntul de la Dealul Rusului se individualizează două corpuri : a) corpul nr. 1, care aflorează chiar la obîrșia pîrîului Rusului și este reprezentat printr-o lentilă de cuarțite negre, a cărei formă este în general eliptică (cu studiul ei s-a ocupat S a v u l (1927) ; și b) corpul nr. 2, situat la cca 250 m, în adîncime și reprezentat printr-un nivel de cuarțite negre, în interiorul căruia, sănt cantonate minerurile de mangan sub formă de lentile și lentile strat (acesta constituind obiectivul principal al lucrării de față).

### Corpul de minereu de mangan nr. 1

Complexul manganifer, ce constituie corpul nr. 1, al zăcămîntului de la Dealul Rusului, se prezintă sub formă eliptică, cu o lungime de 900 m conținînd mai multe intercalații de minereu. Din lucrările miniere și din forajele executate în interiorul suprafeței de dezvoltare a zăcămîntului, s-a constatat că, complexul manganifer are o grosime medie de 80 m (după datele existente la arhiva Întreprinderii Miniere din Vatra Dornei). Pe harta întocmită de noi (fig. 16), se poate vedea că lentila de cuarțite negre nu conține minereu pe toată întinderea ei ; astfel că, pe lîngă cuarțitele negre manganifere, în cadrul complexului manganifer, se mai întîlnesc : cuarțite negre sterile, sisturi grafitoase și sisturi sericito-cloritoase. Variația concentrației manganului, în cadrul corpului de minereu de mangan nr. 1,



a determinat efectuarea de lucrări miniere în cinci „punkte” (acolo unde minereul de mangan corespunde parametrilor de exploatare). Aceste puncte (sectoare), sunt numerotate de la I la V, începînd de la vest către est. Maximul de dezvoltare a zăcămîntului, este în partea sa centrală (grupul III). La toate cele cinci sectoare, minereul este reprezentat prin oxizi de mangan; rodocrozitul și rodonitul se întîlnesc extrem de rar. Corpul de minereu de mangan nr. 1, a fost exploatat la zi, iar din anul 1959, odată cu deschiderea galeriei către corpul de minereu nr. 2 (din adîncime), exploatarea primului a fost abandonată. Poziția minereului de mangan în păturile superficiale ale cuarțitelor negre manganifere, și lucrările miniere executate în trecut, îngreunează mult observațiile; pe de o parte din cauza formării, prin oxidarea minereului de mangan, a unei zone oxidice puternic dezvoltate, iar pe de altă parte, din cauza existenței a numeroase halde unde este depozitat materialul steril. Exploatarea s-a efectuat în trepte și astfel sterilul de la ultima treaptă, a acoperit uneori întreaga pantă. Alcătuirea petrografică a ansamblului manganifer de la suprafață este următoarea: a) Sisturi sericito-cloritoase cu cuarț. Acestea delimităază lentila de cuarțite negre și mai apar în cadrul lentilei, sub forma a două iviri de ordinul metrelor; b) Cuarțite negre manganifere. Sunt roci de culoare neagră, datorită oxizilor de mangan, sunt dure, iar pe alocuri iau aspectul de sisturi cuarțitice. Cu ochiul liber se pot observa în ele: cuarțul, sericitul, oxizii de mangan și grafitul. Destul de frecvente sunt și granulele de pirită; c) Cuarțite negre sterile. Au culoarea mai deschisă decât cuarțitele negre manganifere și sunt mult mai dure. Culoarea lor este cenușie, cenușie-negricioasă, de multe ori întîlnindu-se și culori mai deschise. Cuarțului, care ocupă aproape întreaga masă a rocii, i se adaugă puțin sericit și grafit. Aceste roci ocupă cea mai mare parte a corpului de minereu nr. 1; d) Sisturi grafitoase. Sisturile grafitoase, ocupă o suprafață foarte mică, apărînd sub forma unei iviri de dimensiuni metrice în partea de sud a lentilei de cuarțite negre. Se pare că în adîncime această rocă ia o amplitudine mai mare (este foarte frecventă în haldele vechilor exploatari). În afară de tipurile de roci amintite pînă acum și care datorită dimensiunilor aflorimentelor au putut fi trecute pe hartă (fig. 16), se mai întîlnesc unele intercalării sub formă de benzi, de ordinul cm, ce apar sporadic în masa cuarțitelor negre manganifere; dintre acestea remarcăm; sisturile azbestiforme și sisturile cuarțitice cu azbest și dannemorit. Întreaga lentilă de cuarțite negre este intens fisurată și cu mare cantitate de grohotiș de pantă. Direcția generală a complexului manganifer este nord-sud (cu valori cuprinse între N 32°E și N 40°W) și căderi spre est și nord-est pînă la 50°. Minereul

de mangan este dispus concordant în masa cuarțitelor negre, se află sub formă de lentile și nu se observă nici un deranjament de ordin tectonic. Posibilitatea existenței unei eventuale falii, după care sectorul V, ar fi deplasat cu 40—50 m față de sectorul IV, provenind din acesta din urmă, nu o excludem total. Totuși, rămîneim la părerea, că poziția sectorului V, față de sectorul IV este normală, și că falsa impresie a unei falii este consecința eroziunii mult mai avansate la sectorul V, comparativ cu sectorul IV. În teren, afară de aspectul morfologic, nu sunt indici care să „trădeze” o falie.

### **Corpul de minereu de mangan nr. 2**

Ansamblul manganifer, care se exploatează în prezent la Dealul Rusului, se găsește în corpul de cuarțite negre situat la cca 250 m în adâncime, iar minereul este reprezentat prin carbonați și silicați de mangan. Oxizii de mangan se întâlnesc extrem de rar și în cantități mici (vizibili doar la microscop). Corpul din adâncime, identificat prin foraje în anul 1957, complet separat de corpul de minereu nr. 1, nu se află geometric sub acesta din urmă, aşa cum ar da de bănuitor, ci la aproximativ 200 m, la nord, la adâncimi ce variază între 150—300 m. Cuarțitele negre în care este cantonat minereul de mangan se prezintă sub forma unei lentile-strat (fig. 11, 12, 13, 14, 15) care pe direcția N 20°E—S 20°W, se afundă de la sud-vest către nord-est sub un unghi de 25—30°. Profilul din fig. 14, cuprinde și o mică porțiune din corpul nr. 1; falia după care corpul nr. 2 este întrerupt față de corpul nr. 1, este discutabilă. După părerea noastră, între aceste două corpuri nu există nici o falie. Dacă asemenea falie ar exista, ar trebui să fie vizibilă atât la suprafață, cât și în lucrările miniere. Mai reală ar fi presupunerea, că lentila de la suprafață se termină înainte de a ajunge în cîmpul forajelor. Profilul din fig. 14 (ca de altfel și celelalte patru profile) l-am prezentat așa cum se află la arhiva Întreprinderii Miniere din Vatra Dornei și a fost întocmit pe baza datelor de foraje. Lucrările miniere, executate ulterior, nu au confirmat însă în totalitate, datele furnizate de foraje, de aceea, ne permitem să afirmăm că profilele prezentate sunt valabile numai pentru o orientare cu totul generală. Astfel, așa cum reiese din profilele prezentate, s-ar părea, că minereul de mangan se află sub forma unor benzi continui, încadrate în masa cuarțitelor negre. Realitatea este cu totul alta. Minereul de mangan, este într-adevăr concordant cu cuarțitele negre în care este cantonat, însă, se găsește discontinuu, sub forma unor lentile de dimensiuni variabile. Extinderea pe verticală a cuarțitelor negre este de cca 150 m. Zăcamintul este în exploatare la trei nivele:



orizontul 1159, orizontul 1175 și orizontul 1209, cifrele reprezentănd cotele absolute față de nivelul mării. Intrarea în zăcămînt se face prin galeria „Pacea” (orizontul 1159), situată pe versantul drept al pîrului Rusului ;

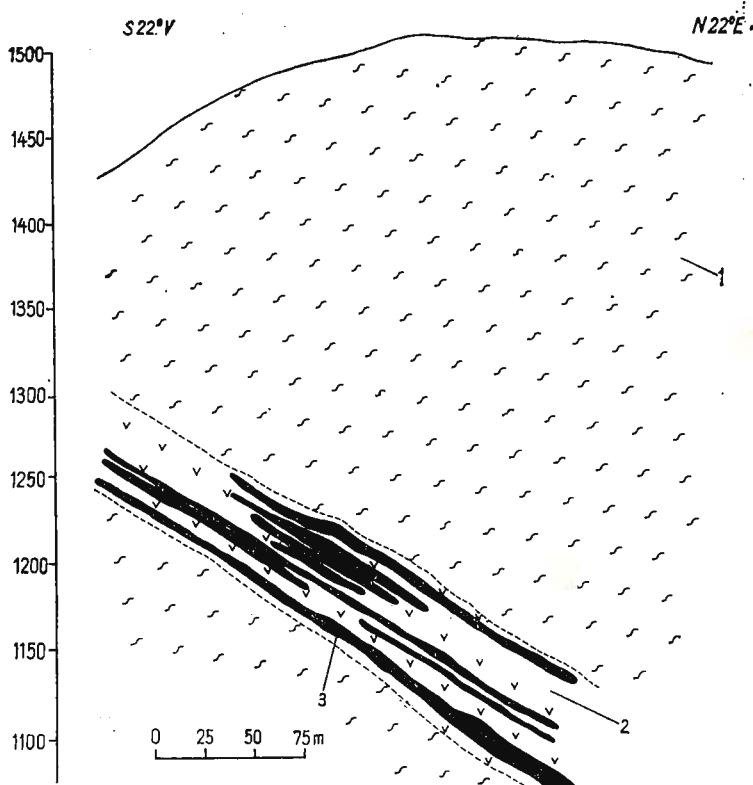


Fig. 11. — Profil prin zăcămîntul de mangan de la Dealul Rusului. 1) șisturi sericito-cloroase ; 2) cuarțite negre ; 3) minereu de mangan.

Coupe à travers le gisement de manganèse de Dealul Rusului. 1) schistes séricito-chloriteux ; 2) quartzites noirs ; 3) minérai de manganèse.

gura galeriei aflîndu-se în șisturi sericito-cloritoase. După ce traversează șisturile sericito-cloritoase, galeria străbate cca 50 m de cuarțite negre și ajunge în una dintre cele mai mari lentile de minereu de mangan din zăcămînt. Lucrările miniere au fost astfel orientate încit să se intersecteze toate lentilele cu minereu, de la fiecare orizont. Din cele trei orizonturi, două (1159 și 1209) au răspîndire mai largă, în sensul că lucrările miniere au luat o amploare mai mare și în felul acesta zăcămîntul este accesibil

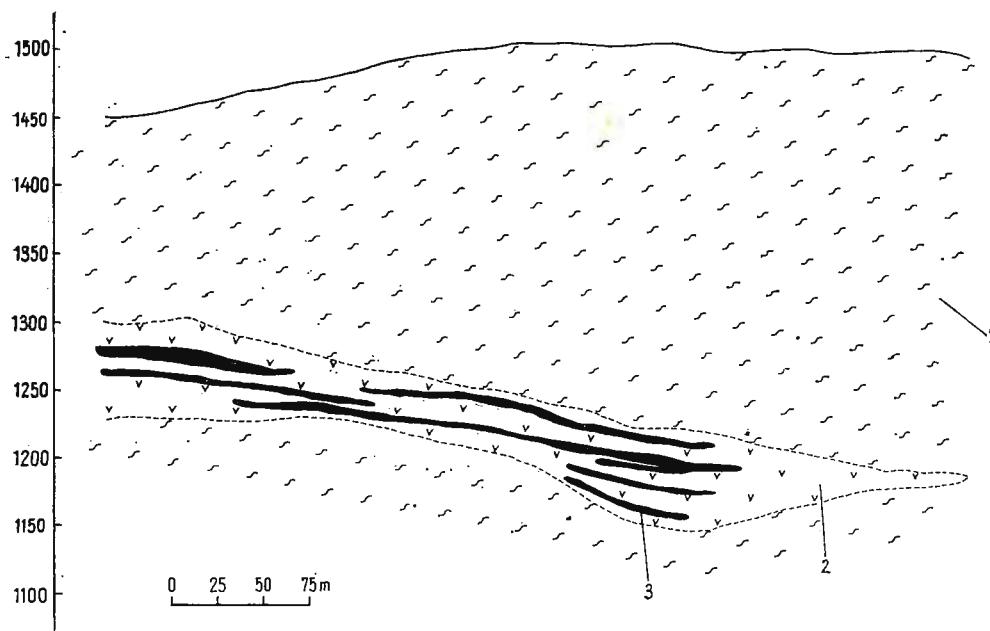
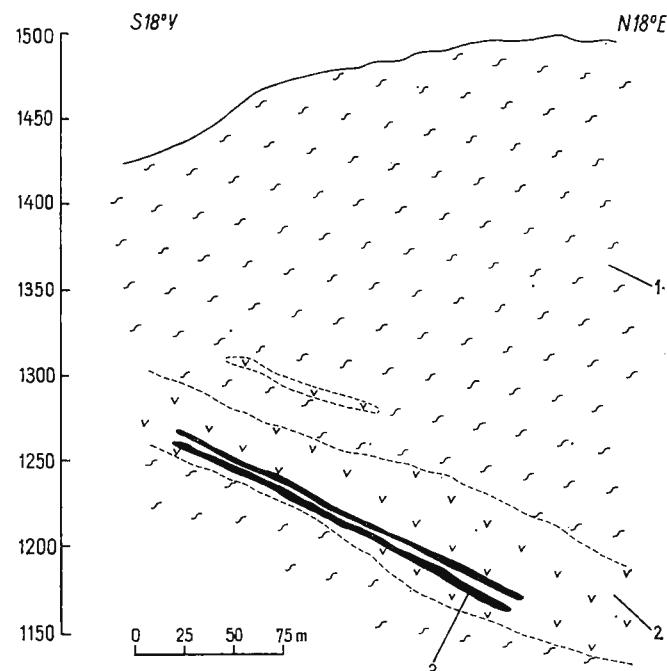


Fig. 12.— Profil prin zăcămîntul de mangan de la Dealul Rusului. 1) șisturi sericito-cloritoase; 2) cuarțite negre; 3) minereu de mangan.

Coupe à travers le gisement de manganèse de Dealul Rusului. 1) schistes séricito-chloriteux; 2) quartzites noirs; 3) minérai de manganèse.

Fig. 13. — Profil prin zăcămîntul de mangan de la Dealul Rusului. 1) șisturi sericito-cloritoase; 2) cuarțite negre; 3) minereu de mangan.

Coupe à travers le gisement de manganèse de Dealul Rusului. 1) schistes séricito-chloriteux; 2) quartzites noirs; 3) minérai de manganèse.



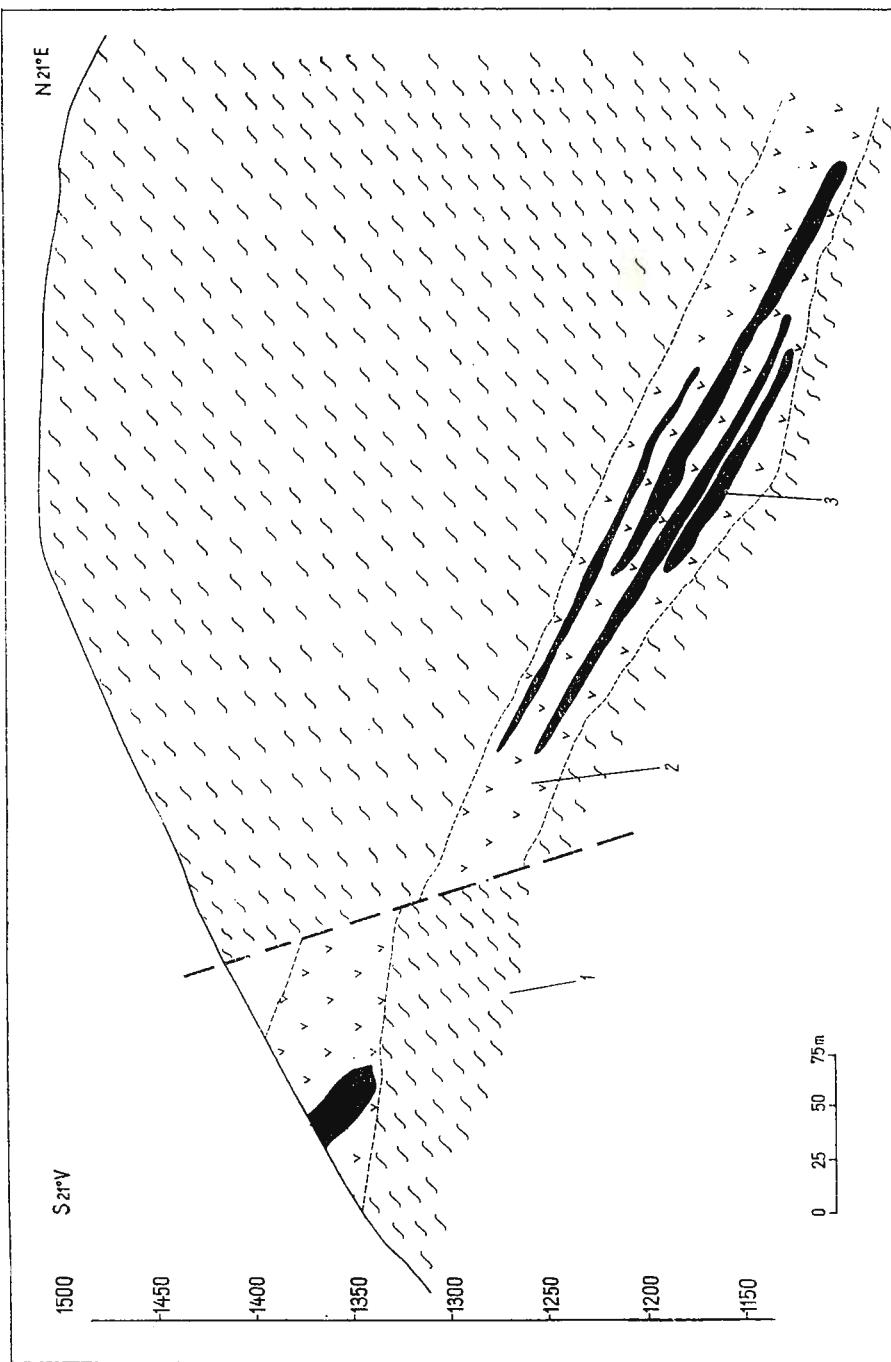


Fig. 14. — Profil prin zăcămîntul de mangan de la Dealul Rusului. 1) şisturi sericito-chloritoase; 2) cuar  ite negre; 3) minereu de mangan.

Coupe  travers le gisement de mangan  e de Dealul Rusului. 1) schistes s  ericito-chloriteux; 2) quartzites noirs; 3) mineraux de mangan  e.



observațiilor. Pentru aceste două orizonturi — folosind planurile de orizont existente la Întreprinderea Minieră din Vatra Dornei — am întocmit planurile geologice din fig. 17 și 18.

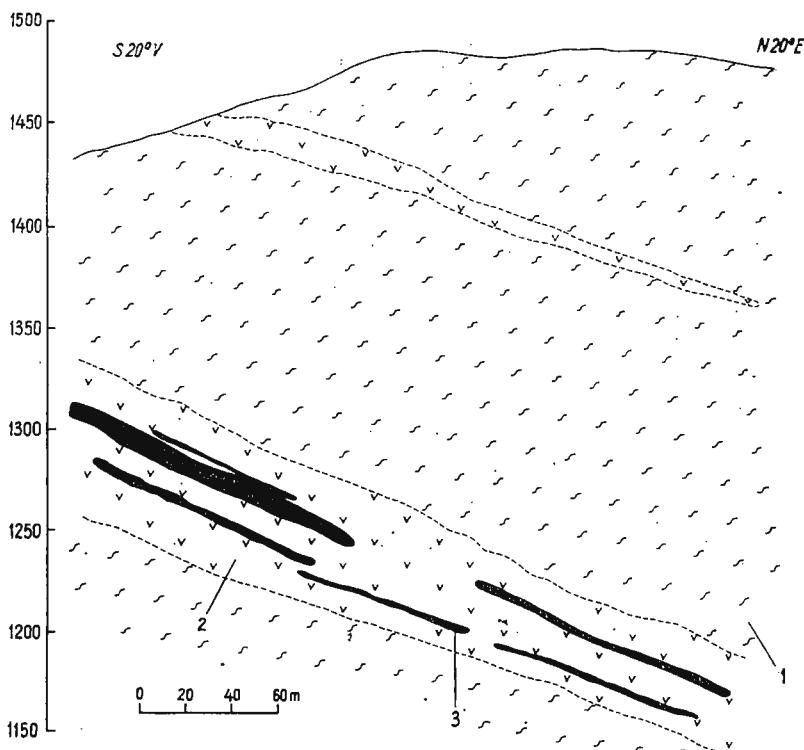


Fig. 15. — Profil prin zăcămîntul de mangan de la Dealul Rusului. 1) șisturi sericito-cloroase; 2) cuarțite negre; 3) minereu de mangan.

Coupe à travers le gisement de manganèse de Dealul Rusului 1) schistes séricito-chloriteux ; 2) quartzites noirs ; 3) minérai de manganèse.

**Orizontul 1159.** Este orizontul cel mai accesibil, datorită poziției sale ; coincide cu deschiderea zăcămîntului și cu galeria de transport. La acest orizont se află șapte lentile de minereu de mangan de dimensiuni mari (ordinul zecilor de metri) și 17 lentile de dimensiuni mici (ordinul metrilor) ; cea mai mare lentilă din cadrul zăcămîntului se află aici, are cca 100 m lungime și o putem denumi lentilă-strat. Extinderea pe orizontală a cuarțitelor negre, pe direcția nord-sud, la acest orizont este de cca 125 m. Tipurile de roci întâlnite sunt : cuarțite negre sterile ; minereu de mangan, consti-

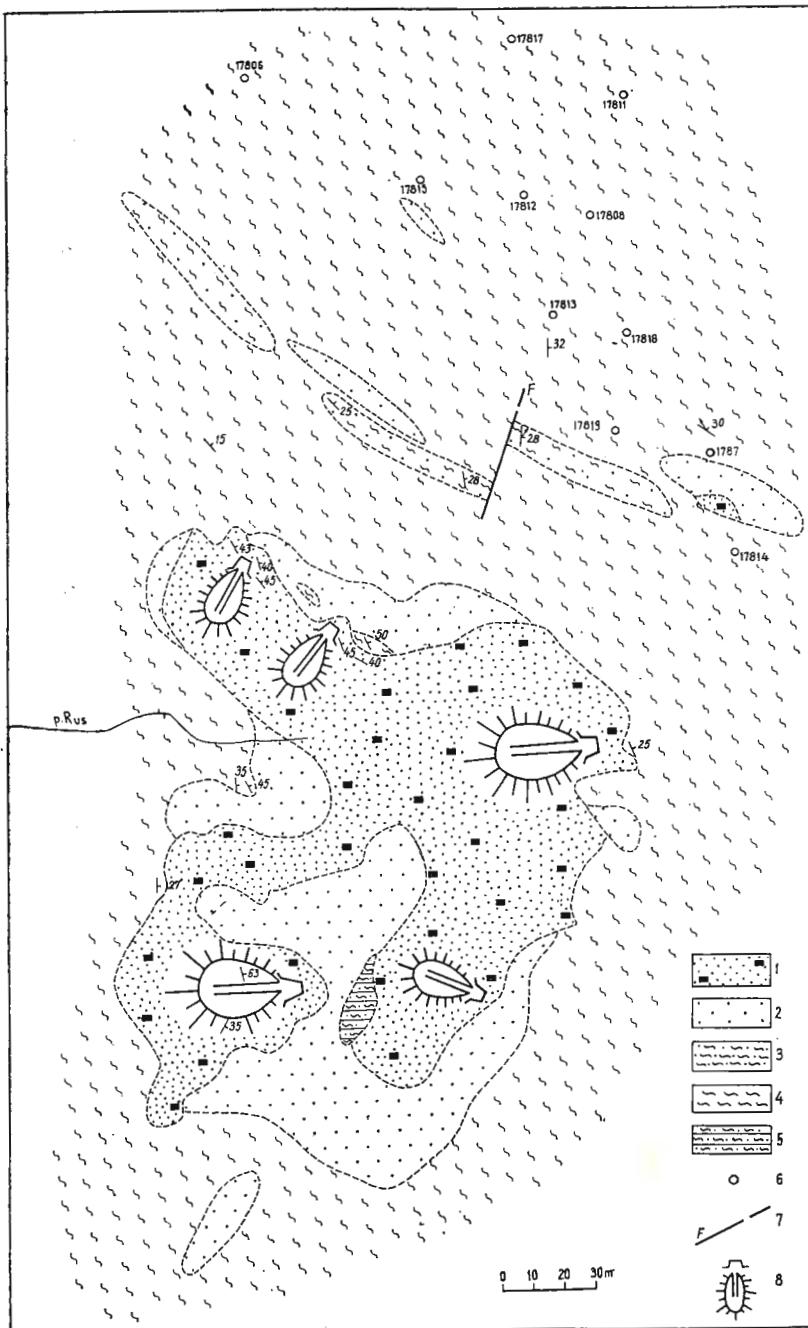


Fig. 16. — Schiță geologică a zăcămîntului Dealul Rusului. 1) cuarțite negre manganișere ; 2) cuarțite negre ; 3) șisturi cuarțitice ; 4) șisturi sericito-cloritoase ; 5) șisturi grafitoase ; 6) foraje ; 7) falie ; 8) halde.

Esquisse géologique du gisement de Dealul Rusului. 1) quartzites noirs manganésiphères ; 2) quartzites noirs ; 3) schistes quartzitiques ; 4) schistes séricito-chloriteux ; 5) schistes graphiteux ; 6) forages ; 7) faille ; 8) stérile.



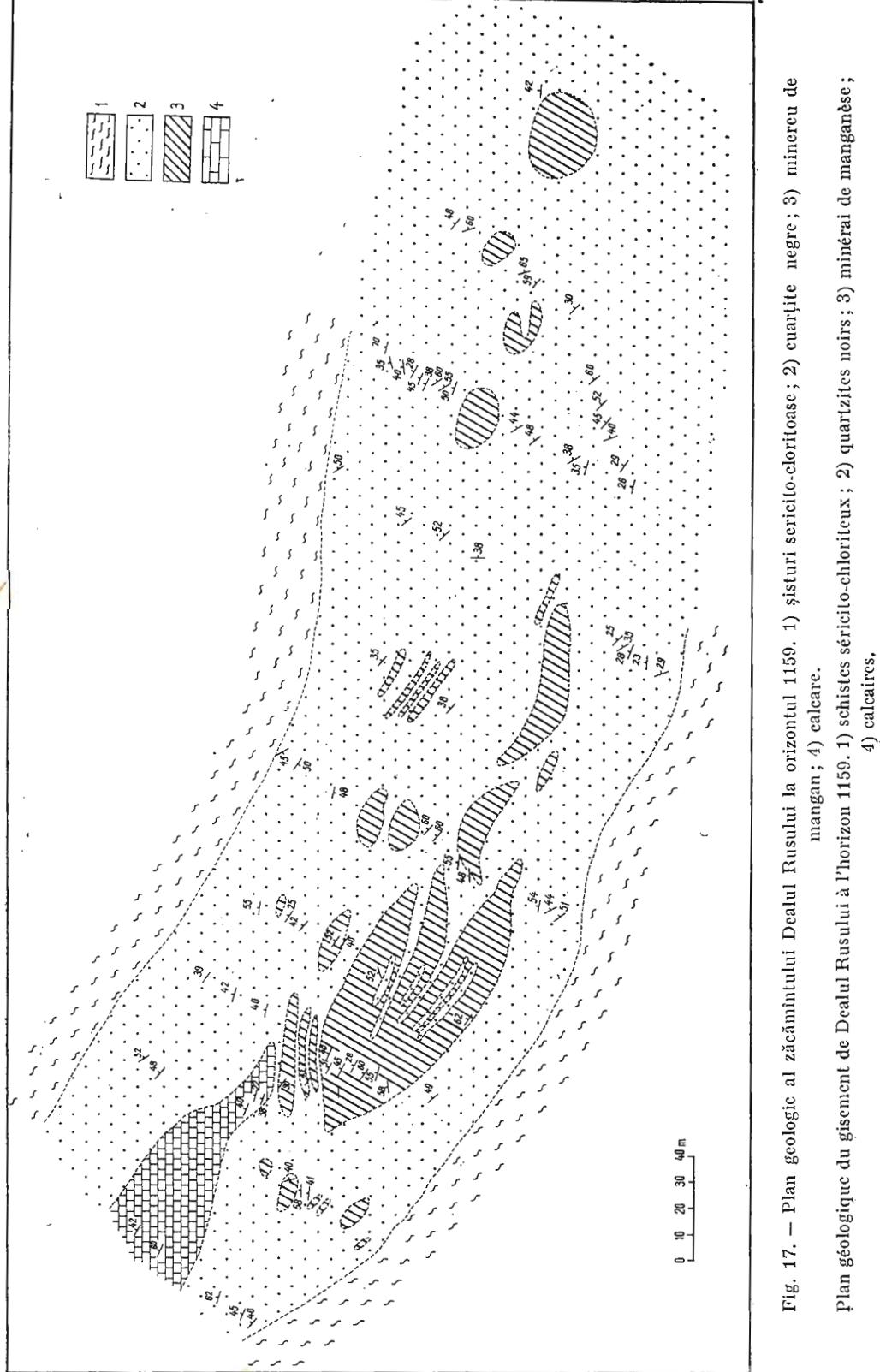


Fig. 17. – Plan geologic al zăcămintului Dealul Rusului la orizontul 1159. 1) sisturi sericito-cloritoase; 2) quartite negre; 3) minereu de mangan; 4) calcare.  
 Plan géologique du gisement de Dealul Rusului à l'horizon 1159. 1) schistes séricito-chloriteux; 2) quartzites noirs; 3) minérai de manganèse;  
 4) calcaires,

tuit din carbonați și silicati de mangan; sisturi sericito-cloritoase, care bordează cuarțitele negre în partea de nord și sud; calcare cristaline. Acestea din urmă constituie o „pană” în partea de nord-vest a orizontului

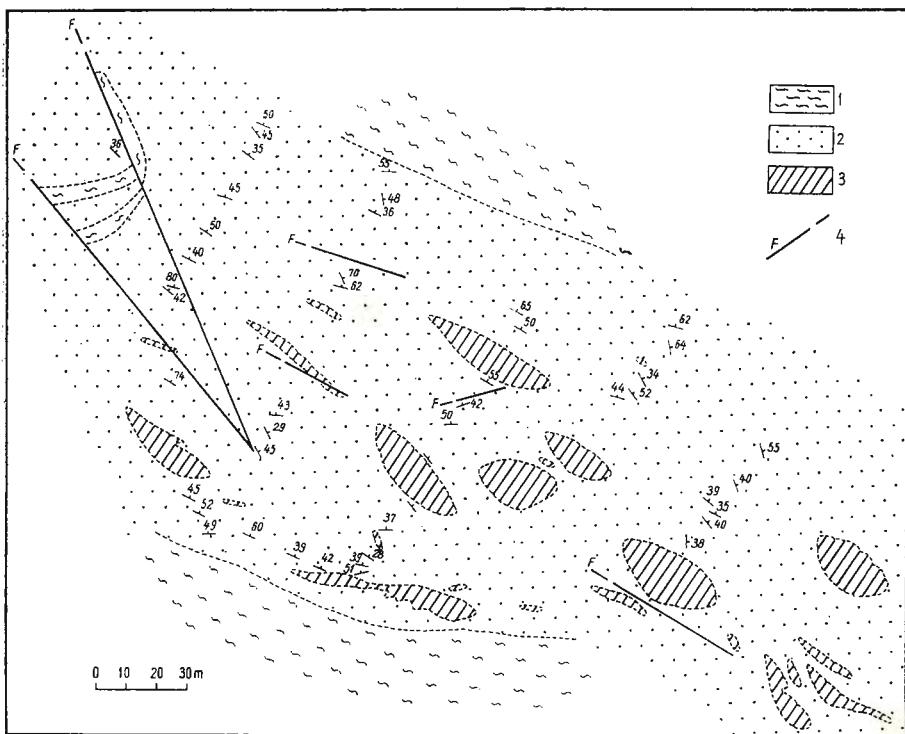


Fig. 18. — Plan geologic al zăcământului Dealul Rusului la orizontul 1209. 1) sisturi sericito-cloritoase; 2) cuarțite negre; 3) minereu de mangan; 4) falie.

Plan géologique du gisement de dealul Rusului à l'horizon 1209. 1) schistes séricito-chloriteux; 2) quartzites noirs; 3) minéral de manganèse; 4) faille.

și se întind pe o lungime de cca 50 m. Sunt de culoare cenușie și au numeroase intercalări de cuarțite negre. Contactul dintre calcar și cuarțite este normal, fără să se semnaleze vreo fractură; de altfel la orizontul 1159 nu se semnalează nici un deranjament tectonic. Stratele au direcția generală NW—SE, cu căderi spre NE cuprinse între  $10^\circ$  și  $60^\circ$  (majoritatea corespunzînd intervalului  $30^\circ$ — $35^\circ$ ).

**Orizontul 1209.** Geometric, este situat cu 50 m deasupra orizontului 1159. Lentilele de minereu de mangan sunt tot de dimensiuni variate; cea mai mare lentilă întlnită la orizontul 1209 are cca 40 m lungime.

S-au identificat aici un număr de 22 lentile de minereu de mangan, dintre care 8 au dimensiuni de ordinul zecilor de metri, iar 14 lentile cu dimensiuni de ordinul metrilor. Constituția petrografică a orizontului 1209 este

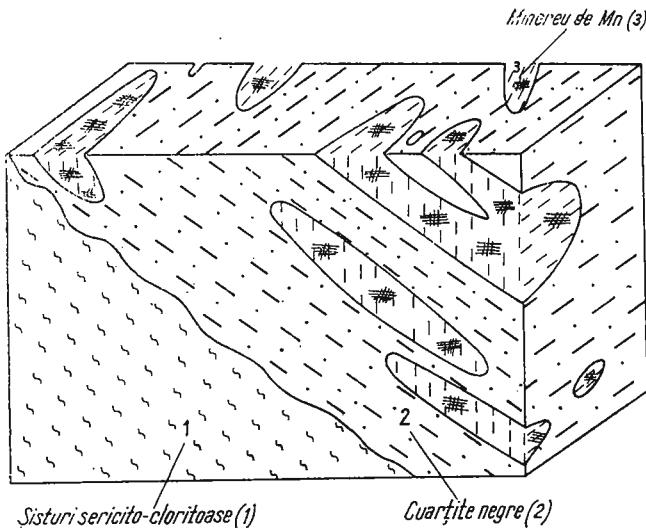


Fig. 19. — Blokdiagramm reprezentând poziția lentilelor de minereu de mangan, în zăcămîntul Dealul Rusului. (1/1.000); 1) șisturi sericito-cloritoase ; 2) cuarțite negre ; 3) minereu de mangan.

Bloc-diagramme représentant la position des lentilles de minérai de manganèse, dans le gisement de Dealul Rusului. (1/1.000); 1) schistes séricito-chloriteux ; 2) quartzites noirs ; 3) minérai de manganèse.

următoarea : șisturi sericito-cloritoase ; cuarțite negre grafitoase ; minereu de mangan, de culoare cenușie, cenușiu-roz sau roz, reprezentat prin carbonați și silicați de mangan. Spre deosebire de orizontul 1159, la orizontul 1209 apar o serie de falii situate în partea de nord-vest a sectorului. Dintre acestea sunt două, care se întind pe o lungime de cca 70 m cu direcția N 40°W și respectiv N 20°W, și se intersectează sub un unghi de cca 20°. Faptul că în masa cuarțitelor negre (între cele două falii) se găsesc șisturi sericito-cloritoase, ne permite să afirmăm că deranjamentul tectonic, a constat în alunecarea materialului pe verticală, conform celor două falii. În felul acesta, șisturile sericito-cloritoase care se află, geometric, la câțiva metri deasupra cuarțitelor negre, au „căzut” pînă la nivelul cuarțitelor negre. Pe verticală falia nu are o amplitudine prea mare ; în orice caz mai puțin de 25 m deoarece la orizontul 1175 nu mai apare. În concluzie,

comparind profilele din fig. 11—15, cu planurile de orizont (fig. 17 și 18) putem spune următoarele : profilele din fig. 11—15, au valabilitate pentru o interpretare cu totul generală. Niciuna din lentile de minereu, nu are pe verticală, extindere mai mare de 40 m. La suprafață, ansamblului manganifer din adâncime, îi corespund șisturile sericito-cloritoase, care au aceeași direcție și înclinare ca și cuarțitele negre, și o mică bandă constituită din cuarțite negre și șisturi cuarțitice. Prezentarea minereului sub formă de lentile, o considerăm ca o consecință a proceselor de diferențiere metamorfică și nu este exclus ca un rol destul de însemnat să-l fi avut și eventuale izvoare de pe fundul bazinului de sedimentare, care au modificat condițiile fizico-chimice ale mediului, creând condiții favorabile depunerii minereului primar, din loc în loc. În fig. 19, am redat modul de prezentare a minereului de mangan în masa cuarțitelor negre.

#### MINEREURILE DE MANGAN

##### Considerații petrografice și chimice

Lentile de minereu de mangan, care se găsesc în cuarțitele negre nu sunt omogene ; în interiorul lor întâlnindu-se numeroase intercalării de cuarțite negre sau chiar cuarțite albe. Mineralologic, minereul este format din carbonați și silicați de mangan, de culoare roz sau cenușie. Textura este masivă, de multe ori întâlnindu-se și o textură rubanată, determinată de alternanța benzilor cenușii de carbonați, cu benzi de culoare roz de silicați, sau tot de carbonați. Dimensiunile benzilor sunt de ordinul milimetrelor și mai rar de ordinul centimetrilor. Uneori se observă cristale de spessartin de culoare brună-roșietică cu dimensiuni de cca 2 mm și mai rar amfiboli de mangan de culoare verde. Pe lîngă mineralele manganifere se mai întâlnesc : cuarțul (într-o proporție destul de mare), calcitul, magnetitul, pirita, grafitul și azbestul. Prezența magnetitului în zăcămintele de mangan, alături de cuarț este explicată de S a v u l și I a n o v i c i (1958) prin aceea că în timpul metamorfismului, oxizii de fier pot rămîne mai departe sub formă de oxizi și să apară ca magnetit (eventual manganifer), în timp ce oxizii de mangan se combină cu silicea formînd diverse silicați de mangan. Greutatea specifică medie a minereului este 3,25 ; atât rodocrizitul cât și rodonitul au valori mai mari de 3,25, dar prezența cuarțului determină coborîrea greutății specifice. S a v u l și I a n o v i c i (1957 și 1958) au efectuat studii asupra chimismului și originii rocilor cu mangan din Carpații Orientali, comparativ cu rocile ce conțin minereuri de mangan

din Carpații Meridionali. În unul din aceste studii autorii menționați au utilizat 6.341 analize chimice dintre care 221 de la Dealul Rusului, interpretând statistic, distribuția, frecvența și variația conținutului elementelor majore. Observațiile noastre au fost orientate în special asupra lentilelor de minereu de mangan, în sensul de a obține o imagine a conținutului de mangan în cadrul diferitelor lentile, și mai ales dacă, în cadrul aceleiași lentile, conținutul de mangan variază de la margine către centru. Pentru a putea efectua un studiu chimic al minereului de mangan, din ansamblul manganifer al corpului de minereu nr. 2, de la Dealul Rusului, am efectuat un număr de șase analize chimice complete și nouă analize termice diferențiale -- toate pe probe de minereu.

### Analizele chimice

Probele folosite pentru analizele chimice au fost colectate de la orizontul 1159 (3 probe) și orizontul 1209 (3 probe). Privind datele analitice

TABELUL 27

*Compoziția chimică a minereului de mangan de la Dealul Rusului*

Oxizii %	Orizontul 1159			Orizontul 1209		
	Proba 14	Proba 8	Proba 278	Proba 51	Proba 245	Proba 268
SiO <sub>2</sub>	26,17	30,72	27,42	27,37	32,46	28,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,73	4,14	3,11	2,85	4,42	3,34
FeO	8,15	6,51	5,78	6,14	5,99	5,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,94	4,33	3,80	3,49	4,08	3,22
MnO	28,50	26,77	32,15	29,08	25,85	29,20
CaO	4,60	3,98	3,19	4,16	4,02	4,70
MgO	1,85	3,13	2,05	2,95	1,68	2,19
Na <sub>2</sub> O	1,60	0,95	0,90	0,72	0,87	1,16
K <sub>2</sub> O	1,28	2,40	1,22	1,60	2,09	2,03
CO <sub>2</sub>	18,33	16,28	19,16	20,13	17,25	18,73
H <sub>2</sub> O	0,71	0,42	0,88	1,03	0,62	1,16
Total	99,86	99,73	99,66	99,52	99,33	99,46

(tabelul 27) se poate constata: SiO<sub>2</sub> are valori cuprinse între 26,17 % și 32,46 %, fiind vizibil un raport invers proporțional între conținutul în SiO<sub>2</sub> și CO<sub>2</sub>; MnO are valori cuprinse între 25,85 % și 32,15 %, iar FeO are valori cuprinse între 5,17 % și 8,15 %, înregistrîndu-se o tendință de scădere a conținutului în FeO la creșterea conținutului în MnO; CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O și K<sub>2</sub>O, au valori mici. Dintre ele CaO are valoarea cea mai mare, dar nu depășește 5 %. Nu se observă nici o deosebire evidentă între



compoziția chimică a probelor colectate de la orizontul 1159 față de cele colectate de la orizontul 1209. Prezența  $\text{CO}_2$  în toate probele analizate (dar nu în cantitate suficientă pentru a satisface celelalte elemente), este

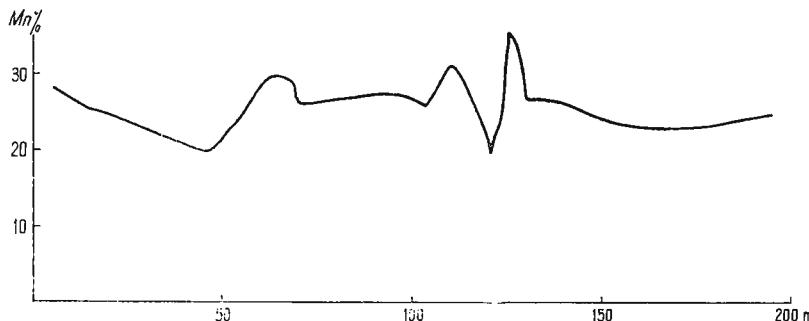


Fig. 20. — Variația conținutului în mangan, în cadrul celei mai mari lentile de minereu de la orizontul 1159.

Variation du contenu en manganèse, dans le cadre de la plus grande lentille de minérai de l'horizon 1159.

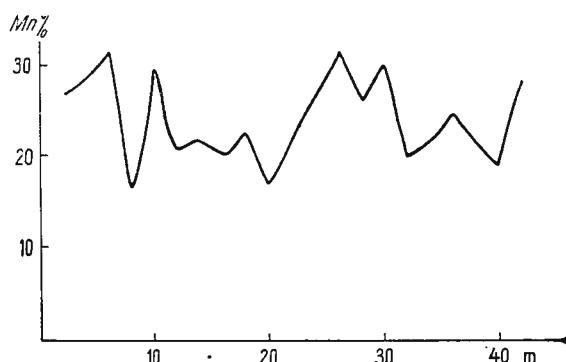


Fig. 21. — Variația conținutului de mangan, în cadrul unei lentile de minereu de la orizontul 1159.

Variation du contenu de manganèse, dans le cadre d'une lentille de l'horizon 1159.

încă o dovedă, că silicatul de mangan este intim asociat cu carbonatul. Pe lîngă cele șase analize chimice complete, efectuate personal, am mai utilizat 245 analize chimice parțiale, puse la dispoziție de Întreprinderea Minieră din Vatra Dornei. Cu datele acestor analize am construit diagramele din fig. 20, 21, 22 și 23, care ilustrează variația conținutului de mangan, în cadrul a patru lentile de minereu (trei din diagrame corespund lentilelor de la orizontul 1159 iar a patra unei lentile de la orizontul 1209),

urmărite în secțiunile date de intersecția lentilelor cu planurile de orizont. Urmărind aspectul curbelor din cele patru diagrame, ne dăm seama că, conținutul de mangan variază în intervalul 13,21%–36,13% și că nu se

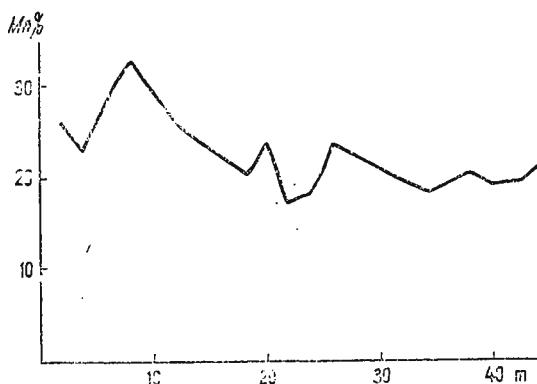


Fig. 22. — Variația conținutului de mangan, în cadrul unei lentile de minereu de la orizontul 1159.

Variation du contenu de manganèse, dans le cadre d'une lentille de minérai de l'horizon 1159.

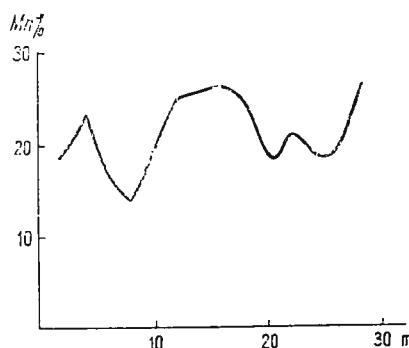


Fig. 23. — Variația conținutului de mangan, în cadrul unei lentile de minereu de la orizontul 1209.

Variation du contenu de manganèse, dans le cadre d'une lentille de minérai de l'horizont 1209.

remarcă nici o regularitate de distribuție a manganului de la un capăt la celălalt al lentilelor (un conținut ceva mai ridicat se înregistrează în partea de NW a lentilei din fig. 22, dar nu suficient de pregnant). Faptul că la fiecare curbă se înregistrează creșteri și scăderi pe distanțe destul de mici, este o consecință a prezenței cuarțului, într-o proporție mai mare sau mai mică, în masa minereului. Atât în probele analizate de noi, cât și

în cele analizate în cadrul Întreprinderii Miniere din Vatra Dornei, se constată că este prezent fierul întotdeauna ; cantitățile sunt variabile, dar apreciabile. Unul dintre parametri zăcămintelor de mangan, care indică caracterul mono- sau bimetalic, este modulul manganului, adică raportul Mn/Fe (va fi tratat pe larg într-un capitol ulterior). Deși modulul manganului, indică pentru zăcămintul de la Dealul Rusului, un caracter bimetalic, cantitățile de fier sunt relativ mici, ceea ce denotă că a avut loc — de-a lungul proceselor ce au condus la formarea zăcămintului — o separare a manganului de fier, sau că, ceea ce este mai puțin probabil, sursa de mangan a fost mai săracă în fier. Pentru a cerceta procesul de separare a manganului de fier, trebuie mai întâi analizate condițiile fizico-chimice care determină formarea și gradul de stabilitate a mineralelor de mangan, precum și factorii ce determină separarea celor două metale. Din punct de vedere chimic, manganul se comportă, în timpul proceselor de dezagregare a rocilor la fel ca fierul ; actual manganul este dizolvat în apa marină cu  $\text{CO}_2$  și cu sulfati, mai repede decât fierul, de asemenea și compușii săi sunt mai stabili. În soluții reducătoare și cu „ $\text{pH}$ ” mic, manganul și fierul sunt stabili ca ioni bivalenti, putind forma carbonați, sulfuri și silicați, aproape insolubili. În soluții oxidante Mn și Fe sunt separate unul de altul, mai mult sau mai puțin complet. Faptul se datorează comportării în mod diferit a celor două metale față de oxigen (fierul se oxidează mult mai ușor, pe cără vreme manganul necesită condiții de „ $e\text{H}$ ” mai înalte). Krauskopf (1967) a întocmit o diagramă (fig. 24) pe baza experiențelor de laborator și observațiilor din teren, în care a definitivat cimpurile de stabilitate a diferiților compuși de mangan, funcție de potențialul de oxidoreducere și mărimea pH-ului. După cum se observă,  $\text{MnO}_2$  este stabil la un potențial redox mare și nu depinde prea mult de aciditatea soluției, față de ceilalți oxizi, care se pot forma numai în condiții de pH ridicat și potențial redox scăzut.  $\text{MnCO}_3$ , de asemenea, are un domeniu mare de stabilitate, însă pe lîngă condițiile de  $e\text{H}$  și pH, mai sunt necesare și cantități mari de  $\text{CO}_2$ , pentru a se forma carbonatul de mangan și nu alți compuși. Pentru a se forma sulfura de mangan (alabandina), în locul carbonatului de mangan, trebuie ca, concentrația sulfului să fie de cca 100 ori mai mare decât a carbonatului. În cazul în care concentrația  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  este mai mare și concentrația  $\text{H}_2\text{CO}_3$  mică atunci partea dreaptă a diagramei este ocupată de diversi silicați de mangan (rodonit, piroxmangit, etc.). Prin urmare,  $\text{Mn}^{2+}$ , poate rămâne sub formă ionică în soluție, atât timp cât soluția are un caracter slab acid și nu este prea oxidată. Când crește pH-ul, manganul poate precipita sub formă de carbonați sau silicați, cu condiția

ca să fie prezente cantități destul de mari de  $H_2CO_3$  și  $H_2SiO_3$ . În natură însă soluțiile de mangan, vin în contact cu oxigenul atmosferic; manganul este oxidat și precipitat sub formă de oxid sau hidrooxid. Majoritatea mediilor marine sunt reducătoare în zonele adînci, iar numeroasele cuiburi

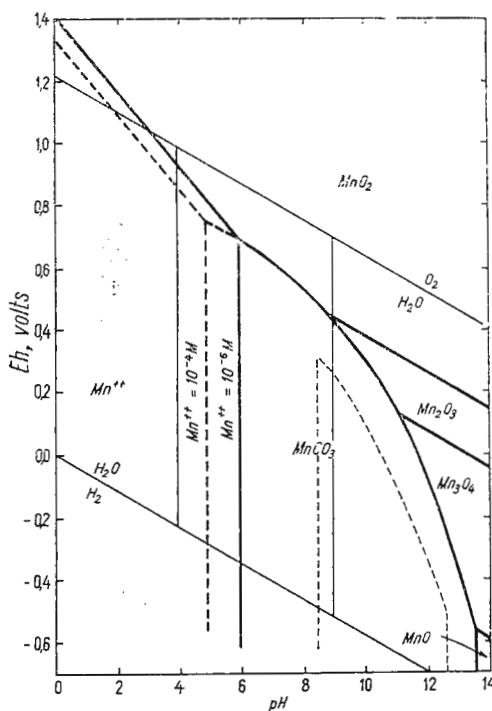


Fig. 24. — Stabilitatea diferenților compuși de mangan, față de potențialul de oxido-reducere și aciditatea soluției (K r a u s k o p f, 1967).

Stabilité de divers composés de manganèse, par rapport au potentiel d'oxydo-réduction et par rapport à la solution (K r a u s k o p f, 1967).

de pirită ce se găsesc în zăcăminte de mangan, arată că sulful bivalent este prezent; totuși prezența alabandinei în natură este foarte rară. Aceasta se explică prin aceea că pentru formarea alabandinei sunt necesare mari cantități de sulf, iar pe de altă parte, cîteva reacții secundare care produc cantități mici de  $OH^-$ , sunt suficiente pentru a împiedica formarea ei. L e e p (1963), arată că factorii care influențează raportul  $Mn/Fe$  în rocile sedimentare sunt: variația raportului  $Mn/Fe$ , în sursa de sedimente; solvirea selectivă; separarea manganului de fier în timpul transportului; modificările diagenetice. Separarea manganului de fier prin solvire selectivă,

poate fi efectuată în condiții oxidante, datorită faptului că atât Fe cît și Mn se găsesc sub formă de hidroxizi și compușii manganului au o mai mare mobilitate. Fierul are o afinitate chimică mai mare pentru oxigen comparativ cu manganul astfel că  $\text{Fe}^{2+}$  trece în  $\text{Fe}^{3+}$  și precipită, pe cîtă vreme  $\text{Mn}^{2+}$ , poate rămîne mai departe în forme solubile; oxidarea și precipitarea selectivă poate fi favorizată de către diferite specii de bacterii. Separarea manganului de fier, prin procese diagenetice se referă în special, a eventualele „spălări” ce ar putea să îndepărteze unul din cele două metale. Pentru a demonstra mecanismul separării manganului de fier, din soluții, K r a u s k o p f (1957) a efectuat o experiență de laborator creînd condiții similare cu cele din natură. Trecînd o soluție acidă, diluată, peste o rocă vulcanică sfărîmată și după aceea prin calcare (totul în prezența aerului) a constatat că fierul dizolvat din roca vulcanică rămîne în calcar, iar soluția finală are raportul Mn/Fe, mult mai ridicat. În felul acesta se prezintă situația în cazul zăcămintelor sedimentare sau în acumulările actuale; în cazul zăcămintelor vulcanogen-sedimentare problema este ceva mai dificilă: cînd s-a produs separarea manganului de fier? În timpul migrației lor spre bazinul de sedimentare, sau chiar în interiorul vetreriei vulcanice? Pentru zăcămintul de minereu de mangan de la Karadjal (de origine vulcanogen-sedimentară), unul dintre zăcămintele de mangan pentru care problema separării manganului de fier, a fost studiată pe un material destul de vast (S t r a h o v et al., 1968), s-a ajuns la concluzia că separarea celor două metale s-a produs în interiorul vetreriei vulcanice. Ba mai mult, S t r a h o v et al., sănt de părere, că separarea manganului de fier încă din vatra vulcanică, nu constituie un caz particular pentru zăcămintul de la Karadjal, ci este o trăsătură generală a zăcămintelor de mangan de origine vulcanogen-sedimentară. Hidrotermele ce se vărsau în apă marină a bazinului de sedimentare conțineau manganul și fierul în cantități diferite (în unele predominînd manganul, în altele fierul), dacă după aceea, în timpul migrației soluțiilor purtătoare de Mn și Fe, s-a produs totuși o separare a celor două metale, aceasta a avut o însenătate cu totul subordonată. Consecințele unei asemenea separări, ar fi vizibile în unele mici detalii de distribuire a celor două metale, dar nici într-un caz, în trăsăturile fundamentale ale zăcămintului. Si apoi, privind chestiunea din punct de vedere practic, ar însenma că aproximativ în același nivel stratigrafic, și nu la mare distanță de zăcămintul de mangan, de origine vulcanogen-sedimentară, să fie prezent și un zăcămint de fier; ceea ce nu se confirmă. Faptul nu se confirmă nici în cazul zăcămintelor de mangan, a căror origine este pur sedimentară. Prin urmare, separarea manga-

nului de fier, atât la zăcăminte de origine vulcanogen-sedimentară, cît și la cele sedimentare, are loc în timpul formării soluțiilor mineralizante, și nu în timpul migrării lor. La zăcăminte sedimentare de mangan, separarea începe odată cu alterarea scoarței terestre (în special în condiții oxidante și alcaline); iar la cele vulcanogen-sedimentare, are loc în vatra vulcanică. La o concluzie asemănătoare a ajuns H e w e t t (1966), ocupându-se de bazinul pliocen din Munții Artilleriei (Arizona); un bazin continental, care a avut o asemenea evoluție, încit nu a avut aport de material din exterior. În baza forajelor executate, pe o suprafață de o milă pătrată, s-a constatat, că grosimea stratului de minereu este de 20 m, rezerva de 7.500.000 tone, iar modulul manganului cuprins între 10 și 5. Dacă manganul și fierul, ar fi provenit din rocile ce înconjoară acest bazin, ar trebui ca fierul să fie prezent într-o cantitate mult mai mare; cum fierul lipsește, înseamnă că sursa acestor metale este alta. Pentru a stabili această sursă, s-au cercetat natura și distribuția mineralelor de mangan și fier, de la cea mai mare adâncime posibilă pînă la suprafața scoarței, unde apar izvoarele fierbinți. În zona cu adâncimea cea mai mare, este un număr foarte redus de minerale de mangan, formate mai ales din silicati, în schimb sunt prezente mineralele de fier lipsite de mangan (magnetit, etc.). Singurul mineral de mangan care s-a găsit a fost franklinitul —  $(\text{Zn}, \text{Mn})\text{Fe}_2\text{O}_4$  — la zăcămîntul Franklin din New Jersey (S.U.A.). În următoarea zonă (mezotermală), apare manganosideritul, cu raportul  $\text{Fe}/\text{Mn} = 3/1$  și rareori se întîlnesc minerale de mangan fără fier. În zona de suprafață și rece (epitermală) apar mineralele de mangan fără fier. Prin urmare, se observă tendința mineralelor de fier, de a precipita în izvoarele mai adânci, iar cele de mangan la suprafață. Analiza chimică a 860 de ape termale din Japonia, arată că manganul depășește fierul, iar acumulările lenticulare de mangan, localizate în apropierea izvoarelor termale active de pe insula Hokkaido, indică cantități ridicate de mangan lipsite de fier. Așa dar, separarea manganului de fier, are loc începînd din vatra vulcanică și este controlată de regimul de temperatură a vetrelor vulcanice și a hidrotermelor; interacțiunea hidrotermelor cu apa de mare, avînd o importanță secundară.

În cazul zăcămîntului de la Dealul Rusului, minereul conține cantități apreciabile de fier. O separare a manganului de fier, s-a produs în caz contrar, conținutul de fier ar trebui să fie cel puțin egal cu cel de mangan, însă a fost o separare parțială. Faptul s-ar putea explica prin aceea că, hidrotermele să fi avut un interval mic de variație a eH-ului și atunci este normal, ca separarea să fie foarte îngreunată. Deci separarea manganului



de fier, s-a realizat în interiorul vetreriei vulcanice și este de mică ampoloare. Din momentul în care hidrotermele, au venit în contact cu apa marină, probabil că traseul parcurs de soluțiile ce purtau cele două metale — de la vatra vulcanică pînă la locul de depunere — n-a prezentat sectoare cu variații pregnante ale eH-pH-ului, pentru a cauza separarea în timpul transportului.

### Analizele termice diferențiale

Cele nouă probe supuse analizei termice diferențiale, au fost colectate de la orizontul 1159 (șase probe) și orizontul 1209 (trei probe). Curbele obținute se pot vedea în fig. 25. Din cele nouă curbe, una singură și

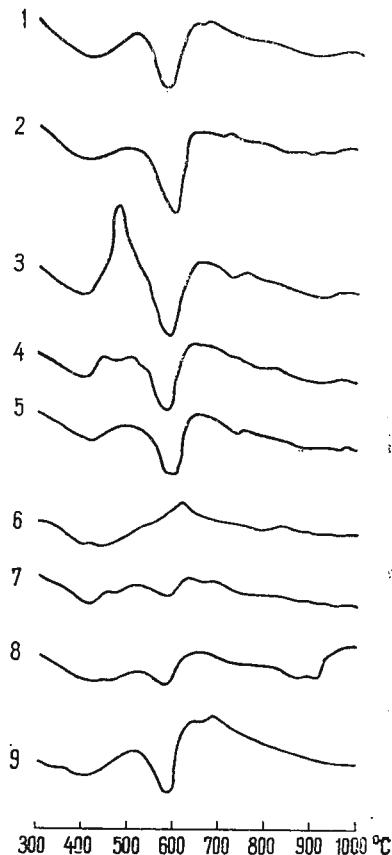


Fig. 25. — Curbele termice diferențiale ale minereului de mangan de la Dealul Rusului.  
Courbes termiques différentielles du minéral de manganèse de Dealul Rusului.

anume curba 6, nu este reprezentativă, probabil din cauza suprapunerii efectelor endoterme cu cele exoterme. În rest, la toate curbele se observă foarte clar, un efect endoterm în jurul temperaturii de  $600^{\circ}\text{C}$ , ceea ce arată prezența în probe a rodocrozitului. Din literatură se cunoaște, că pe curba termică a rodocrozitului, apare la  $580^{\circ}\text{C}$ – $610^{\circ}\text{C}$ , un efect endoterm foarte net, cauzat de descompunerea carbonatului de mangan și degajarea bioxidului de carbon. În cazul în care manganul, este substituit de calciu sau de magneziu, temperatura efectului endoterm se mărește în raport cu cantitatea ionilor de calciu bivalent, respectiv de magneziu bivalent (Treiber, 1967). Curbele 1, 5, 8, 9, se caracterizează prin efecte endotermice, ilstrate prin vîrfuri mai lățite, față de restul curbelor; aceasta probabil din cauza prezenței sideritului, în mică cantitate alături de rodocrozit. La curbele 2 și 9, se mai înregistrează cîte un efect exoterm, ce-i drept nu tocmai bine evidențiat, în jurul temperaturii de  $700^{\circ}\text{C}$ , ceea ce arată că eventual o mică parte din manganul bivalent s-a oxidat. Efectele exoterme nu au apărut la celelalte curbe, iar la cele la care au apărut sunt necaracteristice pentru oxidarea manganului, deoarece instalația nu a permis pătrunderea aerului atmosferic, și deci oxigenul a fost absent. Ceea ce trebuie remarcat, este faptul că în afară de efectul endoterm, caracteristic rodocrozitului, în intervalul  $600$ – $1.000^{\circ}\text{C}$ , nu se mai înregistrează nici un alt efect endotermic. Calcitul, deși este prezent conform analizelor chimice, este în cantitate prea mică, pentru a da efectul său caracteristic între  $800$ – $900^{\circ}\text{C}$ . Rodocrozitul cel mai pur, este prezent în proba corespunzătoare curbei 2; efectul endoterm este redat printr-un pic ascuțit și net. În concluzie, analiza termodiferențială, indică prezența rodocrozitului în toate probele de minereu (cu mici excepții); chiar acolo unde macroscopic s-ar părea că, carbonatul de mangan este absent. Este încă o dovedă, că rodocrozitul este foarte intim asociat cu rodonitul și cu ceilalți silicați de mangan.

#### STUDIU CHIMIC ȘI MINERALOGIC AL MINERALELOR DE MANGAN

În urma observațiilor macroscopice și microscopice, se poate constata că minereul de mangan, din zăcămîntul de la Dealul Rusului, are următoarea compoziție mineralologică: rodonit, rodocrozit (aceste două minerale într-o proporție foarte mare), cărora li se asociază în cantități mai mici piroxmangit, spessartin, dannemorit, knebelit și tefroit. Ca minerale fără mangan: cuart, calcit, siderit, azbest.

**Rodocrozitul.** Formula generală a rodocrozitului este  $\text{MnCO}_3$ , cu toate că el conține întotdeauna cantități variabile de Fe, Ca, Mg. Cind



rodocrozitul are pînă la 20%  $\text{FeCO}_3$  se numește ponit, iar pentru cazul cînd Mn este egal cu Fe, se folosește denumirea de manganosiderit. Macroscopic, este de culoare roz și cenușie, cîteodată întîlnindu-se ambele culori sub formă de benzi, alternînd pe distanțe de ordinul milimetrelor și determinînd o textură rubanată a minereului. Microscopic, rodocrozitul se prezintă sub formă de granule cu contur neregulat (planșele : II, III, IV, V, VII), de culoare cenușie, roz, prezentînd frecvent macle polisintetice. În el sînt incluse numeroase incluziuni de cuart, spessartin și uneori magnetit. Am analizat chimic șapte probe de carbonați de mangan (în prealabil probele au fost purificate), rezultatele obținute sînt cele din tabelul 28.

TABELUL 28

*Compoziția chimică a carbonaților de mangan de la Dealul Rusului*

Oxizi %	Probele analizate						
	20	12	88	9	281	285	21
$\text{Al}_2\text{O}_3$	—	0,42	0,60	—	0,19	—	0,25
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,08	0,25	1,05	1,10	0,80	1,33	0,96
FeO	1,85	3,32	2,15	2,51	2,32	3,02	1,38
MnO	35,40	51,71	49,06	53,70	53,11	50,14	32,15
CaO	19,19	2,52	4,18	2,30	2,51	2,69	22,69
MgO	2,30	1,80	2,40	0,90	1,43	1,91	3,16
$\text{CO}_2$	40,52	39,35	39,02	40,09	39,20	41,11	38,59
Total	99,34	98,97	98,48	100,60	99,56	100,20	99,18

Din datele analizelor chimice, am calculat formulele cristalo-chimice ale rodocrozitului de la Dealul Rusului (tabelul 29). În prezența lucrare, noi am utilizat și o metodă nouă de reprezentare grafică, bazată pe compozită chimică

TABELUL 29

*Formulele cristalo-chimice ale rodocrozitului de la Dealul Rusului*

Nr. probei	Formula
20	$(\text{Mn}_{0,542} \text{Fe}_{0,029} \text{Ca}_{0,372} \text{Mg}_{0,062})_{1,005} \text{C}_{1,000} \text{O}_{3,006}$
12	$(\text{Mn}_{0,825} \text{Fe}_{0,055} \text{Ca}_{0,051} \text{Mg}_{0,051})_{0,982} \text{C}_{1,000} \text{O}_{2,973}$
88	$(\text{Mn}_{0,770} \text{Fe}_{0,043} \text{Ca}_{0,085} \text{Mg}_{0,067})_{0,970} \text{C}_{1,000} \text{O}_{2,960}$
9	$(\text{Mn}_{0,830} \text{Fe}_{0,054} \text{Ca}_{0,045} \text{Mg}_{0,027})_{0,956} \text{C}_{1,000} \text{O}_{2,957}$
281	$(\text{Mn}_{0,840} \text{Fe}_{0,005} \text{Ca}_{0,049} \text{Mg}_{0,041})_{0,935} \text{C}_{1,000} \text{O}_{2,981}$
285	$(\text{Mn}_{0,756} \text{Fe}_{0,049} \text{Ca}_{0,051} \text{Mg}_{0,050})_{0,906} \text{C}_{1,000} \text{O}_{2,966}$
21	$(\text{Mn}_{0,519} \text{Fe}_{0,055} \text{Ca}_{0,464} \text{Mg}_{0,091})_{1,129} \text{C}_{1,000} \text{O}_{3,124}$



a mineralelor de mangan din grupul rodocrozitului. Metoda are la bază, posibilitatea reprezentării grafice, în plan, printr-un singur punct, într-un tetraedru, a unui sistem cu patru compoziții. Din punct de vedere matematic, această problemă (a reprezentării grafice în plan, printr-un singur punct a unui sistem cu patru compoziții), a fost rezolvată de R i m e r (1968). Deoarece, din analizele chimice efectuate asupra probelor de rodocrozit, reiese că sunt patru compoziții principali, care determină compoziția chimică a acestuia ( $MnCO_3$ ,  $FeCO_3$ ,  $CaCO_3$  și  $MgCO_3$ ), ne-am pus întrebarea, dacă nu s-ar putea delimita într-un astfel de tetraedru, cimpurile anumitor minerale, în compozitia cărora intră cei patru compoziții în diferite proporții. Prin urmare, am aplicat tetraedrul de reprezentare grafică al lui R i m e r, la compozitia chimică a mineralelor de mangan, bazindu-ne pe următoarele argumente: a) cele patru elemente chimice ( $Mn$ ,  $Fe$ ,  $Mg$ ,  $Ca$ ), se găsesc în general împreună și se pot înlocui unele pe altele în anumite proporții; b) analizele chimice ale mineralelor de mangan din grupul rodocrozitului, arată că:  $MnCO_3\%$  +  $FeCO_3\%$  +  $CaCO_3\%$  +

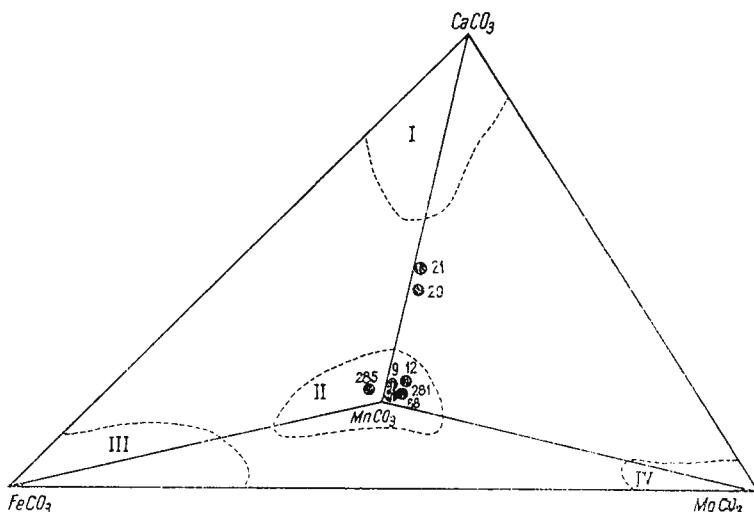


Fig. 26.—Cimpurile corespunzătoare calcitului, rodocrozitului, magnezitului și sideritului, în funcție de compozitia lor chimică, în sistemul:  $MnCO_3\% + FeCO_3\% + MgCO_3\% + CaCO_3\% = 100\%$ . I = cimpul calcitului; II = cimpul rodocrozitului; III = cimpul sideritului; IV = cimpul magnezitului.

Domaines correspondants à la calcite, à la rhodochrosite, à la magnésite, et à la sidérite, en fonction de leur composition chimique, dans le système :  $MnCO_3\% + FeCO_3\% + MgCO_3\% + CaCO_3\% = 100\%$ . I = domaine de la calcite ; II = domaine de la rhodochrosite ; III = domaine de la sidérite ; IV = domaine de la magnésite.

$+ \text{MgCO}_3\% = 100\%$ . Deci putem trece în fiecare colț al tetraedrului cîte unul din cei patru compoziții (colțul respectiv reprezentînd 100% din componentul scris acolo). Utilizînd analize chimice din literatură, efectuate asupra : calcitului, rodocrozitului, sideritului și magnezitului, am individualizat în cadrul tetraedrului, patru cîmpuri, caracteristice mineralelor enumerate, funcție de compoziția lor chimică (fig. 26). Am exprimat apoi compoziția chimică a probelor analizate de noi, sub formă de carbonați (tabelul 30) și le-am proiectat în tetraedru. După cum se observă, cinci

TABELUL 30

*Compoziția procentuală a celor patru carbonați, care intră în compoziția rodocrozitului*

Carbonați %	Probele analizate						
	20	12	88	9	281	285	21
MnCO <sub>3</sub>	57,53	85,43	82,14	89,06	88,24	86,03	50,86
FeCO <sub>3</sub>	3,23	6,11	7,62	4,79	4,06	4,59	2,86
CaCO <sub>3</sub>	34,39	4,59	5,09	4,21	4,62	5,08	39,78
MgCO <sub>3</sub>	4,85	3,87	5,15	1,94	3,08	4,30	6,50
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

din cele șapte probe (9, 12, 87, 281, 285), se încadrează în cîmpul rodocrozitului, iar două dintre ele (20 și 21) în afara cîmpului. Cele două probe se situează în afara cîmpului, datorită conținutului mai ridicat în CaCO<sub>3</sub>. Pe diagramă, din lipsă de analize în literatură, nu am figurat cîmpul ponitului. Este adevărat, că B u t u r e a n u (1909) a stabilit compoziția chimică a ponitului sub forma  $_{5}\text{MnCO}_3 + \text{FeCO}_3$ , iar odată cu regăsirea ponitului și în alte regiuni, afară de Broșteni, s-a ajuns la concluzia actuală că ponitul ar avea forma generală :  $_{4}\text{MnCO}_3 + \text{FeCO}_3$ , fiind termen intermediar în seria siderit—rodocrozit, însă nu am găsit suficiente analize chimice complete, pentru a putea individualiza cîmpul corespunzător pe diagramă. Proba 12, care are un conținut mai ridicat de FeCO<sub>3</sub>, am putea-o eventual, considera că face parte din grupa ponitelor, și în acest caz ar însemna ca parțial, cîmpul rodocrozitului s-ar suprapune peste cîmpul ponitului. Prin urmare, din cele șapte probe analizate de noi, patru probe sănt rodocrozit, o probă este ponit, iar două probe, din cauza procentului ridicat de CaCO<sub>3</sub> le-am putea denumi manganocalcit.

**Rodonitul.** Rodonitul—(Mn, Fe, Ca)SiO<sub>3</sub>, bustamitul—(Ca, Mn) Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> și piroxmangitul—(Ca, Mn) (Fe, Mg)Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, sănt trei termeni manganiferi, de forma R''SiO<sub>3</sub>, care au chimism apropiat cu piroxenii, dar au particu-



laritați structurale deosebite. Datorită faptului că valorile elementelor optice sunt variabile, identificarea lor prezintă mari dificultăți. Rădulescu (1955), a arătat că rezultate bune se pot obține proiectînd valorile caracteristicilor optice, ale celor trei minerale într-o diagramă alcătuită de Sunius. Datele chimice și structurale, arată că între rodonit și bustamit, nu există izomorfism; rodonitul nu poate avea mai mult de 20% CaSiO<sub>3</sub>, sub aspectul soluțiilor solide. Astfel că Liebaly et al. (1958), au dat următoarea formulă pentru rodonit: (Mn, Mg)<sub>1-x</sub>Ca<sub>x</sub>SiO<sub>3</sub>, în care  $0 < x < 0,2$ .

În minereul de mangan de la Dealul Rusului, rodonitul are culoarea roz și alături de rodocrozit, formează masa principală a minereului. Se prezintă sub formă de cristale și granule cu contur neregulat, are relief pozitiv pronunțat, clivaj după două direcții și culori vii de birefringență. Unghiul axelor optice este cuprins între 65°–80°. De multe ori în masa rodonitului apare spessartinul, sub formă de cristale idiomorfe. Pentru a stabili compoziția chimică a rodonitului de la Dealul Rusului, am efectuat un număr de trei analize chimice complete (în prealabil probele au fost purificate). Rezultatele analizelor chimice sunt date în tabelul 31, iar în tabelul 32, am calculat compoziția procentuală a celor patru silicați,

TABELUL 31  
*Compoziția chimică a probelor de rodonit*

Oxizi %	Proba 17	Proba 71	Proba 260
SiO <sub>2</sub>	46,30	47,35	45,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,11	0,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,41	1,90
FeO	6,50	5,30	4,35
MnO	36,18	40,43	39,20
MgO	1,60	2,31	2,92
CaO	8,58	4,21	5,43
Total	99,56	99,92	98,32

care ar putea exista, conform compoziției chimice. Arătam mai sus, că deși cei trei silicați manganiferi (rodonitul, bustamitul și piroxmangitul), nu sunt izomorfi, se caracterizează totuși printr-un chimism foarte apropiat. Pentru deoseberea celor trei silicați se utilizează caracterele lor optice și analizele chimice. Adică, în mod practic, din eșantion se ia o mică porțiune din care se confectionează o secțiune microscopică, și dacă prin studiul ei

se constată că porțiunea este monominerală, din același loc se ia o altă porțiune pentru analiza chimică. Se obține rezultatul analizei chimice, pe care comparîndu-l cu cele din literatură, ne ajută la definitivarea completă

TABELUL 32

*Compoziția procentuală a celor patru silicati, care intră în compoziția rodonitului*

Silicatul %	Proba 17	Proba 71	Proba 260
MnSiO <sub>3</sub>	65,61	74,51	72,71
FeSiO <sub>3</sub>	12,52	11,98	8,64
MgSiO <sub>3</sub>	4,07	5,77	7,34
CaSiO <sub>3</sub>	17,80	8,72	11,31
Total	100,00	100,00	100,00

TABELUL 33

*Formulele cristalochimice, ale rodonitului de la Dealul Rusului*

Proba	Formula
17	(Fe <sup>3+</sup> <sub>0,031</sub> Mg <sub>0,308</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0,682</sub> Ca <sub>1,177</sub> Mn <sub>3,915</sub> ) <sub>6,123</sub> (Si <sub>5,931</sub> O <sub>18,000</sub> )
71	(Fe <sup>3+</sup> <sub>0,030</sub> Mg <sub>0,443</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0,565</sub> Ca <sub>0,573</sub> Mn <sub>4,345</sub> ) <sub>5,971</sub> (Si <sub>6,001</sub> O <sub>18,000</sub> )
260	(Fe <sup>3+</sup> <sub>0,185</sub> Mg <sub>0,563</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0,463</sub> Ca <sub>0,748</sub> Mn <sub>4,257</sub> ) <sub>6,216</sub> (Si <sub>5,799</sub> Al <sub>0,062</sub> O <sub>18,000</sub> )

a mineralului. Deoarece, din analizele efectuate de noi, asupra probelor de rodonit, reiese că sînt patru componenți principali, care determină compoziția chimică a acestui mineral (MnSiO<sub>3</sub>, FeSiO<sub>3</sub>, MgSiO<sub>3</sub>, CaSiO<sub>3</sub>), ne-am pus întrebarea, dacă nu s-ar putea utiliza și aici tetraedrul de reprezentare grafică a unui sistem cu patru componenți, pe care l-am folosit în cazul mineralelor din grupul rodocrozitului. Prin urmare, am aplicat și aici tetraedrul de reprezentare grafică, bazîndu-ne pe următorul raționament : a) cele patru elemente chimice (Mn, Fe, Ca, Mg), se găsesc împreună în mineralele din grupul rodonitului și se pot înlocui unele pe altele în anumite proporții ; b) analizele chimice ale mineralelor de mangan din grupul rodonitului, arată că MnSiO<sub>3</sub>% + FeSiO<sub>3</sub>% + CaSiO<sub>3</sub>% + MgSiO<sub>3</sub>% = 100 %. Deci putem trece în fiecare colț al tetraedrului cîte unul din cei patru componenți. Utilizînd analize chimice din literatură, efectuate asupra wollastonitului, bustamitului, rodonitului, piroxmangitului și seriei enstatit-ferosilitului,



am individualizat în cadrul tetraedrului cinci cimpuri caracteristice minereelor enumerate, în funcție de compoziția lor chimică. După cum se observă din fig. 27, probele 17, 71 și 260, analizate de noi din zăcămîntul de la

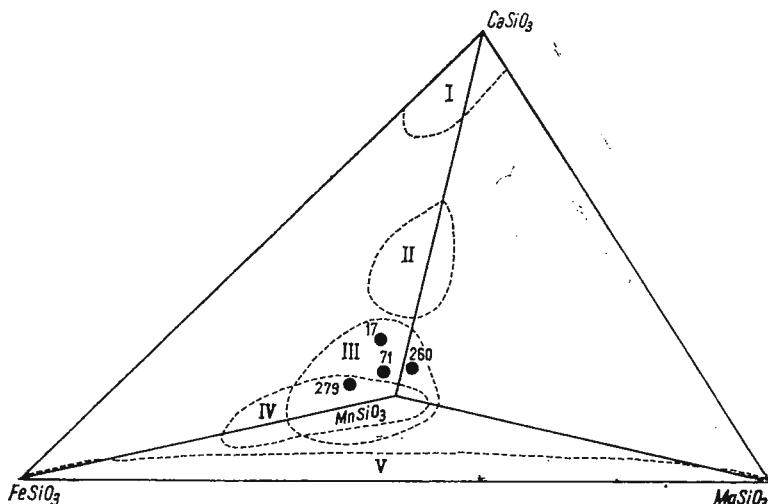


Fig. 27. — Cimpurile corespunzătoare wolastonitului, bustamitului, rodonitului, piroxmangitului și enstatit-ferosilitului, în funcție de compoziția lor chimică, în sistemul:  $MnSiO_3\% + FeSiO_3\% + MgSiO_3\% + CaSiO_3\% = 100\%$ . I = cimpul wollastonitului; II = cimpul bustamitului; III = cimpul rodonitului; IV = cimpul piroxmangitului; V = cimpul enstatit-ferosilitului.

Domaines correspondants à la wollastonite, au bustamite, à la rhodonite, au pyroxmangite et à l'enstatite—ferosilite, en fonction de leur composition chimique, dans le système :  $MnSiO_3\% + FeSiO_3\% + MgSiO_3\% + CaSiO_3\% = 100\%$ . I = domaine de la wollastonite ; II = domaine du bustamite ; III = domaine de la rhodonite ; IV = domaine du pyroxmangite ; V = domaine de l'enstatite—ferosilite.

Dealul Rusului, se proiectează clar în cimpul corespunzător rodonitului. În urma analizelor chimice, am calculat formulele cristalochimice ale celor trei probe de rodonit (tabelul 33).

**Piroxmangitul.** Piroxmangitul este un mineral tipic, pentru zăcămintele feromanganooase metamorfice, cu formula generală  $(Mn, Ca)(Fe, Mg)Si_2O_6$ . Deși compoziția chimică este asemănătoare cu a rodonitului, se constată un conținut mai scăzut de  $CaO$ , decât la rodonit. (Dacă în structura rodonitului calciul poate substitui  $1/5$  din cationi, în structura piroxmangitului, calciul nu poate substitui mai mult de  $1/7$  din cationi).

Macroscopic, nu se poate deosebi de rodonit. La microscop, apare sub formă de cristale prismatice, cu clivaj perfect (planșele II, III), fiind răspândit în masa rodonitului. Are culori vii de birefringență și relief pronunțat. Ceea ce-l deosebește de rodonit sunt culorile de birefringență și mai ales mărimea unghiului axelor optice, care măsurate la masa universală au dat valori cuprinse între  $30^{\circ}$ – $45^{\circ}$ . O analiză chimică, efectuată pe o probă de piroxmangit de la Dealul Rusului, a dat următoarea compoziție chimică (proba 279) :  $\text{SiO}_2 = 47,33\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,41\%$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,38\%$ ;  $\text{FeO} = 11,05$ ;  $\text{MnO} = 34,21\%$ ;  $\text{MgO} = 1,80$ ;  $\text{CaO} = 4,72\%$ ;  $\text{H}_2\text{O} = 0,12\%$ . Această analiză chimică duce la următoarea formulă cristalochimică, a piroxmangitului :  $(\text{Fe}_{0,080}^{3+} \text{Mg}_{0,344} \text{Fe}_{1,08}^{2+} \text{Ca}_{0,641} \text{Mn}_{3,680})_{5,863} (\text{Si}_{6,015} \text{O}_{18,000})$ . Și această analiză am proiectat-o în diagrama din fig. 24. Pentru aceasta am exprimat compoziția chimică sub formă de silicați și am obținut valorile :  $\text{MnSiO}_3 = 64,24\%$ ;  $\text{FeSiO}_3 = 21,24\%$ ;  $\text{CaSiO}_3 = 9,94\%$ ;  $\text{MgSiO}_3 = 4,58\%$ . După cum se observă din diagrama din fig. 27, proba analizată (279), se înscrie în cîmpul piroxmangitului.

**Spessartinul.** Spessartinul apare (subordonat în masa rodonitului sau rodocrozitului), sub formă de cristale idiomorfe, sau sub formă de granule mici (0,02 mm, rareori 2 mm). Are culoarea brună-gri, iar în secțiuni subțiri este incolor și izotrop (planșele I, II și IV). Spessartinul, este un mineral characteristic faciesului șisturilor verzi și are formula generală :  $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ . Din zăcămîntul de la Dealul Rusului, de la orizontul 1159, am colectat două probe de granați, pe care i-am analizat complet. Rezultatele analizelor sunt date în tabelul 34. Din compoziția chimică a probelor de granați analizate am calculat compoziția normativă a granațiilor

TABELUL 34  
*Compoziția chimică a spessartinului*

Oxizi %	Proba G <sub>2</sub>	Proba G <sub>1000</sub>
$\text{SiO}_2$	40,18	38,55
$\text{Al}_2\text{O}_3$	22,05	20,15
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,50	0,82
$\text{FeO}$	3,60	2,90
$\text{MnO}$	29,29	33,34
$\text{MgO}$	1,42	0,95
$\text{CaO}$	2,44	3,05
Total	99,48	99,76



(tabelul 35). La calcul a rămas un rest de 4,28 % și respectiv 11,64 %, rest compus în cea mai mare parte din  $\text{SiO}_2$  (și puțin  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Aceasta se datorează incluziunilor de cuarț pe care le aveau granații supuși analizei,

TABELUL 35

*Compoziția normativă a granaților din minereul de mangan de la Dealul Rusului*

Granatul %	Proba G <sub>2</sub>	Proba G <sub>1.000</sub>
Pirop	6,54	4,01
Almandin	9,29	6,85
Spessartin	76,13	79,86
Andradit	1,68	2,61
Grossular	6,36	6,67
Total	100,00	100,00

cît și posibilităților limitate de purificare a lor. După corecția amintită (datorită resturilor de  $\text{SiO}_2$  și  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), am calculat compoziția chimică, ideală, a granaților analizați (tabelul 36). După cum se poate observa din tabelul

TABELUL 36

*Compoziția chimică ideală a granaților analizați*

Oxizi %	Proba G <sub>2</sub>	Proba G <sub>1.000</sub>
$\text{SiO}_2$	34,86	36,28
$\text{Al}_2\text{O}_3$	22,04	20,62
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,58	0,86
FeO	4,18	3,04
MnO	33,98	34,97
MgO	1,65	1,00
CaO	2,83	3,20
Total	100,12	99,97

35, compoziția normativă a granaților de la Dealul Rusului, indică prezența spessartinului într-o proporție mai mare de 75 %, ceea ce ne îndreptățește să considerăm granații respectivi ca fiind spessartin. Analizele chimice au condus la formulele cristalochimice din tabelul 37 (calculate pentru 24 atomi de oxigen).



TABELUL 37  
*Formulele cristalochimice ale spessartinului*

Proba	Formula
G <sub>2</sub>	(Mn <sub>4,680</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0,370</sub> Mg <sub>0,401</sub> Ca <sub>0,499</sub> ) <sub>6,160</sub> (Al <sub>3,920</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0,078</sub> ) <sub>3,998</sub> (Si <sub>5,689</sub> Al <sub>0,311</sub> O <sub>24,000</sub> )
G <sub>1,000</sub>	(Mn <sub>4,828</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0,411</sub> Mg <sub>0,215</sub> Ca <sub>0,558</sub> ) <sub>6,012</sub> (Al <sub>3,880</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0,117</sub> ) <sub>3,997</sub> (Si <sub>5,924</sub> Al <sub>0,076</sub> O <sub>24,000</sub> )

**Dannemoritul.** Este un amfibol din seria grünerit—Fe<sub>7</sub>(OH)<sub>2</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub> kupfferit—Mg<sub>7</sub>(OH)<sub>2</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>, în care Fe și Mg sunt parțial înlocuiți de mangan. Macroscopic, se aseamănă cu azbestul (având culoarea ceva mai închisă), cu care apare de altfel intim asociat. Microscopic, este incolor, cu aspect fibros și contur neregulat. Are relief ridicat, culori vii de birefringență și prezintă clivaj bun, iar unele cristale sunt maclate polisintetice (planșele V și VI). S-a văzut (1932), ocupându-se de dannemoritul de la Șarul Dornei, îl consideră un mineral de mangan format în mod secundar, în urma reacției dintre knebelit și cuart: SiO<sub>4</sub>Mn<sub>2</sub> + SiO<sub>2</sub> = <sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>Mn, ca urmare a faptului că există, în roca primară o cantitate mai ridicată de magneziu. Același autor, efectuează o analiză chimică, în urma căreia dă următoarea formulă pentru dannemoritul de la Șarul Dornei: (Mn, Fe, Mg, H)SiO<sub>3</sub>. În cadrul corpului de minereu de mangan nr. 2, de la Dealul Rusului, dannemoritul are o frecvență relativ mică, cele mai mari cantități sunt acolo unde apare și azbestul. Intima asociere a dannemoritului cu celelalte minerale de mangan, iar în unele locuri cu azbestul, ne-a împiedicat să facem o analiză chimică a acestui mineral.

**Knebelitul.** Knebelitul, este o olivină manganiferă, cu formula generală: (Fe, Mn)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>, și este un mineral prezent aproape în toate zăcămintele feromanganoase. Knebelitul (la fel ca și tefroitul, de care se deosebește prin conținutul mai ridicat în fier), se consideră că s-a format în timpul metamorfismului, din rodonit și rodocrozit, conform reacției: MnSiO<sub>3</sub> + MnCO<sub>3</sub> = = Mn<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> + CO<sub>2</sub>. Este de culoare cenușie, iar în secțiuni subțiri, gălbui; se deosebește de rodonit prin faptul că are o singură direcție de clivaj. În cadrul zăcămintului de la Dealul Rusului, frecvența sa este redusă. Posibilitățile de a-l separa de celelalte minerale sunt minime, aşa că o eventuală analiză chimică nu am putut efectua.

**Tefroitul.** Se întâlnește alături de knebelit în toate zăcămintele feromanganoase. Este ultimul termen din seria olivinelor manganifere, cu



formula  $Mn_2SiO_4$ . Reacția prin care se formează tefroitul este dată mai sus. În condițiile unui metamorfism de grad mai înalt și în prezență bustamitului și calcitului, tefroitul se transformă în glaucochroit conform reacției :  $CaMnSi_2O_6 + Mn_2SiO_4 + 2CaCO_3 = CaMnSiO_4 + 2CO_2$ . Reacția este reversibilă, și în cazul în care nu este totală, se întâlnesc toate cele patru minerale (zăcămîntul Franklin din S.U.A.). În zăcămîntul de la Dealul Rusului, tefroitul nu se poate identifica macroscopic, ci numai la microscop, unde se prezintă sub formă de lamele granulare, culoarea și forma semănînd cu a knebelitului. Frecvența sa este foarte scăzută.

#### PARTICULARITĂȚILE GEOCHIMICE ALE ZĂCĂMÎNTULUI

Geneza zăcămîntelor de minereuri de mangan este multiplă, însă fiecare tip genetic se caracterizează prin particularitățile sale geochimice. Astfel minereurile tipic sedimentare, atât cele marine cât și cele oceanice, după spectrele lor geochimice, se repetă unele pe altele, dar se deosebesc net de minereurile de origine vulcanogen-sedimentară. Aspectul geochimic al zăcămîntelor de mangan de origine vulcanogen-sedimentară, se caracterizează prin trei particularități (Strahov et al., 1968) : a) Variația continuă a raportului dintre mangan și fier, și a microelementelor. Conținuturile microelementelor sunt scăzute, iar uneori variază puternic chiar în cadrul lentilelor unui singur zăcămînt; b) În majoritatea zăcămîntelor de mangan de origine vulcanogen-sedimentară, se constată conținuturi ridicate în Cu, Pb, Zn, W, Ba, Ge (întreaga familie de elemente sau numai o parte din ele) și conținuturi reduse sau foarte reduse de Co și mai ales de Ni; c) Asocierea de regulă a manganului cu silicea, existînd excepții foarte puține. Menționăm și faptul că, toate zăcămîntele de origine vulcanogen-sedimentară, au caracter bimetalic și deși predomină manganul, modulul manganului în aceste zăcămînte este cuprins între 1,52 și 3,38.

**Modulul manganului.** Atât fierul cât și manganul trec în soluție la un potențial redox scăzut și sunt precipitate la unul ridicat. În sedimentele carbonatate manganul se poate îmbogăți în raport cu fierul; aceasta datorită înlocuirii diadochice a  $Ca^{2+}$  prin  $Mn^{2+}$ , înlocuire ce se face mult mai ușor (datorită razelor ionice foarte apropiate a  $Ca^{2+}$  și  $Mn^{2+}$ ), comparativ cu înlocuirea  $Ca^{2+}$  prin  $Fe^{2+}$ . În condiții oxidante  $Fe^{2+}$  este oxidat la  $Fe^{3+}$ , iar  $Mn^{2+}$  trece în  $Mn^{4+}$ .  $Fe(OH)_3$  este slab bazic, pe cînd  $Mn(OH)_4$  este slab acid. Hidrosolul de  $Fe(OH)_3$  este pozitiv, iar hidrosolul de  $Mn(OH)_4$  este negativ. Dacă cei doi hidrosoli vin în contact unul cu altul, încărcările lor sunt neutralizate și ei flocalează împreună. Astfel se formează amestecurile de hidroxizi (Ranckama și Sahama, 1954). Modulul manganului,



constituie una din caracteristicile unui zăcămînt de mangan, și reprezintă raportul Mn/Fe. Cînd acest raport este mai mare decît 4, zăcămîntul este considerat monometalic, iar cînd raportul este mai mic decît 4, zăcămîntul are caracter bimetalic. Utilizînd cele 245 analize puse la dispoziție de Întreprinderea Minieră din Vatra Dornei, am calculat modulul manganului pentru zăcămîntul de minereu de mangan de la Dealul Rusului, iar concluziile au fost următoarele (vezi și tabelul 38) : valorile modulului sunt cuprinse între 0,57 și 11,96, cele mai multe cazuri fiind în intervalul 2–3 (43,60 %) ; valoarea medie (modulul propriu zis), este 2,73, ceea ce arată caracterul bimetalic al zăcămîntului ; nu se constată nici o deosebire între cele două orizonturi, de la care au fost colectate probele și nici între diferite lentile din zăcămînt ; nu se remarcă nici o regularitate în secțiunile transversale pe lentilele de minereu ; avînd în vedere cele spuse mai sus, putem conchide că, după valoarea modulului (2,73 este tocmai în intervalul 1,52–3,38), zăcămîntul de minereu de mangan de la Dealul Rusului, se încadrează în grupa zăcămîntelor de origine vulcanogen-sedimentară.

TABELUL 38  
*Modulul manganului în zăcămîntul Dealul Rusului*

Valoarea minimă	Valoarea maximă	Valoarea medie	Frevența modulului % pe intervale				
			0–1	1–2	2–3	3–4	> 4
0,57	11,96	2,73	5,17	20,69	43,60	20,20	10,34

**Corelația dintre Fe, Mn și elementele urmă însotitoare.** În vederea efectuării unui studiu geochimic privind corelarea dintre elementele majore (Fe, Mn) și elementele urmă însotitoare (Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Mo, Cr, V), în minereurile de mangan, am efectuat analize pe 70 probe de minereu colectate din zăcămîntul de la Dealul Rusului (29 probe la orizontul 1159,21 probe la orizontul 1175 și 20 probe la orizontul 1209). În cadrul zăcămîntelor de mangan, parageneza de elemente urmă însotitoare a Mn și Fe este următoarea : Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Mo și Fe, Cr, V ; parageneza ce apare destul de firească, dacă ne gîndim că este determinată, pe de o parte de afinitatea chimică a elementelor iar pe de altă parte de dimensiunile razelor lor ionice. Privind razele lor ionice (tabelul 39), putem constata că cu excepția  $Pb^{2+}$ , a cărui rază ionică este 1,20 Å, toate celelalte elemente au razele ionice foarte apropiate de valorile razelor ionice ale Mn și Fe. Pe de altă parte, prin faptul că solurile și gelurile de  $Mn(OH)_4$  și  $MnO_2$ ,



TABELUL 39

Razele ionice ale elementelor urmă, însoțitoare ale Mn și Fe în zăcăminte de mangan

Elementul	$r_i$ Å	Elementul	$r_i$ Å	Elementul	$r_i$ Å
$\text{Co}^{2+}$	0,72	$\text{Fe}^{3+}$	0,64	$\text{Pb}^{2+}$	1,20
$\text{Co}^{3+}$	0,63	$\text{Mn}^{2+}$	0,80	$\text{Pb}^{4+}$	0,84
$\text{Cr}^{3+}$	0,63	$\text{Mn}^{3+}$	0,66	$\text{V}^{2+}$	0,88
$\text{Cr}^{6+}$	0,52	$\text{Mn}^{4+}$	0,60	$\text{V}^{3+}$	0,74
$\text{Cu}^+$	0,96	$\text{Mn}^{7+}$	0,46	$\text{V}^{4+}$	0,63
$\text{Cu}^{2+}$	0,72	$\text{Mo}^{4+}$	0,70	$\text{V}^{5+}$	0,59
$\text{Fe}^{2+}$	0,74	$\text{Mo}^{6+}$	0,62	$\text{Zn}^{2+}$	0,74
		$\text{Ni}^{2+}$	0,69		

sint încărcate cu electricitate negativă, adsorb foarte ușor cationi (lucru constatat atât prin experiențele de laborator, cît și prin analizele unor minereuri de mangan; se cunosc minereuri de mangan din mlaștini care au 2,82 %  $\text{NiO}$ , 14 %  $\text{CuO}$ , 8 %  $\text{ZnO}$ ). Arătam mai sus că modulul manganului, pentru zăcămîntul de la Dealul Rusului, este 2,73 și că zăcămîntul are caracter bimetalic. Aceasta nu este suficient pentru a caracteriza un zăcămînt din punct de vedere geochimic, după cum nu este suficient a executa un număr de analize chimice (elemente majore sau elemente urmă) și rezultatele să fie expuse în tabele. Trebuie să mergem mai departe, pentru a putea pune în evidență anumite legități, conform căror, elementele majore și elementele urmă, sint distribuite și corelate între ele; iar dacă este posibil, chiar stabilirea unor relații matematice-ecuații — care să permită calcularea conținutului unui element chimic, cind se cunoaște conținutul elementului cu care este corelat. În țara noastră, statistica matematică a fost utilizată în geologie, de către Ianovici și Dimitriu, care au calculat natura distribuției elementelor majore, în minereurile de mangan și în unele roci carbonataate. În prezentul capitol, ne-am propus, aplicînd metodele puse la dispoziție de statistica matematică la cele 70 probe analizate, să calculăm coeficienții de corelație din cadrul fiecarei parageneze de elemente urmă însoțitoare. Dacă aceștia vor avea o semnificație reală, vom stabili, după aceea, ecuația legăturilor existente. Menționăm că am prelucrat datele conform criteriului Student. Privind graficele din figurile 28—39, în care elementele majore (Fe, Mn) sint exprimate %, iar elementele urmă în  $10^{-4}\%$ , putem constata: există corelații curbilinii în cazurile Mn : Mo, Mn : Zn, Fe : V, Cu : Co, în toate celelalte cazuri corelația este liniară; există o singură corelație negativă — Mn : Fe, restul corelațiilor fiind pozitive. Calculind valorile medii ale conținutu-



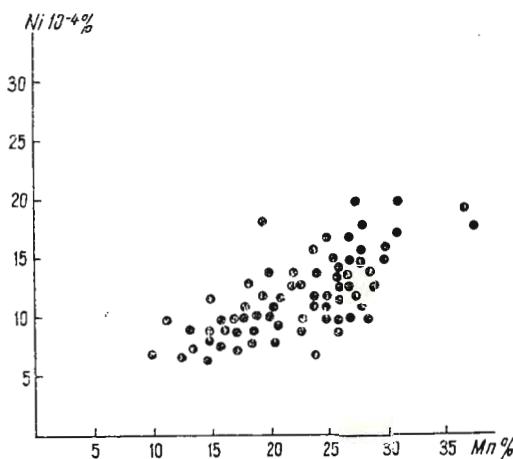


Fig. 28. — Corelația dintre mangan și nichel în zăcămîntul Dealul Rusului.

Corrélation entre le manganèse et le nickel dans le gisement de Dealul Rusului.

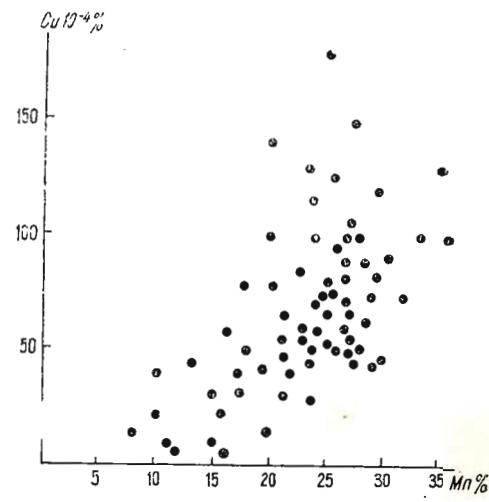


Fig. 29. — Corelația dintre mangan și cupru în zăcămîntul Dealul Rusului.

Corrélation entre le manganèse et le cuivre dans le gisement de Dealul Rusului.

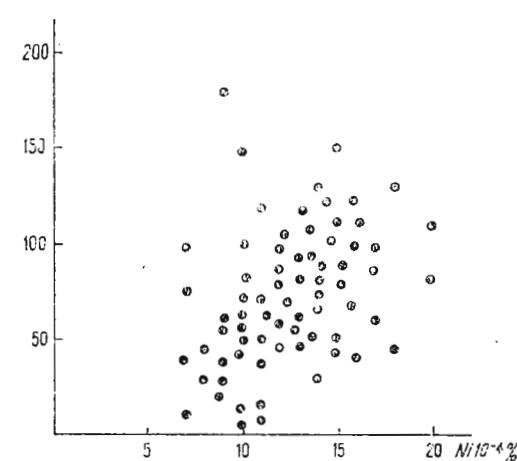


Fig. 30. — Corelația dintre nichel și cupru în zăcămîntul Dealul Rusului.

Corrélation entre le nickel et le cuivre dans le gisement de Dealul Rusului.



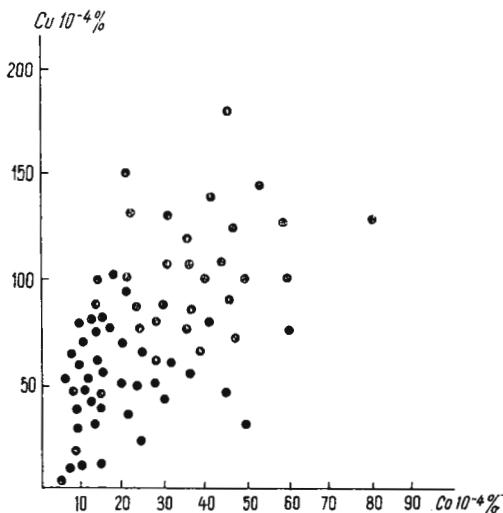


Fig. 31. — Corelația dintre cupru și cobalt în zăcămîntul Dealul Rusului.

Corrélation entre le cuivre et le cobalt dans le gisement de Dealul Rusului.

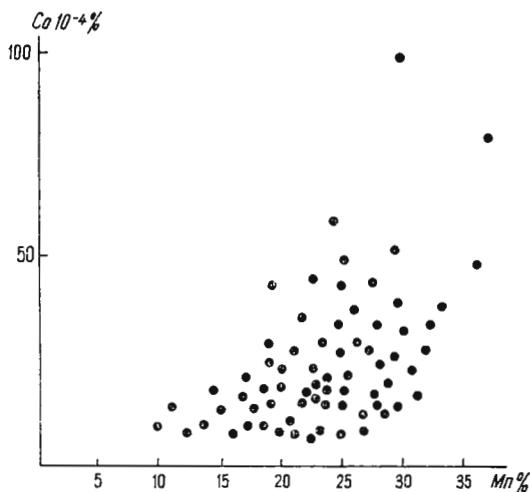
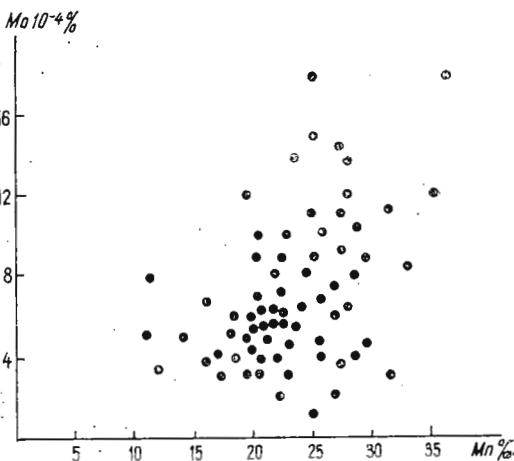


Fig. 32. — Corelația dintre mangan și cobalt în zăcămîntul Dealul Rusului.

Corrélation entre le manganèse et le cobalt dans le gisement de Dealul Rusului..

Fig. 33. — Corelația dintre mangan și molibden în zăcămîntul Dealul Rusului.

Corrélation entre le manganèse et la molybdénite dans le gisement de Dealul Rusului.



rilor elementelor, am putut evalua abaterile medii pătratice (respectiv  $S_x$  și  $S_y$ , din tabelul 40) și după aceea am calculat coeficienții de corelație (respectiv „ $r$ ”, din tabelul 40). În cazul corelației Mn :Fe, există o corela-

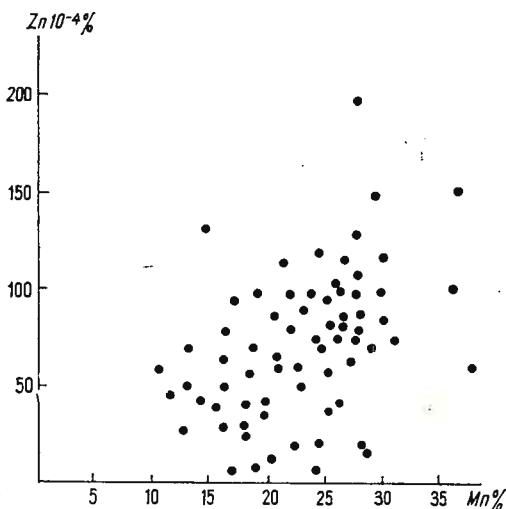


Fig. 34. — Corelația dintre mangan și zinc în zăcămîntul Dealul Rusului.

Corrélation entre le manganèse et le zinc dans le gisement de Dealul Rusului.

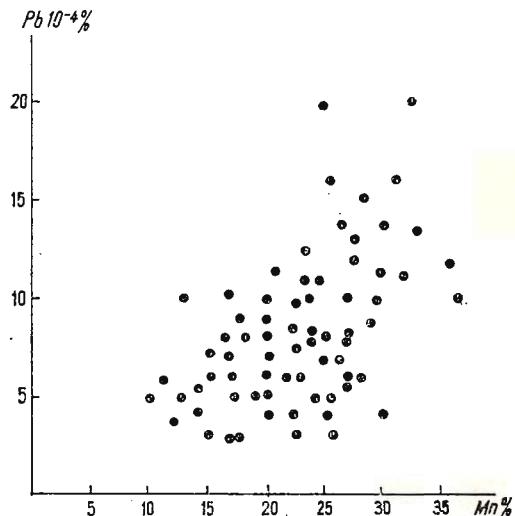


Fig. 35. — Corelația dintre mangan și plumb în zăcămîntul Dealul Rusului.

Corrélation entre le manganèse et le plomb dans le gisement de Dealul Rusului.

ție negativă, și coeficientul de corelație are valoare negativă. În toate celelalte cazuri, coeficienții de corelație au valori pozitive, ceea ce înseamnă că există un raport direct proporțional între elementele care se coreleză. Odată calculați coeficienții de corelație, trebuie să vedem ce încredere

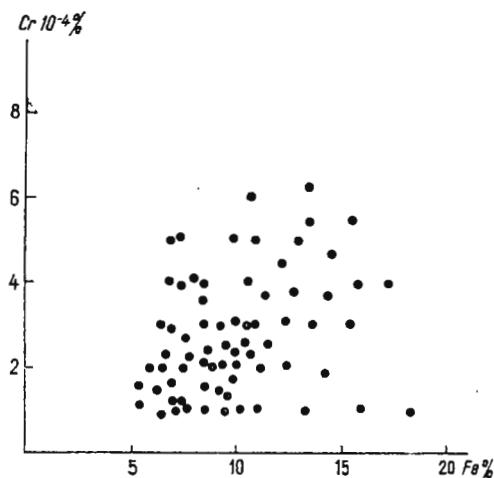


Fig. 36. — Corelația dintre fier și crom, în zăcămîntul Dealul Rusului.

Corrélation entre le fer et le chrom dans le gisement de Dealul Rusului.

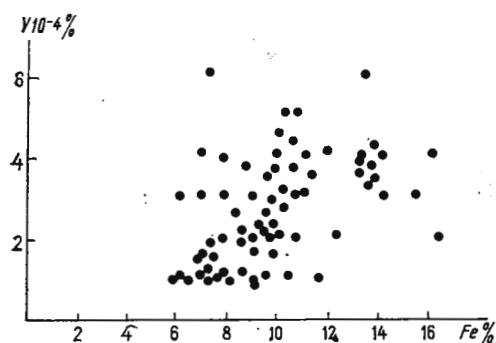
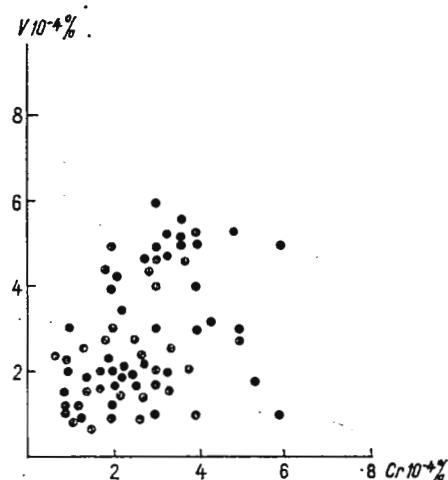


Fig. 37. — Corelația dintre fier și vanadiu, în zăcămîntul Dealul Rusului.

Correlation entre le fer et le vanadium dans le gisement de Dealul Rusului.

Fig. 38. — Corelația dintre crom și vanadiu în zăcămîntul Dealul Rusului.

Corrélation entre le chrome et le vanadium dans le gisement de Dealul Rusului.



avem în ei, adică, în sens matematic, trebuie neapărat să se verifice ipoteza de zero ( $H_0 : \rho = 0$ , în alternativa  $H_1 : \rho \neq 0$ ). În cazul că ipoteza de zero este acceptată, nu putem trage concluzii asupra prezenței funcției

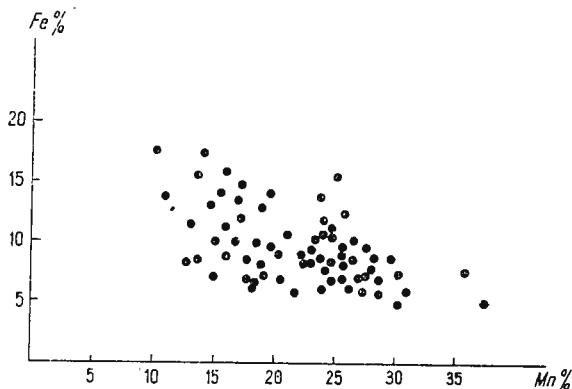


Fig. 39. — Corelația dintre mangan și fier, în zăcământul Dealul Rusului.

Corrélation entre le manganèse et le fer, dans le gisement de Dealul Rusului.

de corelație. Dacă este respinsă ipoteza de zero și este admisă alternativa  $H_1 : \rho$  diferit de zero, rezultă că, corelația este reală, și deci cele două elemente chimice sunt legate printr-o dependență de corelație. Verificarea ipotezei  $H_0 : \rho = 0$ , în alternativa  $H_1 : \rho \neq 0$ , se face utilizând relația :

$$t = \frac{|r|}{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{n-2}$$

în care  $n$  = numărul de analize,  $r$  = valoarea coeficientului de corelație;  $n - 2$  = numărul gradelor de libertate. Dacă „ $t$ ” depășește valoarea admisă  $t_{q,n-2}$  (luată din tabelele de specialitate) la nivelul de semnificație „ $q$ ” și „ $n - 2$ ” grade de libertate, atunci se admite alternativa  $H_1 : \rho \neq 0$ . În cazul zăcământului de mangan de la Dealul Rusului, cu datele specificate mai sus, sunt 68 grade de libertate, și în tabelul 40 se pot vedea valorile lui „ $t$ ” pentru fiecare pereche de elemente corelate. În tabelele de specialitate, se găsește pentru  $t_{0,001; 68}$ , valoarea 3,448. Cu cît valoarea lui „ $t$ ” calculat, este mai mare decât valoarea lui „ $t_{q,n-2}$ ”, luat din tabele, cu atât coeficientul de corelație calculat, prezintă mai mare încredere. Cea mai mare diferență este în cazul corelației Mn :Ni, unde  $t = 10,535$ . Semnificație reală nu au coeficienții de corelație dintre Cu :Co și Mn :Fe, încredere mai mică sugerează coeficienții de corelație Fe :Cr,

TABELUL 40

*Parametri corelației dintre mangan, fier și elementele urmă însoțitoare*

Elementele care se corelează	$S_x$	$S_y$	r	q	$t_{q,n-2}$	t	$t - t_{q,n-2}$
Nn :Ni	5,76	3,22	+0,787	0,001	3,448	10,535	+7,087
Mn :Cu	5,76	38,71	+0,511	"	"	4,906	+1,458
Mn :Fe	5,76	2,74	-0,204	"	"	1,719	-1,729
Mn :Mo	5,76	4,12	+0,487	"	"	4,605	+1,157
Mn :Co	5,76	20,12	+0,455	"	"	4,216	+0,768
Mn :Zn	5,76	37,13	+0,476	"	"	4,465	+1,017
Mn :Pb	5,76	4,62	+0,461	"	"	4,285	+0,837
Ni :Cu	3,22	38,71	+0,417	"	"	3,795	+0,347
Cu :Co	38,71	20,12	+0,356	"	"	3,148	-0,300
Fe :V	2,74	1,34	+0,513	"	"	4,931	+1,483
Fe :Cr	2,74	1,38	+0,388	"	"	3,479	+0,031
V :Cr	1,34	1,38	+0,561	"	"	5,594	+2,146

Ni :Cu, Mn :Pb, Mn :Mo și Mn :Co. În sens matematic, toate corelațiile din tabelul 40 le putem considera reale (mai puțin Mn :Fe și Cu :Co, ai căror coeficienți de corelație nu indică o legătură prea puternică între elementele corelate). Cea mai puternică legătură se constată a fi în cadrul corelației Mn :Ni, unde  $t - t_{q,n-2} = +7,087$ , și pentru acest caz ne permitem (deși ar fi fost necesară o valoare și mai mare a lui „t” și eventual un număr mai mare de analize), să stabilim și ecuația legăturii lui  $x(Mn)$  cu  $y(Ni)$ . Formele ecuațiilor sunt :

$$x = \frac{S_x}{S_y} (y - \bar{y}) + \bar{x}; \quad y = \frac{S_y}{S_x} (x - \bar{x}) + \bar{y}$$

respectiv pentru cazul nostru :  $x = 1,406 y + 6,418$  și  $y = 0,441 x + 1,699$ .

**Semnificația elementelor urmă.** Așa cum reiese din cele trei caracteristici ale zăcămintelor de mangan, de origine vulcanogen-sedimentară (specificate la începutul prezentului capitol), elementele urmă au valori scăzute, comparativ cu zăcămintele sedimentare, sau acumulările pelagice oceanice actuale. În urma statisticii matematice am văzut, că între elementele majore (Mn, Fe) și elementele urmă, în zăcămîntul de la Dealul Rusului, există o corelație; deci putem să discutăm geneza zăcămîntului și prin prisma semnificației genetice pe care o prezintă elementele urmă însoțitoare (valoarea lor). H a r d e r (1964), a dovedit că mobilizarea elementelor urmă în vatra vulcanică, decurge sub forma clorurilor, care prezintă volatilitatea cea mai mare la temperaturi ridicate. Prin urmare, nive-



lul în general scăzut al elementelor urmă în minereurile vulcanogen-sedimentare, și prezența spontană a unei cantități deosebit de mari, ale unui singur element, sănătățile regimului de temperatură a hidrotermelor și a exhalatiilor. Sub aspect geochimic concrețiunile feromanganoase de pe fundul oceanelor, se caracterizează printr-o acumulare puternică de Co, Ni, Cu, care în spectrul lor geochimic, stau pe primul loc și depășesc cu mult cantitățile din minereurile de origine vulcanogen-sedimentară. Celelalte microelemente au valori mici (mai mici decât valorile Co, Ni, Cu), însă întotdeauna depășesc valorile din zăcăminte vulcanogen-sedimentare. Având în vedere cele spuse mai sus, ne-am pus întrebarea, dacă cele 70 probe analizate din minereul de la Dealul Rusului, nu ne furnizează vreo indicație din punct de vedere al genezei. Pentru aceasta am utilizat o diagramă pe care a alcătuit-o S t r a h o v et al. (1968), în care se poate vedea aspectul geochimic al minereurilor de origine vulcanogen-sedimentară, în comparație cu spectrul geochimic al acumulărilor de mangan din sedimente pelagice oceanice, actuale. Pe această diagramă am trecut și valorile medii ale elementelor urmă din zăcămîntul de la Dealul Rusului (mai puțin Ga și Ge). După cum se observă din diagramă (fig. 40), valorile elementelor urmă V, Cr, Co, Ni, Cu, Mo, Zn și Pb, în zăcămîntul de la Dealul Rusului, se încadrează în cîmpul zăcămîntelor vulcanogen-sedimentare. Mai puțin convingătoare sunt elementele V și Mo, care sunt situate la marginea cîmpului. Unind punctele între ele, obținem o curbă, pe care, dacă o urmărим de la un capăt (punctul corespunzător „V”) la celălalt (punctul corespunzător „Pb”) constatăm următoarele : a) curba se situează aproape în întregime în sectorul zăcămîntelor de origine vulcanogen-sedimentară; b) nu se află în sectorul amintit o mică parte din segmentul Mo-Zn și punctul corespunzător V; c) cîmpul corespunzător acumulărilor de mangan din sedimentele pelagice oceanice, actuale, nu este intersectat în nici un punct, de curba corespunzătoare zăcămîntului de la Dealul Rusului; d) forma și poziția curbei, arată pentru zăcămîntul de la Dealul Rusului o origine vulcanogen-sedimentară. În afară de elementele urmă, determinate la spectrograf (și pe care le-am discutat pînă acum), au mai fost determinate Co și Ni din 20 probe de minerale de mangan. Separarea mineralelor de mangan (de alte minerale sau chiar între ele însele), este o problemă destul de dificilă, unele din ele obținîndu-se pure numai în soluții (carbonații); din acest motiv am determinat numai elementele chimice pentru care am avut cele necesare în cadrul laboratorului de geochimie din Iași. Valorile obținute sunt date în tabelul 41. Numărul relativ mic de analize, nu ne permite o interpretare statistică a rezultatelor obținute,

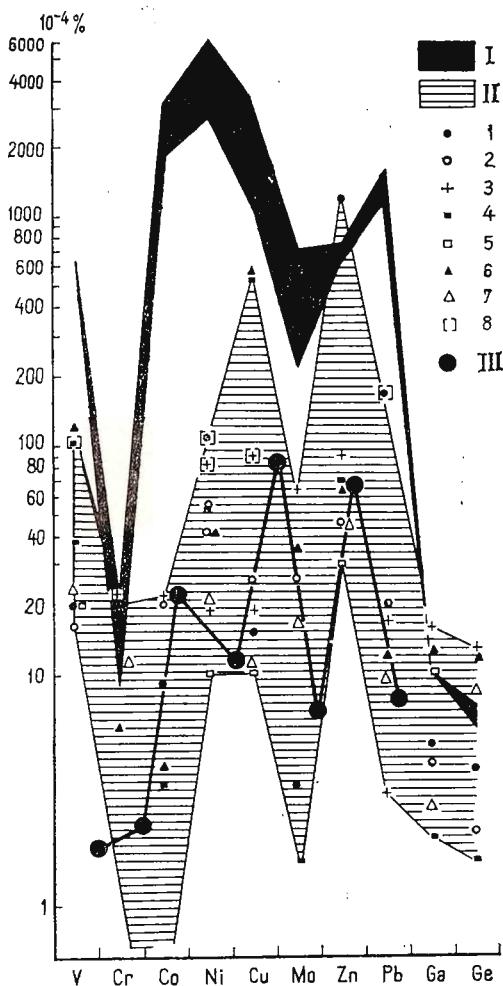


Fig. 40. — Compararea conținuturilor medii, ale elementelor urmă, în zăcămîntul de la Dealul Rusului, față de acumulările de minereuri din sedimente pelagice actuale și minereurile vulcanogen—sedimentare vechi (diagramă întocmită de S t r a h o v et. al., 1968). I = sedimente actuale oceanice; II = minereuri vulcanogen—sedimentare : 1) zăcămîntul Karadjal; 2) zăcămîntul Tahta—Karaci; 3) zăcămîntul Tetrițkaroisk; 4) zăcămîntul Kos—Isteks; 5) zăcămîntul Buguligîrsk; 6) zăcäminte din Bulgaria; 7) zăcäminte din Kaukazul Mic; 8) valoarea medie; III = zăcămîntul de la Dealul Rusului.

Comparaison des teneurs moyens, des éléments traces, dans le gisement de Dealul Rusului, par rapport aux accumulations de minéraux des sédiments pélagiques actuels et par rapport aux minéraux volcanogène—sédimentaires anciens (diagramme élaboré par S tr a t o v et al., 1968). I, sédiments actuels océaniques; II, minéraux volcanogène—sédimentaires : 1) gisement de Karadjal; 2) gisement de Tahta—Karaci; 3) gisement de Tetrițkaroisk; 4) gisement de Kos—Isteks; 5) gisement de Buguligîrsk; 6) gisements de Bulgarie; 7) gisements de Kaukazul Mic; 8) valeur moyenne; III, gisement de Dealul Rusului.

singura observație pe care o putem face, este că s-au înregistrat valori mai mari la mineralele din grupul rodonitului, comparativ cu cele din grupul rodocrozitului.

TABELUL 41  
*Valorile Co și Ni, în unele minerale de mangan*

Nr. probei	Mineralul	Co în p.p.m.	Ni în p.p.m.
20	rodonit	3,3	87,5
279	piroxmangit	14,2	55,9
281 <sub>c</sub>	rodonit	42,1	42,9
260 <sub>c</sub>	rodonit	15,20	53,2
281 <sub>c</sub>	rodocrozit	8,4	8,1
20 <sub>c</sub>	rodocrozit	1,2	55,6
260 <sub>r</sub>	rodocrozit	8,7	18,7
281	rodonit	10,5	25,6
88	rodonit	9,1	14,5
17	rodonit	1,9	15,3
G <sub>2</sub>	spessartin	13,2	15,1
G <sub>1.000</sub>	spessartin	18,9	26,6
71	rodonit	45,3	12,6
120	rodonit	5,9	12,1
120 <sub>c</sub>	rodocrozit	3,2	8,6
17 <sub>c</sub>	rodocrozit	5,3	20,8
88 <sub>r</sub>	rodocrozit	1,3	12,2
9	rodonit	10,5	25,6
9 <sub>c</sub>	rodocrozit	2,2	41,2
71 <sub>c</sub>	rodocrozit	2,6	9,8

#### CONSIDERAȚII GENETICE

În studierea zăcămintelor de minerale utile, o importanță deosebită prezintă problema genezei, care de multe ori este și cea mai controversată de către cercetători. Într-adevăr, dacă o serie de probleme cum ar fi: structura cîmpurilor mineralizate, parageneza mineralelor, compozitia chimică și proprietățile tehnologice ale minereului, tectonica zăcămintului, sănătatea rezolvate, pentru determinarea genezei unui zăcămînt, trebuie cunoscute legile conform cărora are loc migrația și concentrația elementului chimic respectiv în scoarța terestră. Stabilirea legăturii geologice, dintre corpurile de minereu și rocile înconjurătoare, și elucidarea transformărilor suferite de zăcămîntul respectiv ulterior formării, sănătatea factori care ajută la descifrarea condițiilor geologice ce au favorizat formarea zăcămintului. Zăcămîntul de minereu de mangan de la Dealul Rusului, se prezintă sub formă de lentile, concordante cu cuartitele negre ale unității epimetamorfice în care sănătă cantonate. Poziția concordantă

și compararea complexului manganifer de la Dealul Rusului cu alte zăcăminte similare din lume, au determinat, ca cercetătorii care s-au ocupat de această problemă, să considere zăcămîntul primar de mangan, ca un sediment cu un conținut ridicat de mangan și fier, depus odată cu sedimentele argiloase și nisipoase într-un mediu marin, pe lungime de cîțiva Km. Ulterior, ca efect al metamorfismului, întreaga stivă de sedimente s-a transformat în șisturi cristaline, zăcămîntul încadrîndu-se astfel în grupa zăcămîntelor metamorfogene. S a v u l (1927), consideră zăcămîntul de la Dealul Rusului de origine sedimentară. Argumentele ce le aduce în sprijinul acestei ipoteze sunt : prezența mineralelor de mangan numai într-un singur tip de roci (cuarțite negre), lipsa de geode, textura în pături care arată o sedimentare primară urmată de acțiuni dinamice, și mai ales chimismul, pe baza căruia autorul consideră că silicații de mangan s-au format ulterior carbonaților, printr-un aport de soluții silicioase. În studiile efectuate de S a v u l și I a n o v i c i (1957 și 1958), se dă pentru prima dată răspuns la întrebarea : de unde au venit manganul și fierul care s-a depus în sedimente : de pe continent, sau din eruptiile vulcanice submarine printr-un proces de halimiroliză ? Se admite, că zăcămîntele de mangan din Carpații Orientali, sunt de origine vulcanogen – sedimentară, și că sursa de mangan ar constitui-o eruptiile de roci bazice (actualele amfibolite) ; din punct de vedere chimic, ocupă o poziție intermedieră în schema : minereuri lacustre – concrețiuni marine de fund puțin adânc – minereuri din Carpații Orientali – minereu sedimentar – vulcanogen tip Șoimuș Buceava – minereu sedimentar – vulcanogen tip Pîrnești. Descifrarea structurii și stratigrafiei cristalinului Bistriței, a făcut ca legătura genetică, presupusă de S a v u l și I a n o v i c i (1957) între minereurile de mangan și amfibolite, să fie pusă sub semnul întrebării. Astfel, D i m i t r e s c u (1965), arată că întrucât amfibolitele sunt cantonate în seria mezozonală, iar cuarțitele negre cu minereu de mangan în seria epizonală, și între cele două serii metamorfice nu există continuitate, devine îndoelnică părerea, că sursa de mangan ar fi constituit-o eruptiile de roci bazice. Se pot face analogii cu formațiunea gonditică și formațiunea leptitică din Precambrianul vechilor scuturi, însă, încadrarea cuarțitelor negre cu minereu de mangan la grupul I sau la grupul II a lui S a t s k i, este neclară. Autorul nu exclude nici posibilitatea formării zăcămîntelor de mangan din Carpații Orientali, prin levigarea manganului din lave subjacente. G e o r g e t a M u r eș a n și P e l t z (1969), sunt de părere că, concentrațiile de minereuri manganifere din Carpații Orientali, sunt legate genetic de magmatismul acid care a dat naștere și produselor tufogene acide din seria de Tulgheș, precum și dyke-urilor de roci porfiroide care străbat seria. Pe scurt, acestea

sint părerile emise pînă în prezent asupra genezei zăcămintelor de mangan, cantonate în cuarțitele negre din Carpații Orientali. În urma studiilor efectuate asupra zăcămintelor de mangan din scoarța terestră, s-a ajuns la concluzia că există patru categorii de zăcăminte : a) Zăcăminte hidrotermale. Se deosebesc de celelalte tipuri, prin structura corpului de minerale și prin conținuturi ridicate de Zn, Pb, Ag ; b) Zăcăminte de tip intrusiv. Se cunoaște în India un asemenea zăcămînt, în care feldspatul potasic este într-o proporție destul de mare ; c) Zăcăminte metasomatice și metamorfozate ; d) Zăcăminte sedimentare. Cea mai vastă, este grupa zăcămintelor sedimentare, în ea fiind încadrate atît acumulările concreționare lacustre, marine și oceanice, cît și zăcămîntele sedimentare propriuizise și cele vulcanogen – sedimentare. Așa cum menționa P a v e l e s c u (1955), MnO se depune în oceane și în zilele noastre, la o anumită distanță de litoral. Formarea rodocrozitului și a sideritului în aceste bazine fiind cauzată de descompunerea substanțelor organice, care elimină CO<sub>2</sub> și creează un mediu reducător. G o m b e l (1878), era de părere, că formarea concrețiunilor feromanganoase se datorește soluțiilor hidrotermale ale unor vulcani submarini. M o o r și R e n a r d (1891), consideră că formarea concrețiunilor este un proces însotitor al formării argilelor pelagice. După acești autori, argilele sedimentelor marine se împart în două grupe : o grupă în care materialul provine de pe continent (fiind transportat de rîuri în bazinele de sedimentare) și o altă grupă în care materialul argilos provine *in situ*, prin dezagregarea rocilor de pe suprafața fundului oceanic. Dacă este prezent CO<sub>2</sub>, Fe<sup>2+</sup> și Mn<sup>2+</sup> trec în bicarbonați și pot migra ; ajungînd în sectoarele cu oxigen mai mult, atît fierul cît și manganul sint oxidate și precipită sub formă de oxizi și hidroxizi, depunîndu-se în mil sau în argilă. S t r a h o v et al. (1968), separă două stadii în timpul proceselor ce duc la formarea concrețiunilor : stadiul sedimentar și stadiul diagenetic. În primul stadiu, materialul transportat de rîuri în ocean, este supus unei diferențieri sedimentare, în urma cărui fapt componentele chimice cele mai mobile (Mn, Fe, Ni, Co, Cu și Mo) migrează în zonele pelagice, concentrația lor crescînd în aceste locuri. Al doilea stadiu, continuă și intensifică acțiunea primului stadiu. Componentele mobile concentrate în zonele pelagice, sint redistribuite și se formează concrețiunile. Rolul diagenezei nu este cu mult mai mare decît al sedimentării. Dar nu întotdeauna sursa de mangan, o constituie materialul adus de pe continent ; astfel că, deși zăcămîntul are toate trăsăturile generale ale unui zăcămînt sedimentar, sursa de material au constituit-o eruptiile vulcanice. Dacă locul de acumulare a complexului manganifer, este la distanță mare de vatra vulcanică, legătura genetică nu poate fi vizibilă în caracterele fundamentale ale zăcămîntului, ci în

unele detalii specifice, determinate prin compararea cu zăcămintelete a căror origine este stabilită cu certitudine. Prin urmare, în marea grupă a zăcămintelor de origine sedimentară (de mangan), se individualizează o grupă a zăcămintelor vulcanogen—sedimentare, care s-au format în urma sedimentării materialului vulcanogen. Studiile efectuate de Savul și Iancovici (1957, 1958), asupra zăcămintelor de mangan din Carpații Orientali, au tratat toate variantele teoriei vulcanogen—sedimentare. Noi ne-am propus, ca pe lîngă observațiile de teren și analizele chimice de elemente majore, să aducem și argumente de ordin geochemical, care să dea indicații de ordin genetic. Menționăm de la început, că ne raliem părerii lui Dimitrescu (1965), conform căreia, sursa de mangan nu trebuie căutată în eruptiile bazice (respectiv amfibolitele din seria mezometamorfică a cristalinului Bistriței). Considerăm că, zăcămîntul de mangan de la Dealul Rusului, este de origine vulcanogen—sedimentară, și că sursa de mangan au constituit-o eruptiile vulcanice acide. Se poate ca o parte din mangan (cantitativ foarte mică), să fi provenit și în urma proceselor de alterare a scoarței terestre din zonele continentale, însă această cantitate are un rol cu totul secundar, față de aportul magmatismului acid. În cadrul perimetrlui studiat de noi, date fiind dimensiunile sale reduse, nu se întîlnesc roci formate pe seama lavelor care cîndva, conțineau manganul și fierul, din actualele cuartite negre (asemenea roci sunt prezente mult mai la nord). Deci, acumularea manganului și fierului la Dealul Rusului s-a făcut la mari distanțe de vatra vulcanică, și trăsăturile vulcanogene în astfel de cazuri sunt mai greu de detectat. În principiu, manganul a ajuns din vatra vulcanică în bazinul de sedimentare, și fiind la valență inferioară, a putut migra în condiții favorabile de eH—pH, pînă în sectoarele în care condițiile schimbîndu-se, a precipitat. Cînd ne-am ocupat de chimismul minereului de mangan de la Dealul Rusului, am menționat că zăcămîntul are caracter bimetalic și că a existat numai o parțială separare a manganului de fier. Hewett (1966) arată că, separarea manganului de fier începe din vatra vulcanică, și că separarea celor două metale în timpul transportului soluțiilor mineralizante, în bazinul de sedimentare, are un rol cu totul subordonat. Pentru zăcămîntul de la Dealul Rusului, noi suntem de părere că o separare a manganului de fier nici nu a existat în timpul transportului; iar în vatra vulcanică, separarea a fost probabil mult împiedicată de intervalul mic de eH ce l-au avut soluțiile hidrotermale. O asemenea situație se constată și la zăcămîntul Karadjal din U.R.S.S. (Strahov et al., 1968). Condițiile existente, în momentul în care manganul și fierul din apa marină au început să precipite, au fost acelea pe care le arată Kruskopf (1967). Conținutul scăzut al elementelor urmă,

indică faptul, că cea mai mare parte a soluțiilor mineralizatoare, erau de temperatură joasă și aveau caracter de hidroterme acide (nu este exclus ca să fi fost și carbonatate). Având caracter ușor acid, soluțiile au putut purta mai departe manganul și fierul, pînă cînd în anumite sectoare, oxigenul dizolvat în apa mării, a oxidat o parte din  $Mn^{2+}$  la  $Mn^{4+}$ , și a format  $MnO_2$ , care are o puternică acțiune catalitică. Deci din punct de vedere chimic, totul a fost greu pînă a apărut  $MnO_2$ . Poate primele cantități de  $Mn^{2+}$ , au fost oxidate de către bacterii și odată reacția inițiată, a continuat cu precipitarea restului de mangan din soluție. Pe vîîlescu (1966), a arătat că precipitarea oxizilor și hidroxizilor de mangan, poate avea loc atât din soluții moleculare, cât și din soluri coloide, și că asemenea procese pot avea loc și în ape dulci continentale (hidroxizii de mangan se pot observa adesea pe conductele care alimentează orașul București cu apă). În locurile în care  $CO_2$  a fost prezent, concomitent cu oxizii de mangan s-au format și carbonații de mangan. Pentru că lipsesc calcarele și sulfurile S a v u l și I a n o v i c i (1957, 1958), au apreciat că precipitarea manganului și fierului, a avut loc la pH mai mic de 7,8 și eH mai mare decît -0,2; iar dacă depozitul primar conținea numai oxizi și hidroxizi, eH-ul a trebuit să fie mai mare decît zero. G a r r e l s (1965) și K r a u s k o p f (1967), au realizat în laborator, diferite condiții de eH și pH, asemănătoare cu cele din natură. S-au construit astfel diagrame, care redau cu exactitate cîmpurile diferitelor minerale de mangan, în funcție de mărimea eH-ului și pH-ului. Totuși trebuie să se țină seama de faptul că stabilitatea cîmpurilor poate varia (și la mangan variază mai mult decît la fier), prin modificarea concentrației. În mod obișnuit apa marină, a cărei salinitate este 35 la mie, are la suprafață pH = 8,2 și în zonele mai adînci pH = 7,8 cu variații între pH = 7,5 și pH = 8,4; iar potențialul de oxido-reducere este la suprafață eH = 0,2 pînă la 0,4 și în adîncime 0,1 pînă la 0,3. Conform diagramei lui K r a u s k o p f (1967), ar trebui ca să se depună  $MnCO_3$  în astfel de condiții, iar oxizii de mangan să fie aproape absenți. Pentru a se putea depune oxizii de mangan, este necesar, sau un eH ridicat (pentru  $MnO_2$ ), sau un pH alcalin (pentru restul oxizilor de mangan). Formarea carbonatului de mangan începe la pH = 6 și experiențele de laborator, au arătat că are un cîmp destul de larg în diagrama eH-pH. În absența  $CO_2$ , compușii manganului sunt cu atît mai stabili, cu cît starea de oxidare este mai mare. Aceasta explică și ocurența foarte rară în natură a pirochroitului —  $Mn(OH)_2$  — a cărui formare necesită lipsa  $CO_2$  și cel mai scăzut potențial de oxido-reducere dintre toți compușii manganului (0,6 v). Prezența calcarelor în zăcămîntul de la Dealul Rusului, la orizontul 1159, (foarte aproape de lentilele de minereu de mangan), ne face să

presupunem, că cel puțin în unele sectoare, pH-ul a fost mai mare de 7,8 ( $\text{CaCO}_3$  nu poate precipita în medii cu pH mai mic de 7,8). Pe de altă parte, observațiile efectuate asupra depunerilor actuale de fier și mangan, arată o considerabilă predominare a oxizilor de mangan asupra carbonațiilor. După părerea noastră (ne referim numai la zăcămîntul de la Dealul Rusului), pH-ul (cel puțin în unele sectoare) a avut valori mai mari de 7,8; faptul că minereul de mangan are puțin  $\text{CaCO}_3$ , s-ar putea explica prin aceea că, în acele locuri concentrația calciului să fi fost mult mai mică față de concentrația manganului. S-ar putea ca inițial, sedimentele de mangan, să fi avut un procent mai ridicat de  $\text{CaCO}_3$ , dar o parte din acesta să fi fost îndepărtat, în timpul celui de al doilea stadiu, de care vorbesc S t r a h o v et al. (1968) și L e p p (1963, 1968), diageneza. Apariția piritei, în zăcămîntul de la Dealul Rusului, dovedește că  $\text{H}_2\text{S}$  a fost prezent în mediul de sedimentare, însă lipsa alabandinei, arată că concentrația acestuia a fost mult prea mică. Prin urmare, manganul s-a depus inițial sub formă de oxizi și carbonați, iar în timpul metamorfismului, sub influența noilor condiții de temperatură și presiune, au avut loc diferite reacții chimice, care au determinat formarea silicațiilor de mangan, și eventual unii carbonați de mangan, pe seama  $\text{CO}_2$  provenit din reacții chimice. Oxizii de mangan au căldura de formare joasă, astfel că sunt ușor descompuși, și avind un caracter alcalin, reacționează cu silicea pentru a forma silicați, în special rodonit. În cazul unui exces de aluminiu, apare spessartinul. Am arătat mai înainte că trăsăturile geochimice generale ale zăcămîntului de la Dealul Rusului, sunt specifice pentru zăcămîntele de tip sedimentar. Sursa de material au constituit-o însă eruptiile vulcanice. Această geneză se poate observa și din studiul geochimic, comparativ cu zăcămîntele a căror geneză vulcanogen—sedimentară este indiscutabilă. În diagrama din fig. 40, se observă că zăcămîntul de la Dealul Rusului se încadrează net în grupa zăcămîntelor vulcanogen—sedimentare. Din punct de vedere geochimic, minereurile tipic sedimentare se deosebesc clar de minereurile de origine vulcanogen—sedimentară. Conținuturile în elemente urmă sunt deosebite la cele două tipuri de zăcămînt (modul în care variază s-a tratat la capitolul „Particularitățile geochimice ale zăcămîntului”). Conținutul în general mai scăzut în elemente urmă, la zăcămîntele de origine vulcanogen—sedimentară, ar fi o consecință a regimului de temperatură. Mobilizarea elementelor urmă are loc în vatra vulcanică sub formă de cloruri care au o fluiditate mai mare, numai la temperaturi ridicate (H a r d e r 1964). Deci, hidrotermele acestea aparțin tipului cloruri și au o temperatură mai mare de 100–130°C. La temperaturi scăzute, trec în soluții numai  $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ , silicea și urme de microelemente. Aceste

hidroterme, sănt surse de  $\text{CO}_2$  și sănt slab încălzite : 30—40°C. Durata stadiului hidrotermelor de temperatură joasă cu  $\text{CO}_2$  și diferenți acizi, este mult mai mare (în timpul activității vulcanice), comparativ cu stadiul cu cloruri și  $\text{H}_2\text{S}$ . Conținutul scăzut de elemente urmă, din zăcăminte vulcanogen—sedimentare, arată că soluțiile mineralizatoare, erau de temperatură joasă, iar faptul că unele din elementele urmă au totuși valoridicate, este explicat de către S t r a h o v et al. (1968) în felul următor : din timp în timp, prin revărsări de lave sau explozii, au apărut pentru scurt timp, exhalății de temperatură mai înaltă, bogate în  $\text{HCl}$  și  $\text{H}_2\text{S}$ , care au transportat cantități mari de Cu, Pb, Zn, îmbogățind minereul în aceste elemente. Cîteodată, acestea au fost aşa de concentrate, încît au determinat, ca în cadrul zăcămîntului de mangan să apară orizonturi mineralizate cu Cu, Pb, Zn (Mexic). Conținutul zăcămîntului de la Dealul Rusului, în elemente urmă, indică tocmai faptul că zăcămîntul este de origine vulcanogen—sedimentară, și că, soluțiile au fost de temperatură joasă ; 40—50°C, pentru că numai la această temperatură, au fost condiții favorabile formării ambianței geochemice actuale. Dacă zăcămîntul ar fi de origine pur sedimentară, ar trebui ca elementele urmă să aibă valori mult mai mari. (În acest caz materialul ar proveni din alterarea scoarței terestre, în special din alterarea rocilor magmatice, care au cantități mai mari de mangan, și coloizii de mangan formați, fiind negativi, transportă cu ei prin adsorbție cantități mult mai mari de microelemente). Prin urmare, sursa de mangan trebuie căutată în eruptions vulcanice și anume în eruptions ce au avut loc în timpul sedimentării materialului care prin metamorfism a dat naștere unității epimetamorfice. Cercetările din ultimii ani au pus în evidență existența a două unități metamorfice, între care există raporturi de discontinuitate ; unitatea mezometamorfică de fundament și unitatea epimetamorfică superioară. Rădulescu (1967), a separat următoarele trei complexe stratigrafice, în cadrul unității epimetamorfice a cristalinului Bistriței : 1) complexul inferior terigen manganifer cu două orizonturi ; a) orizontul bazal blastoporfitic și b) orizontul superior manganifer ; 2) complexul median vulcanogen cu cinci orizonturi ; a) orizontul terigen inferior ; b) orizontul vulcanitelor inferioare ; c) orizontul terigen intermediar ; d) orizontul vulcanitelor superioare ; e) orizontul terigen superior ; 3) complexul superior tufogen bazic și grafito-calcaros. În cadrul orizontului superior manganifer, se găsesc porfiroide de tip Pietrosu și porfiogene riolitice, consecințe ale magmatismului acid premetamorfic. În afară de rocile albe porfiogene, care reprezintă niște tufite metamorfozate și care conform compoziției mineralogice și chimice, arată că rocile din care au rezultat, corespund unor eruptions acide de porfire cuartifere (S a v u l și

M a s t a c a n, 1952), în versantul drept al Bistriței se află dyke-ul porfiroid de Pietrosu, al cărui chimism arată un metadacit. Cu toate că geologic – structural, dyke-ul de Pietrosu, este cantonat în unitatea mezometamorfică, iar pe de altă parte, sănătățile care arată că a fost metamorfozat odată cu sedimentele unității mezometamorfice, totuși, unele gnaisice de același tip „Pietrosu”, cantonate în seria epimetamorfică, sănătățile și ele sincrone cu sedimentele în care sănătățile sunt cantonate. Astfel, Ionescu (1962) și Radulescu (1967), consideră că au existat cel puțin două momente de intruziune, a unor magme de aceeași natură, înaintea sau în timpul fiecaruia din momentele de transformare metamorfică. Prin urmare, prezența intercalărilor porfiroide de tip Pietrosu, în același orizont cu minereurile de mangan, constituie un argument, că ele sănătățile sunt sincrone.

În concluzie, considerăm, că acest magmatism care a generat porfiroidele de tip Pietrosu (din seria epimetamorfică), constituie sursa de mangan pentru minereurile de mangan, din cuarțitele negre ale cristalului Bistriței. Conform clasificării lui Satosi (1954), complexul manganifer de la Dealul Rusului, aparține grupului II, legat de roci acide. Așa cum arătam mai sus, soluțiile hidrotermale, au transportat manganul din vatra vulcanică către suprafață, separarea manganului de fier, a fost limitată de intervalul de  $\text{eH} - \text{pH}$ , iar acolo unde condițiile amintite sănătățile schimbă brusc, ambele metale au precipitat, imprimând zăcămîntului caracter bimetalic. În timpul metamorfismului, oxizii de mangan sănătățile transformat în silicați și parțial în carbonați (funcție de cantitatea de  $\text{CO}_2$  existent), iar procesele de diferențiere metamorfică au contribuit în mare măsură la definitivarea structurii geologice a actualului ansamblu manganifer de la Dealul Rusului.

## CONCLUZII GENERALE

Cercetările de teren și de laborator, efectuate asupra formațiunilor cristalofiliene din perimetru Panaci–Șarul Dornei–Dorna Arini, și asupra zăcămîntului de minereu de mangan de la Dealul Rusului, situat în centrul perimetrlui menționat, au dus la următoarele concluzii :

În perimetru menționat mai sus, se întâlnesc formațiuni metamorfice ce aparțin la două serii metamorfice, diferite ca alcătuire petrografică și grad de metamorfism. O serie mezometamorfică constituită din diverse tipuri de micașisturi, gnaisice, amfibolite, și o serie epimetamorfică constituită din conglomerate metamorfozate și sisturi blastopsefite, sisturi sericiticloritoase, cuarțite albe, cuarțite negre cu sau fără mangan și sisturi grafitoase.



Rocile seriei mezometamorfice se încadrează în partea superioară a faciesului șisturilor verzi (subfaciesul cuart—albit—epidot—almandin) și în partea inferioară a faciesului almandin—amfibolitic (subfaciesul staurolit—almandin).

Rocile seriei epimetamorfice se încadrează în partea inferioară a faciesului șisturilor verzi (subfaciesul cuart—albit—muscovit—clorit). Factorii care ne-au determinat să încadrăm rocile amintite în faciesuri metamorfice au fost: compoziția mineralogică, procentul de anortit în plagioclaz, temperaturile de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuart, valorile parametrilor ACF și A'KF.

Orizontul de conglomerate metamorfozate și șisturi blastopsefite, se află la baza seriei epimetamorfice și toate elemente remaniate sunt constituite din șisturi cristaline mezometamorfice.

În timpul metamorfismului presiunea a fost de 2.000—3.000 bari, iar gradientul geotermic în jur de 50—70°C/Km.

Cele 14 izvoare cercetate, sunt izvoare de ape freatiche, apariția lor fiind determinată de intersecția stratului acvifer cu suprafața topografică. Din punct de vedere chimic, apa acestor izvoare se încadrează în normele admise pentru apele potabile.

Zăcământul de minereu de mangan de la Dealul Rusului, este cantonat în lentile de cuarțite negre ale seriei epimetamorfice, care sunt dispuse concordant în masa șisturilor cristaline. Minereul este constituit din rodocrozit, rodonit (componenți principali) și subordonat piroxmangit, spessartin, dannemorit, knebelit și tefroit.

Determinările termodiferențiale, indică faptul că rodocrozitul este cel mai frecvent, el întlnindu-se aproape în toate probele.

Separarea și analizele chimice ale unor minerale de mangan (rodocrozit, rodonit, pirox mangit și spessartin) ne-au permis să stabilim formulele cristalochimice ale acestora.

Modulul manganului în zăcământul de la Dealul Rusului are valoarea 2,73, indicând caracterul bimetalic al acestui zăcământ.

Coeficienții de corelație dintre fier, mangan și paragenezele de elemente urmă însoțitoare, calculați prin metodele statisticii matematice, au valori cuprinse între -0,204 și +0,787.

Cea mai puternică corelație este corelația Mn :Ni, pentru care s-a calculat și ecuația de legătură.

Spectrul geochimic al elementelor urmă indică pentru zăcământul de minereu de mangan de la Dealul Rusului, originea vulcanogen—sedimentară.



Sursa de mangan, au constituit-o erupțiile acide, care au generat și gnaisele de tip Pietrosu, situate în cadrul seriei epimetamorfice din Carpații Orientali.

Harta geologică a perimetrului, la scara 1/25.000 (plansa VIII), harta geologică a zăcământului, la scara 1/2.500 (fig. 16), două planuri geologice la scara 1/1.000 (fig. 17 și 18), efectuate la două din cele trei orizonturi din zăcămînt, 28 fotografii după secțiuni microscopice, 38 figuri (diagramă, histograme, etc.) și 41 tabele care conțin diverse analize, însoțesc această lucrare și scot în evidență (grafic), concluziile pe care le-am expus mai sus.





Institutul Geologic al României

## BIBLIOGRAFIE

### A). Lucrări publicate

- Atanasiu I. (1928) Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol.* XIII, București.
- Atanasiu L. (1954) Geologia regiunii Șarul Dornei (Cîmpulung) — Măgura Calului (Năsăud). *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951), București.
- Atanasiu S. (1899) Morphologische Skizze der Nordmoldavischen Karpathen mit einem ueberblick ueber die tektonik. *Bul. de la Soc. des Sciences*, București.
- (1899) Geologische Beobachtungen in den Nordmoldavischen Ostkarpathien. *Verhan der k. k. geol. Reichsanst.*, 5, Wien.
- Barth F. W. (1952) Theoretical petrology. New York.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectorice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munților Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Com. Geol.* LIII/1, (1965—1966), București.
- Bercia Elvira (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei Vatra Dornei—Iacobeni. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, București.
- Berman H. (1937) Constitution and classification of the natural silicates. *Amer. Min.*, 22, Washington.
- Betehtin A. G. (1946) Promišlennie manganovie rudi. S. S. S. R. Moskva.
- Bonqué F. (1892) Studii asupra mineralelor de manganăz de la Broșteni. *Ann. Acad. Rom.* seria II, XIV.
- Borcoș M., Dimitrescu R. (1969) Contribuții la determinarea condițiilor fizice ale metamorfismului regional din Munții Apuseni. *Stud cerc. geol. geogr. seria geol.* XIV, 2, București.
- Buțureanu V. (1908) Études sur la composition chimique des minérais de manganése et de fer qui se trouvent dans le massif cristallin de Broșteni. *Ann. Sci. Univ. Jassy*, V, Iași.
- (1911) Sur les mineraux de manganése et de fer, de la vallée de Borca. *Ann. Sci. Univ. Jassy*, VII, 1, Iași.
- (1916) Masivul cristalin de la Broșteni, studiu morfologic, petrografic și mineralologic. *An. Acad. Rom. Mem. secț. șt. seria II*, XXXVII, București.
- Codarcea Al., Pavelescu L. (1954) Cercetări geologice în regiunea Ruschița. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, București.
- Codarcea Fl., Codarcea Venera (1963) Contribuții la studiul mineralologic și genetic al rocilor silicioase manganoase din Banatul de sud-est S.S.N.G., *Comunicări de geol.* II, București.



- Codarcea-Dessila Marcela, Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1964) Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bârnărel-Holdița). *D. S. Com. Geol.* L/II, București.
- (1968) Asupra terenurilor metamorfice din Carpații Orientali. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XIII, 2, București.
  - (1968) Considerații asupra etapelor metalogenetice prealpine din Carpații Orientali. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XIII, 2, București.
- Cosma S., Peltz S. (1962) Cercetări geologice în regiunea Păltiniș-Drăgoeasa (Munții Bistriței). *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959-1960), București.
- Dana I. D. (1874) A system of mineralogy. London.
- (1892) The system of mineralogy. London.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1965) Rockforming minerals. I, II, III, IV, V. Ed., 4, London.
- Dimitrescu R. (1952) Études géologiques et pétrographiques dans la région Baia Borșa-Toroiağa (Maramureș). *Inst. Geol. C.R.* XXXVIII. București.
- (1959) Notă asupra regiunii Ciucea. *D. S. Com. Geol.* XLII, (1954-1955), București.
  - (1959) Magmatism, tectonică și metalogeneză în Carpații Românești. *Rev. Min.* X/3, București.
  - (1960) Observații privind depozitele și tectonica regiunii Iacobeni. *S.S.N.G., Comunicări de geol. geogr.* I (1957-1959), București.
  - (1964) Asupra existenței unor vergențe îndreptate spre interiorul arcului Carpaților Orientali *D. S. Com. Geol.* L/1, (1962-1963), București.
  - (1965) Notă asupra structurii cristalinului din regiunea Iacobeni. *D. S. Com. Geol.* LI/1, (1963-1964), București.
  - (1970) Curs de mineralogie descriptivă (text prescurtat), Univ. Iași.
- Draghi C. (1964) Contribuții la studiul silicatilor de mangan și fier din Munții Sebeșului. *Stud. teh. econ. seria A*, 6, București.
- Erhan V. (1974) Studiul geologic al regiunii Valea Putnei-Giumalău. *An. Inst. Geol.* XLIII. București.
- Freisacher A. (1860) Über die Erzlagerstätten der Bukowina. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichs.* Wien.
- Fleischer M. (1937) The relation between chemical composition and physical properties in the garnet group. *Amer. Min.* 22, Washington.
- Garrels M. R., Christ L. Ch. (1965) Solutions, minerals and equilibria. Harper. New York.
- Giușcă D. (1962) Contribuții la studiul mineralologic al zăcămintelor de mangan de la Răzoare și Delinești. *Stud. cerc. geol.* VII, 3-4, București.
- (1963) Petrologia rocilor endogene. Ed. did. ped. București.
  - Savu H., Borcoș M. (1967) Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XII, 1, București.
  - Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequense of tectonomagmatic prealpine cycles of the territory of Roumania. *Acta geol. Acad. Scient., Hung.*, 13, Budapest.
- Goldschmidt V. M. (1954) Geochemistry. Oxford.
- Gurău A. (1967) Studiul structural și genetic al zăcămintelor metalifere din șisturile cristaline ale Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.* LIV/2, București.



- Henderson E. P., Glass J. J., (1936) Pyroxmangite, a new locality: identity of sobralite and pyroxmangite. *Amer. Min.* 21, Washington.
- Hewett D. F. (1966) Stratified deposits of the oxides and carbonates of manganese. *Ec. Geology*, 61, 3.
- Ianovici V. (1956) Sur les gisements de mineraux de manganèse. *Travaux du XX-ème Congrès International Géologique*. Mexico.
- , Dimitriu Al. (1965) Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatate. *Stud. cerc. geol. geogr., seria geol.* X, 1, București.
  - , Pitulea G. (1965) Studii radiostratigrafice în cristalinul Carpaților Orientali. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* X, 1, București.
  - , Rădulescu D., Dimitrescu R., Kräutner H., Mirăuță O. (1966) Harta metalogenetică a României; scara 1/2.500.000, *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XI, 2, București.
  - , Dimitriu Al., Ionescu C. (1966) Studiu geologic și geochemical al zăcămintelor de mangan Dadu și Coșna (Carpații Orientali). *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XI, 1, București.
  - , Ionescu C. (1966) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Izvoarele Tibăului—Valea Coșna (Carpații Orientali). *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XI, 1, București.
  - , Pitulea G., Lemne M. (1967) Contribuții la studiul răspândirii elementelor radioactive în formațiunile cristalofteniene din Carpații Orientali. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.*, XII, 2, București.
  - , Dimitriu Al. (1967) Natura statistică a distribuțiilor asimetrice în geochemistry. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XII, 1, București.
  - , Dimitriu Al. (1968) Parametrii geochemicali ai minereurilor din România. I. Distribuția elementelor chimice principale în minereurile de mangan. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XIII, 1, București.
  - , Dimitriu Al. (1968) Considerații asupra genezei zăcămintelor de mangan din Munții Sebeșului. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XIII, 1, București.
  - , Dimitriu Al., Andăr P. (1969) Parametri geochemicali ai minereurilor din România. II. Corelația și regresia dintre elementele chimice principale în minereurile de mangan. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XIV, 1, București.
  - , Zorilescu D., Dimitriu Al. (1969) Repartiția lognormală în geologie. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XIV, 1, București.
  - , Dimitriu Al., Andăr P. (1970) Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în rocile carbonatice. III. Rocile carbonatice de la Hunedoara, Mahmudia, Dealul Imalac, Băița și Troița—Crăciunești, Luminița, Mateiaș—Dragoslavele, Ohaba-Ponor și Isuseni. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XV, 1, București.
- Ionescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba—Ciocănești—Iacobeni. *D. S. Com. Geol.* XLVIII, București.
- Kissling Al. (1967) Studii mineralogice și petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier (Banat). Ed. Acad. R.S.R., București.
- Krauskopf B. K. (1957) Separation of manganese from iron in sedimentary processes. *G.C.A.*, 12.
- (1967) Introduction to geochemistry. London.
- Kräutner Th. (1930) Geologia regiunii cursului inferior al Bistriței Aurii, Văii Tibăului și Cîrlibabei. *D. S. Com. Geol.* XV, București.



- (1930) Observațiuni geologice în Munții Bistriței și Bîrgăului. *D. S. Inst. Geol.* XIV (1925–1926), București.
- Kräutner H. (1965) Considerații genetice asupra zăcămintelor de suluri complexe din cristalinul Carpaților Orientali. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* X, 1, București.
- Leep H. (1963) The relation of iron and manganese in sedimentary iron formations. *Ee. Geology*, 58.
- (1968) The distribution of manganese in the Animikian iron formations of Minnesota. *Ee. Geology*, 63.
- Mastacan G. (1948) Beiträge zur Kenntnis der krisstallinen Gegend zwischen Ciocănești–Vatra Dornei. *Rev. șt. „Adamachi”*, XXXIV, 3, Iași.
- (1948b) La region cristalline du sud-ouest de la Bucovine. *Bul. Politeh. „Gh. Asachi”*, III, fasc. 1, Iași.
- (1953) Observații geologice și petrografice în regiunea Ciocănești–Cîrlibaba. *D. S. Com. Geol.* XXXVII, București.
- (1967) Cristale, minerale, roci. Ed. șt. București.
- Matkovskii O. I. (1962) O manganovih amfibolah kummingtonitovo reada. *Min. sbor.* 16.
- (1963) Mineralogicheskaja harakteristica manganovih i nekotorih drugih karbonatov Gubcevskih gor. *Min. sbor.* 17.
- Miyashiro A. (1953) Calcium poor garnet in relation to metamorphism. G.C.A., 4.
- Mogilnicki R. V. (1917) Manganerzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Berg. u. Hüttentechn. Jahrb.* 1, Wien.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud, a zonei cristalino-mezozoice, din Carpații Orientali. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XII, 1, București.
- (1968) Metamorphic formations. In Crystalline, Mesozoic and Flysch Complexes of the East Carpathians (Northern Sector) by T. h. Joja, V. Mutihac. *Intern. Geol. Congr. Sess. XXIII, Prague, 1968. Guide to Excursion 46 AC, România*, București.
- (1970) Asupra prezenței Paleozoicului superior metamorfozat, în facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.* LVI, 4, București.
- Nandi K. (1967) Garnets as indices of progressive regional metamorphism. *Min. Mag.*, 36, Kalcuta.
- Nicolau Th. (1909) Asupra minereurilor de mangan de la Șarul Dornei. *An. Inst. Geol.* III, București.
- Nikitin K. K. (1963) Marganovie minerali kori vivetrvania Buriktalscogo massiva ultrabazitov. *Min. sbor.*, 17.
- Papiu V. C. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. Șt. Acad. R.P.R. secția șt. biol. agr. geol. geogr.*, V, 1, București.
- (1958) Sedimente marine actuale. Ed. teh. București.
- (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. did. ped. București.
- Pascu R. (1926) Zăcăminte de minereuri feromanganifere din regiunea Broșteni, județul Neamț. *An. Inst. Geol.* XI, București.
- Pascu M., Stelcea V. (1968) Cercetarea apelor subterane. Ed. Teh. București.
- Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a Munților Retezat. *An. Com. Geol.* XXV, București.
- (1954) Cercetări geologice și petrografice în partea mediană și de sud-est a Munților Poiana Rusă. *An. Com. Geol.* XXVII, București.

- (1955) Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.* XXVIII, București.
- (1955) Cercetări geologice în Munții Poiana Rusă (Valea Fierului). *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, București.
- (1955) Considerații mineralogice asupra unor șisturi cu silicati de mangan și fier din Munții Sebeș. *Com. Acad. R.P.R.* V, 2, București.
- (1958) Geologia și petrografia regiunii Ruschița. *An. Com. Geol.* XXXI, București.
- (1963) Curs de petrografie. Ed. did. ped., București.
- (1966) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. did. ped., București.
- , Pavilescu Maria (1968) Studiul cristalochimic al unor minerale de mangan din Munții Sebeș. *D. S. Inst. Geol.* LV, București.

Pavlišin V. I., Slivko M. M. (1962) Obizomorfnoi smesimosti v readu —  $\text{CaCO}_3 - \text{MnCO}_3$ . *Min. sbor.* 16.

Paul K. (1876) Gründzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. kk. geol. Reichs.* Wien. Petruțian N., Steclaci Livia, Sandu D., Oroveanu F. (1966) Considerații geo chimice asupra zăcămîntului polimetalic de la Leșul Ursului (Carpății Orientali). *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XI, 2, București.

- , Steclaci Livia (1967) Contribuții geo chimice la geneza zăcămîntului de la Leșul Ursului. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XII, 1, București.

Pettijohn F. (1957) Sedimentary rocks. New York.

Pinta M. (1962) Recherche et dosage des éléments traces. Dunod. Paris.

Pitulea G. (1965) Studiul stratigrafic și structural al cristalinului epimetamorfic din regiunea Ostra—Gemenea. *D. S. Com. Geol.* LI/1, București.

- (1966) Considerații asupra stratigrafiei formațiunilor cristalofiliene și a mineralizațiilor din regiunea Pojorita—Valea Putnei—Giumalău. *D. S. Com. Geol.* LII/1, București.

Poni P. (1882) Cercetări asupra mineralelor din masivul cristalin de la Broșteni. *An. Acad. Rom. seria II*, V, București.

- (1900) Fapte pentru a servi la descrierea mineralologică a României. *An. Acad. Rom.* XII, *Mem secț. st.*, București.

Quiring H. (1922) Die Manganerzvorkommen in den kristallinen Schiefern der Bukovinischen Waldkarpathen. *Arch. f. Lagerstättenforschung*, 30, Berlin.

Rankama K., Sahama T. (1950) Geochemistry. Chicago.

Rădulescu D., Ignat V. (1958) Neotokit in den Manganerzen von Iacobeny. *N. Jb. Min. Mh.*, 2–3, Stuttgart.

- (1962) Contribuții la cunoașterea mineralelor din zăcămîntele de mangan din Moldova de nord. *D. S. Com. Geol.* XLII/1, București.
- , Dimitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Ed. Acad. R.S.R., București.

Rădulescu I. (1967) Conglomeratele metanorfozate dc la baza serici epimetamorfice din Carpații Orientali. Poziția și semnificația lor geologică. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* VII, 2, București.

- , Rădulescu Ludmila (1967) Structura geologică și stratigrafia șisturilor cristaline în regiunea Pojorita—Fundul Moldovei—Lucina. *D. S. Com. Geol.* LIII/1, București.
- , Rădulescu Ludmila (1967) Zona anticinală Rusaia—Bretila : structură și metamorfism (Cristalinul Carpaților Orientali). *D. S. Com. Geol.* LIII/1, București.



- (1969) Cristalinul Bistriței, stratigrafia și structura masivului cristalin din partea de nord a Carpaților Orientali. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XIV, 1, București.
- (1970) Considerații privind structura geologică a Munților Bistriței. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* XV, 1, București.
- Rimer D. (1968) Une meilleure utilisation du tétraèdre pour la représentation géométrique des roches à quatre composantes principales. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 91, Paris.
- (1969) Reprezentarea grafică cu ajutorul diagramei ternare, *Rev. Statistică*, XVIJII, 10, București.
- Rittmann A. (1960) Vulcanii și activitatea lor. (Traducere în l. română), Ed. teh. 1967, București.
- Ronov A. B., Ermishkina I. (1959) Distribution of manganese in sedimentary rocks. *Gheoh.* 7, Moskva.
- Rucavitskova A. I., Eakovlevscaia A. T., Pokrovskaya I. A. (1963) Koronadit i kriptomelan iz maiskogo polimetalliceskogo mestorojdenija v Čentralnom Kazahstane. *Min. sbor.* 17.
- Sandu R. (1960) Contribuții la studiul oxizilor de mangan. Concentrațiile din regiunea Suceava. *Bul. I.P.G.G.*, V, București.
- Savu H. (1962) Contribuționi la cunoașterea zăcămintelor de mangan din regiunea Delinești. (Munții Semenic). *D. S. Com. Geol.* XLVI, București.
  - , Vasilescu C., Udrescu C. (1967) Variația compoziției chimice a granatilor piralspitici și a biotitelor din zonele metamorfice ale cristalinului Munților Semenic. *Stud. cerc. geogr. seria geol.* XII, 1, București.
- Savul M. (1923) Les gisements de minerais de manganèse du basin de Neagra Șarului. *Ann. sl. Univ. Jassy*, XII, fasc. 3–4, Iași.
- (1927) Gisements de manganèse de la region Șarul Dornei. *An. Inst. Geol.* XII, București.
- (1932) Une dannémorite asbestiforme de Șarul Dornei. *Bul. Soc. Rom. Geol.* I, București.
- (1938) Le Cristallin de Bistrița. *Ann. sl. Univ. Jassy*, XXIV, partea II, 1, Iași.
- , Mastacan G. (1940) Contributions à la connaissance des schistes cristallins de la Bucovina. Les amphibolites de la region Iacobeni–Vatra Dornei. *Ann. sl. Univ. Jassy*, secț. II, XXIV, fasc., 1, Iași.
- , Mastacan G. (1952) Contribuții la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații Orientali. *Bul. Acad. R.P.R. secț. biol. geol. geogr.*, IV, 2, București.
- (1954) Cercetări geologice în regiunea Cîrlibaba (Bucovina). *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, București.
- , Movileanu Aurelia (1956) Manganul ca element minor în calcarale și dolomite triasice din Carpații Orientali. *Stud. cerc. chimie*, VII, fasc. 1, Iași.
- , Ianovici V. (1957) Chimismul și originea rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriței. *Bul. Acad. R.P.R. secț. geol. geogr.*, II, 1, București.
- , Ianovici V. (1958) Chimismul rocilor cu mangan din Carpații Orientali și Meridionali din România. *Stud. cerc. geol. geogr.* II, 1, 2, București.
- , Mastacan G. (1959) Rocile cu magnetit de la Iacobeni (regiunea Suceava) *D. S. Com. Geol.* XLII, București.
- , Pomișleanu V. (1961) Cercetări paleogeotermometrice asupra unor zăcăminte de minereuri și formațiuni cristaline din Carpații Orientali. *Asoc. Geol. Carp-Balc. Congr.* V, București.

- , Pomirleanu V. (1961) Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe localizate în șisturile cristaline din Carpații Orientali. I. Mineralizațiile de la Leșul Ursului. *An. șt. Univ. Iași*, secția II, VII, 1, Iași.
- , Pomirleanu V. (1962) Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe localizate în șisturile cristaline din Carpații Orientali. II. Mineralizațiile de la Fundul Moldovei. *An. șt. Univ. Iași*, secția II, VIII, 1, Iași.
- Saukov A. (1950) Geochimie. Traducere din l. rusă, București, 1954.
- Semenenco P. N. (1953) Problema metamorfismului. *Anal. Rom. Sov.*, V, București.
- Shaw D. M. (1964) Interpretation géochimique des éléments et traces dans les roches cristallines. Ed. Masson, Paris.
- Slavik Fr. (1928) Note sur l'antophyllite-asbest manganifère des mines de Iacobeni—Arșița. *An. șt. Univ. Iassy*, XV.
- Slivko M. M. (1959) O mangančovní turmalinah. *Min. sbor.*, 13.
- Stiopol Victoria (1962) Geochimie. Ed. did. ped., București.
- Strahov N. M., Sterenberg L. E., Kalinenko B. B., Tihomirova E. S. (1968) Gheohimia osadocinovo mangančovorudnogo protessa. Izd. Nauka, Moskva.
- Sarapov I. (1968) Utilizarea statisticii matematice în geologie. Trad. din l. rusă. Ed. teh., București.
- Satski N. S. (1955) Formațiunile manganifere și metalogenia manganului. *Anal. Rom. Sov. Geol. Geogr.* IX, 1, București.
- Tatarinov P. M. (1967) Condițiile de formare a zăcămintelor de minereuri metalifere și nemetalifere. Trad. din l. rusă, Ed. teh., București.
- Trdlicka Z. (1963) Mineralogický výzkum Českých kuňohoritů. *Sbor. Národního muzea*, 1973, 19, B, (4).
- (1964) Příspěvek k fotoluminiscenci žilných manganatých karbonátů z Č.S.S.R. *Acta Univ. Carolinae-Geol.* 3.
- (1964) Příspěvok k diferenční termické žilné manganatých kalcitu a rhodochrositu z Č.S.S.R. *Acta Univ. Carolinae-Geol.*, 2.
- (1966) Beitrag zum chemismus der rhodochrosite von Böhmen. *Acta Univ. Carolinae-Geol.*, 4.
- Treibler I. (1963) Petrografia rocilor eruptive și metamorfice. Ed. did. ped., București.
- (1967) Prelucrarea materialelor mineralogice și petrografice. Ed. did. ped., București.
- Tröger E. (1959) Die Granatgruppe: Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinart. *Neues Jb. Min. Abh.* 93/1, (1–4), Stuttgart.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1960) Petrologie magmatică și metamorfică. Trad. în l. română, Ed. teh., București, 1967.
- Walter B. (1876) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jb. k. k. Geol. R. A.*, IV, Wien.
- Winkler H. G. F. (1965) Die Genese der Metamorphen Gesteine. 2, Auflage Berlin—Heidelberg—New York.
- Zavaritski A. N. (1950) Vvedenie o petrohimii izverjenių gornih porod. Izd. Nauka, Moskva.
- Zepharowicz V. V. (1854) Mitteilungen über den Bergwerksdistrikt der Bukowina. *Jb. k. k. Geol. R. A.*, V, Wien.
- Zlatorova-Top Lozana, Mureșan M. (1970) Ivirile de minereuri manganifere metamorfozate din bazinul Văii Borca (Munții Bistriței). *D. S. Inst. Geol.*, LVI, 2, București.

- \* \* \* Gheohimia redkih elementov. Izd. Nauka, Moskva, 1959.
- \* \* \* Harta geologică a R.S.R., scara 1/200.000, foaia 12, Inst. Geol. Bucureşti, 1968.
- \* \* \* Harta genetică a substanțelor minerale utile. Scara 1/200.000, foaia 12, Inst. Geol. Bucureşti, 1969.
- \* \* \* Problemi gheohimiei. Izd. Nauka, Moskva, 1965.

### B) Lucrări nepublicate (rapoarte)

- Cernavscă C., Antonovici S. (1957) Raport geologic preliminar asupra lucrărilor în şantierul řarul Dornei. Arh. Întrep. Miniere Vatra Dornei.
- (1958) Raport geologic asupra lucrărilor de explorare executate în şantierul řarul Dornei. Arh. Întrep. Miniere Vatra Dornei.
- Cosma S., Peltz S. (1956) Raport geologic asupra cercetărilor în regiunea Păltiniš–Drăgoeasa. Arh. Com. Geol. Bucureşti.
- Dimitrescu R., Constantinoff D., Dumitrescu D., Borcoş M., Lupu M. (1954) Raport asupra prospecţiunilor din regiunea Iacobeni. Arh. Com. Geol., Bucureşti.
- Pascu R. (1912) Cercetări geologice în regiunea Masivului Cristalin din judeţul Suceava, cu deosebită privire asupra minereurilor de mangan. Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. pg. XLV–LI, Bucureşti.
- Popa M. (1956) Raport geologic preliminar asupra lucrărilor de explorare executate în şantierul řarul Dornei. Arh. Intr. Miniere, Vatra Dornei.
- Rădulescu D., Cioflică G., Ciornel P., Drăghici C., Vasilescu Al., Vasilescu L. (1954) Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Ciocăneşti. Arh. Com. Geol., Bucureşti.
- Remus Şt., Udobăşa Gh., Cosma St. (1954) Raport geologic minier cu calculul rezervelor asupra zăcămintelor de mangan de la Dealul Rusului și geologia împrejurimilor — Regiunea řarul Dornei. Arh. Intrep. Miniere Vatra Dornei.
- Savu H. (1955) Raport geologic asupra regiunii Roșu–řarul Dornei. Arh. Com. Geol., Bucureşti.
- Simescu Şt., Gergely Şt., Anastasescu Gh. (1955) Proiectul lucrărilor de prospecţie și explorare pentru minereuri de mangan în regiunea Iacobeni–Vatra Dornei. Arh. Com. Geol., Bucureşti.
- Vasilescu L., Cosma St., Remus Şt. (1955) Raport geologic asupra cercetărilor în regiunea Păltiniš–řarul Dornei–Argestru. Arh. Com. Geol., Bucureşti.



# L'ÉTUDE MINÉRALOGIQUE, PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHIMIQUE DU GISEMENT DE MINERAÎ DE MANGANÈSE DE LA RÉGION DE ŞARUL DORNEI—DEALUL RUSULUI

(Résumé)

Bien que l'étude du gisement de manganèse de Dealul Rusului fasse l'objet principal de cet ouvrage, la variété des formations cristallines rencontrées au voisinage du gisement nous a déterminés à effectuer aussi leur étude pétrochimique. De sorte que l'ouvrage comporte deux parties, une première partie destinée à l'étude des formations cristallines de la zone de Panaci—Şarul Dornei—Dorna Arini et une deuxième, affectée à l'étude minéralogique, pétrographique et géochimique du gisement de manganèse de Dealul Rusului. Les formations y rencontrées sont exclusivement des formations cristallines et appartiennent à deux séries métamorphiques : une série mésométamorphique et une série épimétamorphique. Si l'on considère la carte (planche VIII) et l'intensité du métamorphisme, on se rend compte que, de l'est vers l'ouest, on peut individualiser trois bandes. La partie centrale est constituée de schistes mésométamorphiques et elle est encadrée tant à l'est qu'à l'ouest aussi par une zone de schistes épimétamorphiques. A la partie septentrionale et occidentale, les roches cristallophylliennes sont masquées par des terrasses quaternaires et par des alluvions du ruisseau Neagra Şarului.

**Formations mésométamorphiques.** Dans le périmètre étudié, on rencontre les schistes cristallins mésométamorphiques sur une surface assez large, où ils sont représentés par de : micaschistes, micaschistes à biotite et à grenats, micaschistes à tourmaline, quartzites à muscovite et à biotite, gneiss et amphibolites. La série mésométamorphique du périmètre Panaci—Şarul Dornei—Dorna Arini représente l'extrémité septentrionale de ce que Coșma et Peitz (1962) ont dénommé la série de Şar—Coverca, dans la zone de Păltiniș—Drăgoiasa. Les micaschistes y touchent leur plus grande extension ; on peut les rencontrer sur toute la zone des schistes cristallins mésométamorphiques. L'étude microscopique met en évidence une structure lépidoblastique, la texture schisteuse et la composition minéralogique suivante : muscovite, quartz, biotite, albite, chlorite. La muscovite présente des couches compactes, parmi lesquelles apparaissent les autres minéraux, tout spécialement le quartz, qui traverse les couches de muscovite. Les analyses chimiques effectuées sur deux preuves ont donné les résultats présentés dans le tableau no. 1. La composition minéralogique, la composition chimique et les valeurs des paramètres ACF et AKF rangent ces roches dans le faciès des schistes verts, le subfaciès quartz — albite — épidoïte — almandin (Winkler 1965, fig. 1). On rencontre les micaschistes à biotite et à grenats sur le ruisseau Chirileni et sur le promontoire d'entre les ruisseaux Chirileni et Tăieturii. La texture des roches est schisteuse, la structure — lépidogranoblastique ; elles con-



tiennent les suivants minéraux : muscovite, quartz, biotite, albite, chlorite, grenats. L'étude microscopique met en évidence un processus de diaphorèse ; l'albite est séricitisé et les grenats et la biotite — chloritisés. Le plagioclase contient 5—8 % d'anorthite. Ce type de roche se rattache aussi au faciès des schistes verts, le subfaciès quartz—albite—épidote—almandin (fig. 1). Les micaschistes à tourmaline apparaissent dans un seul endroit, dans le cadre du périmètre, à Plaiul Șarului, à 600 m d'environ au nord du confluent du ruisseau Huenilor avec le ruisseau Rus. La tourmaline apparaît sous forme de cristaux prismatiques de jusqu'à 1,5 cm de longueur. On rencontre en outre de : muscovite, séricite, quartz, chlorite, albite. Les micaschistes à tourmaline diffèrent des autres types antérieurement décrits seulement par la présence de la tourmaline, de sorte qu'on ait considéré que ces roches se rattachent aussi au faciès des schistes verts, le subfaciès quartz—albite—épidote, almandin. Dans le cadre de la zone étudiée, on rencontre une seule apparition de quartzites à muscovite et à biotite, une ouverture à l'aspect de carrière, longue de 150 m et large de 50 m. Les observations microscopiques mettent en évidence un pourcentage très élevé de quartz (environ 98 %), auquel s'ajoute de : muscovite, biotite, limonite, calcite, zircone et chlorite. Les gneiss affleurent au sein du périmètre en trois endroits (deux corps sur le ruisseau Chirileni et un corps sur le ruisseau Ursăiei). Les roches présentent une texture massive, une structure granoblastique et la composition minéralogique suivante : quartz, albite, muscovite, biotite, grenats, zircone et calcite. Les amphibolites peuvent être rencontrées sur toute l'étendue de la zone de développement des schistes cristallins mésométamorphiques, depuis le ruisseau Ursăiei et jusqu'au ruisseau Chirileni. On a séparé les suivants types d'amphibolites : amphibolites à oligoclase, amphibolites à plagioclase et à epidote, amphibolites schisteuses. Pour les trois types, la hornblende en est le principal component, à laquelle s'ajoute : l'épidote, le plagioclase, la chlorite, le grenat, le quartz. La composition minéralogique et le pourcentage d'anorthite dans le plagioclase placent ces roches-là dans le faciès amphibolite—almandinien, le subfaciès staurotide—almandinien (preuves 29, 201, 301, fig. 2).

**Les formations épimétamorphiques.** Les schistes cristallins épimétamorphiques sont rencontrés sous forme de deux bandes, disposées d'une part et de l'autre de ceux mésométamorphiques, à direction générale N—S. La série épimétamorphique du secteur de Panaci—Șarul Dornei—Dorna Arini représente l'extrême septentrionale de la série de Muntele Rusului—Tunzăria, séparée par Cosma et Peletz (1962), dans la région de Păltiniș—Drăgoiasa. Les formations épimétamorphiques sont représentées par de : conglomérats métamorphisés et schistes blasto-pséphitiques, schistes séricito-chloriteux, schistes chloriteux à quartz, quartzites noirs, quartzites noirs manganésifères, quartzites blancs, phyllites quartzitiques et schistes graphitiques. Les conglomérats métamorphisés et les schistes blasto-pséphitiques bordent à la partie orientale la série de Șar—Coverca sur tout son étendue, depuis la colline Ciocirlan et jusqu'aux sources du ruisseau Tăieturii. L'étude en terrain et de laboratoire démontre que les éléments arrondis présentent une schistosité différente par rapport à celle de la pâte et qu'ils sont constitués de roches à un plus haut degré de métamorphisme que les schistes séricito-chloriteux qui participent à la constitution du ciment. Afin de déterminer le faciès métamorphique, où se rangent les éléments remaniés des conglomérats, nous avons fait appel à l'étude des grenats. Il est bien connu que les grenats sont des minéraux index et que leur composition chimique est déterminée par le degré de métamorphisme, c'est-à-dire que la composition chimique des grenats indique le degré de métamorphisme. La composition normative des grenats des éléments remaniés dans les conglomérats met en évidence la présence des grenats pyralspitiques (almandin 47,41 %). On peut observer, en projetant la preuve des grenats analysée par nous sur le diagramme de Velikoslavinski (fig. 3), que le point est situé dans le champ correspondant

au faciès des amphibolites à almandin. Les schistes sérichto-chloriteux sont les roches les plus fréquentes de la série de Muntele Rusului—Tunzăria. Ils ont une forte schistosité et renferment des intercalations de quartz blanc, à forme de bandeaux ou de lentilles concordantes avec leur schistosité. Les lentilles de quartz sont la conséquence des processus de différenciation métamorphique. Les schistes chloriteux à quartz apparaissent en deux endroits : sur le ruisseau Arini et près de la cime Ulmului. Il s'agit, en général, des roches similaires aux schistes sérichto-chloriteux, individualisés par le fait que ce sont la chlorite et le quartz qui représentent les principaux minéraux de la roche. Les quartzites noirs forment de nombreuses lentilles au sein de la série épimétamorphique et les quartzites noirs manganisées forment deux lentilles, toutes les deux placées à la proximité de la cime Rusului. Tous les types de roches des formations épimétamorphiques se rattachent au faciès des schistes verts, le subfaciès quartz—albite—muscovite—chlorite (fig. 4). Afin de faire une comparaison entre le chimisme des schistes cristallins des deux séries métamorphiques, on a observé les rapports  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  et les oxydes :  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  dans les roches avec la même nature (résultées des sédiments pélitiques).

Selon les données du tableau 14, on a enrégistré une faible augmentation tant du rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  que du rapport  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , en même temps que l'augmentation du degré de métamorphisme. Au contraire, les oxydes :  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  ont enrégistré une diminution de l'augmentation du degré de métamorphisme. Pourtant, on ne peut pas considérer ces variations la conséquence du métamorphisme, mais du fait que les sédiments initiaux ont eu de différentes compositions chimiques.

**Les conditions physiques du métamorphisme régional.** On a effectué, afin de déterminer les conditions de température et de pression existant pendant le métamorphisme, une étude minéralothermométrique de l'homogénéisation des inclusions fluides des cristaux de quartz, récoltés des divers types de roches de cette région. Les déterminations ont été effectuées par V. Erhan. On en a tiré les conclusions suivantes : 1) dans les cristaux de quartz apparaissent tant des inclusions primaires (syngénétiques) solides, liquides et de gaz, monophasiques et diphasiques, que des inclusions secondaires (épigénétiques) aussi ; 2) les roches mésométamorphiques comportent de rares ségrégations de quartz, contrairement à celles épimétamorphiques, où celles-ci apparaissent fréquemment ; 3) les températures moyennes apparentes d'homogénéisation des inclusions fluides des quartz collectés de la série mésométamorphique varient entre 143,2°C et 276,8°C et celles réelles entre 432,4°C et 593,5°C. L'existence des températures hautes et basses chez les quartz de la même série métamorphiques prouve que les roches respectives ont subi deux phases de métamorphisme, à différentes intensités ; 4) le gradient géothermique pendant le métamorphisme des roches mésométamorphiques est probablement compris entre 50°C/km et 70°C/km et la pression qu'y a fonctionné a été de 2000—3000 bars ; 5) les quartz des conglomérats métamorphisés révèlent deux températures apparentes d'homogénéisation à différentes valeurs, notamment : une température plus basse, pour le ciment, à moyennes variant entre 130,0°C et 185,0°C, et une température plus élevée pour les éléments remaniés, à moyennes variant entre 202,0°C et 327,0°C ; 6) la température réelle d'homogénéisation des inclusions fluides des quartz collectés des conglomérats métamorphisés a des valeurs entre 404,1°C et 497,7°C pour les quartz de ciment et entre 520,0°C et 634,8°C pour les quartz des éléments remaniés ; 7) les galets de quartz des conglomérats métamorphisés sont résultats des roches de la série mésométamorphique et les ségrégations de quartz sont la conséquence du métamorphisme qui a engendré la série épimétamorphique ; 8) les galets de quartz ont subi deux phases de métamorphisme à intensités différentes, fait responsable du dérangement des inclusions, de sorte qu'elles aient.

,,revêtu”, dans la plus grande partie, le caractère du deuxième type de métamorphisme, de faible intensité ; 9) le métamorphisme de faible intensité ne s'est pas également manifesté sur la zone toute entière, de sorte qu'une partie des galets n'en fût pas affectée, ce qui a déterminé la conservation du caractère du métamorphisme initial de température plus haute ; 10) la température moyenne apparente d'homogénéisation des inclusions fluides des quartz récoltés des quartzites noirs manganésifères varie entre 122,4°C et 344,9°C et la température réelle entre 384,6°C et 650,4°C ; 11) le quartz des quartzites noirs manganésifères a aussi deux températures d'homogénéisation des inclusions fluides, à valeurs différentes. On peut conclure que les températures dépassant la limite du faciès des schistes verts, rencontrées chez certains cristaux de quartz, sont la conséquence des mouvements post-métamorphiques, qui ont engendré une série de fractures et de failles ; 12) il y a aussi des températures très basses, chez les quartz collectés des quartzites noirs manganésifères, ce qui nous porte à admettre qu'après le parachevement du processus de métamorphisme ont eu lieu des circulations de solutions de basse température qui ont engendré une partie des veines et des lentilles de quartz blanc ; 13) les températures apparentes d'homogénéisation des inclusions fluides des quartz collectés des schistes épimétamorphiques varie entre 133,8°C et 256,7°C et celle réelle entre 406,0°C et 582,0°C ; il en résulte que ces roches se sont formées par suite d'un métamorphisme de basse température, dans les conditions du faciès des schistes verts.

**Considérations d'ordre stratigraphique et tectonique.** Rădulescu (1969), après avoir étudié la stratigraphie et la structure du massif cristallin de Bistrița, a conclu que les monts de Bistrița sont constitués par deux unités métamorphiques, normalement superposées, individualisées au point de vue du temps de formation, à savoir : une unité mésométamorphique, de soubasement, et une unité épimétamorphique supérieure. Dans le cadre de l'unité mésométamorphique, il sépare deux complexes (l'un inférieur et l'autre supérieur) et au sein de l'unité épimétamorphique — trois complexes (chacun à plusieurs horizons). Les observations en terrain, les analyses de laboratoire et spécialement les déterminations minéralothermométriques effectuées par nous dans le périmètre Panaci—Șarul Dornei—Dorna Arini nous ont permis de mettre en évidence l'existence des deux séries métamorphiques différentes ; les agents qui en témoignent sont les températures d'homogénéisation des inclusions fluides des cristaux de quartz collectés des éléments remaniés, qui sont plus grandes, par rapport aux températures d'homogénéisation des inclusions fluides des quartz récoltés de la pâte. Les températures enrégistrées dans les quartz des éléments remaniés sont les mêmes que celles enrégistrées dans les quartz des schistes cristallins mésométamorphiques et les températures des quartz de la pâte approchant les températures des quartz des roches épimétamorphiques. Par conséquence, nos observations offrent un argument de plus à l'hypothèse de Rădulescu (1969), selon laquelle les schistes cristallins mésométamorphiques seraient nés dans un premier cycle de sédimentation — métamorphisme ; ensuite, s'est déroulée une nouvelle étape de sédimentation (débutant par la déposition des conglomérats), achevée aussi par un métamorphisme de faible intensité. L'identification, dans chaque série métamorphique, des différents horizons stratigraphiques y est possible seulement pour la série épimétamorphique. La série mésométamorphique, du point de vue de sa constitution pétrographique, est assez homogène, étant formée par divers types de micaschistes qui, par-ci, par-là, sont traversés d'amphibolites et de gneiss. Mais, on peut distinguer dans la série épimétamorphique trois horizons, notamment : a) l'horizon des conglomérats métamorphisés et des schistes blasto-pséphitiques, caractérisé par la présence des éléments de schistes cristallins mésométamorphiques ; c'est aussi l'horizon de base de la série épimétamorphique des Carpates Orientales ; b) l'horizon séricito-chloriteux, caractérisé par la présence des schistes séricito-chloriteux avec



ou sans muscovite, où la séricite, la chlorite ou le quartz jouent le rôle principal. Il s'agit, en général, des roches provenant du métamorphisme des dépôts pélitopsamitiques, déposés dans le bassin de sédimentation après la déposition des conglomérats ; c) l'horizon des quartzites noirs graphiteux et des quartzites noirs manganésifères. Le périmètre dont il s'agit, aussi bien qu'une partie des monts de Bistrița, a été étudié — du point de vue tectonique — par divers chercheurs, soit séparément, soit dans le contexte du massif tout entier. La zone cristalline-mésozoïque des Carpates Orientales est caractérisée par une tectonique assez compliquée. Dans la carte de R. S. Roumaine échelle 1:200.000, feuille no. 12, Toplitz, avec un texte explicatif d'Alexandrescu et al. (1968), les auteurs donnent une synthèse des leurs dernières conceptions d'ordre tectonique. Ils ont conclu que le cristallin de Bistrița serait caractérisé par une structure en nappes superposées. A leur avis, il est assez difficile de préciser les nappes du bassin de la vallée Neagra Șarului, vu qu'y fassent défaut les dépôts mésozoïques. C'est l'âge des conglomérats métamorphisés suspectés — par les auteurs plaidant pour la structure en nappe — d'être carbonifères (et plus jeunes encore que la série épimétamorphique), qui donne la clé du problème. On n'y a trouvé aucun argument paléontologique, en nul sens. Nous opinons toujours qu'ils apparaissent à la base de la série épimétamorphique. Nos observations concernent seulement la zone de Panaci-Șarul Dornei-Dorna Arini. Les formations y rencontrées sont exclusivement des formations métamorphiques. Dans la partie centrale il y a une bande de schistes cristallins métamorphiques et dans la partie orientale et occidentale — une bande de schistes cristallins épimétamorphiques pour chaque partie. Les schistes cristallins métamorphiques de la série mésométamorphique ont la direction générale N-S, à inclinaisons vers l'est. A Plaiul Șarului (entre le ruisseau Ursăria au nord et les corps d'amphibolites, qui touchent le ruisseau Rus, au sud), il y a un anticinal à direction N-S et à une longueur d'environ 2,5 km. Près du ruisseau Chirileni, la série mésométamorphique est coupée par deux failles, à direction N40°E, qui déplacent les roches de la série mésométamorphique vers l'ouest de presque 1 km. Les mesurages de linéations effectués sur les schistes cristallins de la série mésométamorphique ont donné des valeurs entre N30°W/25°SE et N40°E/15°NE. Les schistes cristallins de la série épimétamorphique (tant de la partie orientale que de la partie occidentale de la série mésométamorphique) ont une direction entre N80°W et N45°E, la plupart des valeurs s'encadrant dans l'intervalle N25°W et N30°E. Il est à supposer qu'entre les schistes cristallins de la série mésométamorphique et les schistes cristallins de la série épimétamorphique de la bande orientale il y ait un rapport normal, leur contact se réalisant à l'aide de l'horizon des conglomérats métamorphisés et des schistes blasto-pséphitiques. Mais, dans la partie occidentale, le rapport entre la série mésométamorphique et celle épimétamorphique est anormal : la première chevauche la deuxième. On a donc affaire, dans la zone de Șarul Dornei, à une zone initiale monoclinale. Les roches de la série épimétamorphique sont normalement disposées sur celles de la série mésométamorphique. Ultérieurement, en même temps que la formation de l'anticinal de Plaiul Șarului, les roches de la série mésométamorphique (de la partie centrale) ont subi une faible poussée de l'est vers l'ouest, chevauchant les roches de la série épimétamorphique de la bande occidentale du périmètre. On ne peut pas apprécier l'ampleur du chevauchement, mais — selon toute vraisemblance — il doit être assez mince.

**Le chimisme des sources.** Etant donné que dans la zone étudiée il y a beaucoup de sources d'eau potable et à débit permanent, on a considéré que l'analyse chimique des eaux des principales sources n'est pas dépourvue d'importance. Les résultats des analyses chimiques sont présentés dans le tableau 26 et dans la fig. 10. Les données analytiques montrent que les 14 preuves

d'eau, recoltées des sources cantonnées en différents types de roches, témoignent toutes d'une composition chimique semblable et se rangent dans les normes admises pour les eaux potables.

**Le gisement de mineraï de manganèse de Dealul Rusului.** Ce gisement est cantonné dans les quartzites noirs de l'unité épimétamorphique du cristallin de Bistrița. Du point de vue géologique-structural, on y peut individualiser deux corps : a) le corps de mineraï no. 1, représenté par une lentille de quartzites noirs, dont la forme est en général elliptique et affleure à la source du ruisseau Rus (étudiée par S a v u l, 1927) ; b) le corps de mineraï no. 2, situé à une profondeur d'environ 200 m, représenté par un niveau de quartzites noirs, qui abrite les minerais de manganèse sous forme de lentilles et de lentilles-couche. A la surface, à l'ensemble manganésifère de profondeur correspondent les schistes séricito-chloriteux, avec le même pendage et direction que les quartzites noirs. Le corps de mineraï no. 2 identifié par forages en 1957, complété séparé du corps de mineraï no. 1, ne se trouve pas, du point de vue géométrique, au dessous de ce dernier, mais à quelque 200 m plus au nord. Les quartzites noirs renfermant le mineraï de manganèse se présentent sous forme de lentilles-couche (fig. 11, 12, 13, 14, 15), qui s'affaissent sur la direction N20°E – S20°W, du sud-ouest vers nord-est sous un angle de 24–30°. L'aspect du mineraï (lentilles) c'est une conséquence des processus de différenciation métamorphique et il n'est pas exclu que les éventuelles sources du fond du bassin de sédimentation aient joué un rôle assez important, vu qu'elles ont modifié les conditions physiques et chimiques du milieu, les rendant favorables à la déposition, par endroits, du mineraï primaire. La fig. 16 montre le mode de présentation du mineraï de manganèse dans la masse des quartzites noirs. Du point de vue minéralogique le mineraï est constitué de carbonates et de silicates de manganèse roses ou gris. Leur texture est massive et on rencontre souvent une texture rubanée, déterminée par l'alternance des bandes grises de carbonates avec des bandes roses de silicates ou également de carbonates. Les dimensions des bandes sont millimétriques et moins souvent centimétriques. On peut observer parfois des cristaux de spessartine, de couleur brun-rougâtre, à dimensions d'environ 2 mm et plus rarement des amphiboles de manganèse de couleur verte. Excepté les minéraux manganésifères, il y a aussi de : quartz (dans une proportion assez grande), calcite, magnétite, pyllite, graphite et asbeste. La présence du magnétite dans les gisements de manganèse à côté du quartz a été expliquée par S a v u l et I a n o v i c i (1958) de la manière suivante : pendant le métamorphisme, les oxydes de fer peuvent rester encores sous forme d'oxydes, avec la possibilité d'apparition de la magnétite (éventuellement manganésifère), tandis que les oxydes de manganèse se combinent avec la silice, en formant divers silicates de manganèse. Nos observations ont envisagé surtout les lentilles de mineraï de manganèse, afin d'obtenir une image de la teneur en manganèse, au sein des différentes lentilles et surtout d'apprendre si, dans la même lentille, la teneur en manganèse varie de la périphérie vers le centre. Afin de rédiger une étude chimique du mineraï de manganèse, de l'ensemble manganésifère du corps de mineraï no. 2 de Dealul Rusului, nous avons effectué 6 analyses chimiques complètes et 9 analyses thermiques différentielles (tableau 27 et fig. 22). La présence du CO<sub>2</sub> dans toutes les preuves analysées (mais pas en quantité à satisfaire les autres éléments) est un argument de plus que le silicate de manganèse est intimement associé aux carbonates. Outre les 6 analyses chimiques complètes, nous avons utilisé 245 analyses chimiques partielles, offertes par l'Entreprises Minière de Vatra Dornei avec lesquelles nous avons rédigé les diagrammes des fig. 17, 18, 19 et 20, illustrant la variation de la teneur en manganèse dans le cadre des quatre lentilles de mineraï (3 lentilles d'un horizon et une lentille d'un autre horizon), suivie en sections données par l'intersection des lentilles avec les plans d'horizons. On se rend compte, vu l'aspect des courbes des quatres diagrammes,



que la teneur en manganèse varie sur l'intervalle 13,21 %—36,13 % et qu'on ne peut remarquer aucune régularité de distribution du manganèse d'un bout à l'autre des lentilles (une teneur un peu plus élevée est enrégistrée à la partie NW de la lentille de la fig. 19, mais pas assez prononcée). Nous avons séparé et analysé du point de vue chimique, parmi les minéraux de manganèse, les suivants : la rhodocrosite, la rhodonite, le pyroxmangite et la spessartine ; nous avons calculé leurs formules cristallochimiques et pour les minérais du groupe de la rhodocrosite et de la rhodonite nous avons rédigé aussi deux diagrammes (fig. 23, 24) qui permettent l'identification des minéraux respectifs en vertu des critériums chimiques.

*Les particularités géochimiques du gisement.* La genèse des gisements de minerais de manganèse est multiple, mais chaque type génétique est caractérisé par ses propres particularités géochimiques. L'aspect géochimique des gisements de manganèse d'origine volcanogène-sédimentaire est caractérisé par trois particularités (Strahov et al., 1968) : a) la variation continue du rapport manganèse/fer et des éléments-trace. Les teneurs en éléments-trace sont faibles, mais parfois elles varient fortement, même au sein des lentilles d'un seul gisement ; b) on constate, pour la plupart des gisements de manganèse d'origine volcanogène—sédimentaire, des teneurs élevées en Cu, Pb, Zn, W, Ge (l'entièvre famille d'éléments ou seulement une partie) et des teneurs faibles ou même très faibles en Co et surtout en Ni ; c) l'association commune du manganèse avec la silice, avec très peu d'exceptions. Il faut mentionner aussi que tous les gisements d'origine volcanogène—sédimentaire ont un caractère bimétallique et que, malgré la dominance du manganèse, le module du manganèse dans ces gisements est compris entre 1,52 et 3,38. Le module du manganèse est l'une des caractéristiques d'un gisement de manganèse et représente le rapport Mn/Fe. Si ce rapport est plus grand que 4, le gisement est considéré monométallique et s'il en est plus petit — le gisement a un caractère bimétallique. Nous avons calculé, à l'aide des 245 analyses mises à notre disposition par l'Entreprise minière de Vatra Dornei, le module du manganèse pour le gisement de mineraï de manganèse de Dealul Rusului et les conclusions en sont les suivantes (voir aussi le tableau 38) : les valeurs du module varient entre 0,57 et 11,96, la plupart des cas s'inscrivant dans l'intervalle 2—3 (43,60 %) ; la valeur moyenne (le module proprement-dit) est de 2,73, ce qui révèle le caractère bimétallique de ce gisement ; on ne constate aucune différence entre les deux horizons, d'où l'on a collecté les preuves, ni entre les différentes lentilles du gisement ; on ne peut remarquer nulle régularité dans les sections transversales sur les lentilles de mineraï. Nous avons effectué, afin de rédiger une étude géochimique concernant la corrélation entre les éléments majeurs (Fe, Mn) et les éléments-trace associés (Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Mo, Cr, V) dans les minerais de manganèse, des analyses sur 70 preuves de mineraï recoltées du gisement de Dealul Rusului. Dans le cadre des gisements de manganèse, la paragenèse d'éléments-trace associés du Mn et Fe et la suivante : Mn, Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Mo et Fe, Cr, V, une paragenèse assez normale, si l'on pense qu'elle est déterminée, d'une part, par l'affinité chimique des éléments et, d'autre part, par les dimensions des leurs rayons ioniques. Etant donné que les sels et les gels de  $Mn(OH)_4$  et  $MnO_2$  sont chargés à l'électricité négative, ils absorbent très facilement les cations (c'est une chose déjà constatée tant des expériences de laboratoire que des analyses de certains minerais de manganèse). On connaît des minerais de manganèse des marais, qui ont 2,82 % NiO, 14 % CuO, 8 % ZnO. On peut constater, à l'aide des graphiques des figures 25—36, où les éléments majeurs (Fe, Mn) sont exprimés % et les éléments-trace — en  $10^{-4}$  %, que : il y a des corrélations courbiliques dans les cas Mn : Mo, Mn : Zn, Fe : V, Cu : Co ; dans tous les autres cas la corrélation en est linéaire ; il y a une seule corrélation négative (Mn : Fe), les autres en étant positives. Le calcul des valeurs moyennes.

des teneurs en éléments a permis l'évaluation des déviations moyennes carrées (respectivement  $S_x$  et  $S_y$  du tableau 40) et on a calculé ensuite les coefficients de corrélation (respectivement „r” du tableau 40). Pour la corrélation Mn : Fe, vu qu'il y a une corrélation négative, le coefficient de corrélation a aussi une valeur négative. Dans tous les autres cas, les coefficients de corrélation ont des valeurs positives, ce qui démontre l'existence d'un rapport directement proportionnel entre les éléments en corrélation. Après le calcul des coefficients de corrélation, il faut les vérifier, c'est-à-dire, du point de vue mathématique, on est obligé de vérifier l'hypothèse de zéro ( $H_0 : \rho = 0$ , dans l'alternative  $H_1 : \rho \neq 0$ ). Du point de vue mathématique, toutes les corrélations du tableau 40 peuvent être considérées réelles (moins Mn : Fe et Cu : Co, dont les coefficients de corrélation n'indiquent pas une liaison assez forte entre les éléments corrélates). La liaison la plus forte est celle de la corrélation Mn : Ni. Il y a donc une corrélation entre les éléments majeurs (Mn, Fe) et les éléments-trace du gisement de Dealul Rusului; on peut donc considérer la genèse du gisement aussi par le prisme de la signification générale des éléments-trace associés (leur valeur). H a r d e r (1964) a démontré que la mobilisation des éléments-trace dans le foyer volcanique se déroule sous forme de chlorures, présentant la plus grande volatilité à hautes températures. Le niveau généralement réduit des éléments-trace dans les minerais volcanogène-sédimentaires et la présence spontanée d'une quantité très grande d'un seul élément sont donc les suites du régime de température des hydrothermes et des exhalations. Du point de vue géochimique, les concrétions ferromanganésifères du fond des océans sont caractérisées par une forte accumulation de Co, Ni, Cu qui — dans leur spectre géochimique — occupent la première place et dépassent de beaucoup les quantités de minerais d'origine volcanogène-sédimentaire. Les autres micro-éléments ont des valeurs réduites (inférieures à celles de Co, Ni, Cu), mais elles dépassent toujours les valeurs des gisements volcanogène-sédimentaires. Etant donné les considérations que nous venons de faire, on s'est demandé si les 70 preuves de minéral de Dealul Rusului (Fe et Mn déterminés du point de vue colorimétrique et les éléments-trace — spectrographique) ne pourraient offrir quelques indications sur leur genèse ; nous avons employé, dans ce but, un diagramme rédigé par S t r a h o v et al. 1968, où l'on peut voir l'aspect géochimique des minéraux d'origine volcanogène-sédimentaire, par rapport au spectre géochimique des accumulations de manganèse des actuels sédiments pélagiques océaniques. Nous avons tracé aussi, sur ce diagramme, les valeurs moyennes des éléments-trace du gisement de Dealul Rusului (sauf Ga et Ge). Selon ce diagramme (fig. 40), les valeurs des éléments-trace V, Cr, Co, Ni, Cu, Mo, Zn et Pb dans le gisement de Dealul Rusului se rangent dans le champ des gisements volcanogène-sédimentaires. Les éléments de V et Mo, placés à la périphérie du champ, sont moins convaincants.

**Considérations génétiques..** S a v u l (1927) a attribué au gisement de Dealul Rusului une origine sédimentaire, selon : la présence des minéraux de manganèse dans un seul type de roche (quartzites noirs), l'absence des géodes, la texture en couches révélant une sédimentation primaire, suivie d'actions dynamiques et surtout le chimisme, qui lui a permis d'apprécier que les silicates de manganèse sont formés après les carbonates, par un apport des solutions silicieuses. Les études de S a v u l et I a n o v i c i (1957, 1958) répondent les premières à la question : d'où est-ce qu'ils sont venus, le manganèse et le fer déposés en sédiment ? du continent ou des éruptions volcaniques sous-marines par un processus d'halimiolyse ? On admet que les gisements de manganèse des Carpates Orientales sont d'origine volcanogène-sédimentaire et que la source de manganèse est constituée par les éruptions de roches basiques (les actuelles amphibolites). Après le déchiffrement de la structure et de la stratigraphie du Cristallin de Bistrița, la liaison génétique supposée par S a v u l et I a n o v i c i entre les minéraux de manganèse et les amphi-

bolites a commencé à faire question. De sorte que Dimitrescu (1965) montre que, vu que les amphibolites sont cantonnés dans la série mésozonale et les quartzites noirs à minerai de manganèse dans la série épizonale et entre les deux séries métamorphiques il n'y a pas de continuité, on n'a pas la certitude que les éruptions des roches basiques ont pu constituer la source de manganèse. On peut faire des analogies avec la formation gonditique et celle leptitique du Précambrien des anciens boucliers, mais l'encadrement des quartzites noirs à minerai de manganèse au groupes I ou II de Satzki n'est pas assez éclairé. L'auteur n'exclut ni la possibilité de la formation des gisements de manganèse des Carpates Orientales par la lévigation du manganèse des laves sous-jacentes. Georgea Mureșan et Peiltz (1969) opinent que les concentrations de minéraux manganésifères dans les Carpates Orientales sont génétiquement liées au magmatisme acide qui a engendré des produits tuffogènes acides de la série de Tulgheș et des dykes des roches porphyroïdes traversant cette série. Voilà, en abrégé, les opinions émises jusqu'à présent sur la genèse des gisements de manganèse cantonnés dans les quartzites noirs des Carpates Orientales. Les études effectuées par Savul et Ianovici (1957, 1958) sur les gisements de manganèse des Carpates Orientales ont considéré toutes les variantes de la théorie volcanogène-sédimentaire. Nous avons envisagé, outre les observations en terrain et les analyses chimiques d'éléments majeurs, les arguments géochimiques aussi, capables d'offrir des indications génétiques. Il faut mentionner dès le début que nous nous rallions à l'opinion de Dimitrescu (1965) selon laquelle la source du manganèse ne doit pas être cherchée dans les éruptions basiques (respectivement les amphibolites de la série mésométamorphique du cristallin de Bistrița). Nous sommes d'avis que le gisement de manganèse de Dealul Rusului est d'origine volcanogène-sédimentaire et que ce sont les éruptions volcaniques acides qui ont constitué la source du manganèse. Il est possible qu'une petite quantité de manganèse soit aussi le résultat des processus d'altération de l'écorce terrestre des zones continentales, mais cette quantité joue un rôle tout à fait secondaire par rapport à l'apport du magmatisme acide. Dans le périmètre étudié par nous, vu ses dimensions réduites, on ne rencontre pas de roches formées aux dépens des laves contenant autrefois du manganèse et du fer, des actuels quartzites noirs (telles roches sont présentes beaucoup plus au nord). L'accumulation du manganèse et du fer à Dealul Rusului s'est déroulée donc très loin du foyer volcanique et il est difficile d'en détailler, en pareils cas, les traits volcaniques. En principe, le manganèse sorti du foyer touche le bassin de sédimentation et, ayant une valence inférieure, il a pu migrer en conditions favorables d' $\text{eH}$ — $\text{pH}$  jusqu'aux secteurs où les conditions changées l'ont fait précipiter. Lorsqu'on a discuté le chimisme du minerai de manganèse de Dealul Rusului, on a mentionné que ce gisement a un caractère bimétallique et qu'on a affaire seulement à une séparation partielle du manganèse du fer. Hewett (1966) montre que la séparation des deux métaux commence du foyer volcanique et que, pendant le transport des solutions minéralisatrices, dans le bassin de sédimentation elle joue un rôle tout à fait subordonné. Nous sommes d'avis que, en ce qui concerne le gisement de Dealul Rusului, il n'a existé aucune séparation du manganèse du fer, pendant le transport; et dans le foyer volcanique, le mince intervalle d' $\text{eH}$  des solutions hydrothermales l'a, probablement, beaucoup entravée. On peut constater une situation similaire chez le gisement Karadjal de l'URSS aussi (Strahov et al., 1968). Les conditions existantes quand le manganèse et le fer de l'eau marine ont commencé à précipiter ont été celles montrées par Krauskopf (1967). La faible teneur en éléments-trace indique que la plupart des solutions minéralisatrices étaient de basse température et avaient un caractère d'hydrothermes acides (il est quand même possible qu'elles soient aussi carbonatées). Étant donné leur caractère faiblement acide, les solutions ont pu transporté le manganèse et le fer plus loin, jusqu'à ce que, en certains secteurs, l'oxygène dissous dans l'eau marine ait oxydé

une partie du  $Mn^{2+}$  et ait formé  $MnO_2$ , à une forte action catalytique. Tout a été donc difficile, du point de vue chimique, jusqu'à l'apparition du  $MnO$ . Les premières quantités de  $Mn^{2+}$  ont été peut-être oxydées par des bactéries et, une fois la réaction initiée, elle a continué par la précipitation du reste de manganèse de la solution. Pavelescu (1966) a montré que la précipitation du reste de manganèse peut avoir lieu tant des solutions moléculaires que des solutions colloïdales et que tels processus peuvent se dérouler aussi dans les eaux douces continentales (on peut observer souvent les hydroxydes de manganèse sur les tuyaux alimentant à l'eau la ville de Bucarest). Là où  $CO_2$  a été présent se sont formés aussi, en même temps que les oxydes de manganèse, les carbonates de manganèse. Etant donné l'absence des calcaires et des sulfures, Savul et Ianovici (1957, 1958) ont apprécié que la précipitation du manganèse et du fer a eu lieu à un pH moindre que 7,8 et à un eH plus grand que -0,2; et si le dépôt primaire avait renfermé seulement des oxydes et des hydroxydes, l'eH aurait dû être plus grand que zéro. Garrels (1965) et Krauskopf (1967) ont réalisé, en laboratoire, différentes conditions d'eH et de pH, pareilles à celles naturelles. On a rédigé ainsi des diagrammes réalisant les champs des différents minéraux de manganèse, par rapport aux valeurs d'eH et de pH. Il faut pourtant tenir compte du fait que la stabilité des champs peut varier (et celle du manganèse varie plus que celle du fer), jusqu'à la modification de la concentration. L'eau marine, dont la salinité est de 35 pour mille, atteint, d'habitude à la surface, un pH = 8,2 et dans les zones plus profondes pH = 7,8; à variations entre pH = 7,5 et pH = 8,4; et le potentiel d'oxydo-réduction est à la surface eH = 0,2 jusqu'à 0,4 et en profondeur 0,1 jusqu'à 0,3. Selon le diagramme de Krauskopf (1967), telles conditions auraient favorisé la déposition du  $MnCO_3$  et l'absence des oxydes de manganèse. La déposition des oxydes de manganèse réclame soit un eH élevé (pour  $MnO_2$ ), soit un pH alcalin (pour le reste des oxydes de manganèse). La formation du carbonate de manganèse commence à pH = 6 et les expériences de laboratoire ont montré qu'elle a un champ assez large dans le diagramme eH-pH. Quand le  $CO_2$  fait défaut, les composés du manganèse sont d'autant plus stables que l'état d'oxydation en est plus grand, ce qui explique aussi l'occurrence très rare, en nature, du pyrokroïte  $-Mn(OH)_3$  — dont la formation réclame l'absence du  $CO_2$  et le plus faible potentiel d'oxydo-réduction de tous les composés du manganèse (0,6 v). La présence des calcaires dans le gisement de Dealul Rusului, à l'horizon 1159 (près des lentilles de minerai de manganèse) nous porte à admettre qu'au moins en quelques secteurs, le pH a été plus grand que 7,8 ( $CaCO_3$  ne peut pas précipiter en milieux à pH moindres que 7,8). D'autre part, les observations effectuées sur les actuelles dépositions de fer et de manganèse révèlent la prédominance remarquable des oxydes de manganèse sur les carbonates. La faible teneur en  $CaCO_3$  du minerai de manganèse de Dealul Rusului, en quelques secteurs, pourrait être expliquée par la concentration très faible du calcium par rapport à celle du manganèse, dans ces endroits. Il est possible qu'au début, les sédiments de manganèse auraient eu un pourcentage plus élevé en  $CaCO_3$ , mais qu'une partie en fut éloignée pendant le deuxième stade dont parlent Strahov et al. (1968) et Lepp (1963, 1968), la diagenèse. L'apparition de la pyrite dans le gisement de Dealul Rusului prouve que le  $H_2S$  a été présent dans le milieu de sédimentation, mais l'absence de l'alabandine montre que la concentration de celui-ci a été beaucoup moindre. Le manganèse s'est déposé donc tout d'abord en tant qu'oxydes et carbonates et, durant le métamorphisme, sous l'influence des conditions de température et de pression nouvelles, ont eu lieu différentes réactions chimiques, qui ont déterminé la formation des silicates de manganèse et éventuellement des quelques carbonates de manganèse aux dépens du  $CO_2$  issu des réactions chimiques. Les oxydes de manganèse ont une basse température de formation, de sorte qu'ils sont facilement décomposés et, ayant un caractère alcalin, ils réagissent

avec la silice afin de former des silicates, surtout de la rhodonite. Dans le cas d'un excès d'aluminium, apparaît la spessartine. La teneur en éléments-trace du gisement de Dealul Rusului indique justement qu'il est d'origine volcanogène—sédimentaire et que les solutions ont eu une température basse ( $40-50^{\circ}\text{C}$ ), vu que seulement cette température a permis la formation de l'actuelle ambiance géochimique. Si le gisement était d'origine sédimentaire, les éléments-trace devraient avoir des valeurs beaucoup plus grandes (dans ce cas-là le matériel serait la conséquence de l'altération de l'écorce terrestre, surtout de l'altération des roches magmatiques, à grandes quantités de manganèse, et les colloïdes de manganèse formés, étant négatifs, transporteraient avec eux, par adsorption, les quantités beaucoup plus grandes de micro-éléments). Il faut donc chercher la source du manganèse dans les éruptions volcaniques, notamment dans les éruptions déroulées au cours de la sédimentation du matériel qui, par son métamorphisme a engendré l'unité épi-métamorphique. Les recherches des dernières années ont mis en évidence l'existence des deux unités métamorphiques, en rapports de discontinuité : l'unité mésométamorphique de soubassement et l'unité épimétamorphique supérieure. Rădulescu (1967) a séparé les trois complexes stratigraphiques suivantes, dans le cadre de l'unité épimétamorphique du cristallin de Bistrița : 1) le complexe inférieur terrigène manganésifère à deux horizons : a) l'horizon basal blasto-pséphitique et b) l'horizon supérieur manganésifère ; 2) le complexe médian volcanogène à 5 horizons : l'horizon terrigène inférieur, l'horizon des volcanites inférieures, l'horizon terrigène intermédiaire, l'horizon des volcanites supérieures, l'horizon terrigène supérieur ; 3) le complexe supérieur tuffogène basique et graphito-calcaire. Dans l'horizon supérieur manganésifère il y a des prophyroïdes de type Pietrosu et des porphyrogènes rhyolitiques, résultant du magmatisme acide pré-métamorphique. Excepté les roches blanches porphyrogènes, représentant des tufites métamorphisées, et qui — selon leur composition minéralogique et chimique, — indiquent que les roches qui les ont engendrées correspondent à des éruptions acides de porphyres quartzifères (Savul et Mastacan, 1952), dans le versant droit de la Bistrița se trouve un dyke porphyroïde de Pietrosu, dont le chimisme indique un métadacite. Bien que du point de vue géologique-structural le dyke de Pietrosu soit cantonné dans l'unité mésométamorphique et, d'autre part, qu'il y aient des preuves témoignant qu'il a été métamorphisé en même temps que les sédiments de l'unité mésométamorphique, quelques gneiss du même type Pietrosu, cantonnés dans la série épimétamorphique, sont pourtant synchrones aussi aux sédiments qui les entourent ; de sorte que Ionescu (1962) et Rădulescu (1967) sont d'avis qu'il y a eu au moins deux moments d'intrusion des magmas à la même nature, avant ou pendant chacun des moments de transformation métamorphique. La présence des intercalations de porphyroïdes de type Pietrosu dans le même horizon que les minerais de manganèse serait donc une preuve de leur synchronisme. On peut conclure que ce magmatisme, qui a engendré des porphyroïdes de type Pietrosu (de la série épimétamorphique) constitue la source du manganèse des quartzites noirs du cristallin de Bistrița. Selon la classification de Satski (1954), le complexe manganésifère de Dealul Rusului se rattache au groupe II, lié au roches acides. Les observations que nous venons de faire montrent que les solutions hydrothermales ont transporté le manganèse du foyer volcanique vers la surface, la séparation du manganèse du fer a été limitée par l'étroit intervalle d' $\text{eH}-\text{pH}$  et, là où les conditions mentionnées ont tout à coup changé, les deux métaux ont précipité, en imprimant au gisement un caractère bimétallique. Pendant le métamorphisme, les oxydes de manganèse se sont transformés en silicates et partiellement en carbonates (par rapport à la quantité de  $\text{CO}_2$  existante) et les processus de différenciation métamorphique ont beaucoup contribué au parachevement de la structure géologique de l'actuel ensemble manganésifère de Dealul Rusului.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planșa VIII

Carte géologique du périmètre Panaci—Șarul Dornei—Dorna Arini. 1) alluvions ; 2) terrasses ; 3) cônes de déjection ; 4) éboulis ; 5a) quartzites noirs manganésiphères ; 5b) quartzites blancs ; 6) schistes séricito-chloriteux ; 6a) schistes graphiteux ; 6b) phyllites quartzitiques ; 7) conglomérats métamorphiques et schistes blastopséphitiques. II) schistes cristallins mésométamorphiques ; 8) micaschistes ; 8a) micaschistes à turmaline ; 8b) quartzites à muscovite et biotite ; 8c) gneiss ; 8d) amphibolites ; 9) failles ; 10) axe d'anticinal ; 11) schistosité ; 12) liniations ; 13) terril ; 14) carrière ; 15) mine en exploitation ; 16) ligne de chevauchement.

---



## **PLANŞA I**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

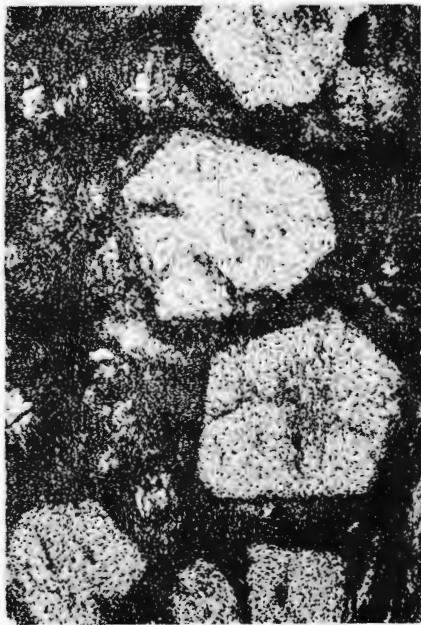
- Fig. 1. — Spessartin + cuart; N||,  $\times 80$ .  
Fig. 2. — Spessartin + rodonit; N||,  $\times 80$ .  
Fig. 3. — Spessartin+ rodonit; N||,  $\times 80$ .  
Fig. 4. — Spessartin +rodonit; N||,  $\times 80$ .



Institutul Geologic al României

GHEORGHE POPA. Zăcămîntul de minereu de Mn de la Dealul Rusului.

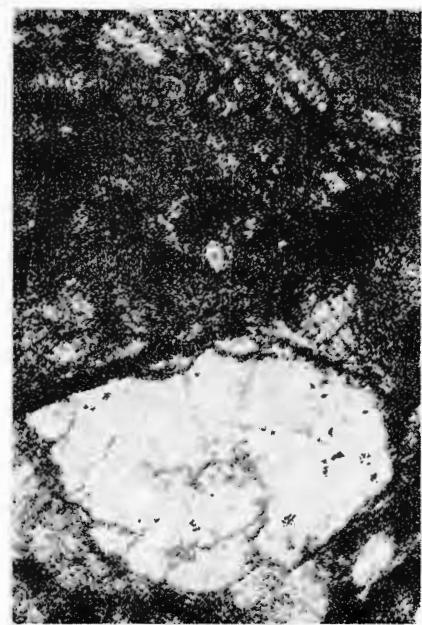
Pl. I.



1



2



3

Studii tehnice și economice seria I nr. 8



4



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

Fig. 1. — Spessartin + rodocrozit; N +,  $\times 80$ .

Fig. 2. — Rodocrozit + rodonit; N +,  $\times 80$ .

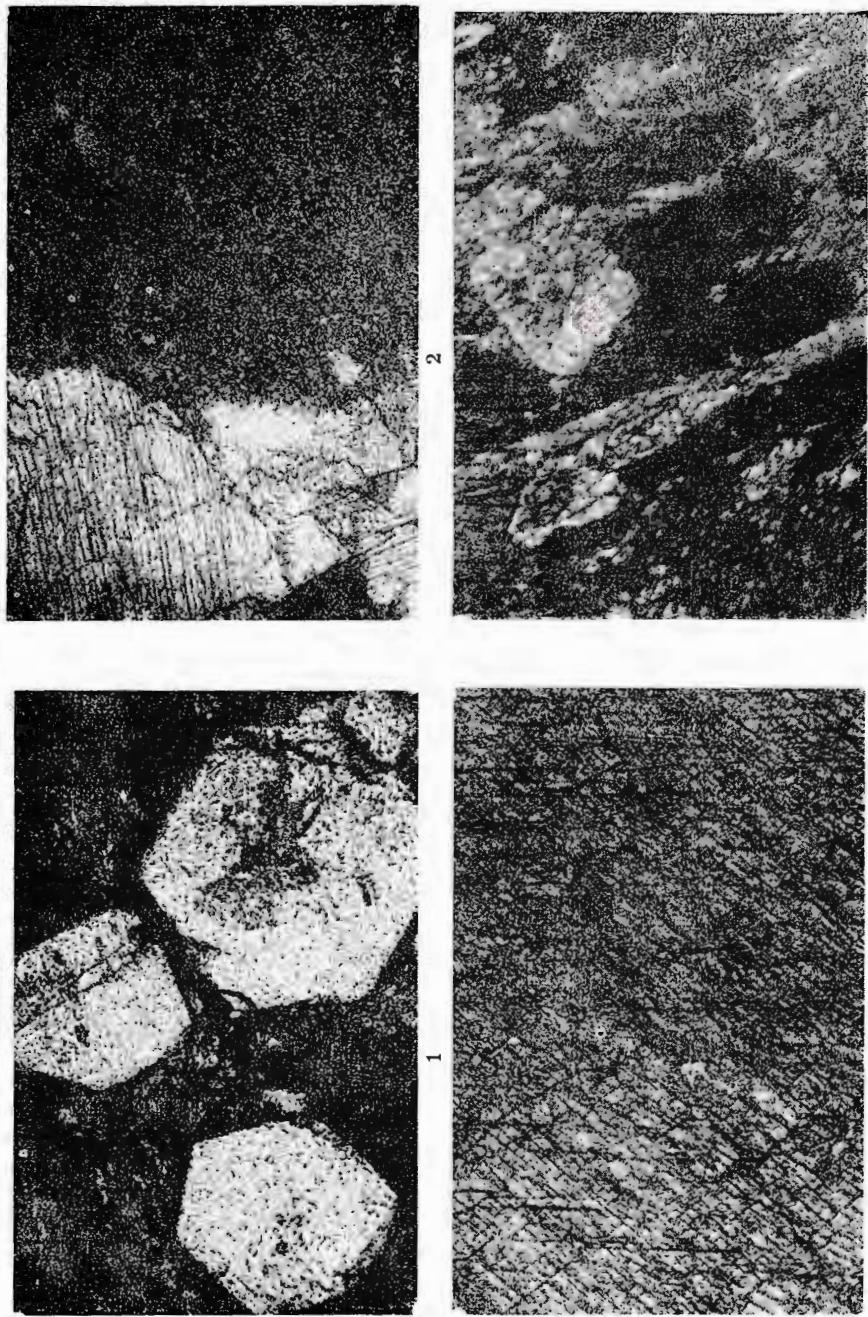
Fig. 3. — Rodonit; N +,  $\times 100$ .

Fig. 4. — Rodonit + piroximangit + dannemorit; N +,  $\times 100$ .



GHEORGHE POPA. Zăcămîntul de minereu de Mn de la Dealul Rusului.

Pl. II



Studii tehnice și economice serie I nr. 8

3



Institutul Geologic al României

### **PLANSA III**

Fig. 1. — Rodonit + rodocrozit; N +,  $\times 100$ .

Fig. 2. — Rodonit + knebelit; N +,  $\times 100$ .

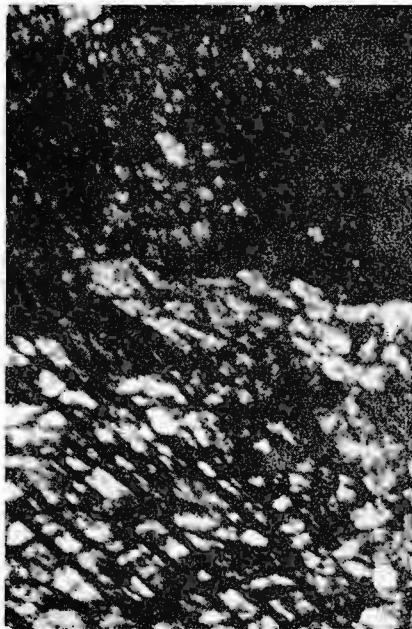
Fig. 3. — Rodonit + piroxmangit; N +,  $\times 100$ .

Fig. 4. — Piroxmangit; N +,  $\times 100$ .

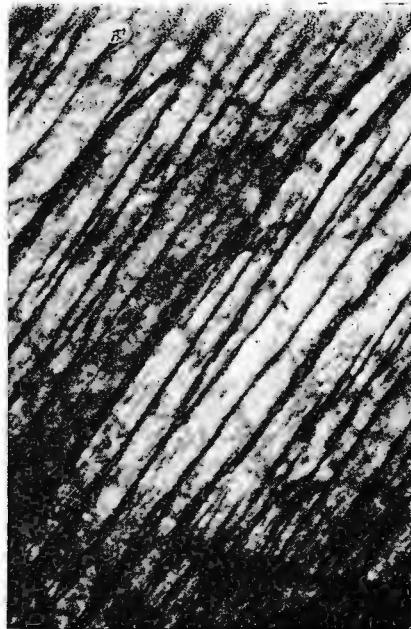


GHEORGHE POPA. Zăcământul de minereu de Mn de la Dealul Rusului.

Pl III.



1



2

3



1



4

Studii tehnice și economice seria I nr. 8



Institutul Geologic al României

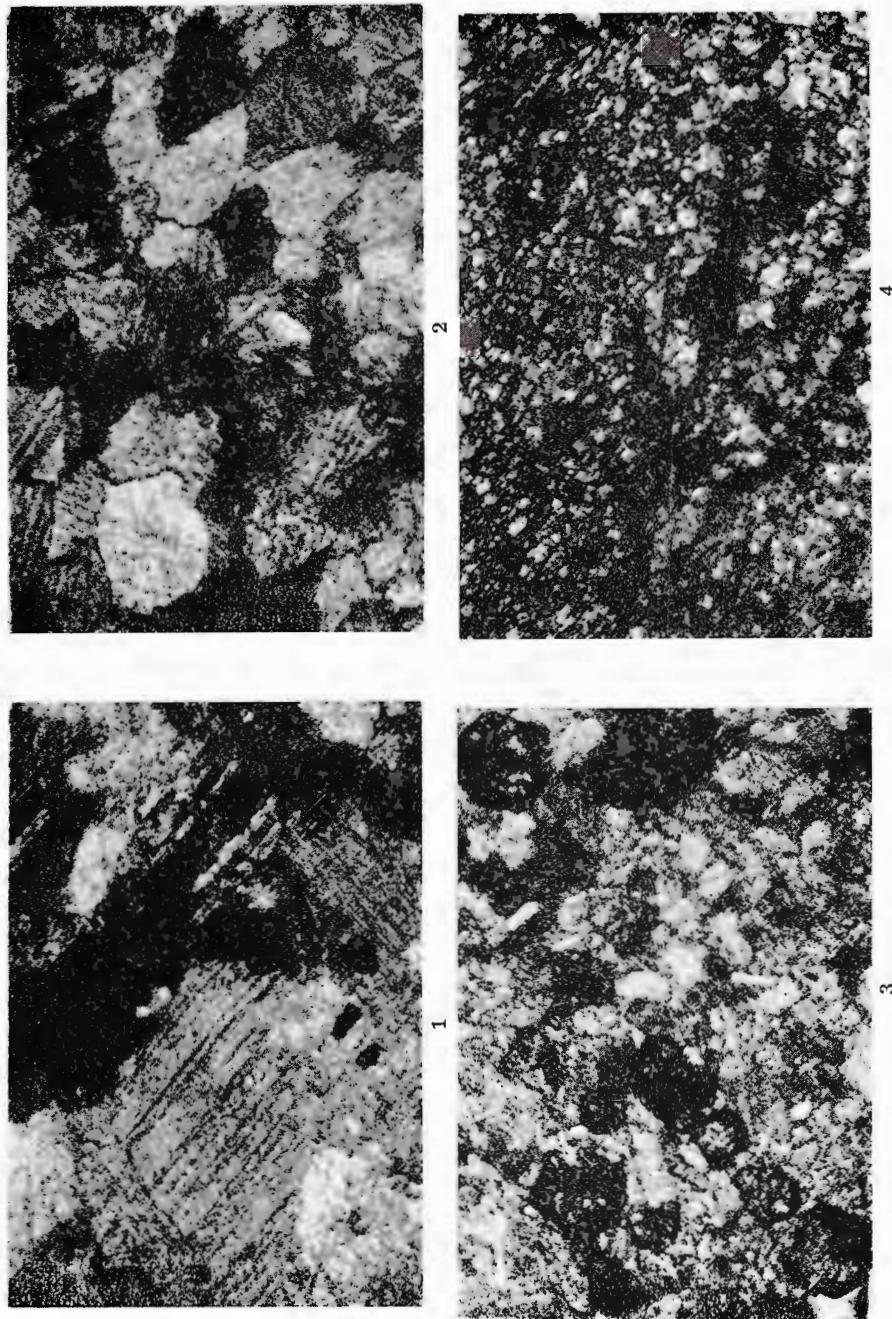
## PLANŞA IV

- Fig. 1. — Rodocrozit + oxizi de mangan; N +,  $\times 100$ .  
Fig. 2. — Rodocrozit + cuarț; N +  $\times 100$ .  
Fig. 3. — Rodocrozit + spessartin + rodonit; N +,  $\times 100$ .  
Fig. 4. — Rodocrozit; N +,  $\times 100$ .



GHEORGHE POPA. Zăcămîntul de minereu de Mn de la Dealul Rusului.

Pl. IV.



## PLANŞA V

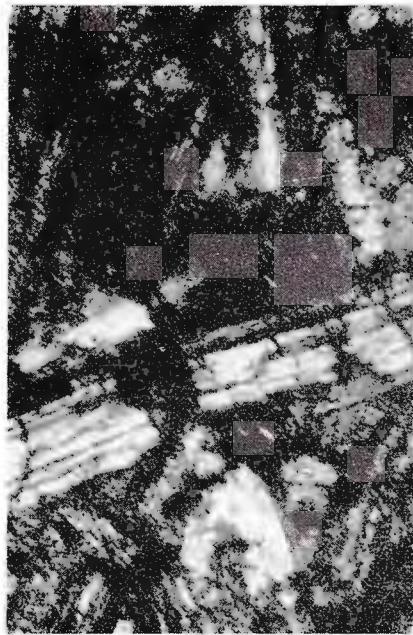
- Fig. 1. — Rodocrozit + rodonit; N +,  $\times 100$ .  
Fig. 2. — Dannemorit + rodocrozit; N +,  $\times 100$ .  
Fig. 3. — Rodocrozit; N +,  $\times 80$ .  
Fig. 4. — Rodocrozit; N +,  $\times 80$ .



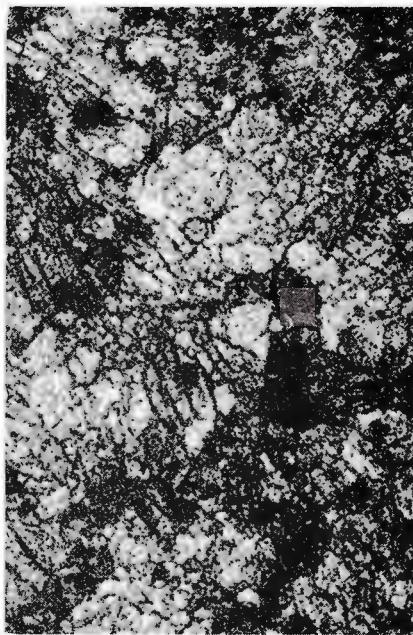
Institutul Geologic al României

GHEORGHE POPA. Zăcămîntul de minereu de Mn de la Dealul Rusului.

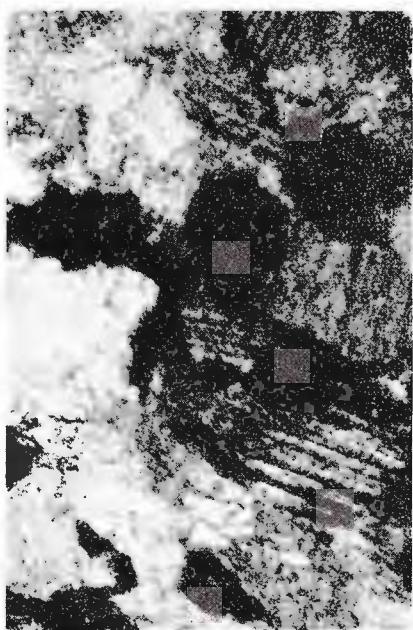
Pl. V.



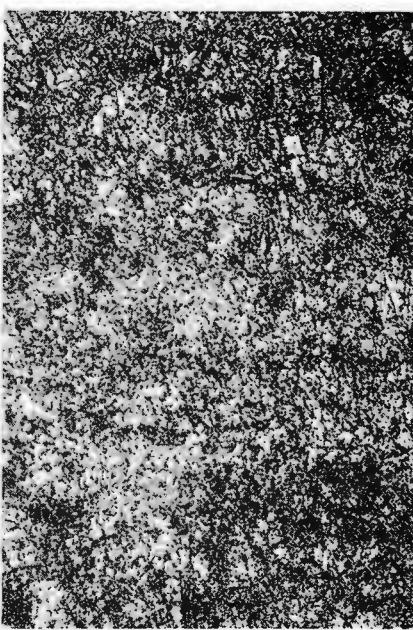
2



4



3



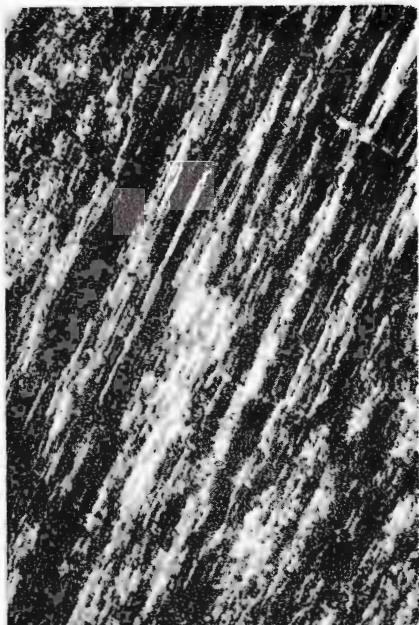
## PLANŞA VI

- Fig. 1. — Dannemorit; N +,  $\times 80$ .  
Fig. 2. — Dannemorit; N +,  $\times 80$ .  
Fig. 3. — Dannemorit + rodocrozit; N +,  $\times 80$ .  
Fig. 4. — Dannemorit + oxizi de mangan; N +,  $\times 80$ .





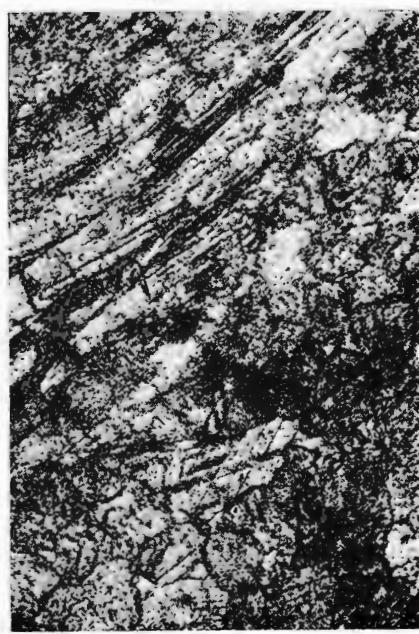
2



4



1



3

## PLANŞA VII

Fig. 1. — Rodocrozit + rodonit; N +,  $\times 80$ .

Fig. 2. — Amfibolit (pârâul Ursăriei); N +,  $\times 100$ .

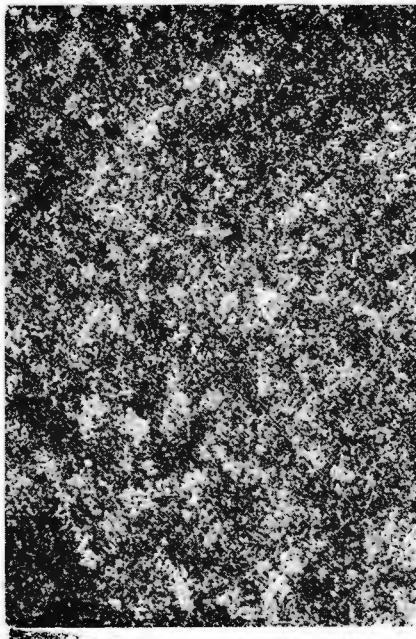
Fig. 3. — Cuarțit negru grafitos (Dealul Rusului); N +,  $\times 100$ .

Fig. 4. — Șist sericito-cloritos (Plaiul Șarului); N +,  $\times 100$ .

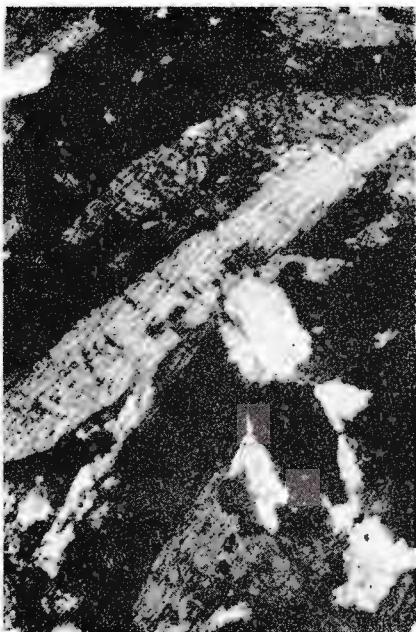


GHEORGHE POPA. Zăcămîntul de minereu de Mn de la Dealul Rusului.

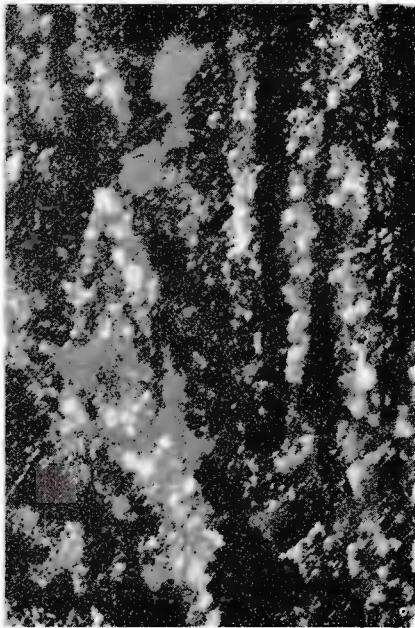
Pl. VII.



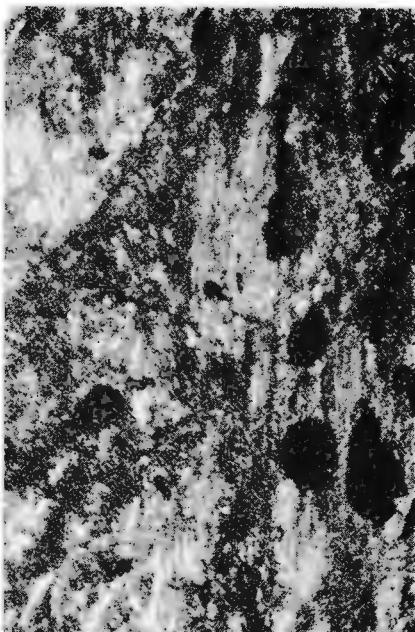
1



2



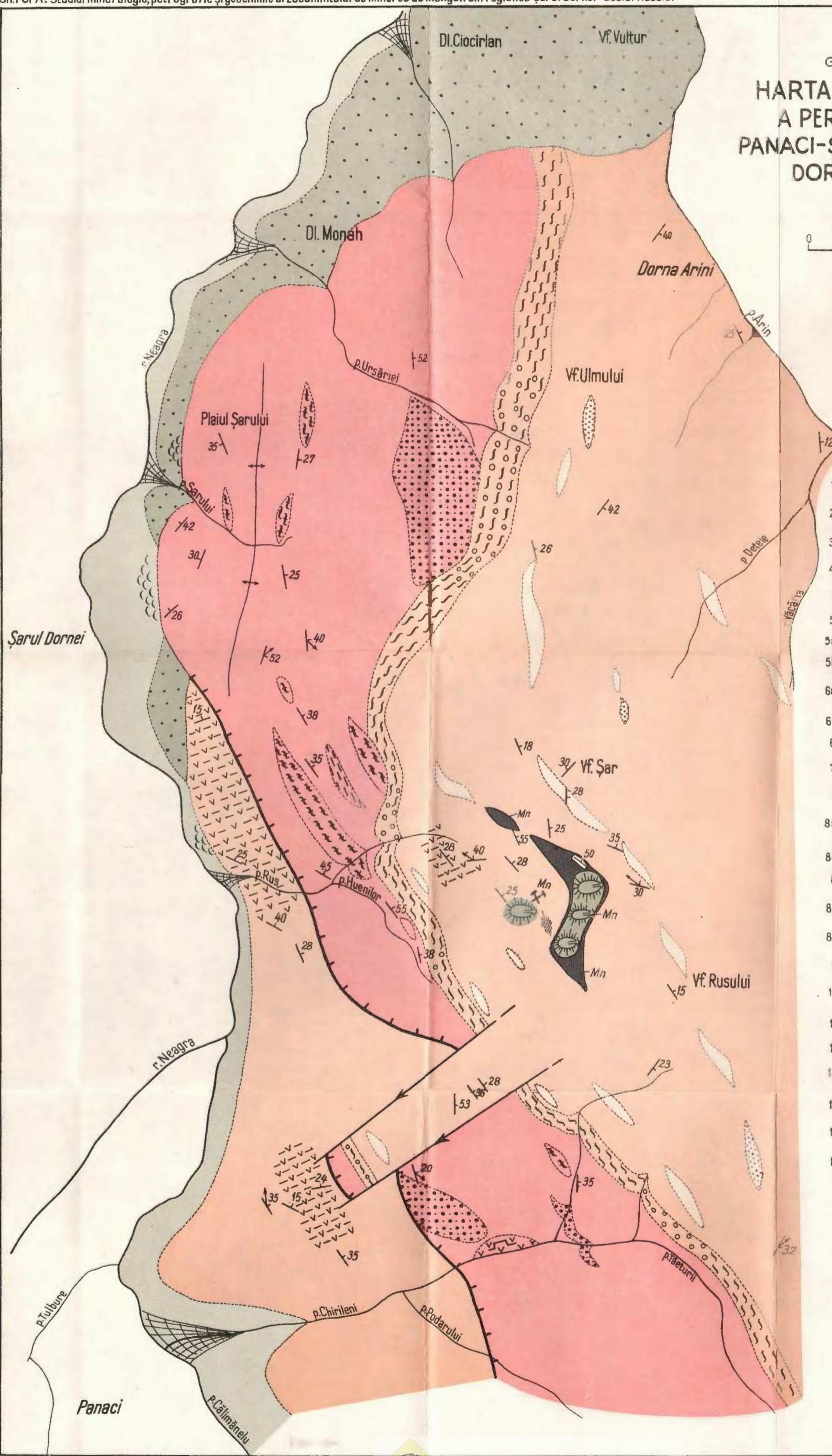
3



4

GH. POPA  
HARTA GEOLOGICĂ  
A PERIMETRULUI  
PANACI-ȘARUL DORNEI  
DORNA ARINI

0 250 500 750 m



**LEGENDA**

- 1 Aluvioni
- 2 Terase
- 3 Conuri de dejectie
- 4 Pornituri

**I-SISTURI CRISTALINE EPIMETAMORFICE**

- |    |                                                       |
|----|-------------------------------------------------------|
| 5  | Cuarțite negre                                        |
| 5a | Cuarțite negre manganifere                            |
| 5b | Cuarțite albe                                         |
| 6a | Şisturi grafitoase                                    |
| 6b | Filitice cuarțitice                                   |
| 6  | Şisturi sericito-cloritoase                           |
| 7  | Conglomerate metamorfozate și şisturi blastopsefítice |

**II-SISTURI CRISTALINE MEZOMETAMORFICE**

- |    |                                |
|----|--------------------------------|
| 8a | Micasisturi cu turmalină       |
| 8b | Cuarțite cu muscovit și biotit |
| 8  | Micasisturi                    |
| 8c | Gnaise                         |
| 8d | Amfibolite                     |

- 9 — Falii
- 10 — Ax de anticinal
- 11 — Sistozitate
- 12 — Liniații
- 13 — Hulde
- 14 — Cariere
- 15 — Mine în exploatare
- 16 — Linie de încălcare

**Redactori : MARGARETA PELTZ, FELICIA ISTOCESCU**  
**Traducători : MARGARETA HÂRJEU, MARIA BORCOŞ**  
**Corector : ELENA BANDRABUR**  
**Ilustrați : VIRGIL NITU**

---

*Dat la cules : mai 1973. But de tipar : ian. 1974, Tiraj : 900 ex.*  
*Hirtie scris IA 70X100/56 g. Colii de tipar : 8. Comanda : 671.*  
*Pentru biblioteci, indicele de clasificare: 55 (058).*

---

Intreprinderea Poligrafică „Informația“, str. Brezoianu 23–25,  
București — România.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului articolelor,  
revine în exclusivitate autorilor**



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României