B·I.G
107.086

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. XLVI

BUCUREŞTI
1975

Institutul Geologic al României

L'Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique a été publié le long des années sous les titres suivants :

Anuarul Institutului Geologic al României t. I—XV (1908—1930)

Anuarul Institutului Geologic al României (Annuaire de l'Institut Géologique de Roumanie) t. XVI—XXII (1931—1943)

Anuarul Comitetului Geologic (Annuaire du Comité Géologique) t. XXIII—XXXIV (1950—1964)

Anuarul Comitetului de Stat al Geologiei (Annuaire du Comité d'Etat pour la Géologie) t. XXXV—XXXVII (1966—1969)

Anuarul Institutului Geologic (Annuaire de l'Institut Géologique) t. XXXVIII—XLII (1970—1974)

Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică (Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique) à partir du t. XLIII—1975.

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. XLVI



BUCUREŞTI
1975

Institutul Geologic al României

CONTENU

Page

Berbeleac I. L'étude pétrographique et métallogénique de la région de Vălişoara (Percurea) (Monts Métallifères) 183

Năstăseanu S. General Outlook on the Paleozoic of the Danubian Autochthonous (South Carpathians) 191

Savu H. Particularités des types de métamorphisme régional préalpin sur le territoire de la Roumanie 219

Institutul Geologic al României

CUPRINS

Pag.

Berbeleac I. Studiul petrografic şi metalogenetic al regiunii Vălişoara (Porcurea) (Munţii Metaliferi) 5

Năstăseanu S. General Outlook on the Paleozoic of the Danubian Autochthonous (South Carpathians) 191

Savu H. Particularités des types de métamorphisme régional préalpin sur le territoire de la Roumanie 219

Institutul Geologic al României

Redactor: ILONA SANDU
Tehnoredactor: ELENA BANDRABUR
Traduceri: MARIANA SAULEA, MARGARETA HÂRJEU, VALENTINA CHIUȚU
Ilustrația: V. NIȚU

Dat la cules: mai 1975. Bun de tipar: septembrie 1975. Tiraj: 950 ex. Hîrtie scris I A. Format 70×100/49. Coli de tipar: 15. Com. 2252. Pentru biblioteci indicele de clasificare: 55(058).

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația" str. Brezoianu nr. 23 – 25, București – România

Institutul Geologic al României

STUDIUL PETROGRAFIC ȘI METALOGENETIC AL REGIUNII VĂLIȘOARA (PORCUREA) (MUNȚII METALIFERI)[1]

DE

ION BERBELEAC [2]

Abstract

Petrographic and Metallogenic Study of the Vălișoara (Porcurea) Region (Metaliferi Mountains). The Vălișoara region represents a zone of the Metaliferi Mountains alpine unit where there are found Upper Jurassic, Lower Cretaceous and Neogene sedimentary formations as well as eruptive rocks corresponding to the Ophiolitic, Laramian and Tertiary chalco-alkaline provinces. The ophiolitic magmatic activity, unfolded during two phases (Triassic? — Upper Jurassic; Upper Jurassic-Lower Cretaceous), comprises a complex made up, in the lower part, of lavas and pyroclastites, dolerites, anamesites, gabbros and diorites. Gabbros and diorites represent simple, stratified dykes and intrusive nappes. Andesitic pyroclastites and andesite veins, oligophyres, albitophyres and rare rhyolites predominate in the upper part. The metallogenesis affiliated to this magmatism comprises concentrations with titanomagnetite, pyrite and zeolites. The ophiolitic magmas are of gabbroic, gabbrodioritic and dioritic type. The sequence of Laramian rocks, affiliated on fractures trending NE—SW, represents veins of andesites, lamprophyres and aplites or simple and innular dykes characterized by a large petrographic and structural nonhomogeneity, mainly constituted of diorites and monzonites. The Laramian metallogenesis represents vein-like accumulations, trending NE—SW and EW, made up of common sulphides (Fe, Pb, Zn, Cu), quartz, carbonates, barytine and clayey minerals. With a view to the chemism of the Laramian magmas they were of dioritic and gabbrodioritic type and an alkaline tendency, differentiating them, is noticed. As regards the activity of the Tertiary subsequent magmatism, the presence of eruptive rocks, corresponding to cycle I (Upper Helvetian? — Upper Tortonian, the lower part) and cycle II (Upper Tortonian-Pliocene?) is pointed out. The eruptive rocks emitted during the two cycles represent rhyodacites, dacites and various types of quartz-bearing and quartziferous andesites. Săcărîmb and Barza

[1] Teză de doctorat susținută la 24 mai 1972, Facultatea de Geologie-Geografie, București și acceptată spre publicare la data de 21 august 1974.

[2] Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.

Institutul Geologic al României

quartziferous andesites, formed during the second andesitic phase of cycle II, are the most representative ones. Cetraş dacites are considered as representing minor and ultimate differentiatae of some structures with quartziferous andesites of the Săcărîmb type. The ore form of the rocks generated during the two cycles represents covers of lavas and pyroclastites, veins, dykes and necks. The Tertiary volcanos of the region are of the simple or compound type and are grouped along volcano-tectonic alignments and within some calderas of collapse. The Tertiary metallogenesis is associated to phases I and II of quartziferous andesites (Draica, Săcărîmb, Barza and Vălişoara) as well as to Cetraş dacites found within the Cordurea, Draica, Vălişoara and Voia structures. It is part of the auriferous quadrilateral district characterized by associations with common sulphides, sulphosalts, tellurium and free gold. The hydrothermal aureoles are mainly associated to mineralizations (veins, columns and stockworks) and comprise associations of neominerals integrated in four facies: propylitic, sericitic-argillitic, quartz-alunitic and zeolitic.

TABLA DE MATERII

	Pag.
I. Introducere	7
1. Istoricul mineritului	8
2. Istoricul cercetărilor geologice	10
II. Descrierea formaţiunilor geologice din regiune	14
1. Fundamentul preaplin	14
2. Formaţiunile alpine	14
a) Stadiul eocinematic	14
b) Stadiul sincinematic	15
c) Stadiul tardecinematic	15
III. Evoluţia proceselor magmatice din regiune	25
A) Magmatismul iniţial ofiolitic	25
1. Descrierea petrografică şi răspîndirea rocilor ofiolitice din prima fază	26
a) Roci efuzive	26
b) Roci piroclastice	29
c) Roci filoniene	31
d) Roci intrusive	33
2. Descrierea petrografică şi răpîndirea rocilor ofiolitice din a doua fază	37
3. Chimismul rocilor ofiolitice	41
a) Caracterele petrochimice ale diferenţiatelor din faza întîi	41
b) Caracterele petrochimice ale diferenţiatelor din faza a doua	47
c) Consideraţii geochimice	54
4. Evoluţia proceselor magmatice şi tectonice	58
5. Metamorfismul hidrotermal şi autometamorfismul	65
6. Metalogeneza magmatismului ofiolitic	69
B) Magmatismul subsecvent laramic (banatitic)	70
1. Răspîndirea şi descrierea petrografică a rocilor banatitice	70
2. Chimismul rocilor banatitice	77
3. Transformările generate de soluţiile rocilor banatitice	81
4. Studiul mineralogic şi geochimic al mineralizaţiilor banatitice	83
a) Principalele caractere ale filoanelor	84

Institutul Geologic al României

Pag.

b) Descrierea mineralizaţiei 87
c) Geochimia mineralizaţiilor banatitice 92
d) Date geotermometrice 95
C) Magmatismul subsecvent tardiv 96
1. Caracterizare generală 96
2. Răspîndirea şi descrierea petrografică a vulcanitelor din ciclul I . . . 97
3. Descrierea şi răspîndirea rocilor eruptive din ciclul II 103
a) Faza I a andezitelor cuarţifere 104
b) Faza I dacitică 106
c) Faza a II-a andezitică 107
d) Faza a II-a dacitică 113
e) Faza a III-a andezitică 114
4. Chimismul rocilor terţiare 115
5. Elementele minore din vulcanitele terţiare 126
6. Descrierea mecanismelor de erupţie şi a tipurilor de zăcămînt . . . 128
7. Metamorfismul de contact termic şi hidrotermal 140
a) Metamorfismul de contact termic 140
b) Fenomene de autohidratare şi metamorfism hidrotermal . . 141
8. Metalogeneza magmatismului subsecvent tardiv 151
a) Funcţia metalizantă şi factorii ce au influenţat procesele de mineralizare 151
b) Sistematica metalogenezei terţiare din regiune 155
c) Prezentarea acumulărilor de substanţe minerale utile din fazele mineralizate 157
d) Succesiunea mineralogenezei 165
e) Elementele minore din mineralizaţiile terţiare 173
f) Condiţiile termodinamice din timpul metalogenezei 173
Bibliografie . . . . . a 176
Rezumat 183

I. INTRODUCERE

Cercetările privind prezenta lucrare au început în primăvara anului 1960 şi au continuat an de an, pînă în prezent.

Toate lucrările privind studiul materialului s-au efectuat în laboratoarele Întreprinderii Geologice de Prospecţiuni.

Pentru conducerea permanentă, îndrumarea şi ajutorul efectiv acordat în rezolvarea problemelor dificile din teren şi laborator, precum şi în realizarea acestei lucrări, mulţumesc călduros prof. dr. doc. D. Giuşcă, membru corespondent al Academiei R.S.R.

Prof. dr. doc. V. Ianovici, membru corespondent al Academiei R.S.R. îi mulţumesc pentru sprijinul acordat în obţinerea perimetrului de studiu şi a îndrumărilor date în rezolvarea unor probleme de ordin teoretic şi practic.

Institutul Geologic al României

Mulţumesc prof. dr. doc. G. Cioflica pentru bunăvoinţa acordată şi îndrumările date cu multă amabilitate, în timpul lucrărilor de teren şi laborator.

Deoarece studiul realizat reprezintă un efort colectiv dus de toţi cei ce au contribuit în mod direct şi indirect la rezolvarea problemelor ridicate, sîntem profund recunoscători chimiştilor A. Kyzyk, Alexandra Dănciulescu, D. Todor, Florica Negrescu, M. Matei, Maria Nedelcu şi Suzi Iliescu, micropaleontologilor Maria Tocorjescu, Viorica Cosma, Ana-Maria Piliuţă, Zorela Munteanu şi Constanţa Cotala precum şi geologilor M. Borcoş, H. Savu, Olga Ionescu, Maria Borcea-Tabacu şi T.P. Ghiţulescu.

Îndrept sentimentele mele cu profunde mulţumiri către acei săteni care mi-au acordat ospitalitate şi sprijin în realizarea activităţii din teren.

Executarea materialului grafic o datoresc cartografei Maria Guţulescu.

Regiunea studiată este situată în partea centrală a Munţilor Metaliferi şi cuprinde porţiunea de teren delimitată de următoarele linii imaginare: la nord văile Oprişeşti, Porcului de către Curechi, Duba şi Ursa; la sud dealul Steampurilor, valea Şesurilor, dealul Măcriş-Coasta Mare şi valea Trestia; la vest lunca văilor Săliste şi Hărţăgani şi la est valea Balşei între Voia şi Oprişeşti.

În limitele perimetrului studiat se găsesc localităţile: Trestia, Săliste şi Hărţăgani din comuna Băiţa şi Voia, Vălişoara, Bunesti, Almaşul Mic, Poiana şi Oprişeşti din comuna Balşa. Administrativ aceste comune fac parte din judeţul Hunedoara.

Din punct de vedere morfologic, regiunea prezintă o mare variaţie de relief, explicată prin rezistenţa diferită a rocilor la acţiunea agenţilor externi. Astfel, calcarele jurasice şi în special rocile eruptivului terţiar alcătuiesc un relief montan cu vîrfuri semeţe (pl. I, fig. 1, 2) şi altitudini cuprinse între 600—1084 m (vîrful Cetraş).

Rocile magmatismului ofiolitic dau un relief cu altitudini medii (300—700 m), creste modelate şi văi cu versanţi abrupţi (pl. I, fig. 2).

Relieful grefat pe formaţiunile sedimentare sau vulcanogen-sedimentare, este puternic modelat (pl. II, fig. 1,2), tipic deluros, pantele dealurilor şi pîraielor au unghiuri mici şi cuprind numeroase zone de alunecări.

Văile principale: Voia, Balşa, Bunesti, Porcurea, Curechi, Hărţăgani, Săliste şi Trestia precum şi afluenţii lor sînt tributare Mureşului, au cursuri repezi şi debit inconstant, dependent de regimul precipitaţiilor.

1. ISTORICUL MINERITULUI

Pentru regiunea cercetată nu dispunem de documente scrise privind existenţa unui minerit mai vechi decît secolul XVII, dar nu este exclus ca acesta să fi fost mult mai vechi, probabil din timpul romanilor. Asemenea lucrări se cunosc la Vălişoara, unde pe pîrîul Zăpozii (galeriile romanilor) şi dîmbul Văleanului se conservă cîteva galerii scurte, cu profil

Institutul Geologic al României

mic şi lucrate în daltă. Una din aceste galerii — Crăiasca, s-a păstrat foarte bine pînă în anul 1943, cînd a fost redeschisă şi reprofilată pe toată lungimea de cca 55 m. În aceasta, după cum mi-au relatat minierii bătrîni din satul Vălişoara, s-au găsit unelte de bronz ale mineritului vechi (ciocane, dălţi şi topoare) şi o placă de andezit frumos cioplită ce acoperea gura unui puţ pe care se afla sculptată o cunună cu flori, o inimă şi un ciocan. Sculptura amintită este considerată de Standenmayer[3] ca fiind de model romanic.

O situaţie similară a existat şi la Draica (Sălişte), unde după cum relatează Primics[4] erau lucrări de epocă foarte veche, care în parte au fost şterse de intensa activitate desfăşurată în sec. XVII şi prima jumătate a sec. XVIII.

Cel mai vechi document ce atestă existenţa unui minerit în regiunea studiată şi cunoscut nouă, este harta minei Barbura de la Porcurea, întocmită de Kompaty în anul 1789. Aceasta reprezintă o copie efectuată de Krause în 1889[5], după originalul întocmit la Viena. Harta cuprinde ridicările foarte detaliate ale volburilor întîlnite în versantul sudic al dealului Boului, între pîrîul Băilor şi Şerbanilor, la nivelul galeriei Barbura, Sf. Gheorghe şi Sf. Treime (Mihai Vechi).

Proprietarii acestor mine — Kolnoki şi Simonyi — exploatează cu succes timp de 40 de ani zăcămintele din această regiune. După moartea acestora, minele ajung în proprietatea sătenilor. Aceştia, ca o ocupaţie secundară, în special iarna, exercitau mineritul exploatînd zăcămintele în tovărăşie. Ulterior, minele de la Văleni, intrate în proprietatea Erarului, au fost cedate în primele două decenii ale secolului XIX asociatului Lehrmann. Exploatarea continuă pînă în 1848 cînd stagnează odată cu izbucnirea revoluţiei. Din cauza acesteia, după cum afirmă Semper (1900)[6], mineritul a avut foarte mult de suferit, încît nici în anul 1889 lucrările nu erau total restabilite. Mai tîrziu, pentru puţin timp, minele sînt concesionate unui consorţiu englez care execută, în principal, lucrări de explorare. Ca urmare a rezultatelor slabe înregistrate, concesiunea este abandonată, iar minele ajung în proprietatea societăţii pe Cuxe.

Ca ultime activităţi desfăşurate în acest sector menţionăm: lucrările de redeschidere şi exploatare la nivelul galeriei Barbura şi Mihai Vechi efectuate de societatea „Pyrit" între 1942—1944; redeschiderea în perioada 1962—1965, de către ISEM a galeriei Barbura şi cercetarea de la acest nivel a zonelor mineralizate din dealul Băilor şi executarea între 1968—1970 de aceeaşi întreprindere şi IPEG-Deva a galeriei inferioare — XIII.

În bazinul văii Truţii — dealul Măgura Porcului (sectorul estic), exploatările au început odată cu descoperirea în 1870 a coloanei Preluca care a fost deschisă prin galeriile Zubau I, II şi Noroc Bun precum şi printr-un puţ central de cca 240 m.

Datorită rezervelor mici şi conţinuturilor scăzute în aur, în 1919 exploatarea stagnează.

Mineritul în acest sector este reluat în 1935 de societatea „Petroşana". Aceasta redeschide vechile galerii şi extinde cercetările prin lucrări noi în galeriile Aurel, Baia Mare, Elma şi Noroc Bun. Bilanţul activităţii fiind slab, în 1937 cercetările sînt abandonate.

---

[3] M. Standenmayer. Cîmpul minier Porcurea (traducere din limba germană). 1896. Arh. I.M. Zlatna.

[4] C. Primics. Cîmpul minier Porcurea (traducere din limba germană). 1896. Arh. I.M. Zlatna.

[5] L. Krause. Cîmpul minier Porcurea (traducere din limba germană). 1919. Arh. I.M. Zlatna.

[6] G. Semper. Zăcăminte aurifere din Porcurea (traducere din limba germană). 1900. Arh. I.M. Zlatna.

Institutul Geologic al României

Tot în sectorul estic, între 1959—1961, T.P.E.M.N.-ul redeschide galeria Noroc Bun şi cercetează mineralizaţiile coloanei Vrednicuţa, filonul Felix precum şi alte filonaşe din apropierea coloanei.

Zăcămîntul de la Draica (Sălişte), după Cotta, Fellenberg (1862) şi Primics (1896), au constituit obiectul unor exploatări intense în secolele XVII şi XVIII, cuprinzînd filonul principal — Împărătesc — şi ramificaţiile lui din partea estică a dealului Draica, la nivelul galeriilor Ana, Terezia şi Francisca.

La sfîrşitul secolului XIX datorită exploatării filoanelor la orizonturile superioare, a scăderii conţinutului în aur pe acestea, cît şi a infiltrărilor mari de apă în lucrările executate, se abandonează cercetarea.

După Primics galeria Emma în anul 1896 avea 200 m, iar la această dată lucrările de exploatare şi explorare erau practic sistate.

În perioada 1935—1937 societatea „Petroşana" redeschide şi reprofilează galeriile Francisca şi Emma şi continuă cercetarea în viu a filonului Împărătesc şi ramificaţiile lui principale.

Cunoaşterea completă a mineralizaţiei de la Draica, la nivelul galeriei Emma şi — 40 m, se realizează de către IGEX şi IPEG-Deva între 1967—1971.

În deceniul al patrulea al secolului nostru, în versantul vestic al dealului Coasta Mare de la Hărţăgani, s-a explorat şi în parte exploatat de către societatea „MICA" filonul Buna Vestire. Cercetarea acestei mineralizaţii s-a reluat în 1968 de către IGEX prin executarea unei galerii inferioare — Noroc Bun (galeria XIV) care este continuată în prezent de către IPEG-Deva.

2. ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE

Cercetările din regiune sînt strîns legate de evoluţia cunoştinţelor geologice referitoare la întreg ansamblul Munţilor Metaliferi. Acestea, au fost repartizate de Ianovici et al. (1969), în patru etape, pe care le adoptăm şi noi: una corespunzătoare timpului scurs între epoca preromană şi primul document apărut (1777, în cazul nostru 1789), alte două între 1774—1918; 1919—1949 şi ultima după 1948.

Prima perioadă corespunde stadiului de acumulare a cunoştinţelor geologice cu caracter empiric din lumea antică. În acest timp, lucrările de exploatare şi cercetare aveau la bază experienţa practicii meritului exercitată de populaţia locală.

În următoarele două perioade imensul material furnizat de lucrările miniere de cercetare şi exploatare executate în regiune au constituit obiectul de studiu pentru mulţi cercetători, printre care enumerăm pe cei ce au avut în vedere descrierea principalelor minerale metalice şi de gangă din zăcăminte sau a structurilor geologice de ansamblu, cum sînt: Herbich (1953), Zepharovich (1854, 1859, 1873, 1893); Ackner (1855), Cotta şi Fellenberg (1862), Medgyesi (1885), Benkö (1886, 1888, 1889), Koch (1889), Franzenau (1894, 1897), John şi Eichleiter (1895), Primics (1896), Standenmayer (1896)[7], Semper (1900)[8], Goldschmidt şi Philipp (1902),

[7] *Op. cit.* pct. 3.
[8] *Op. cit.* pct. 6.

Institutul Geologic al României

Goldschmidt (1904), Pàlfy (1906 (1909)[9] 1912), Lóczy (1918) şi Krause (1919)[10].

Din aceste lucrări remarcăm datele prezentate de Primics (1896) referitoare la alinierea aparatelor vulcanice mezozoice după fracturi orientate E-W, situate între Turda şi Arad şi Pàlfy care explică formarea bazinelor intramontane după aliniamente rupturale orientate NW-SE şi NE-SW. Ultimul autor observă dispunerea aparatelor vulcanice terţiare după fracturi orientate NW-SE.

Sub aspect tectonic, precizăm faptul că Loczy consideră Munţii Metaliferi ca un geosinclinal simetric avînd în ax roci eruptive mezozoice (diabaze, gabbrouri, porfirite cu augit, porfire cuarţifere şi granite), iar spre periferie depozite sedimentare mezozoice şi terţiare.

Perioada dintre anii 1919—1948, se caracterizează printr-o tendinţă netă de sintetizare a cunoştinţelor acumulate. În acest sens, citǎm lucrările realizate de Popescu-Voiteşti (1931, 1935, 1942), Tokody (1926, 1934), Kober (1931), Macovei, Atanasiu (1931), Ilie (1931, 1936, 1953) şi Ghiţulescu, Socolescu (1941).

Rezumînd ideile mai principale ce se desprind din lucrările acestei perioade, atribuim lui: Macovei şi Atanasiu întroducerea, descrierea şi denumirea de geosinclinalul Mureşului, pentru geosinclinalul Munţilor Metaliferi; lui Ilie îi aparţine cercetarea completă, stratigrafică şi paleontologică a formaţiunilor sedimentare precum şi ideea pînzei de decolare gravitaţională şi lui Ghiţulescu şi Socolescu studiul complex, stratigrafic, tectonic, magmatic şi metalogenetic al acestor munţi. După ultimii autori, Munţii Metaliferi reprezintă o subunitate a geosinclinalului Mureşului, cu tectonică alpină în zona axială şi veche în zonele periferice. Meritorii sînt şi contribuţiile aduse privind formele de zăcămînt a rocilor eruptive.

Tot în această perioadă Ianovici (1938) studiază în Munţii Metaliferi, mineralogia, petrografia şi petrochimia rocilor eruptive din dealul Draica.

În perioada de după 1948 pentru regiunea studiată lucrările publicate sînt puţine, dar toate reprezintă prin nivelul de tratare a problemelor, sintetizarea cercetărilor meticuloase. Astfel, Lupei (1963), într-o lucrare îşi expune ideile referitoare la relaţiile dintre magmatism, tectonică şi metalogeneză, din care reţinem: mişcarea magmelor spre suprafaţă a început din Cretacic şi s-a încheiat în Pliocen; în structura Hondol-Cetraş trebuie să existe o continuare spre est a cordilierei calcaroase jurasic-superioare din regiunea Băiţa şi, rocile eruptive şi mineralizatorii provin din aceeaşi magmă situată la nivelul subcrustal apropiat.

Litologia, petrografia şi relaţiile de vîrstă dintre depozitele sedimentare neogene şi rocile eruptive terţiare din regiune, după anul 1960 a fost în atenţia mai multor cercetători printre care menţionăm: Vasilescu

[9] M. Pàlfy. Cîmpurile miniere Porcurea şi Curechi (traducere din limba germană). 1909. Arh. I.M. Zlatna.

[10] *Op. cit.* pct. 5.

Institutul Geologic al României

et al. (1959)[11], Mantea et al. (1960)[12], Cosma et al. (1961)[13], Cosma et al. (1960[14], 1961[15], 1962[16]), autorul prezentei lucrări singur sau în colaborare (1963[17], 1964[18], 1967[19], 1968[20]), Cioflica et al. (1966) și Gianina Cioflica, Popescu (1966).

Cercetarea depozitelor sedimentare și vulcano-sedimentare din perimetrul cuprins în prezenta lucrare și regiunile limitrofe (Galbina, Roșia, Burtuca) de către subsemnatul, aduce argumente noi privitoare la: posibila integrare a pietrișurilor de Almașul Mare la Helvețian superior; separarea în Tortonian a trei zone micropaleontologice: HT, T_2, T_{2b}; evidențierea unui complex vulcano-sedimentar de vîrstă Tortonian-Sarmațian și stabilirea unei noi scheme de evoluție a vulcanismului în regiune.

Studiul rocilor ofiolitice din regiune, a început cu Vasilescu et al.[21], Vasilescu, Arion[22], Cosma et al.,[23] și s-a continuat de către noi, an de an pînă în prezent.

[11] L. Vasilescu, Olimpia Vasilescu, A. Ștefan. Raport geologic asupra regiunii Țebea-Mihăileni-Curechiu-Hărțăgani-Fizești-Măgura-Toplița. 1959. Arh. M.M.P.G., București.

[12] G. Mantea, E. Antonescu, Ștefana Balș, J. Bordea, J. Dan, Camelia Tomescu, Cornelia Cornea, Tamara Odobescu, R. Puricel. Prospecțiuni geologice pentru minereuri aurifere în Munții Metaliferi. 1961. Arh. M.M.P.G., București.

[13] Viorica Cosma, Zorela Dumitrescu, Ivonne Babucea, Constanța Cotala, Ana-Maria Dumitrescu, Iva Mariana. Raport geologic. Urmărirea și colectarea de probe micropaleontologice în succesiunea stratigrafică a Cretacicului și Miocenului din Munții Metaliferi. 1961. Arh. M.M.I.P.G., București.

[14] S. Cosma, Maria Tabacu, I. Berbeleac, Olga Ionescu. Raport geologic pentru cercetări auro-argentifere în regiunea Porcurea-Balșa-Ardeu-Almașul de Mijloc-Poiana-Curechi. 1960. Arh. M.M.P.G. București.

[15] S. Cosma, I. Berbeleac, A. Țenu, Sînziana Țenu, Rodica Serghie. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri auro-argentifere în regiunea Almaș-Porcurea-Balșa. 1961. Arh. M.M.P.G., București.

[16] S. Cosma, I. Berbeleac, A. Țenu. Sînziana Țenu. Proiect privind cercetarea cu lucrări miniere a zonei mineralizate de la Vălișoara. 1962. Arh. M.M.P.G., București.

[17] I. Berbeleac. Raport geologic privind prospecțiunile pentru minereuri auro-argentifere în regiunea Vălișoara-Voia-Hărțăgani. 1963. Arh. M.M.P.G., București.

[18] I. Berbeleac, Olga Ionescu. Raport geologic privind prospecțiunile pentru aur, argint, mercur și telur în regiunea Băcâia, Bulbuc -Răcătău, Hărțăgani, Munții Metaliferi. 1964. Arh. M.M.P.G. București.

[19] I. Berbeleac. Raport privind lucrările speciale de sinteză în regiunea Voia-Sălișteu-Hărțăgani. 1967. Arh. M.M.P.G., București.

[20] I. Berbeleac. Raport privind lucrările speciale de sinteză în regiunea Galbina-Roșia-Balșa. 1968. Arh. M.M.P.G., București.

[21] *Op. cit.* pct. 11.

[22] Al. Vasilescu, M. Arion. Raport geologic privind piritele sărace din regiunea Porcurea. 1959. Arh. M.M.P.G., București.

[23] *Op. cit.* pct. 14, 15.

Institutul Geologic al României

În regiunea Almaşul Mic, V a s i l e s c u şi A r i o n separă în cadrul rocilor ofiolitice diabaz-porfirite, diabaz-porfirite spilitizate, diabaz-porfirite spilitizate filoniene şi roci piroclastice. Faţă de aceşti cercetători în anii următori C o s m a et al., evidenţiază în masa ofiolitică din regiunea Balşa-Poiana-Almaşul Mic mai multe tipuri de bazalte, andezite şi roci piroclastice.

Cercetările efectuate de subsemnatul în perioada 1963—1968 asupra rocilor ofilolitice din regiune au evidenţiat întocmai ca şi în munţii Drocea trei faze de erupţie : una de vîrstă antejurasic-superior cu efuziuni şi extruziuni bazaltice, şi intruziuni gabbroice şi dioritice, alta Jurasic superior-Cretacic inferior cu diferenţiate bazaltice şi andezitice şi alta Cretacic inferior cu efuziuni şi piroclastite bazaltice spilitizate (B e r b e l e a c, 1970).

O mare parte din autorii susmenţionaţi au efectuat şi studii privind natura petrografică a rocilor eruptive terţiare, alteraţiile hidrotermale şi mineralizaţiile din regiune. Asupra acestora vom reveni în cadrul altor capitole.

În afara lucrărilor menţionate în perioada 1960—1970 în regiune s-au mai executat cercetări geochimice (B e n e a, 1961[24]; T o m e s c u, 1964[25]) şi geofizice (A n d r e i, 1961[26], 1971[27]), P o p e s c u B r ă d e t (1961[28]), M a r c o ş a n (1969[29]) şi B o t e z a t u (1971).

Sinteza cercetărilor stratigrafice, tectonice, magmatice şi metalogenetice efectuate de diverşi autori în Munţii Metaliferi pînă în anul 1967 este cuprinsă în lucrarea realizată de I a n o v i c i et al. (1969), iar caracterele geochimice ale vulcanitelor terţiare din ciclul I şi II sînt discutate pe larg în lucrările realizate de B o r c o ş et al., (1969, 1972).

---

[24] G. B e n e a. Raport geologic privind prospecţiunile geochimice de la Porcurea. 1961. Arg. M.M.P.G., Bucureşti.

[25] C. T o m e s c u. Raport asupra prospecţiunilor geochimice pentru Pb, Zn, Ag, Hg, Te, Ge şi Ni din Munţii Metaliferi, sectoarele Voia-Cerburea-Cordurea-Birtin. 1964. Arh. M.M.P.G., Bucureşti.

[26] J. A n d r e i. Raport asupra prospecţiunilor gravimetrice şi magnetometrice în Munţii Metaliferi şi în partea de sud a munţilor Trascău, pentru localizarea aparatelor vulcanice. 1961. Arh. M.M.P.G., Bucureşti.

[27] J. A n d r e i. Sinteza datelor geofizice din zona eruptivului Munţilor Metaliferi. 1971. Arh. M.M.P.G., Bucureşti.

[28] P o p e s c u-B r ă d e t. Raport privind prospecţiunile magnetometrice din Munţii Metaliferi. 1961. Arh. M.M.P.G., Bucureşti.

[29] D. M a r c o ş a n. Prospecţiuni magnetometrice de detaliu pentru minereuri neferoase în zona Poiana-Voia-Cib-Almaşul Mare, judeţele Alba şi Hunedoara. 1969. Arh. M.M.P.G., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

II. DESCRIEREA FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE DIN REGIUNE

1. FUNDAMENTUL PREALPIN

În regiune nu se cunosc formațiuni prealpine dar observațiile indirecte atestă prezența lor probabilă în fundament. Astfel în neck-ul dacitic din dealul Duba (valea Duba de către Curechi) ca și în aglomeratele andezitelor cu hornblendă și cuarț de pe Valea Rea, s-au întîlnit fragmente de cuarțite biotitice și granite gnaisice cu biotit. Fragmentele de șisturi cristaline, înglobate în rocile dacitice, prezintă la contactul cu acestea aglomerări de oxizi de fier și biotit. Microclinul și albitul din gnaise cuprinde incluziuni de cuarț și minerale accesorii.

2. FORMAȚIUNILE ALPINE

Formațiunile alpine se situează în partea centrală și estică a regiunii și ocupă arii restrînse față de rocile eruptive. Litogeneza acestora în cadrul șanțului metaliferilor, așa cum a arătat I a n o v i c i et al. (1969) s-a dezvoltat în trei stadii unul eocinematic cu depozite preponderent calcaroase, altul sincinematic cu formațiuni de fliș și unul tardecinematic caracterizat prin depozite de molasă.

a) Stadiul eocinematic

Jurasicul superior

În regiune, ariile ocupate de depozitele neojurasice se limitează la micile iviri de calcare întîlnite în dealul Vulpuș de la Sălișteș și la cîteva petice în regiunea Voia. Acestea fac parte din cordiliera calcaroasă dispusă în „haut-fondul" Drocea-Techereu. Din această cordilieră, nu se mai păstrează decît masive solitare, cu dimensiuni mai mari la vest de Sălișteș (Băița) și la est de Voia (Almaș Mic-Balșa) sau ca klippe sedimentate în depozitele flișoide și de molasă ale Cretacicului în facies de „Wildflysch" din regiunea văii Ampoiului.

Calcarele jurasic-superioare sînt masive, au culoarea albă, albă-cenușie negricioasă și mai rar gălbuie-roșiatică. Textura este compactă, local brecioasă.

Studiile microscopice efectuate indică prezența în cantități apreciabile a organismelor, în special a resturilor ușor diagenizate și fisurate de foraminifere, corali, lamelibranhiate și gasteropode. Fisurile din calcare sînt umplute cu carbonați (calcit, ankerit, siderit) și hidroxizi de fier.

În calcarele din regiunea Voia (versant stîng valea Voia și dealul Piatra Lupoaia), în părțile marginale și inferioare ale ivirilor, se întîlnesc elemente remaniate de roci ofiolitice și cristale de feldspat plagioclaz, augit și mai rar cuarț.

Institutul Geologic al României

b) Stadiul sincinematic

Cretacicul inferior

În stadiul sincinematic, substadiul mezocretacic (austric) partea centrală a Munţilor Metaliferi, ca urmare a diastrofismului chimeric nou, suferă o mişcare pozitivă, devenind o masă semirigidă. Acum, regiunea situată la est de Vălişoara, între Oprişeşti-Voia-Techereu-Almaşul de Mijloc se ridică, iar zonele învecinate coborîte, sînt acoperite de transgresiunea cretacic-inferioară. Depozitele rezultate, în facies de fliş, au fost atribuite Albianului şi Apţianului.

Albianul. Depozitele albiene în facies de fliş aleurolitic bordează porţiunea vestică şi sudică a dealului Cordurea-Duba.

În regiunea Hărţăgani-Curechi, depozitele încep prin şisturi argiloase-grezoase muscovitice de culoare roşiatică (2—5 m) peste care se dispune un pachet gros de cca 200 m, alcătuit dintr-o alternanţă deasă de şisturi argiloase-grezoase muscovitice cu impresii de plante, cu şisturi marnoase-argiloase, şi gresii carbonatice-cuarţitice. Deasupra acestui pachet, în versantul stîng al văii Ursa de la Curechi şi valea Carpenilor de la Hărţăgani apar gresii microconglomeratice şi conglomerate cuarţoase.

Întreaga stivă de depozite albiene din regiune au suferit un metamorfism dinamic marcat prin tendinţa de orientare paralelă a mineralelor micacee şi transformarea lor în sericit şi clorit (pl. IV, fig. 1).

Muscovitul, în parte sericitizat, are extincţii ondulatorii şi mulează granulele de cuarţ.

Aceleaşi caractere se remarcă şi la rocile albiene întîlnite în regiunea Almaşului Mic.

Apţianul. În versantul stîng al văii Voia, de la biserică pînă în apropierea podului de la gura văii, s-a întîlnit o fîşie de roci sedimentare apţiene, constituită dintr-o alternanţă de şisturi argiloase-grezoase şi argile şistoase, cu intercalaţii de calcare, calcarenite şi blocuri de roci ofiolitice. Către partea superioară, în calcarele din versantul stîng al pîrîului Nicului, precum şi în gresiile şi şisturile argiloase de pe pîrîul Nicului se întîlnesc fisuri cu minerale de neoformaţie ca: gips, carbonaţi, pirită, illit şi caolinit. Circulaţia soluţiilor hidrotermale a avut loc aici pe liniile de fracturi laramice, care au condus la afundarea regiunii şi la conservarea în consecinţă a acestor depozite.

c) Stadiul tardecinematic

Orogeneza laramică a finalizat principalele structuri geologice majore din etapele de evoluţie geosinclinală şi orogenă a şanţului Munţilor Metaliferi.

În prima parte a stadiului tardecinematic (Eocen, Helveţian inferior ?) Munţii Metaliferi au fost exondaţi şi supuşi unei intense alterări în condiţiile unui climat arid. Situaţia se modifică prin diastrofismul ruptural intens din substadiile pireneian şi stiric, ultimul fiind probabil responsabil de crearea fracturilor orientate NW—SE, care a determinat afundarea zonei corespunzătoare actualului bazin de sedimentare Brad-Săcărîmb.

Institutul Geologic al României

În această regiune ca şi în alte părţi din Munţii Metaliferi a avut loc sedimentarea depozitelor miocene, care aici se pare că începe cu Helveţianul superior şi se continuă în tot timpul Tortonianului şi Sarmaţianului.

Helveţianul superior? Înainte de a prezenta observaţiile noastre asupra acestor depozite facem unele precizări privind deosebirile de vîrstă semnalate în interpretarea geologică dată de cercetătorii anteriori, atît pentru regiunea în studiu, cît şi pentru cele învecinate.

În regiunea Brad-Săcărîmb, Koch (1891), Primics (1896) şi Pàlfy (1906), includ depozitele Helveţianului terminal la Mediteranean iar Ghiţulescu, Socolescu (1941) la Tortonianul inferior cu două complexe litologice: „Conglomeratele de Faţa Băii" şi „Pietrişurile de Almaşul Mare". În aceeaşi idee sînt prezentate datele în lucrările elaborate de Mantea et al.[30], Borcoş, Mantea (1964) şi Ianovici et al. (1969).

Un punct de vedere deosebit faţă de autorii citaţi, însuşit şi de noi, îl are Cioflica et al.[31] (1966) şi Gianina Cioflica, Popescu (1966) care separă în molasa miocenă din regiunea Hondol-Hărţăgani două complexe: unul corespunzător „Pietrişurilor de Almaşul Mare" de vîrstă Helveţian terminal şi altul vulcano-sedimentar tortonian.

Rocile Helveţianului superior? alcătuiesc un complex detritic, dispus transgresiv şi discordant peste fundamentul ofiolitic, calcarele jurasice şi formaţiunile cretacic-inferioare. Sub aspect litologic reprezintă echivalentul „Pietrişurilor de Almaşul Mare" (Ghiţulescu, Socolescu, 1941) din bazinul Zlatna-Almaş şi au în bază conglomerate cu elemente de roci ofiolitice, conglomerate şi microconglomerate cuarţoase, pietrişuri în alternanţă cu nisipuri, gresii şi argile roşii-şocolatii. Partea superioară cuprinde conglomerate riodacitice, tufuri riolitice, conglomerate şi microconglomerate cuarţoase, friabile cu material feldspatic argilizat, conglomerate calcaroase şi calcare conglomeratice, gresii micacee şi şisturi argiloase pătate, argile albe-verzui tufacee, gresii cuarţoase cu ciment carbonatic şi argile roşii.

Caracterul torenţial al sedimentării este pregnant şi numai (fig. 1) o uşoară stratificaţie marină epicontinentală se remarcă în partea superioară.

Materialul remaniat este repartizat diferit: bazalte ofiolitice, calcare, şisturi cristaline, granite şi diorite în partea inferioară, şisturi cretacice şi riodacite în partea superioară.

Remanierea materialului eruptiv neogen se face simţită odată cu sedimentarea conglomeratelor cu elemente de riodacite de pe pîriul Certejului (fig. 2). De la acest nivel, în matricea conglomeratelor, pietrişurilor, gresiilor şi nisipurilor din regiunea Vălişoara-Voia, feldspatul este prezent în cantităţi apreciabile, adesea ajungîndu-se la separări sublitharenitice şi subarkoze. De altfel, prezenţa tufurilor riolitice şi a argilelor tufacee edifică observaţiile de mai sus.

[30] *Op. cit.* pct. 12.

[31] G. Cioflica, G. Istrate, G. Udubaşa. Studiul mineralogic şi petrografic al rocilor vulcanice din regiunea Hondol-Vălişoara (Porcurea), Munţii Metaliferi. 1964. Arh. Inst. Geol. Geof. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Lipsa microfaunei şi macrofaunei în depozitele „Pietrişurilor de Almaşu Mare" din această regiune lasă deschisă problema vîrstei. Putem afirma cu certitudine că acestea nu sînt de vîrstă Tortonian mediu (M a n t e a et al., 1961) deoarece sub nivelul marnelor cu globigerine şi lamelibranhiate de vîrstă Tortonian inferior (fig. 2) se află rocile acestui complex. În acest caz rocile discutate pot fi considerate ca mai vechi decît Tortonianul inferior, probabil Helveţian superior.

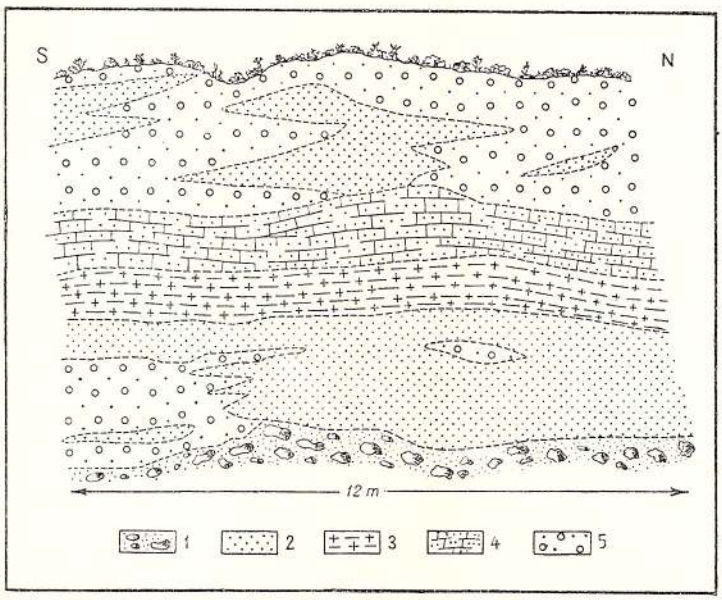


Fig. 1. — Detaliu în Helveţianul superior? de pe valea Voia (Vălişoara).
1, aluviuni; 2, gresie carbonatică; 3, argilă alb-verzuie, tufacee; 4, gresie cuarţoasă, slab cimentată; 5, conglomerate şi microconglomerate cuarţoase, slab cimentate.

Détail dans le Helvétien supérieur? de la vallée de Voia (Vălişoara).
1, alluvions; 2, grès carbonaté; 3, argile blanche-verdâtre, tuffacée; 4, grès quartzeux, faiblement cimenté; 5, conglomérats et microconglomérats quartzeux, faiblement cimentés.

Tortonianul. Gradul de cunoaştere al regiunii ne-a permis delimitarea cartografică, caracterizarea şi sistematizarea produselor ce alcătuiesc complexul vulcano-sedimentar tortonian, pentru prima oară evidenţiat şi descris de C i o f l i c a et al. (1964)[32], pentru regiunea Trestia-Hărţăgani şi de subsemnatul pentru întreaga regiune studiată. Această formaţiune atît de caracteristică în bazinul Brad-Săcărîmb a fost semnalată şi în celelalte bazine din Munţii Metaliferi (A n t o n e s c u, M a n t e a, 1966), I a n o v i c i et al. (1969), J u d e et al. (1971).

[32] *Op. cit.* pct. 31.

Institutul Geologic al României

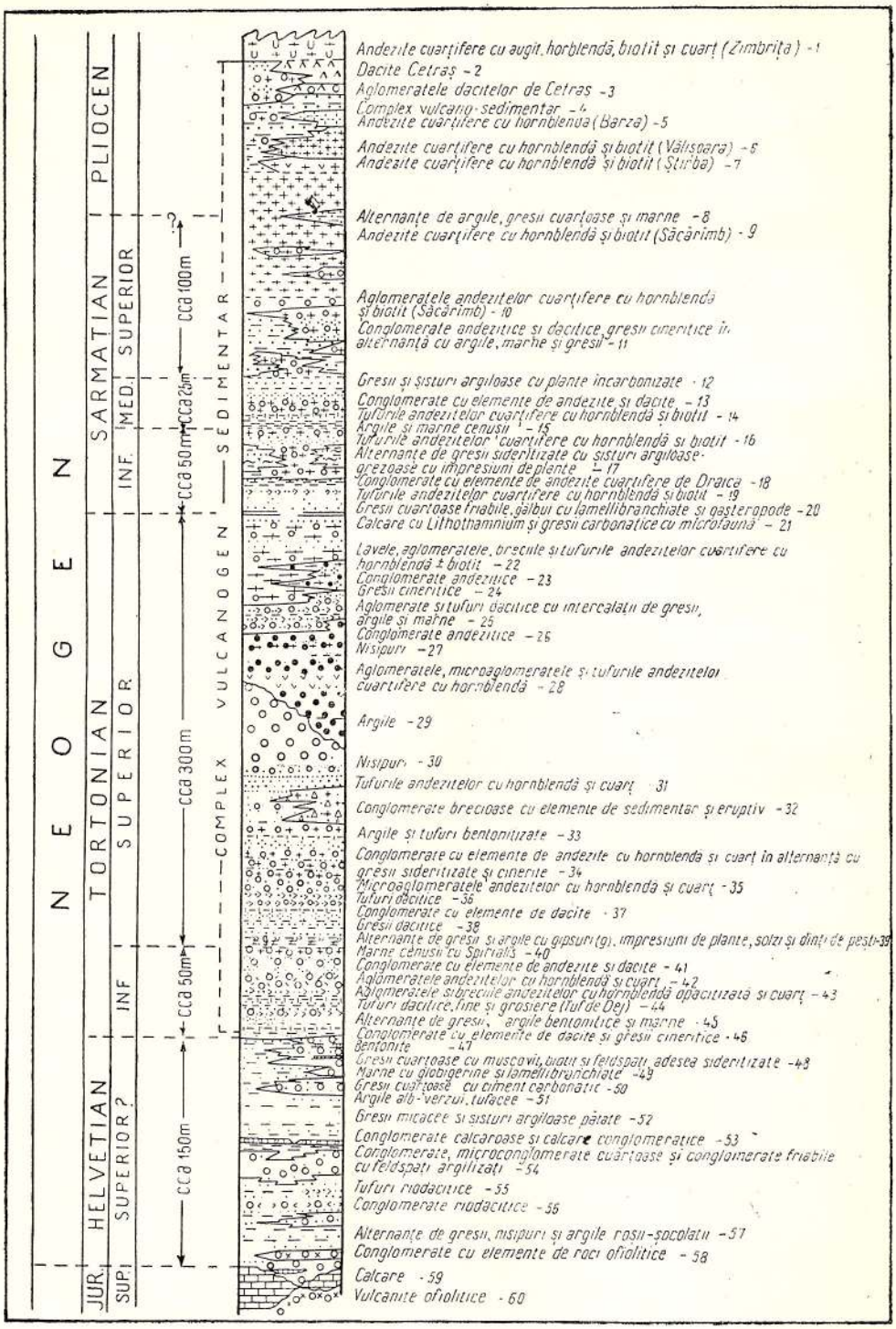


Fig. 2

Institutul Geologic al României

Fig. 2. — Coloana litologică a formaţiunilor sedimentare neogene şi relaţiile cu vulcanitele terţiare.

Colonne lithologique des formations sédimentaires néogènes et les relations avec les volcanites tertiaires.

Néogène. Pliocène : 1, andésites quartzifères à augite à hornblende, à biotite et à quartz (Zimbriţa) ; 2, dacites de Cetraş ; 3, agglomérats des dacites de Cetraş ; 4, complexe vulcano-sédimentaire ; 5, andésites quartzifères à hornblende (Barza) ; 6, andésites quartzifères à hornblende et à biotite (Vălişoara) ; 7, andésites quartzifères à hornblende et à biotite (Ştirba). Sarmatien supérieur ? : 8, alternances d'argiles, de grès quartzeux et de marnes ; 9, andésites quartzifères à hornblende et à biotite (Săcărîmb) ; 10, agglomérats des andésites quartzifères à hornblende et à biotite (Săcărîmb) ; 11, conglomérats andésitiques et dacitiques, grès cinéritiques en alternance avec des argiles, des marnes et des grès. Sarmatien moyen : 12, grès et schistes argileux à plantes incarbonisées ; 13, conglomérats à éléments d'andésites et de dacites ; 14, tufs des andésites quartzifères à hornblende et à biotite ; 15, argiles et marnes grisâtres. Sarmatien inférieur : 16, tufs des andésites quartzifères à hornblende et à biotite ; 17, alternance de grès sidéritisés avec des schistes argileux-gréseux à empreintes de plantes ; 18, conglomérats à éléments d'andésites quartzifères de Draica ; 19, tufs des andésites quartzifères à hornblende et à biotite ; 20, grès quartzeux, friables, jaunâtres à lamellibranches et à gastéropodes ; 21, calcaires à *Lithothamnium* et grès carbonatés à microfaune. Tortonien supérieur : 22, laves, agglomérats, brèches et tufs des andésites quartzifères à hornblende ± biotite ; 23, conglomérats andésitiques ; 24, grès cinéritiques ; 25, agglomérats et tufs dacitiques à intercallations de grès, d'argiles et de marnes ; 26, conglomérats andésitiques ; 27, sables ; 28, agglomérats, microconglomérats et tufs des andésites quartzifères à hornblende ; 29, argiles ; 30, sables ; 31, tufs des andésites à hornblende et à quartz ; 32, conglomérats brécheux à éléments de roches sédimentaire et d'éruptif ; 33, argiles et tufs bentonitisés ; 34, conglomérats à éléments d'andésites à hornblende et à quartz en alternance avec des grès sidéritisés et cinéritiques ; 35, microagglomérats des andésites à hornblende et à quartz ; 36, tufs dacitiques ; 37, conglomérats à éléments de dacites ; 38, grès dacitiques ; 39, alternances de grès et d'argiles à gypses (g), empreintes de plantes, écailles et dents de poissons ; 40, marnes grisâtres à *Spirialis*. Tortonien inférieur : 41, conglomérats à éléments d'andésites et de dacites ; 42, agglomérats des andésites à hornblende et à quartz ; 43, agglomérats et brèches des andésites à hornblende opacifiée et à quartz ; 44, tufs dacitiques, fins et grossiers (tuf de Dej) ; 45, alternance de grès, d'argiles bentonitiques et de marnes ; 46, conglomérats à éléments de dacites et de grès cinéritiques ; 47, bentonites ; 48, grès quartzeux à muscovite, à biotite et à feldspaths, parfois sidéritisés ; 49, marnes à globigerines et lamellibranches. Helvétien supérieur ? : 50, grès quartzeux à ciment carbonaté ; 51, argiles blanc-verdâtre, tuffacées ; 52, grès micacés et schistes argileux tachetés ; 53, conglomérats calcaires et calcaires conglomératiques ; 54, conglomérats et microconglomérats quartzeux, friables, à feldspaths argilisés ; 55, tufs riodacitiques ; 56, conglomérats riodacitiques ; 57, alternances de grès, de sables et d'argiles rouge-chocolat ; 58, conglomérats à éléments de roches ophiolitiques. Jurassique supérieur ; 59, calcaires ; 60, volcanites ophiolitiques.

Institutul Geologic al României

În alcătuirea formațiunii vulcano-sedimentare participă două serii cu extindere regională, cu caractere de complexe litologice, constituite din variate tipuri de roci piroclastice și epiclastice andezitice și dacitice precum și din roci detritice care formează adesea nivelele litostratigrafice.

Componentul terigen este subordonat celui vulcanogen, acesta din urmă constituind „fondul" formațiunii și reprezentînd peste 75% din suprafața ocupată de acest complex.

Tortonianul inferior este reprezentat printr-o serie cu grosimi ce variază între 2—50 m, alcătuintă din bază spre partea superioară din: marne cu globigerine și lamelibranhiate (nivel reper, fig. 2), gresii cuarțoase și microconglomerate cu muscovit, biotit și feldspați argilizați, adesea sideritizate, argile și argile bentonitice în alternanță cu gresii cineritice, conglomerate dacitice, tufuri dacitice (echivalentul tufului de Dej) și aglomerate și brecii adezitice.

Tortonianul inferior este dezvoltat îndeosebi în regiunea cuprinsă între valea Știrba și valea Săliște; spre nord (Valea Rea), est (valea Satului) și sud (valea Trestia) se subțiază, adesea rămînînd numai orizontul marnos cenușiu, cu spărtură concoidală foarte bogat în microfaună și mai puțin macrofaună.

Analiza probelor micropaleontologice recoltate din acest orizont pun în evidență o microfaună bogată calitativ și cantitativ (84 specii) (pl. XXII a), în care predomină foraminiferele pelagice: *Globigerinoides trilobus*, *trilobus*, *Globigerinoides trilobus imatura*, *Orbulina universa*, *Candorbulina universa*, *Orbulina bilobata* etc. care indică vîrsta tortonian-inferioară — zona micropaleontologică HT.

Drooger (1956, 1964) consideră zona cu *Globigerinoides bisphaericus* întîlnită în asociația din regiune, ca făcînd trecerea de la Helvețian la Tortonian, în toate regiunile europene și extraeuropene echivalente.

Tortonianul superior. Seria depozitelor tortonian-supericare se dispune probabil în continuitate de sedimentare peste rocile Tortonianului inferior. În baza seriei remarcăm: marne cenușii, argile și gresii cu impresii de plante și conglomerate cu elemente de andezite și dacite, bine dezvoltate în regiunea situată între valea Zimbrița și Valea Rea (fig. 2). Conținutul microfaunei, întîlnit în aceste roci, indică asociația unor specii de foraminifere caracteristice zonei T_{2b} (pl. XXII b). În aceleași relații de continuitate, peste aceste roci stau marnele cenușii cu *Spirialis*, argile, gipsuri și argile gipsifere (Valea Rea, valea Momeasa, valea Trestia), argile cenușii-violacee și gresiile slab cimentate cu impresii de plante, solzi și dinți de pești. Acestea spre partea superioară alternă sau se îndințează cu argile bentonitice, tufuri dacitice, gresii cineritice, microconglomerate și conglomerate andezitice (pl. III, fig. 1, 2), asamblate într-o clasică structură torențială.

Toate rocile menționate suportă o stivă importantă cu grosimi de 300—400 m alcătuită din: 85—90% roci piroclastice și curgeri andezitice sau dacitice; 9—14% roci epiclastice andezitice și 0,5—1% roci terigene.

Rocile piroclastice aparțin următoarelor erupții: andezite cu hornblendă și cuarț, andezite cuarțifere cu hornblendă, dacite și andezite cuarțifere cu hornblendă ± biotit.

Institutul Geologic al României

Primele roci din cadrul acestei stive reprezintă o alternanţă de aglomerate, microaglomerate, cinerite şi tufuri andezitice cu hornblendă şi cuarţ, cu argile, tufuri bentonitizate, nisipuri, gresii şi conglomerate andezitice (fig. 3 a, b, d, e).

Bazinul marin, în Tortonianul superior, era în bună parte colmatat, datorită transportului masiv de material sub formă subaeriană, marină şi torenţială. Ca urmare a acestui fapt din marea tortoniană nu rămîn decît mici lacuri cu apă îndulcită.

Aportul de material vulcanic în sedimentele din cadrul bazinului marin comportă o distribuţie diferită astfel : andezitele cuarţifere cu hornblendă caracterizează regiunea dintre văile Satului-Ştirba şi Rea iar andezitele cuarţifere cu hornblendă ± biotit predomină în aria de la sud de dealurile Pleaşa şi Buha.

Între pîrîul Gruir şi valea Zimbriţa printr-o sedimentare rapidă se produce colmatarea bazinului, rocile rezultate fiind în mare majoritate conglomerate mixte şi brecicase (fig. 3 e). Aici ca şi pe valea Satului intercalaţiile de marne, argile şi gresii cineritice, uneori sideritizate sînt de dimensiuni reduse.

Sedimentarea Tortonianului superior din regiune se încheie cu un banc de calcare (Leitha) întîlnit pe valea Momeasa (fig. 3 c) dealul Popeştilor (Hărţăgani), cu caracter discontinuu, grosimi mici (1—3 m), nodulos, cavernos şi bogat în macrofaună.

Fauna din aceste calcare, cercetată de Koch, Primics, 1896 şi Antoaneta Clemens (Berbeleac, 1966), cuprinde fosile conducătoare pentru calcarul de Lietha şi formaţiuni echivalente de vîrstă Tortonian superior. Deasupra calcarelor sînt marne şi gresii cu microfaună de vîrstă Tortonian superior-Sarmaţian inferior.

Pentru zona micropaleontologică T_{2b} (pl. XXIIb) microfauna are un conţinut bogat calitativ şi cantitativ, fiind alcătuită din foraminifere calcaroase, bentonice, pelagice şi aglutinante. Din asociaţia întîlnită citãm : *Nonion pompiloides, Globigerina bulloides, Sphaeroidina bulloides, Discordia Saulcii, Cassidulina globosa, Asterigerina planorbis, Cibicides floridanus, Cibicides ungerianus, Uvigerina laviculata, Haplophragmoides scitulus, Haplophragmoides emaciatus, Cyclamina pussilata,* etc.

Zona micropaleontologică T_2, a fost întotdeauna marcată de prezenţa speciei *Spirialis haspes.*

Din multitudinea datelor prezentate referitoare la complexul vulcanosedimentar tortonian din regiune, desprindem următoarele concluzii : exceptînd elementele de roci eruptive din sedimentele părţii inferioare a Tortonianului inferior şi superior, care au forme rotunjite şi subrotunjite în toate celelalte cazuri acestea sînt angulare sau subangulare ; aportul de material eruptiv în sedimentare a început în Tortonian inferior şi a continuat în tot timpul Tortonianului superior ; elementele remaniate sînt reprezentate de dacite, riodacite şi mai multe tipuri de andezite ; depozitele în marea lor majoritate au o stratificaţie torenţială datorată sedimentării materialului în bazine marine mici în curs de colmatare ; în masa de legătură din gresii, conglomerate şi microconglomerate, biotitul, amfibolii şi feldpaţii sînt transformaţi parţial sau total în clorit şi minerale argiloase ; în partea superioară a Tortonianului superior bazinul marin

Institutul Geologic al României

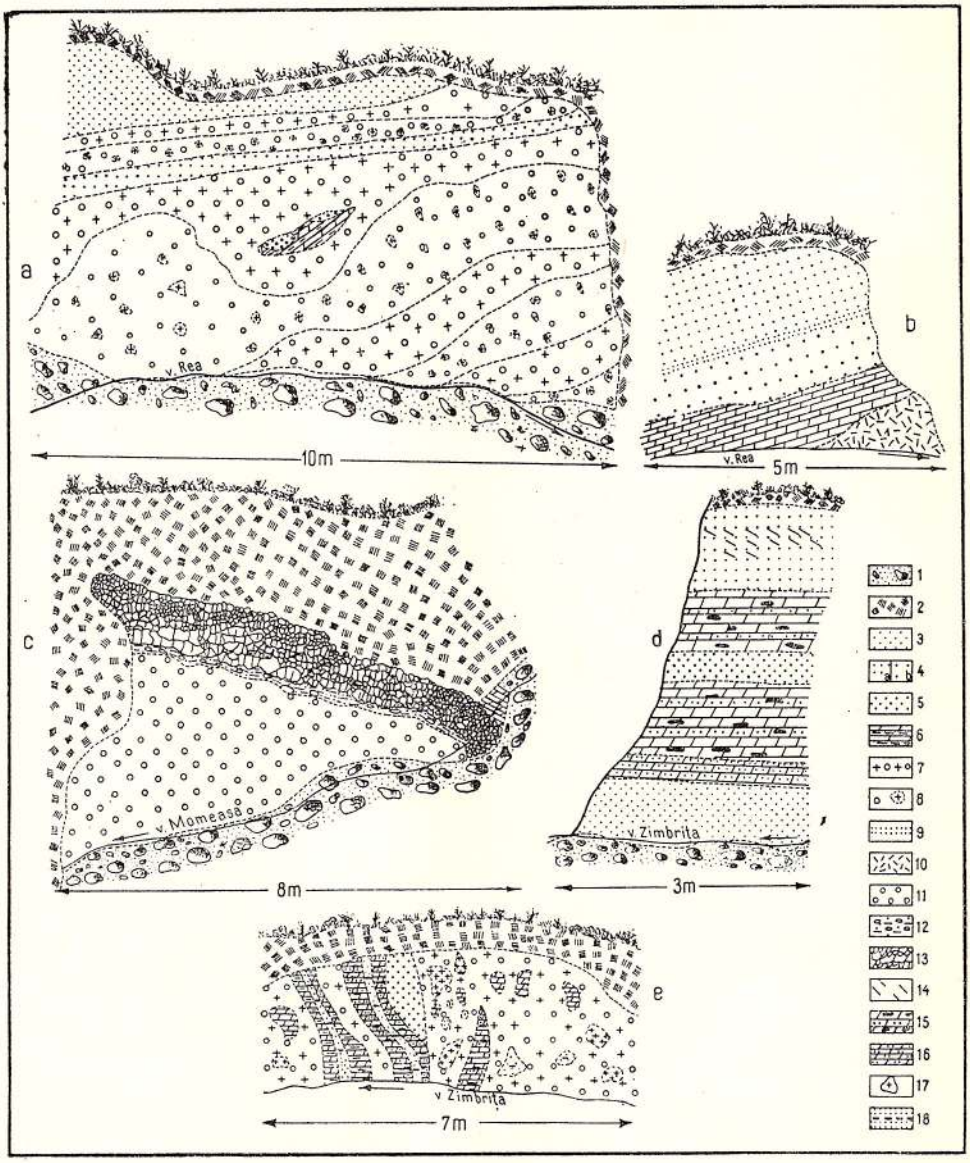


Fig. 3

Institutul Geologic al României

din regiunea Sălişte-Hărţăgani este în bună parte colmatat şi, în tot timpul Tortonianului a existat o activitate vulcanică

Sarmaţianul. Cercetătorii anteriori, cu excepţia lui Ghiţulescu şi Socolescu (1941) nu sesizează prezenţa Sarmaţianului în regiune.

Observaţii bazate pe criterii microfaunistice remarcă existenţa celor trei etaje ale Sarmaţianului în regiunea dintre văile Ştirba, Hurubelor şi Momeasa. Aici, etajul inferior, gros de cca 50—75 m, bine deschis pe valea Zimbriţa, dealul Popeştilor şi valea Momeasa, cuprinde de la bază către partea superioară gresii cuarţoase cu ciment carbonatic şi macrofaună, marne şi argile, tufuri andezitice cuarţifere cu hornblendă şi biotit

---

Fig. 3. — Detalii în complexul vulcano-sedimentar neogen din regiunea Hărţăgani-Sălişte. a, stratificaţie neregulată, abundenţă de material andezitic şi nivel de tufuri andezitice în rocile sedimentare de vîrstă Tortonian superior de pe Valea Rea; b, stratificaţie pronunţată la tufurile şi marnele tortonian-supérioare din Valea Rea, în apropierea neckului din dealul Ştirba; c, roci sedimentare sarmaţian-inferioare, deasupra aglomeratelor andezitice cuarţifere cu hornblendă ± biotit. Valea Momeasa: d, alternanţe de tufuri andezitice bentonitizate cu roci sedimentare de vîrstă Tortonian superior. Valea Zimbriţa; e, alternanţe de conglomerate brecioase cu elemente de sedimentar şi eruptiv în ciment argilos, cu gresii şi marne. Valea Zimbriţa, în apropierea neckului din valea Zimbriţa.

1, aluviuni; 2, sol şi grohotiş; 3, gresii cuarţoase; 4, tufuri andezitice cu hornblendă şi cuarţ: a, fine; b, grosiere; 5, gresii cineritice; 6, marne şi argile; 7, conglomerate brecioase cu elemente de sedimentar şi eruptiv; 8, microconglomerate cu elemente de eruptiv; 9, tufuri andezitice fine; 10, brecii de coş; 11, aglomeratele andezitelor cuarţifere cu hornblendă ± biotit; 12, argile brune cu elemente de andezite; 13, calcare cu *Lithothamnium*; 14, tufuri andezitice bentonitizate; 15, marne şi gresii sideritizate; 16, marne grezoase cenuşii; 17, elemente de andezite amfibolice cu cuarţ; 18, gresii cu urme de plante încarbonizate şi sideritizări.

Détails dans le complexe volcano-sédimentaire néogène de la région Hărţăgani-Sălişte. a, stratification irrégulière, abondance de matériel andésitique et le niveau des tufs andésitiques dans les roches sédimentaires, d'âge Tortonien supérieur, de Valea Rea; b, stratification prononcée chez les tufs et les marnes tortonien-supérieures de Valea Rea, aux environs du neck de la colline de Ştirba; c, roches sédimentaires sarmatien-inférieures, au-dessus des agglomérats des andésites quartzifères à hornblende ± biotite. Vallée de Momeasa: d, alternances des tufs andésitiques bentonitiques avec les roches sédimentaires d'âge Tortonien supérieur. Vallée de Zimbriţa; e, alternances des conglomérats brécheux avec des éléments de dépôts sédimentaires et éruptifs dans le ciment argileux, à grès et à marnes. Vallée de Zimbriţa, dans le voisinage du neck de la vallée de Zimbriţa.

1, alluvions; 2, sol et éboulis; 3, grès quartzeux; 4, tufs andésitiques à hornblende et quartz: a, fins, b, grossiers; 5, grès cinéritiques; 6, marnes et argiles; 7, conglomérats brécheux à éléments de dépôts sédimentaires et de roches éruptives; 8, microconglomérats à éléments de roches éruptives; 9, tufs andésitiques fins; 10, brèches de cheminé volcanique; 11, agglomérats des andésites quartzifères à hornblende ± biotite; 12, argiles brunes à éléments d'andésites; 13, calcaires à *Lithothamnium*; 14, tufs andésitiques bentonitisés; 15, marnes et grès sidéritisés; 16, marnes gréseuses grisâtres; 17, éléments d'andésites amphiboliques à quartz; 18, grès à traces de plantes encarbonisées et sidéritisations.

Institutul Geologic al României

de Draica, conglomerate andezitice şi gresii cineritice. Către partea superioară se mai remarcă adesea grawacke, subgrawacke, gresii sideritizate şi tufuri andezitice cu hornblendă şi biotit argilizate.

Conglomeratele andezitice sarmaţian-inferioare, dintre valea Zimbriţa şi valea Hurubelor, sînt constituite în proporţie de 90—95% din elemente foarte bine rulate de andezite cuarţifere cu hornblendă (pl. III, fig. 2) de vîrstă Tortonian superior, relevînd în Sarmaţianul inferior o puternică denudare a structurilor vulcanice create anterior.

Microfauna determinată pentru Sarmaţianul inferior indică forme specifice, reprezentate prin *Ammonia beccarri, Elphidium macelum, Elphidium haerium, Elphidium laminatum* etc. (pl. XXII c).

În Sarmaţianul mediu, materialul epiclastic predomină faţă de cel piroclastic, demonstrînd o perioadă de calm vulcanic. Depozitele sedimentare în aceste condiţii se limitează la o mică suprafaţă cuprinsă între pîrîul Ştirba şi valea Zimbriţa, unde de la bază spre partea superioară apar : argile negre în alternanţă cu gresii cuarţoase muscovitice şi nivele de argile bentonitice, tufuri andezitice cuarţifere cu hornblendă şi cuarţ, conglomerate mixte, gresii şi şisturi argiloase cu plante carbonizate.

Asociaţia microfaunistică, alcătuită din *Elphidium macelum, Elphidium fichtellianum, Cibicides lobatulus, Miliolina circularis, Miliolina cansobrina, Triloculina ablonga, Lepticilhera species, Cytheridea perforata*, se consideră ca indicînd Sarmaţianul mediu (pl. XXII c).

Regresiunea marină la nivel de Sarmaţian superior, progresează şi mai mult, marea alcătuind un mic lac la vest de dealul Zimbriţa. Aici, pe o mică suprafaţă, argilele negre şi gresiile cenuşii, se dispun transgresiv pe depozitele vulcano-sedimentare ale Tortonianul mediu şi superior şi sînt acoperite de curgerile andezitelor cuarţifere cu augit, hornblendă, biotit şi cuarţ de Zimbriţa.

Speciile ca : *Elphidium macelum, Elphidium alvarezianum, Elphidium fichtelianum, Nonion granosum* şi *Rotalia beccari*, indică Sarmaţianul superior (pl. XXII c).

Pentru rocile sedimentare întîlnite pe pîrîul Paua, valea Măcrişului şi în forajele executate în bazinul superior al văii Voia, nu deţinem indicaţii de ordin macro- sau microfaunistic, dar pe considerente de asemănare litologică au fost incluse la Sarmaţianul inferior. Aici, în special în baza curgerilor andezitelor cuarţifere cu bornblendă şi biotit (Săcărîmb) se întîlneşte un pachet de roci alcătuit din conglomerate mixte, gresii cineritice, îndinţate sau alternînd cu argile, marne şi gresii cuarţoase.

Pliocenul. Fără a avea indicaţii faunistice, includem la Pliocen depozitele sedimentare şi vulcanogen-sedimentare, întîlnite ca intercalaţii în cadrul lavelor dacitice din dealul Coasta Mare (Hondol)[33].

[33] Forajul 24851 executat de IGEX în anul 1967. Arh. I.F.L.G.S., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

În dealul Coasta Mare de la Hondol, mai puţin în placa de dacite hidrotermalizate şi mai mult sub acestea, pe cca 300 m forajul a întîlnit rocile unui complex vulcanogen-sedimentar alcătuit din conglomerate mixte cu elemente de andezite cuarţifere şi dacite, tufuri şi tufite dacitice, gresii cineritice, gresii cuarţoase cu ciment carbonatic, marne şi argile. Rocile menţionate, probabil s-au sedimentat în timpul scurs între momentul final al erupţiilor andezitelor cuarţifere de tip Săcărîmb şi Barza şi începutul activităţii vulcanice dacitice (Cetraş).

Cuaternarul

Pleistocenul. S-au inclus la Pleistocen, fără a avea argumente de vîrstă, pietrişurile din incinta craterului din dealul Porcurea, versantul stîng al văii Izvoarelor şi Valea Rea.

Pietrişurile din versantul sudic al dealului Porcurea sînt alcătuite din elemente de andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit hidrotermalizate şi cuarţuri rulate. Celelalte iviri menţionate au o compoziţie heterogenă, cuprinzînd fragmente şi blocuri bine rulate de calcare neojurasice, gresii cuarţoase cretacice, corneene şi diverse tipuri de roci eruptive terţiare.

Holocenul superior. Pietrişurile şi nisipurile din terasele văilor principale precum şi aluviunile, conurile de dejecţie ale acestora şi grohotişurile de pantă au fost integrate în Hologenul superior.

În unele formaţiuni de terasă şi în aluviunile luncilor, văilor Porcurea, Poiana şi Sălişte se găsesc concentraţii de aur aluvionar.

III. EVOLUŢIA PROCESELOR MAGMATICE DIN REGIUNE

În studiile cu caracter de sinteză, realizate de Ghiţulescu şi Socolescu (1941), Giuşcă et al. (1962, 1965), Savu (1962, 1967 a), Rădulescu, Borcoş (1967), Borcoş et al. (1969, 1972), Ianovici et al. (1969), şi în special cele apărute după 1966, activitatea magmatică din Munţii Metaliferi este integrată în trei stadii: eocinematic, sincinematic şi tardecinematic.

În stadiul eocinematic (Triasic superior-Cretacic inferior) se desfăşoară în trei faze activitatea magmatică ofiolitică.

Magmatitele stadiului sincinematic, bine cunoscute în masivul Vlădeasa (Giuşcă, 1952) şi Poiana Ruscă (Pavelescu, 1967), nu sînt pînă în prezent evidenţiate în cadrul Munţilor Metaliferi.

Stadiul tardecinematic corespunde evoluţiei magmatismului subsecvent propriu-zis, desfăşurat în perioada cuprinsă între Cretacic superior-Pliocen, eventual începutul Cuaternarului.

A) MAGMATISMUL INIŢIAL OFIOLITIC

Rocile ofiolitice ocupă aproximativ 40% din suprafaţa studiată, dezvoltîndu-se cu precădere la est de localităţile Oprişeşti, Vălişoara şi Voia.

În regiunea Sălişte-Hărţăgani, magmatitele ofiolitice, alcătuiesc

Institutul Geologic al României

mici iviri grupate în jurul aparatelor vulcanice din dealul Draica, Ştirba, Gureţii, Bulz, Duba şi Coasta Mare (Hărţăgani).

Observaţiile din teren, coroborate cu cercetările microscopice şi petrochimice au condus la separarea în regiune a unor roci corespunzătoare primelor două faze, din cele trei evidenţiate de G i u ş c ă et al., (1962) pentru magmatismul ofiolitic din Munţii Apuseni.

1. DESCRIEREA PETROGRAFICĂ ŞI RĂSPÎNDIREA ROCILOR OFIOLITICE DIN PRIMA FAZĂ

În stadiul cocinematic fundamentul regiunii corespunzător şanţului Munţilor Metaliferi, a suferit o fracturare profundă (G i u ş c ă et al., 1962; G h i ţ u l e s c u, B o r c o ş, 1966; S a v u, 1967; C i o c î r d e l et al., 1968; B e r b e l e a c, 1970) favorizînd declanşarea unei activităţi magmatice ce s-a manifestat în tot timpul Jurasicului. Magmele tholeitice rezultate, au avut caracter bazic, diferenţiatele ultrabazice fiind cu totul subordonate.

În regiunea cercetată, din consolidarea magmelor revărsate pe fundul geosinclinalului, a rezultat o imensă stivă de material alcătuită din cuverturi de lave şi piroclastite bazaltice, filoane, silluri, pînze intrusive şi dyke-uri.

a) Roci efuzive

În cadrul rocilor efuzive, separăm în ordinea frecvenţei trei tipuri de bazalte : porfirice cu augit, sticloase cu augit şi amigdaloide.

Bazaltele porfirice cu augit. În regiunea Buneşti-Vălişoara-Voia, bazaltele porfirice cu augit alcătuiesc o pînză unitară cu grosimi ce depăşesc 200 m. Aceleaşi roci reprezintă la Poiana mici pînze de lave cu grosimi ce nu depăşesc 50 m, interstratificate în curgerile şi rocile piroclastice corespunzătoare celorlalte două varietăţi de bazalte.

Caracterul porfiric al acestor roci este imprimat de prezenţa cristalelor mari de augit şi feldspat plagioclaz, accidental olivină, înglobate într-o masă fundamentală, de culoare cenuşie sau verzuie, cu structură intersertală, mai rar subofitică şi hialoofitică (pl. IV, fig. 2).

Masa fundamentală a bazaltelor porfirice cu augit, cuprinde microlitele mineralelor menţionate, la care se adaugă în proporţii variabile sticla.

Menţionăm prezenţa în regiunea Buneşti (dealul Bălţi, Fundul Săracului etc.) şi valea Porcurei (pîrîul Runcului) a unor roci bazaltice sărace în fenocristale de augit, dar bogate în feldspat plagioclaz (tab. 1). După compoziţia mineralogică şi chimică acestea corespund unor plagibazalte.

La mineralele primare menţionate, în bazaltele porfirice cu augit şi plagibazalte, mai apar carbonaţi, clorit, albit, cuarţ şi zeoliţi.

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Roca	Compoziţia mineralogică	Nr. fenocristale	Dimensiuni mm		Frecvenţă %		Tipul de maclă	Nr. fenocristale	Nr. analize microscopice
			fenocristale	masă	fenocristale	masă			
Bazalt porfiric cu augit	Feldspat plagioclaz (48—62% An)	11	1,5—0,8/ 0,5—0,05	0,5—0,1/ 0,1/0,001	7	55	albit albit-Karlsbad Karlsbad zone	8 2 1 1	28
	Augit (uneori titano-augit)	5	4—1/ 0,5/0,01	0,3—0,1/ 0,01—0,001	20	14			28
	Magnetit	5	0,5/ 0,5—0,2	0,1—0,01/ 0,01—0,002	0,5	3,5			
	Cuarţ			0,01—0,002		accidental			
	Olivină			0,3—0,01		,,			
	Masă fundamentală			0,2—0,002		65—75			
Plagiobazalt	Feldspat plagioclaz (50—60% An)	7	3—0,5/ 0,3—0,1	0,1—0,01/ 0,1—0,001	15	75	albit albit-Karlsbad Karlsbad	5 2 1	6
	Augit	2	1—0,5/ 0,3—0,1	0,01/0,02	2	5			6
	Magnetit			0,1/0,01		1—5			
	Masă fundamentală					67—80			

Bazaltele sticloase cu augit au aspect compact, spărtură neregulată, culoare neagră-brunie, sau neagră-cenuşie şi reprezintă o varietate a tipului precedent. Aceste roci, alcătuiesc fie mici cuverturi în pînzele mari de lave bazaltice cu augit (Bunești, Vălişoara, Poiana), fie revărsări independente mai bogate în componenţi femici (Poiana). În ambele cazuri, lavele s-au consolidat printr-o răcire rapidă.

Cartografierea bazaltelor sticloase cu augit, în regiunea Poiana, între pîrîul Zîrnei şi Meşteroaiei, sugerează existenţa unei revărsări de lave cu extindere de peste 2,5 km şi grosimi pînă la 250 m.

Institutul Geologic al României

Studiile microscopice relevă la aceste roci o masă fundamentală cu structură hialoofitică, care cuprinde fenocristale de augit, feldspaţi plagioclazi, magnetit şi accidental olivină şi cuarţ (tab. 2).

TABELUL 2

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Nr. fenocristale	Dimensiuni mm		Frecvenţă %		Nr. fenocristale maclate	Nr. analize microscopice
		fenocristale	masă	fenocristale	masă		
Feldspat plagioclaz (50—60 % An)	5	0,8—0,3/ 0,1—0,01	0,01/ 0,001	3	30	4 a 2 a-K 1 z	7
Augit	10	4—1/0,5	0,3—0,1/ 0,01—0,002	12	10		7
Cuarţ			0,01/0,001		Accid.		7
Magnetit, Ilmenit			0,5—0,1/ 0,01—0,005		3		7
Minerale secundare			0,01—0,003		1—3		7
Masă fundamentală (sticlă)					55—85		7

a = albit; a—K = albit—Karlsbad; z = zone

Proporţiile menţionate în tabel pentru augit pot suferi modificări deoarece acest mineral în marea majoritate are o distribuţie neuniformă, prezentînd aglomerări (pîrîul Podişoarelor, pîrîul Pătru etc.), în care caz rocile devin veritabile ankaremite (pl. V, fig. 1).

Tot ca varietăţi ale acestui tip de roci menţionăm prezenţa tachilitelor şi mai puţin a variolitelor în curgerile de pe pîraiele Zîrnei, lui Pătru şi Podişoarelor.

Bazaltele amigdaloide sînt roci de culoare cenuşie, neagră sau brună-roşiatică şi se întîlnesc ca separaţii în bazaltele porfirice cu augit sau sticloase cu augit din regiunea cuprinsă între valea Buneşti-valea Porcurei-pîrîul Truţii şi versantul drept al văii Poiana. Acestea au rezultat din degazeificările rapide ale lavei şi umplerea ulterioară a golurilor formate cu, minerale secundare.

Alveolele din roci au forme circulare, eliptice, eliptice-circulare sau neregulate, sînt distribuite neuniform (15—37%) în masa rocii şi sînt umplute cu minerale de neoformaţie ca: actinot, epidot, granat, clorit, phrenit, carbonaţi (calcit, manganocalcit, ankerit şi siderit), cuarţ, calcedonie, zeoliţi, oligist şi pirită.

Institutul Geologic al României

Structura bazaltelor amigdaloide este porfirică-alveolară, cu masa fundamentală hialoofitică.

La varietăţile mai sticloase dezagregarea chimică şi mecanică este mult mai pronunţată, roca avînd spărtură neregulată şi un caracter sfărîmicios.

Mineralele primare (feldspat, augit şi magnetit) în bazaltele amigdaloide variază în limite aproximativ asemănătoare cu cele stabilite pentru bazaltele porfirice cu augit.

b) Roci piroclastice

Produsele explozive ale vulcanismului ofiolitic din prima etapă ocupă în regiune o suprafaţă de cca 14 km² şi sînt reprezentate de brecii şi microbrecii piroclastice, macroaglomerate, aglomerate şi microaglomerate, cinerite şi tufuri bazaltice.

Nomenclatura adoptată pentru rocile piroclastice, ofiolitice şi terţiare din regiune, corespunde clasificării elaborate de Peltz (1969, tab. 3). Termenul de macroaglomerat, introdus în lucrare, corespunde rocilor piroclastice cu compoziţie heterogenă, care cuprind frecvente fragmente de roci cu dimensiuni peste 200 mm.

TABELUL 3

Clasificarea şi nomenclatura piroclastitelor
(după Peltz, 1969)

Dimensiunile fragmentelor	Facies	subaerian şi subacvatic		
	Compoziţia şi forma fragmentelor	omogenă	heterogenă	
			roci eruptive de compoziţie diferită	roci eruptive + roci metamorfice şi (sau) roci sedimentare, sub 50%
		colţuroasă, subcolţuroasă	colţuroasă, subcolţuroasă, subrotunjită	
	Liant	Piroclastic		
peste 100	Nomenclatura	Brecie piroclastică	Aglomerat	Aglomerat mixt
100—32		Microbrecie piroclastică	Microconglomerat	Microconglomerat mixt
32—4		Cinerit lapillic	Tuf lapillic	Tuf lapillic mixt
4—1		Cinerit grosier (litoclastic, cristaloclastic, vitroclastic sau mixt)	Tuf grosier	
1—0,25		Cinerit fin cu fragmente mici (litoclastic, cristaloclastic, vitroclastic sau mixt)	Tuf fin cu fragmente mici	
sub 0,25		Cinerit prăfos (litoclastic)	Tuf prăfos (vitroclastic)	

Institutul Geologic al României

Luînd în considerare forma elementelor constitutive şi compoziţia petrografică a acestora şi a liantului s-a deosebit pentru fiecare varietate de roci bazaltice separate cartografic, brecii şi microbrecii piroclastice, macroaglomerate, aglomerate şi microaglomerate.

Breciile şi microbreciile bazaltelor porfirice cu augit predomină faţă de celelalte tipuri de brecii separate, întîlnindu-se mai ales pe valea Buneşti, în aval şi amonte de confluenţa cu pîrîul Viţelarului, valea Micoti şi dealul Mosorului (Buneşti). Blocurile de bazalte sînt prinse într-o masă de legătură compactă, cenuşie, uşor verzuie, cineritică-grosieră, compusă din lapilli şi cristale de augit şi feldspaţi, la care se adaugă minerale secundare.

Breciile şi microbreciile bazaltelor sticloase cu augit apar ca mici intercalaţii cu grosimi şi extinderi reduse (0,10—2 m; 2—50 m) în bazaltele de pe Pîrîul lui Pătru amonte de bifurcare. Aici, elementele bazaltice sînt prinse într-un ciment lapillic, alcătuit din fragmente de sticlă, cristale de augit şi feldspat şi alveole umplute în special cu zeoliţi.

Breciile şi microbreciile bazaltelor amigdaloide s-au întîlnit pe pîrîul Iepurelui (afluent stîng al văii Porcurea, aval de confluenţă cu valea Buneşti). Fragmentele de bazalte amigdaloide, repartizate neuniform în cimentul lapillic, au dimensiuni variabile depăşind adesea 100 mm.

Macroaglomeratele, aglomeratele şi microaglomeratele bazaltelor porfirice cu augit ocupă marea majoritate din suprafaţa aferentă rocilor piroclastice, întîlnindu-se ca stive la est de Vălişoara, între văile Oprişeşti şi Voia.

Elementele constituente, subcolţuroase, subrotunjite şi rar rotunjite au dimensiuni cuprinse între 0,1—320 mm şi compoziţie heterogenă apreciată astfel: cca 70% bazalte porfirice cu augit; cca 20—25% bazalte amigdaloide, restul revenind bazaltelor sticloase cu augit, doleritelor, anamesitelor şi mai puţin andezitelor. Accidental s-au întîlnit fragmente de gabbrouri şi diorite. Masa de legătură a acestor roci reprezintă peste 50% şi cuprinde fragmente şi cristale de augit, feldspat, magnetit, mai rar cuarţ.

Macroaglomeratele sînt rare, demne de menţionat fiind cele din versantul drept al văii Oprişeşti.

Deschideri spectaculoase în aglomerate, se întîlnesc pe văile Poiana, Porcurea şi Buneşti precum şi în dealurile Voii şi Mosorului.

Microaglomeratele, alcătuiesc o fîşie unitară bine deschisă în zona de confluenţă a văilor Porcurea, Nicoti şi Poiana cu valea Balşei şi mai multe fîşii intercalate în curgerile bazaltice sau în masa celorlalte aglomerate de la obîrşia Văii Runcului, afluenţii stîngi şi drepţi ai văii Porcului, amonte de pîrîul Lăptosului şi Strîmb, precum şi în alte zone mai puţin importante.

Macroaglomeratele, aglomeratele şi microaglomeratele bazaltelor sticloase cu augit au o răspîndire limitată. S-au întîlnit în regiunea dintre pîrîul lui Pătru şi valea Oprişeşti, sub forma unor mici intercalaţii în cadrul curgerilor bazaltice sau ca separaţii independente. Elementele constitutive, în predominanţă bazalte sticloase cu augit, au forme subro-

Institutul Geologic al României

tunjite şi rotunjite prezentînd adesea (pîrîul Zîrnei) numeroase exfolieri însoţite de îmbogăţiri marginale în zeoliţi. Cimentul este un tuf lapillic, de culoare cenuşie-închisă, poros, bogat în minerale de neoformaţie, în special carbonaţi şi zeoliţi.

Macroaglomeratele, aglomeratele şi microaglomeratele bazaltelor amigdaloide sînt răspîndite neuniform şi se prezintă fie ca nivele intercalate în stiva lavelor bazaltice din versantul stîng al văii Poiana, fie ca mici intercalaţii în masa celorlalte roci.

Blocurile înglobate în masa de legătură (tuf lapillic) au forme subrotunjite sau rotunjite (pl. IV, fig. 3).

Cineritele au structură litocristaloclastică sau litovitrocristaloclastică, şi au fost întîlnite în versantul stîng al văii Porcurea între pîrîul Bătrînei şi Spurcăţii, pe valea Runcului, dealul Osoaia, dîmbul lui Pătru etc. Aceste roci formează nivele cu grosimi cuprinse între 1—10 m, excepţional depăşind 25 m (pîrîul Bătrînei), au extinderi reduse (max. 1 km) şi sînt alcătuite din fragmente de roci bazaltice, dolerite, anamesite şi alte varietăţi de bazalte precum şi cristale de augit, feldspat şi magnetit în stare proaspătă.

Tufurile sînt fine, au culoare verde sau cenuşie-verzuie şi structură stratificată, litocristaloclastică sau vitrolitocristaloclastică şi formează 3—5 nivele decimetrice, rar metrice, în cadrul efuziunilor şi piroclastitelor bazaltice din regiunea cuprinsă între pîrîul Spurcăţii şi valea Micoti.

c) Roci filoniene

În această grupă s-au inclus următoarele tipuri de roci: bazalte cu augit, anamesite, dolerite şi andezite cu augit.

Bazaltele cu augit apar sub formă de filoane sau dyke-uri şi au rezultat din cristalizarea pe fracturi a magmelor ce au generat efusiunile de bazalte porfirice cu augit. Compoziţia mineralogică, structura şi textura acestor roci este în general asemănătoare bazaltelor porfirice cu augit, deosebindu-se de acestea prin absenţa în general a sticlei şi granulaţia mai pronunţată. Faţă de celelalte tipuri de roci filoniene separate în cadrul acestei faze, bazaltele cu augit sînt omniprezente. Menţionăm ivirile mai grupate de pe pîrîul Slatinei, Runcului şi Piscului.

Anamesitele alcătuiesc filoane de dimensiuni reduse (0,1—1,5 m) şi sînt răspîndite neuniform în toată regiunea. O frecvenţă mai mare a acestor roci s-a întîlnit pe valea Runcului, Buneşti şi pîraiele Nemţilor, Spurcăţii şi Lăptosului.

Structura anamesitelor variază de la rocă la rocă între aspecte ofitice şi subofitice.

Doleritele formează mici filoane distribuite neuniform, mai frecvent întîlnite pe valea Runcului şi pîraiele Strîmb şi Chişului. Au fost deosebite

Institutul Geologic al României

de anamesite prin granulația mai mare și existența fenocristalelor de augit și feldspat (pl. V, fig. 3, tab. 4).

Studiile microscopice reliefează la dolerite dezvoltarea augitului microgranular în interstițiile dintre plagioclazii idiomorfi (tab. 5). În părțile marginale ale filoanelor, între baghetele de feldspat și granulele de augit, apare sticla.

TABELUL 4

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvență %	Medie %
Feldspat plagioclaz (50–60 % An)	1,5–0,20/0,15–0,03	44–71	57,5
Augit	0,8–0,4/0,09–0,001	13,2–51,2	32,2
Cuarț	0,3–0,1/0,01–0,001	accidental	
Magnetit și ilmenit	0,9–0,5/0,3–0,01	2,3–8,6	5,4
Minerale secundare	–	0–10	5,0

Andezitele cu augit au o culoare cenușie sau cenușie-rozie, textură masivă și structură microgranulară porfirică, rar subofitică. În masa fundamentală se remarcă fenocristalele de feldspat plagioclaz și augit (tab. 6).

TABELUL 5

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvență %	Medie %
Feldspat plagioclaz (45–61 % An)	2,7–0,8/0,2–0,04	45–62	53,5
Augit	2,1–0,6/0,2–0,3	25–50	37,5
Hipersten	1–0,3/0,1–0,01	0–2	1
Hornblendă brună	1–0,3/0,1–0,02	0–2	1
Magnetit, ilmenit	1,2–0,5/0,2–0,005	1–9	5
Minerale secundare	–	0–1	6,5

Institutul Geologic al României

TABELUL 6

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvenţă %	Medie %
Feldspat plagioclaz (45—50 % An)	1,5—5/3—0,1	15—40	27
Augit	1—6/1—0,01	10—15	12,5
Hornblendă verde	0,5—0,2	accidental	
Magnetit, ilmenit	1,5—0,3/0,1—0,01	1—3	2
Minerale secundare	—	0—1	0,5
Masă fundamentală	0,1/0,001	50—65	57,5

d) Rocile intrusive

Melagabbrourile şi piroxenitele reprezintă intercalaţii de dimensiuni reduse în pînzele intrusive din regiunea Poiana-Buneşti şi în dyke-ul stratificat din caldera de prăbuşire de la Buneşti. Pe pîrîul Podişoarelor aceste roci formează o pînză intrusivă lungă de cca 800 m cu grosimea maximă de 150 m. În această pînză ca şi în cadrul celorlalte iviri melagabbrourile şi piroxenitele au o granulaţie medie, mare sau foarte mare şi o culoare cenuşie-verzuie sau neagră-verzuie. Aspectele pegmatoide ofitice predomină în majoritatea ivirilor.

Fenocristalele de feldspaţi plagioclazi (60—70 % An), cu contururi hipidiomorfe şi xenomorfe, proaspete sau alterate prezintă maclări după legea albit, albit-Karlsbad, Karlsbad şi foarte rar periclin şi zonări slabe.

Feldspaţii din generaţiile secunde sînt dispuşi interstiţial şi sînt maclaţi mai frecvent Karlsbad. Ambele generaţii de feldspaţi sînt adesea alterate şi cuprind în special pe fisuri actinot, albit, epidot, minerale argiloase şi carbonaţi.

Augitul în majoritatea cazurilor reprezentat de varietatea titaniferă, este xenomorf, mai rar hipidiomorf, include atit fenocristale cit şi microlite de feldspat plagioclaz şi este uneori alterat (actinot, clorit, magnetit).

Un mineral, total transformat, s-a identificat după conturele neregulate şi asociaţia mineralelor de neoformaţie (talc, clorit, carbonaţi, oxizi de fier) dispuse concentric, ca o fostă olivină (pl. V, fig. 2, tab. 7).

Institutul Geologic al României

TABELUL 7

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvență %	Medie %
Feldspat plagioclaz	5—1/1—0,12	20—30	25
Augit	5,2—9/1—0,9	60—70	65
Biotit	0,8/0,1	0—1	0,5
Conture de olivină	3,1/0,4	1—3	1,5
Magnetit, ilmenit	1,5—0,8/0,2—0,001	0—11	5,5
Minerale secundare	—	1—3	2

Piroxenitele alcătuiesc benzi de dimensiuni centimetrice, fără continuitate pe direcție, în cadrul melagabbrourilor. Structura este granulară, pronunțat porfirică, panidiomorfă (pl. VI, fig. 1).

Studiul mineralogic al piroxenitelor pune în evidență prezența augitului și magnetitului și în cantități cu totul subordonat feldspatul și apatitul (tab. 8).

TABELUL 8

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvență %	Medie %
Feldspat plagioclaz (60—70% An)	1,2—0,8/0,2—0,1	1—8	4,5
Augit	22—9/0,8—0,1	80—90	85
Olivină	5—3/0,4—0,2	0—2	1
Magnetit, ilmenit	1,5—0,8/0,2—0,001	5—11	8
Minerale secundare	—	1,2	1,5

Gabbrourile cu diopsid alcătuiesc filoane și mici intercalații în dykeurile stratificate de la Bunești și Poiana. Structura acestor roci este hipidiomorf-grăunțoasă, ofitică iar principalele minerale prezintă variații sensibile (tab. 2). Feldspatul plagioclaz are caracterele unui labrador

Institutul Geologic al României

TABELUL 9

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvenţă %	Medie %
Feldspat plagioclaz	3—1,0/0,1—0,05	50—55	52,5
Diopsid	1,5—0,2/0,1—0,03	30—40	35
Biotit	1/0,1	0—0,5	0,2
Cuarţ	0,3/0,1	0—2	1
Apatit	1/0,2	accidental	—
Magnetit, ilmenit	1—0,3/0,1—0,001	3—7	5
Minerale secundare	—	0,2—12,6	10,2

(60—70% An) maclat după legea albit, albit-Karlsbad, Karlsbad sau periclin. Numărul de zone este mai frecvent decît la melagabbrouri şi mai scăzut faţă de gabbrourile cu augit.

Gabbrourile cu augit sînt componentele de bază ale pînzelor intrusibe şi dyke-urilor stratificate din regiunen Buneşti şi Poiana. Obişnuit au o granulaţie mică sau medie, culoare cenuşie-verzuie, structură porfirică şi textură masivă, uneori slab stratificată (pl. VI, fig. 2).

Compoziţia mineralogică mai complexă decît la celelalte tipuri de gabbrouri separate. în regiune, este prezentată în tabelul 10.

Feldspaţii plagioclazi (50—60% An) sînt frecvent saussuritizaţi şi formează cristale idiomorfe, izometrice sau alungite, maclate de obicei polisintetic, Karlsbad, albit-Karlsbad şi rar periclin. Numărul de zone la indivizi, variază între 4 şi 8.

Piroxenul este de obicei xenomorf, uralitizat şi include cristale de feldspat plagioclaz.

În structurile relicte ale dyke-ului stratificat din regiunea Buneşti şi în pînzele intrusive, sînt foarte frecvente cazurile cînd trecerea de la gabbrouri la bazalte cu augit se face pe nesimţite (fig. 23 g).

În cazul unor conţinuturi medii mai ridicate, decît cele întabelate pentru magnetit şi biotit, s-au separat în cadrul gabbrourilor cu augit două varietăţi : cu augit şi magnetit (valea Buneşti, Oprişeşti, pîrîul Cheliei, pîrîul Păsculesc) şi cu augit şi biotit (pîrîul Zîrnei, pl. VI, fig. 3).

Gabbrourile cu magnetit cuprind în proporţii de 5—15% magnetit. Acesta se prezintă în cristale vizibile cu ochiul liber, în varietăţile echigranulare de pe valea Buneşti, Oprişeşti şi pîrîul Păsculesc sau cu dimensiuni microscopice în microgabbrouri.

Studiul microscopic al magnetitului reliefează prezenţa unor structuri lamelare, de dezamestec corespunzătoare ilmenitului.

Institutul Geologic al României

TABELUL 10

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvență %	Medie %
Feldspat plagioclaz	3—0,9/0,3—0,08	30—45	37,50
Augit	3,1—1/0,5—0,4	20—30	25
Hornblendă actinolitică	3—1/0,8—0,002	10—30	20
Biotit	2—0,2/0,1—0,01	0—2	0,5
Cuarț	0,8—0,2/0,1—0,01	0—3	1,5
Magnetit, ilmenit	3,5—1/0,8—0,2	1—9	5
Minerale secundare	—	5—11	8
Pirită	4—0,1/0,08—0,01	1—4	2,5

Prezența în această parte a Munților Metaliferi, ca și în masivul Drocea (Giușcă, Cioflica, 1956; Cioflica, 1962; Cioflica, Savu, 1962; Savu, 1962; Savu et al., 1967) a magnetitelor titanifere în roci gabbroice, constituie un argument în plus privind originea comună a magmatitelor ofiolitice din cele două unități.

Dioritele cu augit, hornblendă și cuarț apar la periferia dykeului stratificat din caldera de prăbușire de la Bunești (dealul Mosor, dealul Săracului, valea Micotei, valea Oprișoaiei etc.) și Poiana (pl. XI, fig. 10). Structura acestor roci este holocristalină inechigranulară-porfirică. Formele microgranulare porfirice, sau medii granulare porfirice sînt subordonate celor echigranulare.

Feldspatul plagioclaz (45—50% An), apare în special idiomorf și este maclat după legea albit, albit-Karlsbad și periclin. Structurile zonare sînt mai pronunțate decît la celelalte tipuri de roci intrusive descrise, nucleul și zonele centrale fiind mai bazice (60—65% An) decît cele periferice (40—55% An). Augitul (tab. 11) se prezintă fie proaspăt, fie substituit de hornblendă actinolitică, clorit, epidot și calcit.

Cuarțul în granule xenomorfe ocupă ca și magnetitul spațiile dintre cristale.

TABELUL 11

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Materiale	Dimensiuni mm	Frecvență %	Medie %
Feldspat plagioclaz	3—0,9/0,3—0,01	55—65	60
Augit și conture de augit	3,1—0,8/0,5—0,08	15—35	22,5
Hornblendă actinolitică	1,5—0,8/0,3—0,02	3—8	6,5
Cuarț	0,8—0,4/0,2—0,01	3—5	4
Magnetit, ilmenit	1,3—0,8/0,2—0,02	1—3	2
Minerale secundare	—	3—7	5

Institutul Geologic al României

2. DESCRIEREA PETROGRAFICĂ ŞI RĂSPÎNDIREA ROCILOR OFIOLITICE DIN A DOUA FAZĂ

Mişcările chimerice noi ca şi în masivul Drocea şi alte părţi din Munţii Metaliferi, au produs în regiune ridicarea părţii axiale şi deplasarea zonei mobile a geosinclinalului către sud (Balşa-Ardeu) şi nord (Curechi-Poeniţa-Techereu). În zona mobilă, faţă de cea axială unde lavele pătrund şi se consolidează pe fracturi, activitatea magmatică este predominant explozivă, rocile rezultate fiind piroclastice-bazaltice, bazaltice-andezitice şi andezitice. Ultimele produse cuprind slabe efuziuni şi forme filoniene mai bine dezvoltate în regiunea Voia, Almaşul de Mijloc[34] şi Ardeu[35].

În ceea ce priveşte vîrsta acestor roci s-a constatat că ultimele diferenţiate andezitice din această fază sînt acoperite în dealul Moşului şi Voia de depozite apţiene şi albiene, iar filoanele şi dyke-urile de oligofire, albitofire şi riolite nu străbat termenii superiori, andezitici.

În ordinea descrierilor din text, menţionăm principalele tipuri de roci separate : bazalte porfirice cu augit, andezite cu augit, oligofire, albitofire, riolite, andezite cu hornblendă şi augit ± biotit, andezite cu hornblendă, augit, şi biotit, andezite sticloase cu augit şi andezite cu hornblendă ± augit.

Bazaltele porfirice cu augit alcătuiesc mici filoane între Voia şi Oprişeşti, şi cuverturi de aglomerate în zona dintre valea Şesii şi dealul Piatra Lupoaia. Asemănarea acestora cu corespondentele lor din prima fază, de care practic nu se pot deosebi ne determină a nu le mai prezenta caracterele mineralogice şi petrografice.

Andezitele cu augit au fost întîlnite ca : elemente alături de bazalte în aglomerate bazaltice-andezitice sau sub formă de filoane, lave şi aglomerate. Din punct de vedere petrografic s-au separat două varietăţi : una mai puţin porfirică şi sticloasă, cu feldspaţi albitizaţi, săracă în augit şi prezentă în aglomeratele bazaltice-andezitice (nivel de tranziţie), curgerile de pe pîrîul Neagului, şi filoanele din aria ocupată de rocile ofiolitice ale primei etape şi alta sticloasă, bogată în augit, reprezentată prin curgeri şi aglomerate dispuse în versantul stîng al văii Voia.

Andezitele sticloase cu augit din curgeri şi aglomerate au o culoare cenuşie-verzuie, spărtură neregulată, aspect sfărîmicios şi textură masivă. Structura este porfirică, hialopilitică cu fenocristale idiomorfe de augit şi mai puţin feldspat (45—46 % An), prinse într-o masă sticloasă de culoare brună (pl. VI, fig. 4), bogată în microlite de feldspat plagioclaz, granule de augit şi minerale opace.

În cantităţi cu totul subordonate mineralelor din tabelul 12, li se asociază hornblenda bazaltică, apatitul şi minerale secundare (clorit, zeolit, calcedonie), întîlnite mai ales pe fisuri şi în alveole.

---

[34] I. Berbeleac, Olga Ionescu. Raport privind lucrările speciale de sinteză în regiunea Poiana-Techereu-Almaşul de Mijloc. 1969. Arh. M.M.P.G., Bucureşti.

[35] I. Berbeleac, Olga Ionescu. Raport privind lucrările speciale de sinteză în regiunea Almaşul Mic-Balşa-Ardeu. 1970. Arh. M.M.P.G., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

TABELUL 12

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvență %	Medie %
Feldspat plagioclaz	2—0,5/0,2—0,001	5—7	6,5
Augit	3—0,8/0,5—0,01	5—10	7,5
Magnetit, ilmenit	1—0,3/0,1—0,001	1—2	1,5
Minerale secundare	—	3—10	6,5
Masă fundamentală	0,01—0,001	76—80	78

Curgerile de andezite sticloase cu augit și aglomeratele însoțitoare alcătuiesc mici intercalații în masa lavelor și aglomeratelor andezitice cu hornblendă ± augit.

Filoanele andezitelor cu augit, au dimensiuni reduse, culoare cenușie-verzuie, structură microgranular porfirică, mai rar subofitică și au fost întîlnite în special în regiunea cuprinsă între pîrîul Chișului și valea Runcului. În majoritatea cazurilor, în dyke-ul stratificat de la Bunești și Poiana (fig. 23), fenocristalele de feldspat plagioclaz și augit sînt substituite cu minerale de neoformație (albit, clorit, carbonat, minerale argiloase etc.).

Oligofirele se remarcă prin aspectul compact, culoare cenușie-verzuie, ușor rozie, structură microgranular porfirică, rar subofitică și intersertală și textură masivă. S-au întîlnit ca filoane subțiri (0,20—3 m, pl. XVII) și scurte (25—100 m, excepțional peste 100 m), în toată regiunea studiată, cu excepția versanților stîngi ai văilor Oprișești și Poiana.

Fenocristalele și microlitele de oligoclaz, maclate mai frecvent după legea albit și albit-Karlsbad, sînt idiomorfe sau hipidiomorfe, albitizate și impurificate de un material brun, de natură argiloasă.

Augitul apare foarte rar în aceste roci și întotdeauna transformat în clorit și carbonați (tab. 13).

TABELUL 13

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvență %	Medie %
Feldspat plagioclaz	3,1—0,8/0,3—0,001	8—15	11,5
Augit	3,4—0,4/0,2—0,001	2—4	3
Magnetit, ilmenit	0,8—0,2/0,1—0,001	1—2	1,5
Cuarț	0,3—0,1/0,01—0,001	0—4	2
Minerale secundare	—	5—15	10
Masă fundamentală	0,1—0,08/0,03—0,001	70—74	72

Institutul Geologic al României

Albitofirele alcătuiesc mici filoane în regiunea dintre Vălişoara şi Bunești şi se caracterizează prin : absența mineralelor femice sau prezența lor în cantități cu totul subordonate (0,5—1%), culoarea cenuşie, aspect compact, duritatea ridicată, structura slab porfirică şi masa fundamentală vitrofirică, cu textură masivă sau fluidală.

Fenocristalele de albit au conture xenomorfe (pl. VII, fig. 1) şi sînt adesea impurificate de minerale argiloase.

Riolitele au fost identificate în dealul Sasului de la Vălişoara, unde formează un dyke orientat E-W, lung de 1250 m, cu grosimea maximă 250 m. Aceste roci prezintă aceleaşi caractere ca şi albitofirele descrise, deosebirea constînd în existența unor rare fenocristale de feldspat plagioclaz (7—12% An) şi augit. Feldspatul potasic şi cuarțul primar nu apar.

Andezitele cu hornblendă şi augit ± biotit alcătuiesc curgeri şi aglomerate în versantul stîng al văii Voia, amonte de pod, către dealul Voia şi filoane pe valea Bunești, Micoti şi pîrîul Chişului.

Curgerile au o culoare verzuie, structură porfirică (pl. VII, fig. 2) şi textură masivă sau fluidală. Masa sticloasă sau microgranulară în cazul filoanelor, cuprinde fenocristale şi microlite de hornblendă verde şi feldspați, mai rar augit şi foarte rar biotit, distribuite neuniform sub formă de aglomerări şi cristale izolate (tab. 14).

TABELUL 14

Compoziția modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvență %	Medie %
Feldspat plagioclaz	2,3—0,6/0,2—0,001	15—25	20
Hornblendă verde	1—0,3/0,2—0,01	3—5	4
Augit	1—0,3/0,2—0,01	1—3	2
Biotit	0,5/0,01	0—1	0,5
Magnetit, ilmenit	0,5—0,3/0,1—0,05	1—2	1,5
Minerale secundare	—	3—7	5
Masă de bază	0,1—0,001	60—68	64

Fenocristalele de feldspat plagioclaz (43—58% An) sînt idiomorfe, fisurate şi maclate după legea albit, albit-Karlsbad şi periclin. Individii zonați sînt rari, numărul zonelor de asemenea, iar compoziția acestora oscilează între 43—54% An. Adesea sînt prezente recurențele de chimism. Între planele zonelor se observă numeroase opacitizări şi incluziuni de sticlă.

Hornblenda verde ($c : ng = 18—20^\circ$) este idiomorfă, foarte rar xenoformă, proaspătă sau slab opacitizată şi adesea prezintă maclări polisintetice (2—3 individi).

Augitul, are conture xenomorfe, formează mai puțin fenocristale şi mai mult microlite.

Biotitul distribuit neuniform apare mai frecvent în aflorimentele de lîngă podul Voii şi în versantul drept al văii Poreurea.

Institutul Geologic al României

Aglomeratele andezitelor cu hornblendă și augit ± biotit, se situează deasupra curgerilor descrise și ocupă suprafețe restrînse. Elementele angulare și subangulare au dimensiuni ce nu depășesc 150 mm Ø (frecvent 50—100 mm Ø) și sînt prinse într-un tuf litocristaloclastic, de culoare cenușie-verzuie. În afara elementelor preponderente de andezite cu hornblendă și augit ± biotit în aceste roci apar cu totul subordonat fragmente de andezite cu augit, bazalte, gabbrouri și diorite.

Andezitele cu hornblendă, augit și biotit reprezintă o varietate mai bogată (4—7%) în biotit, a tipului precedent în care de altfel se găsesc ca o mică intercalație în dealul Voia.

Andezitele cu hornblendă verde ± augit au culoare verzuie sau cenușie-verzuie, structură porfirică cu masa fundamentală hialopilitică sau microgranulară și reprezintă roca caracteristică a diferențiatelor andezitice din faza a doua.

Andezitele cu hornblendă verde ± augit alcătuiesc aglomerate și curgeri în versantul stîng al văii Voia (pîrîul Nicului, Micului etc.) și un dyke liniar orientat EW în dealurile Steampurilor și Dosul de Jos.

Cristalele de feldspați plagioclazi (40—45% An) și hornblendă (c : ng = 19—21°) alcătuiesc două generații : una larg dezvoltată, cu indivizi idiomorfi și alta fină, idiomorfă sau xenoformă. La plagioclaz remarcăm același sistem de maclare ca și la celelalte varietăți de andezite descrise.

Față de tipul precedent în aceste roci, augitul are o răspîndire neuniformă, fiind în general absent în ultimile curgeri din versantul stîng al văii Voia (tab. 15).

TABELUL 15

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvență %	Medie %
Feldspat plagioclaz	2—0,7/0,3—0,07	15—30	22,5
Hornblendă verde	3,5—0,8/0,2—0,04	5—13	9
Augit	1—0,3/0,2—0,01	0—4	2
Biotit	0,8—0,3/0,1—0,06	0—2	1
Cuarț	0,5/0,01	0—4	2
Minerale secundare	—	3—10	6,5
Magnetit, ilmenit	1—0,3/0,1—0,02	1—2	1,5
Masă fundamentală	0,01/0,001	50—61	55,5

Elementele *aglomeratelor andezitelor cu hornblendă ± augit* au forme angulare și rotunjite, dimensiuni variabile (30—230 mm Ø) și sînt prinse într-o masă microaglomeratică cu ciment lapillic, puternic argilizat și

Institutul Geologic al României

cloritizat. Argilizarea şi cloritizarea des întîlnită la aceste roci este probabil un efect al alterării marine, cauzate de transgresiunea cretacic-inferioară.

3. CHIMISMUL ROCILOR OFIOLITICE

a) Caracterele petrochimice ale diferenţiatelor din faza întîi

Concluziile referitoare la comportarea elementelor majore din principalele tipuri de roci ofiolitice generate în prima fază sînt reliefate de cele douăzeci de analize chimice (tab. 16) cărora li s-au calculat parametri (tab. 17) şi normal (tab. 18) Niggli.

Valorile oxizilor principali în rocile analizate, variază în următoarele limite :

SiO_2	41,02 + 51,12%
Al_2O_3	10,50 — 22,22%
Fe_2O_3	2,58 — 7,28%
FeO	0,90 — 6,94%
MgO	0,90 — 13,44%
CaO	5,90 — 14,35%
Na_2O	0,73 — 4,87%
K_2O	0,25 — 3,30%

Limitelele largi de variaţie a oxizilor subliniază gradul relativ avansat de diferenţiere a magmelor din această fază pentru care se subliniază creşterea continuă, dar cu mari variaţii a oxizilor de calciu, potasiu, sodiu şi Fe_2O_3 şi scăderea paralelă a MgO şi FeO odată cu creşterea conţinutului în SiO_2 (fig. 4).

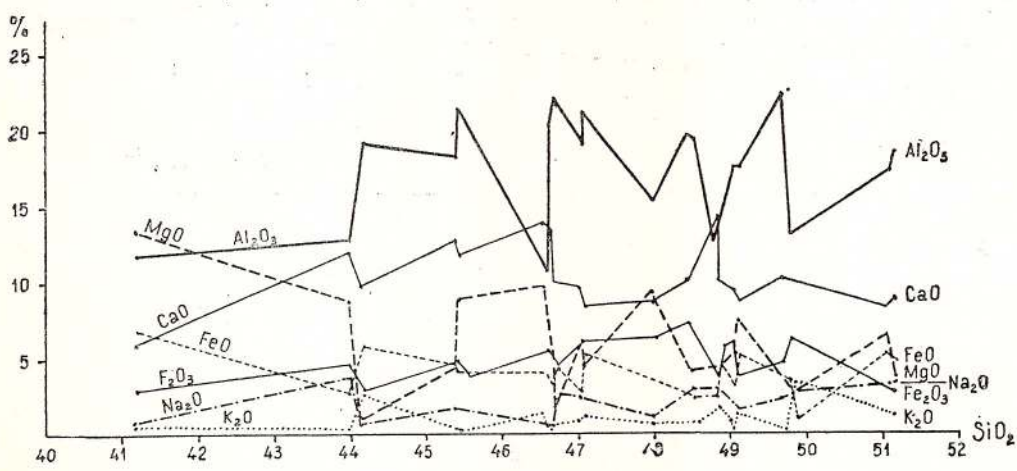


Fig. 4. — Diagrama de variaţie a oxizilor funcţie de SiO_2.
Diagramme de variation des oxydes en fonction de SiO_2.

Institutul Geologic al României

TABELUL 16

Analizele chimice ale rocilor ofiolitice din faza I

Nr. crt.	Roca	SiO_2 %	TiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	FeO %	MnO %	MgO %	CaO %	Na_2O %	K_2O %	P_2O_5 %	CO_2 %	SO_3 %	PC %	H_2O^+ %	H_2O^- %	Total %
1	Bazalt porfiric cu augit, pîrîul Smreciului (Vălişoara)	41,02	0,49	12,81	2,91	6,94	0,10	13,44	5,90	0,73	0,91	0,11	—	—	—	5,60	8,70	99,66
2	Gabbrou cu diopsit pîrîul Gureţilor (Poiana)	44,12	2,0	19,19	4,52	2,96	0,31	8,89	12,0	3,08	0,48	0,14	—	0,65	—	1,95	0,18	100,67
3	Gabbrou cu augit şi magnetit (valea Buneşti)	46,21	1,10	18,19	2,87	5,79	0,45	0,90	9,90	0,81	2,40	0,35	1,80	0,21	—	9,22	0,25	100,36
4	Microgabbrou cu augit (pîrîul Cheliei, Buneşti)	46,22	0,75	21,88	4,35	4,80	0,19	4,40	12,74	1,67	0,31	0,11	0,28	urme	—	0,61	1,20	99,51
5	Melagabbrou (pîrîul Podişoarelor, Poiana)	46,52	2,40	16,42	3,65	4,00	0,36	8,70	11,90	1,65	0,39	0,12	—	0,20	—	3,50	0,22	100,03
6	Bazalt amigdaloid (pîrîul Zîrnei, Poiana)	46,54	0,60	10,50	5,20	4,00	0,19	9,70	14,00	0,98	1,49	0,17	0,88	0,10	—	3,42	2,70	100,47
7	Melagabbrou (pîrîul Podişoarelor, Poiana)	46,55	0,85	20,60	5,30	3,16	0,39	5,09	13,40	0,75	0,39	0,10	—	0,27	—	3,00	0,22	100,05
8	Gabbrou cu augit şi magnetit (valea Buneşti)	46,78	1,30	22,22	4,90	4,77	0,42	1,02	10,00	2,70	0,82	0,11	1,40	0,07	—	2,84	0,22	100,07
9	Plagibazalt (Pîrîul Mare, Poiana)	47,18	0,50	21,01	6,07	2,26	lipsă	4,16	9,78	2,50	0,89	0,51	—	0,07	—	3,57	0,63	99,13
10	Bazalt albitizat (Pîrîul Smreciului, Buneşti)	47,29	0,90	19,00	1,97	5,32	0,12	5,59	8,33	4,87	1,04	0,37	4,00	urme	—	0,22	1,29	100,31
11	Bazalt sticlos cu augit (ankaramit), valea Runcului (Vălişoara)	48,00	0,33	15,30	6,15	3,70	0,08	9,15	12,60	1,13	0,70	0,17	urme	urme	—	2,70	3,90	100,91
12	Gabbrou cu augit (pîrîul Ursului, Almaşul Mic)	48,48	1,04	19,77	7,28	2,36	0,20	4,08	10,04	2,90	0,77	0,15	1,17	0,07	2,44	0,78	0,49	102,02
13	Gabbrou cu augit (valea Oprişoaiei, Buneşti)	48,52	2,35	19,20	3,73	4,93	0,32	4,60	10,02	2,97	0,75	0,42	—	0,16	—	2,11	0,18	100,26
14	Bazalt porfiric cu augit (valea Porcurei)	48,67	0,82	15,38	5,53	2,83	0,21	3,20	14,35	2,55	1,83	0,22	3,00	0,25	—	0,69	0,21	99,74
15	Gabbrou cu augit şi biotit (valea Buneşti)	49,02	0,68	17,86	6,07	3,03	0,17	5,15	9,33	2,14	0,45	0,19	1,12	0,20	—	2,40	1,31	99,62
16	Bazalt porfiric cu augit (pîrîul Blidarului, Buneşti)	49,16	0,96	17,67	3,71	5,29	0,21	7,50	8,94	1,68	1,08	urme	2,65	urme	—	1,25	0,18	99,94
17	Gabbrou cu augit (valea Buneşti)	49,70	1,00	22,14	4,59	3,52	0,32	2,20	10,25	3,55	0,24	0,28	1,20	0,10	—	0,95	0,15	100,20
18	Gabbrou cu diopsid, pîrîul Bitiş (Buneşti)	49,80	0,90	13,50	6,15	0,90	0,18	2,90	13,35	2,60	3,30	0,15	—	—	—	2,83	3,65	100,21
19	Diorit cu augit, hornblendă şi cuarţ, (valea Buneşti)	51,10	0,73	17,46	2,59	5,36	0,14	6,85	8,42	3,02	1,49	0,14	1,37	0,10	2,10	1,24	0,49	99,89
20	Bazalt porfiric cu augit (pîrîul Smreciului, Vălişoara)	51,12	1,00	18,50	5,23	4,53	0,20	3,50	8,70	3,17	1,25	0,07	0,41	0,07	—	1,76	0,43	99,94

Analişti: Gh. Lahovary (1,20); Al. Dănciulescu (3, 8, 17); I. Roman (12, 19); M. Nedelcu (9); Fl. Negrescu (11); A. Kizik (15); S. Iliescu (2, 5, 6, 7, 13, 14); M. Popescu (10, 16, 18).

Institutul Geologic al României

TABELUL 17

Valorile parametrilor Niggli pentru rocile ofiolitice din faza I

Nr. crt.	Roca	*Qz*	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*ka*	*mg*	*ti*	*c/fm*	*ρ*	*w*	*Q*	*L*	*M*	*π*	*γ*	*μ*	*k*	*mg*	Tipul de magmă
1	Bazalt porfiric cu augit	—17,86	94,83	17,40	64,76	14,62	2,92	0,47	0,71	0,55	0,22	0,13	0,07	25,56	48,00	48,00	0,70	—	0,66	0,47	0,66	hornblenditică
2	Gabbrou cu diopsid	—40,55	92,89	23,82	40,05	27,12	8,36	0,07	0,69	3,16	0,67	0,12	0,17	22,48	22,37	35,41	0,48	0,21	0,54	0,07	0,69	piroxen-gabbroidă
3	Gabbrou cu augit și magnetit	18,23	146,23	33,51	25,42	32,39	7,15	0,66	0,16	2,63	1,27	0,37	0,25	38,70	41,47	21,47	0,69	0,13	0,15	0,65	0,18	anortezit-gabbroidă
4	Microgabbrou cu augit	— 7,60	108,84	30,49	32,62	32,19	4,11	0,10	0,47	1,27	0,95	0,14	0,23	33,21	29,58	37,44	0,66	0,39	0,19	0,10	0,19	ossipitică
5	Melagabbrou	—14,20	102,28	22,14	43,75	29,16	14,12	0,13	0,67	4,52	0,66	0,13	0,14	29,04	33,94	37,21	0,65	0,19	0,54	0,13	0,65	achnahaitică
6	Bazalt amigdaloid	—12,78	103,26	13,75	48,52	34,31	4,01	0,5	0,66	1,06	0,70	0,13	0,18	24,13	32,40	53,03	0,37	0,28	0,37	0,50	0,50	si-piroxenitică
7	Melagabbrou	—22,76	83,72	21,86	28,35	25,86	1,62	0,26	0,55	1,08	0,91	0,10	0,25	34,63	25,77	39,86	0,79	0,37	0,24	0,26	0,75	m-piroxenitică-ariegitică
8	Gabbrou cu augit și magnetit	— 6,89	128,03	35,91	24,87	29,32	8,73	0,16	0,16	2,63	1,17	0,16	0,39	32,79	46,90	20,38	0,60	0,04	0,11	0,17	0,11	leuco-gabbro-belugitică
9	Plagibazalt	— 7,93	122,67	31,70	33,38	26,64	7,65	0,20	0,47	0,90	0,79	0,61	0,39	36,15	31,53	34,16	0,44	0,36	0,12	0,21	0,44	belugitică
10	Bazalt albitizat	—35,03	118,65	28,05	35,59	22,47	13,42	0,12	0,59	1,65	0,63	0,30	0,10	26,45	46,04	37,30	0,33	0,15	0,44	0,52	0,53	belugitică
11	Bazalt sticlos cu augit	— 7,66	105,54	19,84	45,50	29,76	3,30	0,29	0,64	0,52	0,65	0,13	0,21	24,32	28,99	46,90	0,71	0,17	0,40	0,28	0,48	si-piroxenitică
12	Gabbrou cu augit	— 5,13	129,07	30,88	35,52	28,48	8,80	0,14	0,45	2,08	0,80	0,16	0,40	30,25	40,50	29,90	0,53	0,10	0,28	0,14	0,28	belugitică
13	Gabbrou cu augit	—10,84	122,12	28,70	34,80	27,17	8,24	0,13	0,50	4,42	0,78	0,45	0,21	39,62	33,38	28,76	0,43	0,32	0,24	0,13	0,59	belugitică
14	Bazalt porfiric cu augit	—13,20	123,44	22,86	28,35	39,03	9,16	0,31	0,42	1,52	1,37	0,15	0,36	27,76	35,95	35,95	0,55	0,18	0,19	0,31	0,31	belugitică
15	Gabbrou cu augit și biotit	1,04	128,88	27,68	39,76	26,26	6,96	0,22	0,51	1,26	0,67	0,15	0,31	31,77	37,49	30,95	0,59	0,09	0,34	0,18	0,39	ossipitică
16	Bazalt porfiric cu augit	—16,78	115,90	24,82	43,75	22,81	8,17	0,19	0,60	1,14	0,52	—	0,15	28,69	32,39	38,88	0,37	0,19	0,42	0,19	0,52	belugitică
17	Gabbrou cu augit	— 3,73	134,67	35,34	22,47	30,13	9,60	0,03	0,37	2,11	1,38	0,16	0,29	34,25	46,71	19,28	0,57	0,11	0,25	0,03	0,28	anortozit-gabbroidă
18	Gabbrou cu diopsid	—10,92	139,56	21,63	26,22	39,01	12,62	0,45	0,45	1,80	1,48	0,16	0,47	21,71	36,15	36,87	0,26	0,43	0,17	0,44	0,33	sommait-monzonitică
19	Diorit cu augit, hornblendă și cuarț	—13,33	113,39	19,79	44,44	28,97	6,18	0,27	0,56	1,54	0,65	0,38	0,25	26,61	30,86	43,11	0,52	0,20	0,36	0,27	0,45	antsohitică
20	Bazalt porfiric cu augit	—21,75	121,05	29,29	34,89	25,04	10,70	0,20	0,40	2,10	0,74	0,16	0,30	31,92	40,86	27,43	0,48	0,10	0,12	0,20	0,30	monzonit-dioritică

Institutul Geologic al României

TABELUL 18

Parametri normativi Niggli pentru rocile ofiolitice din faza I

Nr. crt.	Roca	Q	Kp	Ne	Cal	Fa+Fs	Fo	Cs
1	Bazalt porfiric cu augit	21,25	13,88	15,31	70,80	33,50	66,49	—
2	Gabbrou cu diopsid	22,21	3,94	48,02	48,02	23,96	54,32	21,98
3	Gabbrou cu augit şi magnetit	38,07	23,14	12,03	64,81	70,96	15,59	13,44
4	Gabbrou cu augit	32,92	3,54	30,56	65,88	41,47	19,12	39,13
5	Melagabbrou	28,75	4,18	27,22	68,59	26,09	55,44	18,46
6	Bazalt amigdaloid	23,85	23,13	23,13	53,73	31,17	39,96	28,85
7	Melagabbrou	34,35	5,39	14,86	79,74	37,77	23,78	38,44
8	Gabbrou cu augit şi magnetit	32,51	6,63	32,38	60,97	84,20	11,31	4,48
9	Plagibazalt	34,29	11,03	44,21	44,75	51,56	12,09	36,33
10	Bazalt albitizat	25,89	7,98	56,72	35,29	39,77	44,98	15,23
11	Bazalt sticlos cu augit	24,06	8,00	20,55	71,43	42,18	40,52	17,29
12	Gabbrou cu augit	29,98	6,53	37,06	56,46	60,47	28,94	10,58
13	Gabbrou cu augit	38,76	7,27	48,91	43,79	43,20	25,00	32,23
14	Bazalt porfiric cu augit	27,48	18,08	39,05	42,86	42,82	19,08	38,09
15	Gabbrou cu augit şi biotit	31,49	9,11	31,05	59,82	54,96	35,96	9,06
16	Bazalt porfiric cu augit	28,69	11,79	50,20	37,82	38,11	42,80	19,08
17	Gabrou cu augit	33,97	1,43	41,31	57,24	63,38	25,45	11,16
18	Gabbrou cu diopsid	26,93	33,49	40,19	26,30	39,40	17,28	43,29
19	Diorit cu augit, hornblendă şi cuarţ	26,06	13,02	34,53	52,17	43,20	36,00	20,79
20	Bazalt porfiric cu augit	31,65	10,64	40.99	48,36	61,72	27,53	10,74

Institutul Geologic al României

Aceleaşi concluzii sînt mai bine evidenţiate în diagrama din figura 5, unde valorile *alk*, *al*, şi *c* înregistrează o creştere continuă odată cu valorile ridicate ale lui *si*. Proporţional cu această creştere scade valoarea *fm*.

Bogăţia în *mg* şi conţinuturi scăzute în *k* pe de o parte şi sărăcia în *alk* pe de altă parte, a rocilor ofiolitice din faza întîia este ilustrată în diagramele din figura 6 şi 7.

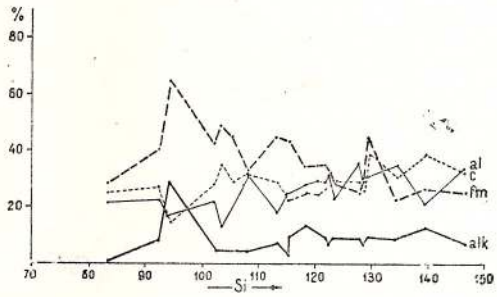


Fig. 5. — Diagrama de variaţie a parametrilor *al*, *fm*, *c*, *alk*, funcţie de *Si*.
Diagramme de variation des paramètres *al*, *fm*, *c*, *alk*, en fonction de *Si*.

Valorile *al* şi *fm*, proiectate în diagrama din figura 8 plasează rocile ofiolitice din regiune, în special în cîmpul femic, izofal şi mai puţin în cel semisalic şi subsalic.

În diagrama *QLM* (fig. 9) majoritatea rocilor analizate, se situează sub linia PF, aria lor de răspîndire suprapunîndu-se în majoritatea cazurilor

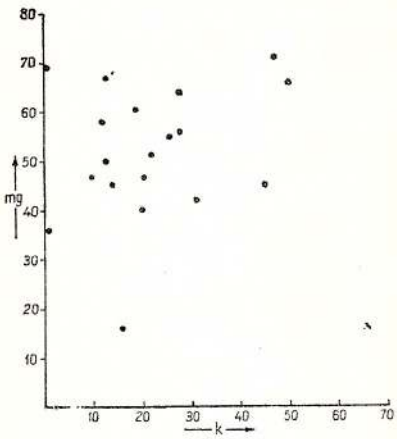


Fig. 6. — Diagrama *k-mg*.
Diagramme *k-mg*.

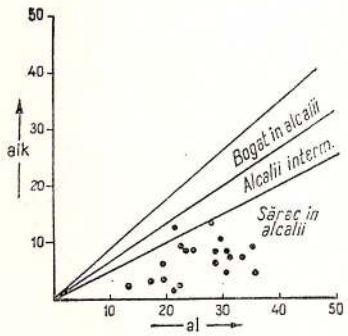


Fig. 7. — Diagrama *al-alk*.
Diagramme *al-alk*.

cu cea realizată de S a v u (1962 b) pentru cele din munţii Mureşului. Diferenţele constau, în proiectarea cîtorva gabboruri şi bazalte deasupra liniei PF sau sub MF, indicînd un grad mai avansat de diferenţiere.

În Munţii Metaliferi, în evoluţia sa, magma gabbroidă relativ bogată iniţial în magneziu a avut ca şi în Drocea (C i o f l i c a, 1962) două ten-

Institutul Geologic al României

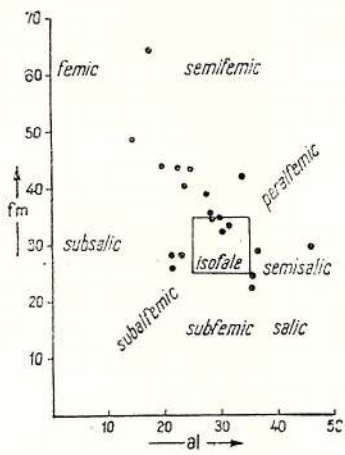


Fig. 8. — Diagrama *al-fm*.
Diagramme *al-fm*.

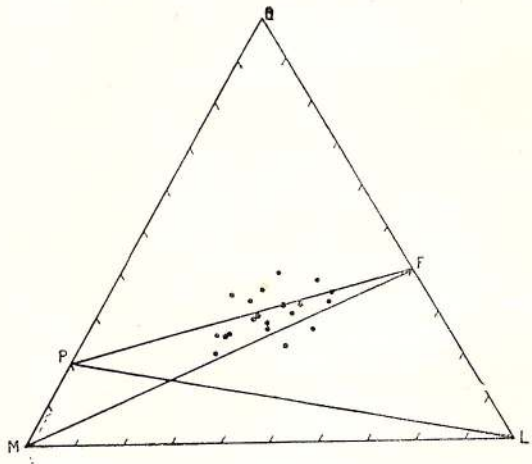


Fig. 9. — Diagrama *QLM*.
Diagramme *QLM*.

dințe de diferențiere : una în sensul îmbogățirii în calciu (bazalte și gabbrouri) și alta cu conținuturi îmbogățite în Fe, (gabbrouri cu magnetit) (fig. 10).

Grupele de magme calcoalcaline stabilite : belugitică, piroxenitică, hornblenditică, ossipitică, anortozit-gabbroidă, achnahaitică, sommait-

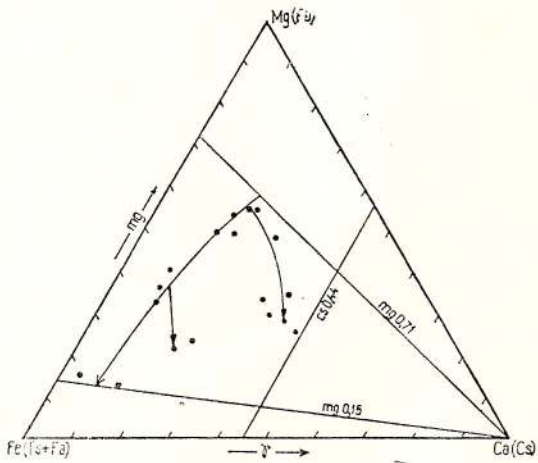


Fig. 10. — Diagrama *Fo-Fa+Fs — Cs*.
Diagramme *Fo—Fa+Fs—Cs*.

monzonitică, atsohitică și monzonit-dioritică (enumerate în ordinea frecvenței) corespund în genere cu cele determinate de C i o f l i c a (1962) și S a v u (1962) pentru rocile ofiolitice ale aceleași faze din masivul Drocea. În acest mod se evidențiază asemănarea pronunțată a procesului de diferențiere a magmei tholeitice din cele două unități.

Institutul Geologic al României

b) Caracterele petrochimice ale diferenţiatelor din faza a doua

Prelucrarea şi interpretarea celor 13 analize chimice care însumează un bazalt, 3 oligofire, 8 andezite şi un riolit (tab, 19, 20, 21) subliniază sensibile modificări în procesul de diferenţiere al magmelor ofiolitice generate în această etapă. Acest fapt este evidenţiat îndeosebi de conţinuturile ridicate în SiO_2 (51, 15—85%) şi creşterea continuă a Na_2O de la bazalte (2,00%) la andezite (2,55—3,75%) şi oligofire (5,39—6,80%).

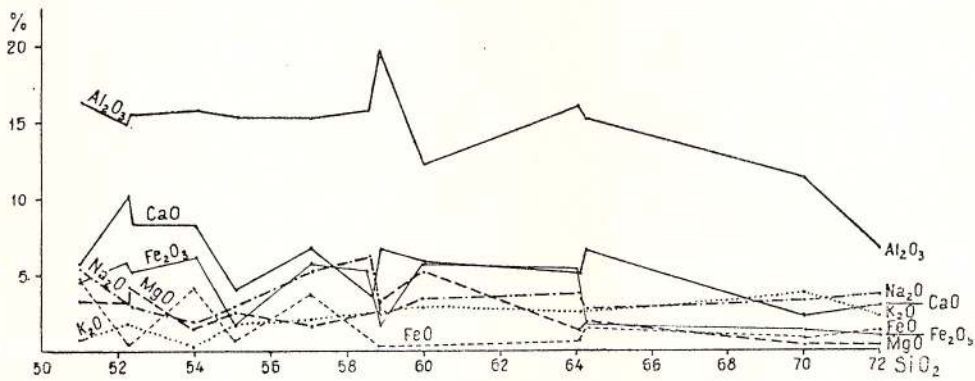


Fig. 11. — Diagrama de variaţie a oxizilor funcţie de SiO_2.
Diagramme de variation des oxydes en fonction de SiO_2.

Cu toate că limitele de variaţie ale oxizilor principali prezintă valori mari, prin proiectarea acestora în diagrama din figura 11, se constată o scădere continuă a Al_2O_3, CaO, Fe_2O_3 şi MgO şi creşterea K_2O şi Na_2O pe măsura îmbogăţirii rocilor în SiO_2.

Interpretarea parametrilor şi normelor Niggli la rocile analizate ne permit a concluziona următoarele:

exceptînd bazaltul de pe pîrîul Truţii, andezitul sticlos cu augit din dealul Voia şi 3 analize de andezite cu hornblendă ± augit sau cu hornblendă, augit şi biotit (fig. 12). toate celelalte roci se înscriu în cîmpul magmelor alcaline intermediare (andezite), bogate în alcali (oligofire) sau peralcaline (riolite);

marea majoritate a rocilor se grupează în cîmpul izofalic, femic şi salic, mai puţin subfemic şi subalfemic (fig. 13);

proiecţia valorilor *k* şi *mg* în diagrama din figura 14 indică conţinuturi medii sau ridicate de *k* pentru majoritatea rocilor, cu excepţia bazaltului din valea Truţii şi a oligofirului de pe pîrîul Nemţilor;

existenţa unei linii de diferenţiate alcaline în cadrul magmei tholeitice din faza a doua, marcată de valorile ridicate ale parametrilor *Kp* şi *Ne* (tab. 21);

Institutul Geologic al României

TABELUL 19

Analizele chimice ale rocilor ofiolitice din faza a doua

Nr. crt.	Roca	SiO_2 %	TiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	FeO %	MnO %	MgO %	CaO %	Na_2O %	K_2O %	P_2O_4 %	CO_5 %	S %	P.C. %	H_2O^- %	H_2O^- %	Total %
1	Oligofir, pîrîul Chişului (Almaşul Mic)	51,15	0,90	17,65	4,00	4,80	0,23	3,10	5,60	5,39	0,65	0,28	2,44	urme	—	2,74	0,60	99,53
2	Andezit sticlos cu augit, valea Voia	52,21	0,75	15,00	6,95	0,75	0,70	3,00	10,04	3,00	1,70	0,10	1,40	0,08	—	2,60	1,98	100,33
3	Bazalt cu augit, pîrîul Truţii, (Vălişoara)	52,35	0,92	16,00	5,46	4,48	0,05	4,40	8,24	2,02	0,36	0,32	0,30	0,04	—	2,40	2,50	99,87
4	Andezit cu hornblendă, augit ± biotit, valea Voia-Pod (Voia)	54,20	0,65	16,73	7,22	1,44	0,14	1,50	8,30	2,90	1,73	0,17	2,77	urme	4,85	1,19	0,89	99,86
5	Oligofir, pîrîul Nemţilor (Vălişoara)	55,48	1,14	15,89	3,62	3,89	0,24	2,50	4,06	5,44	2,45	0,43	2,27	0,07	4,78	1,87	0,64	99,95
6	Andezit cu hornblendă ± augit, Dosul Danielesc (Voia)	57,70	0,75	15,50	6,20	0,95	0,38	1,75	6,90	3,50	2,55	0,16	1,56	0,09	—	1,74	0,76	100,50
7	Oligofir, pîrîul Altoiului (Almaşul Mic)	58,60	0,63	16,60	5,45	0,95	0,38	2,58	2,70	6,80	2,40	0,31	0,25	0,05	—	1,80	1,00	100,50
8	Andezit cu hornblendă ± augit, Valea Caselor (Almaşul de Mijloc)	58,86	0,20	19,73	3,00	0,48	0,40	3,20	6,72	2,55	3,00	0,16	0,15	urme	—	1,70	1,00	100,86
9	Andezit cu hornblendă ± augit dealul Voia	60,40	0,60	14,10	6,01	0,59	0,35	5,02	6,00	3,40	2,60	0,16	0,40	0,06	—	0,57	0,25	100,51
10	Andezit cu hornblendă, augit şi biotit, pîrîul Prisecii (Almaşul de Mijloc)	64,10	0,65	17,00	3,92	0,79	0,36	1,20	5,41	3,75	1,90	0,19	0,30	0,05	—	0,30	0,35	100,27
11	Andezit cu hornblendă ± augit, valea Cibului (Ardeu)	64,30	0,62	15,81	2,00	3,00	0,03	1,60	6,83	2,81	1,61	0,20	—	urme	—	0,44	0,58	100,83
12	Riolit, element în aglomerate bazaltice, Măgura Poenii (Poiana)	70,77	0,28	12,58	2,30	0,88	0,03	0,37	2,47	3,43	3,85	0,08	1,82	—	—	0,68	0,14	99,77
13	Riolit, dealul Sasului (Vălişoara)	71,85	0,30	13,33	2,00	1,29	0,06	0,20	3,01	3,58	2,31	0,09	0,12	urme	1,50	1,08	0,30	99,53

Analişti: M. Cristea (5); S. Iliescu (1,4, 11, 13); M. Zăvoianu (2, 6, 7, 8, 9, 10); Fl. Negrescu (3); Gh. Lahovary (12).

Institutul Geologic al României

TABELUL 20

Parametri Niggli la rocile ofiolitice din faza a doua

Nr. crt.	Roca	*Qz*	*Si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*ti*	*c/fm*	ρ	*w*	*Q*	*L*	*M*	π	γ	μ	*k*	*mg*	Tipul de magmă
1	Oligofir	—14,37	151,13	30,72	34,45	17,76	16,35	0,06	0,39	1,95	0,51	0,17	0,25	30,64	45,71	23,32	0,30	0,06	0,25	0,06	0,31	dioritică
2	Andezit sticlos cu augit	— 3,69	142,95	25,88	29,92	31,33	11,61	0,27	0,43	1,58	1,04	0,17	0,50	32,57	36,71	30,94	0,53	0,26	0,21	0,27	0,28	leucogabbroică
3	Bazalt cu augit	26,06	150,18	27,06	41,20	23,34	6,03	0,08	0,45	1,89	0,55	0,34	0,28	41,31	25,44	24,33	0,50	0,27	0,30	0,08	0,18	dioritică
4	Andezit cu hornblendă, augit ± biotit	19,57	169,45	32,52	14,01	27,66	12,22	0,27	0,25	1,49	1,97	0,17	0,61	40,38	42,35	16,77	0,45	0,10	0,19	0,20	0,20	cuarț-dioritică
5	Oligofir	— 0,21	195,75	32,90	34,18	15,81	23,99	0,23	0,38	2,97	0,46	0,63	0,28	33,51	45,33	20,90	0,15	0,10	0,26	0,31	0,30	cuarț-dioritică
6	Andezit cu hornblendă ± augit	26,14	192,78	30,52	26,91	24,69	16,66	0,32	0,32	18,70	0,91	0,20	0,58	37,33	39,65	32,13	0,29	0,19	0,17	0,32	0,21	cuarț-dioritică
7	Oligofir	—15,88	184,52	32,53	27,11	9,63	25,10	0,70	0,44	1,62	0,31	0,40	0,46	31,44	49,35	19,83	0,09	0,06	0,28	0,18	0,30	essexit-dioritică
8	Andezit cu hornblendă ± augit	34,32	191,44	37,76	24,07	23,48	14,28	0,43	0,64	0,58	0,97	0,19	0,30	42,31	33,80	14,11	0,57	—	0,48	0,43	0,49	cuarț-dioritică-peleitică
9	Andezit cu hornblendă ± augit	35,18	196,54	25,35	38,26	19,77	15,34	0,34	0,59	1,47	0,51	0,18	0,36	36,66	35,79	27,52	0,22	0,14	0,37	0,33	0,45	cuarț-dioritică
10	Andezit cu hornblendă, augit, biotit	67,87	240,91	38,12	20,31	21,91	18,26	0,25	0,33	1,82	1,07	0,22	0,53	49,13	35,08	15,60	0,22	0,45	—	0,25	0,46	cuarț-dioritică
11	Andezit cu hornblendă ± augit	60,08	212,48	13,74	18,18	29,38	32,74	0,27	0,46	1,69	1,61	0,21	0,27	48,24	37,73	14,25	0,45	0,20	0,24	0,27	0,30	oligoclazitică
12	Riolit	155,48	377,24	39,42	16,02	14,10	30,44	0,42	0,18	0,96	0,88	—	0,60	53,99	37,55	8,41	0,12	0,16	0,09	0,42	0,11	tronjenitică
13	Riolit	190,92	399,28	43,40	15,30	18,06	27,09	0,29	0,10	1,34	1,18	—	0,48	57,10	36,23	15,32	0,23	0,02	0,02	0,20	0,02	tronjenitică-natro-engaditică

Institutul Geologic al României

TABELUL 21

Parametri normativi Niggli la rocile ofiolitice din faza a doua

Nr. crt.	Roca	Q	Kp	Ne	Cal	Fa+Fs	Fo	Cs
1	Oligofir	30,36	4,52	64,86	30,56	64,21	29,62	6,15
2	Andezit sticlos cu augit	32,29	16,88	45,08	38,02	52,00	21,12	26,86
3	Bazalt cu augit	40,71	4,28	45,55	50,15	50,97	21,26	27,65
4	Andezit cu hornblendă, augit ± biotit	40,30	15,09	75,53	45,33	59,30	19,72	20,96
5	Oligofir	33,09	19,58	64,48	15,92	62,46	26,79	10,73
6	Andezit cu hornblendă ± augit	37,05	22,97	47,32	29,35	63,27	17,36	19,36
7	Oligofir	35,69	16,51	72,71	10,78	55,55	44,44	—
8	Andezit cu hornblendă ± augit	43,97	24,32	31,18	44,49	5,47	94,52	—
9	Andezit cu hornblendă ± augit	36,46	25,39	49,73	24,86	27,88	37,36	14,74
10	Andezit cu hornblendă, augit şi biotit	48,85	18,18	58,43	23,36	54,34	—	45,65
11	Andezit cu hornblendă ± augit	47,97	14,97	39,65	45,37	55,24	24,51	20,23
12	Riolit	53,99	36,70	50,46	12,83	74,02	9,34	16,62
13	Riolit	57,10	22,71	54,09	23,18	94,77	2,61	2,61

tendinţa de saturare cu silice observată la unele roci din faza întîia, se accentuează şi devine caracteristică pentru majoritatea diferenţiatelor din această fază. Ca urmare a acestui fapt în diagrama *QLM*, ca şi în

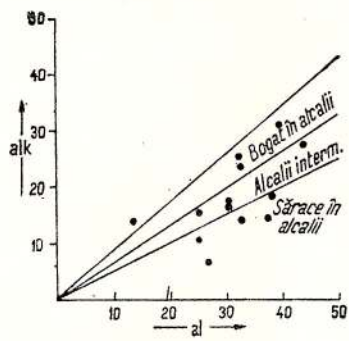


Fig. 12. — Diagrama *al-alk*.
Diagramme *al-alk*.

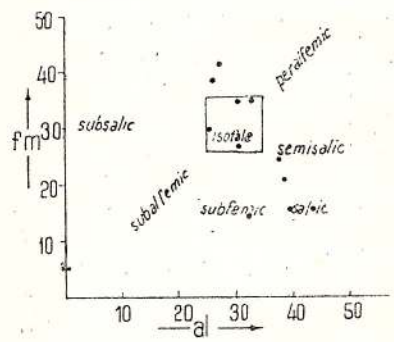


Fig. 13. — Diagrama *al-fm*.
Diagramme *al-fm*.

Institutul Geologic al României

munţii Drocea (S a v u, 1962), majoritatea diferenţiatelor se proiectează deasupra liniei FP, în cîmpul rocilor cu cuarţ (fig. 15). Este de menţionat că proiecţiile rocilor mai acide se individualizează ca grup şi se separă net de rocile bazice care se aşază deasupra sau sub linia FP, în imediata apropiere a ei;

valorile *mg* şi *r* proiectate în diagrama din figura 16 indică o dispersie a rocilor în cîmpul delimitat de 0,1—0,7 *mg* şi 0—0,5 *cs*.

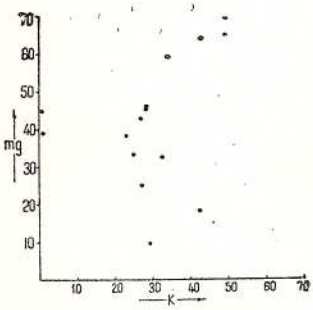


Fig. 14. — Diagrama *k-mg*.
Diagramme *k-mg*.

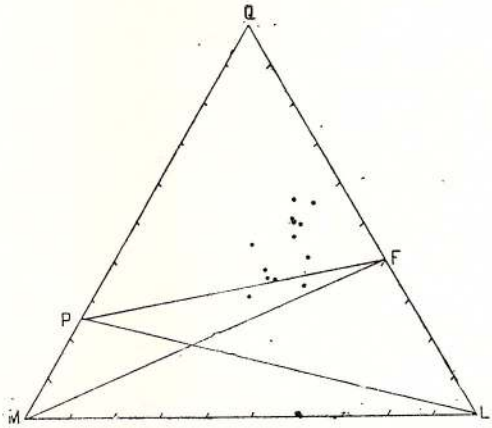


Fig. 15. — Diagrama *QLM*.
Diagramme *QLM*.

Conform parametrilor Niggli (tab. 20) rocile analizate aparţin următoarelor grupe de magme: cuarţ-dioritice, dioritice, tronjenitică, leucogabbroică şi oligoclazitică. În genere, andezitele aparţin tipului de magmă

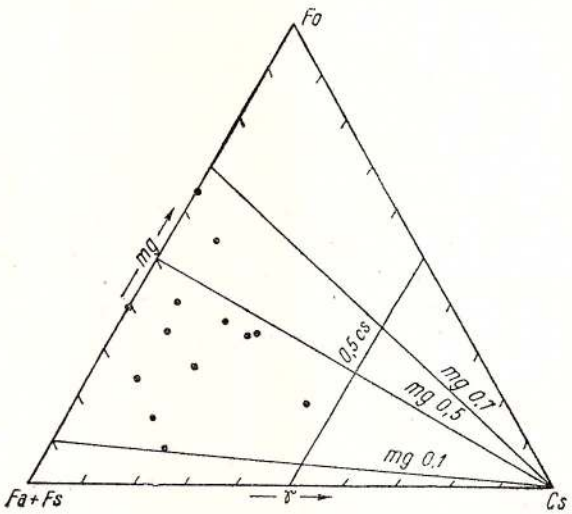


Fig. 16. — Diagrama *Fo-Fa+Fs—Cs*.
Diagramme *Fo—Fa+Fs—Cs*.

Institutul Geologic al României

cuarţ-dioritică şi dioritică. Diferenţiatele cele mai acide (riolite) se încadrează în magme de tip oligoclazitic şi tronjenitic.

Din literatura de specialitate am ales spre comparare date după K u n o (1967) privind variaţia oxizilor funcţie de SI în rocile seriei tholeitice din Hawai (fig. 17), tholeitice şi alcaline din Scoţia (fig. 18), precum şi variaţia alcaliilor în raport cu silicea pentru cele trei linii de diferenţiere a rocilor din Hawai (fig. 19).

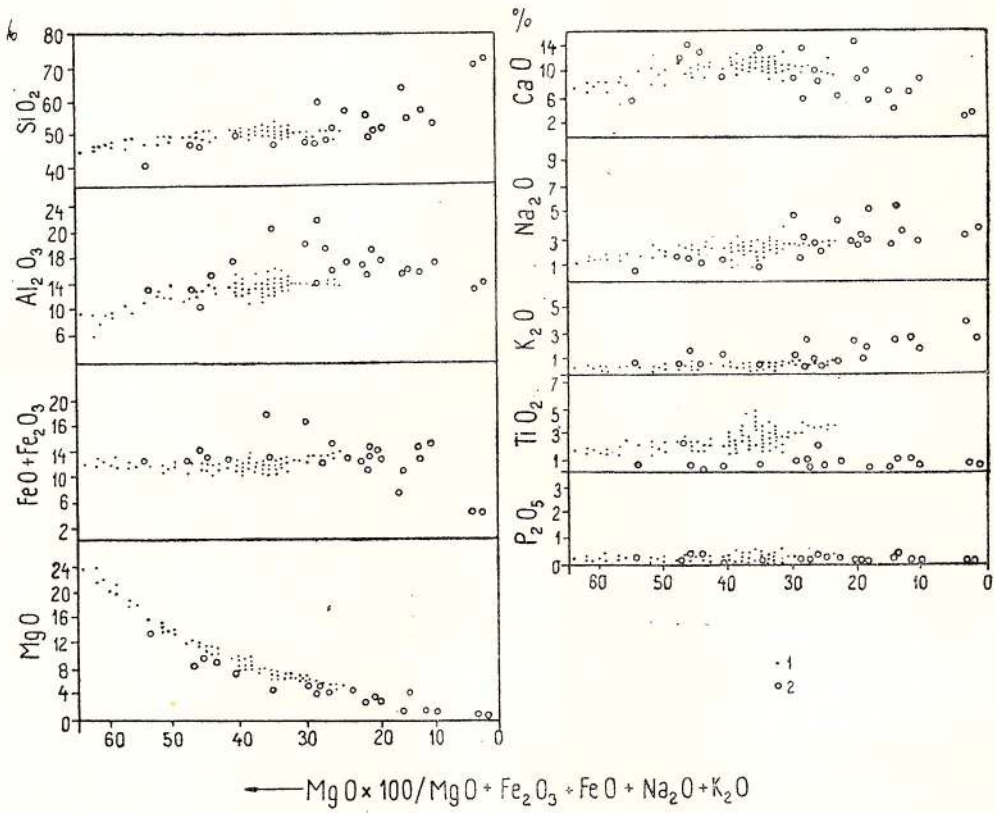


Fig. 17. — Diagrama oxizi-SI (după H i s a s h i K u n o, 1967).
1, seria tholeitică Hawai; 2, seria tholeitică Munţii Metaliferi.

Diagramme oxydes-SI (d'après H i s a s h i K u n o, 1967).
1, série tholéiitique Hawai; 2, série tholéiitique Monts Métallifères.

Fără a intra în detaliul discutării acestor diagrame, în general remarcăm :

faţă de seria tholeitică din Hawai, rocile din Munţii Metaliferi au o diferenţiere mult mai pronunţată evidenţiată de valori scăzute pentru

Institutul Geologic al României

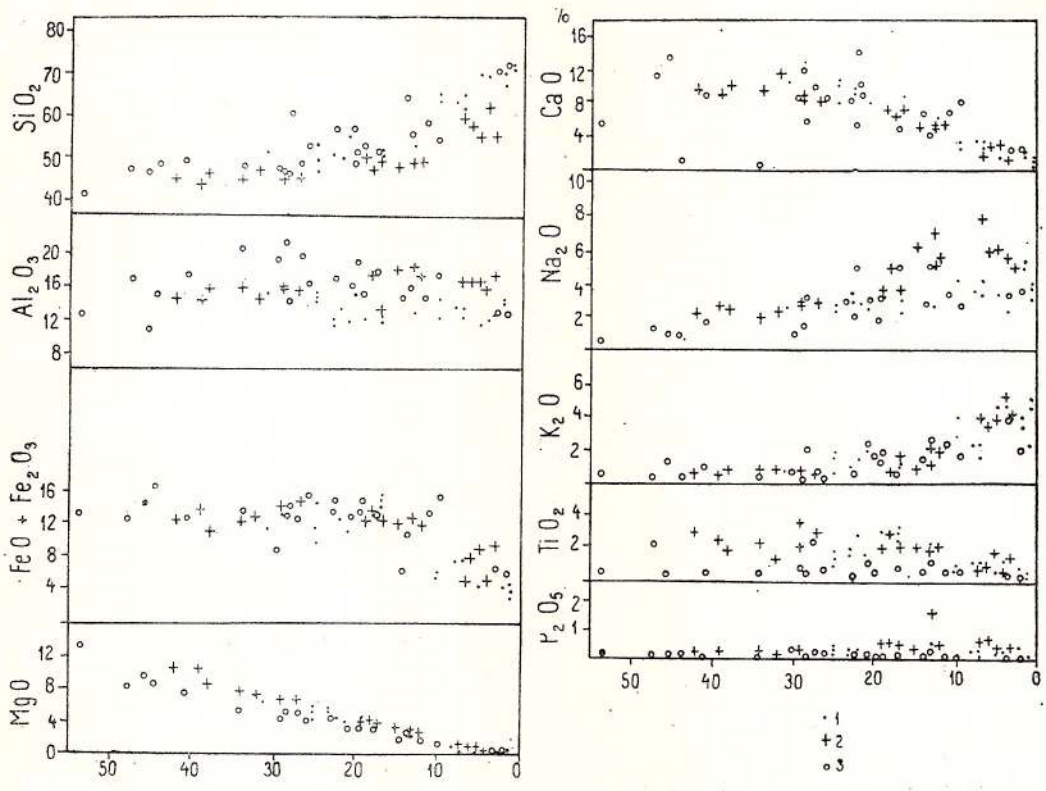


Fig. 18. — Diagrama oxizi-SI (după Hisashi Kuno, 1967).

1, seria de roci tholeitice din Scoţia; 2, seria de roci alcaline din Scoţia; 3, seria tholeiticâ Munţii Metaliferi.

Diagramme oxydes-SI (d'après Hisashi Kuno, 1967).

1, série de roches tholéiitiques de l'Ecosse; 2, série de roches alcalines de l'Ecosse; 3, série tholéiitique Monts Métallifères.

Si, MgO, FeO, Fe_2O_3 şi Ca_2O şi ridicate în Al_2O_3, SiO_2, K_2O şi Na_2O, la produsele consolidate în faza a doua de evoluţie;

seriile tholeitice din Munţii Metaliferi şi Scoţia au avut un proces de diferenţiere asemănător, urmînd o evoluţie completă de la termenii bazici spre acizi, evoluţie însoţită de creşterea KO_2 şi N_2O;

rocile seriei tholeitice din Munţii Metaliferi sînt dispersate în cîmpurile stabilite pentru Oceanite-Tholeite-Granofire şi Ankaramite-Bazalte olivinice alcaline-Trahite din Hawai. Presupusa origine oceanitică cu o linie ankaramitică a magmelor din Munţii Metaliferi pare a fi justificată.

Institutul Geologic al României

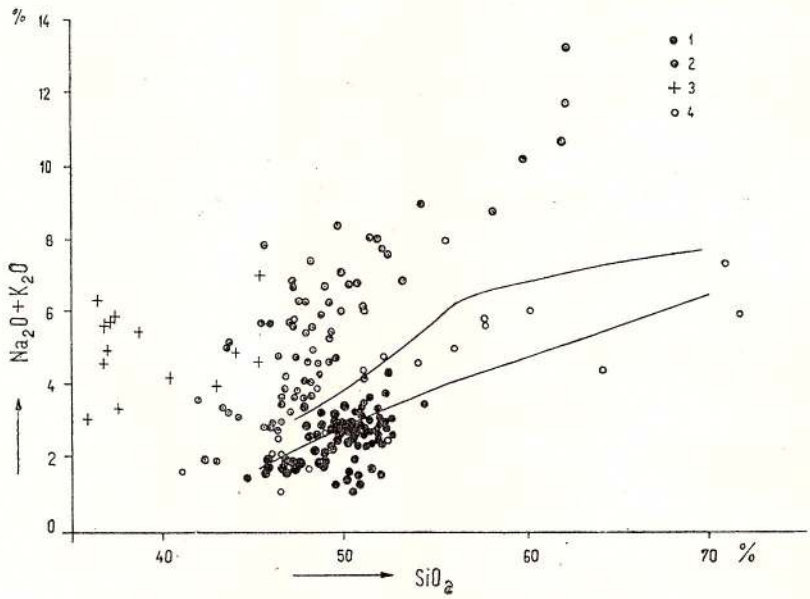


Fig. 19. — Diagrama alcali-silice (după Hisashi Kuno, 1967).
1, oceanite-tholeite-granofire-Hawai; 2, ankaramite-bazalt olivino-alcalin-trahite-Hawai; 3, bazalte nefelinice şi basanite-Hawai; 4, seria tholeitică Munţii Metaliferi.

Diagramme alcali-silice (d'après Hisashi Kuno, 1967).
1, océanites-tholéiites-granophyres-Hawai; 2, ankaramites-basalte olivino-alcalin-trachytes-Hawai; 3, basaltes néphéliniques et basanites-Hawai; 4, série tholéiitique Monts Métallifères.

c) Consideraţii geochimice

Elementele minore asociate numărului redus de roci analizate, sînt prezentate separat pe efuziuni (tab. 22) şi intruziuni (tab. 23), pentru faza întîia şi grupate pentru rocile fazei a doua (tab. 24). Pentru a avea termeni de comparaţie, tabelele cuprind şi cîteva analize luate din literatură.

Distribuţia elementelor analizate în probele intabelate comportă următoarea discuţie :

valorile Co la bazaltele din faza întîi sînt mai mici faţă de rocile regiunilor luate în discuţie (Bruznic, Scoţia, Karroo). Cele mai mari valori ale acestui element se întîlnesc îa bazaltele din Scoţia şi Rhodesia;

la bazaltele porfirice cu augit din regiune, Ni are valori constante şi apropiate de cele întîlnite în rocile de la Bruznic, dar mai mici decît în bazaltele din Scoţia şi Karroo. La ankarenite şi bazaltele sticloase valorile acestui element, sînt mult mai mari faţă de celelalte trei regiuni luate în în discuţie;

Institutul Geologic al României

cobaltul este absent sau în cantităţi reduse, fiind mai mic de 2—4 ori faţă de rocile din Drocea, Scoţia şi Africa;

vanadiul variază în limite constante (30—100 ppm), la rocile din Munţii Metaliferi, fiind mai scăzute decît în cele trei regiuni.

La rocile intrusive, exceptînd conţinuturile mai ridicate de Ni şi Cr din gabbrourile cu augit şi biotit de pe pîrîul Zîrnei şi a melagabbrou-

TABELUL 22

Elemente minore în rocile ofiolitice efuzive din faza intîi

Nr. crt.	Roca	Co ppm	Ni ppm	Cr ppm	V ppm
1	Bazalt amigdaloid, pîrîul Chişului (Almaşul Mare)	SLD	1—3	SLD	30—100
2	Bazalt amigdaloid, pîrîul Smreciului (Buneşti)	3—10	10—30	10	30—100
3	Bazalt sticlos cu augit, Pîrîul Mare (Poiana)	3—10	10—30	30—100	30—100
4	Bazalt porfiric cu augit, valea Oprişeşti (Buneşti)	10	30	100—300	30—100
5	Bazalt sticlos cu augit, pîrîul Păsculesc (Poiana)	3—10	10—30	10—30	30—100
6	Bazalt sticlos cu augit, pîrîul Podişoarelor (Poiana)	3—10	300	100	30—100
7	Bazalt sticlos cu augit (ankaramit), pîrîul Băilor (Porcurea)	3—10	100	100	30—100
8	Bazalt, foraj nr. 4, m 261 (Bruznic)	33	21	7	430
9	Bazalt, foraj nr. 3, m 321 (Bruznic)	33	16	5	310
10	Bazalt, foraj nr. 2, m 402 (Bruznic)	26	17	5	214
11	Bazalt (Scoţia)	39	79	111	193
12	Bazalt (Karroo)	38	60	283	194

Analist: I. Protopopescu.

Analizele: 8, 9, 10 după G. Cioflică et al. (1967); 11, 12 după M. Prins (1967).

SLD — sub limita de detecţie.

Institutul Geologic al României

TABELUL 23

Elementele minore în rocile intrusive din faza întîi

Nr. crt.	Roca	Cu ppm	Pb ppm	Be ppm	Zr ppm	Ba ppm	Co ppm	Ni ppm	Cr ppm	V ppm	Li ppm	Sr ppm
1	Gabbrou, Skaergaard (Groenlanda)	197			66	68	42	81	58	277	6	442
2	Gabbrou, Mt. Hood (Orogen)	32			167	255	38	105	233	100		1333
3	Gabbrou, Idaho (Idaho)	57			138	1000	47	80	120	273		238
4	Gabbrou, Cuiaș (munții Drocea)			1	40	200	48	309	160	77	3	182
5	Gabbrou, Cuiaș (munții Drocea)			1	53	200	31	151	90	174	3	312
6	Gabbrou, Cuiaș (munții Drocea)				68	200	35	10	10	202	3	198
7	Gabbrou, Cuiaș (munții Drocea)				146	200	10	10	10	10	3	344
8	Gabbrou cu magnetit Toc (munții Drocea)			1	68	200	35	10	10	202	3	198
9	Micropegmatit, Toc (munții Drocea)			1	146	200	10	10	10	10	3	344
10	Gabbrou cu augit și biotit, pîrîul Zirnei (Poiana)	100	10	SLD	10	1500	3—10	30	30—100	100	3	3000
11	Mellagabbrou, pîrîul Podișoarelor (Poiana)	SLD	10	SLD	10	SLD	30	300—1000	100—1000	100	3	100—300
12	Mellagabbrou, pîrîul Podișoarelor (Poiana)	SLD	1	SLD	10	SLD	10	300—1000	300	30	1	10
13	Gabbrou cu augit, pîrîul Cheliei (Bunești)	SLD	3—10	SLD	SLD	1	3—10	3—10	SLD	30	SLD	1000
14	Gabbrou cu augit, pîrîul Păsculesc (Poiana)	SLD	10	SLD	10	5	3—10	30	30—100	30	1	100—300
15	Gabbrou cu diopsid, pîrîul Gureții (Poiana)	SLD	30	SLD	10	3	3	30	100	100	1	300—1000
16	Microgabbrou cu augit, valea Micoti (Almașul Mic)	300	10	SLD	10	9	3—10	10—30	3—10	100	SLD	300—1000
17	Gabbrou cu augit și magnetit, valea Bunești (Bunești)	300	10	SLD	SLD	3	3—10	10—30	3—10	100	SLD	1000
18	Microgabbrou cu augit, pîrîul Plopului (Bunești)	SLD	10—30	SLD	10	20	1—3	SLD	SLD	30	10	300
19	Gabbrou cu diopsid, pîrîul Cheliei (Bunești)	SLD	100	SLD	SLD	400	3—10	3—10	SLD	100	3	100—300

SLD = sub limita de detecție. Cu, LD = 1; Be, LD = 1; Zr, LD = 1; Ba, LD = 0,5; Ni, LD = 2; Cr, LD = 2; Li, LD = 0,5.
Analist: I. Protopopescu, 1—3 după M. Prins (1967); 4—9 H. Savu și Constanța Udrescu (1967).

Institutul Geologic al României

rilor de pe pîrîul Podişoarelor bogate în Sr, toate celelalte elemente analizate pentru rocile din regiune, au valori mai mici decît datele de comparaţie.

Pentru rocile din faza a doua numărul de analize şi gama elementelor analizate sînt insuficiente pentru a trage unele concluzii. De notat este descreşterea conţinuturilor de Co, Ni, Cr şi V proporţional cu creşterea acidităţii acestora.

TABELUL 24

Elemente minore în rocile ofiolitice în faza a doua

Nr. crt.	Roca	Cu ppm	Pb ppm	Ag ppm	Sb ppm	Ge ppm	Mo ppm	Co ppm	Ni ppm	Cr ppm	V ppm
1	Riolit, dealul Sasului (Vălişoara)	SLD		0,2				3—10	3—10	SLD	30—100
2	Oligofir, pîrîul Nemţilor (Vălişoara)	SLD		0,1				3—10	3—10	10—30	30—100
3	Oligofir, valea Porcurea (Vălişoara)	SLD		SLD				3—10	3—10	SLD	30—100
4	Albitofir, valea Curechi de către Porcurea	SLD		SLD				3—10	10	10	30—100
5	Oligofir, valea Runcului (Almaşul Mic)	SLD	18	0,2	SLD	SLD	SLD	2	SLD	SLD	10—30
6	Oligofir, pîrîul Chişului (Almaşul Mic)	SLD	4	0,6	SLD	SLD	SLD	3	6	SLD	10—30
7	Oligofir, valea Buneşti	SLD	4	0,5	SLD	SLD	SLD	5	15	SLD	10—30
8	Andezit cu hornblendă şi augit, pîrîul Blidaru (Almaşul Mic)	SLD	3	SLD	SLD	SLD	SLD	4	12	SLD	10—30
9	Andezit cu hornblendă ± augit, dealul Voia (Voia)	SLD	3	SLD	SLD	SLD	SLD	2	1	SLD	10—30

SLD = sub limita de detecţie; CU, LD = 1; Ag, LD = 0,5; SB, LD=1; Ge,LD =0,5; Mo, LD = 1; Ni, LD = 2; Cr, LD = 2.

Analist: I. Protopopescu.

Institutul Geologic al României

4. EVOLUȚIA PROCESELOR MAGMATICE ȘI TECTONICE

Ca și în Drocea sau alte părți din Munții Metaliferi, pentru regiunea studiată, nu dispunem de date referitoare la momentul declanșării magmatismului ofiolitic. În ceea ce privește evoluția în timp a acestuia, notăm existența în regiune și în zonele limitrofe a unor observații care atestă prezența unei activități magmatice manifestată din Jurasic pînă în Apțian inclusiv. În acest sens menționăm următoarele argumente:

rocile primei faze sînt străbătute sau acoperite discordant de cele generate în faza a doua;

în regiunea Ardeu-Băcăia-Balșa, calcarele jurasic-superioare stau pe curgerile și aglomeratele andezitice din faza a doua și sînt probabil îngropate la rîndul lor (Balșa), de aceleași produse rezultate din continuarea activității vulcanice în timpul Jurasicului superior;

TABELUL 25

Evoluția tectonogenetică și caracterizarea magmatismului ofiolitic din partea centrală a Munților Metaliferi

Faza de erupție	Vîrsta erupțiilor	Evoluția tectonogenetică	Magmatism		
			Activitatea vulcanică și tipul de vulcani	Principalele tipuri de roci	Forma de zăcămînt
III	Apțian-Barremian	Ridicarea blocului Balșa-Techereu. Subsidență în fosa Bucium și Mureș	Activitate intermitentă, explozivă și efuzivă, de intensitate redusă. Vulcani piroclastici și strato-vulcani.	Bazalte și piroclastite spilitizate	Filoane, cuverturi de lave și piroclastite
II	Neocomian-Tithonic	Ridicarea blocului Balșa-Techereu. Subsidență în fosele Bucium și Mureș	Erupții lineare cu slabe revărsări de lave și activitate permanent explozivă de intensitate ridicată. Vulcani micști și piroclastici	Andezite cu hornblendă verde ± augit, andezite cu hornblendă, augit și biotit, andezite cu augit, oligofire, albitofire, riolite, bazalte	Dyke, filoane, cuverturi de lave și roci piroclastice
I	Dogger-Lias	Subsidență. Ușoare basculări. Diastrofism ruptural profund. Fracturi orientate E—W și NW—SE	Erupții lineare cu activitate efuzivă și efuziv-explozivă de intensitate accentuată. Vulcani de lave și stratovulcani	Granite, aplite granitice, diorite cuarțifere, gabbrouri, melagabbrouri și piroxenite, andezite, dolerite, bazalte și piroclastite	Pînze intruzive, filoane, dyke-uri inelare, stratificate, dyke-uri, cuverturi de lave și piroclastite
	Retic				

Institutul Geologic al României

calcarele din dealul Pleaşa Balşei şi Băcâiei şi produsele piroclastice andezitice din dealul Voia suportă marne şi argile cu microfaună albiană ;[36]

la Almaşul de mijloc, pe văile Paua şi Glodului, elementele de andezite ale fazei a doua sînt remaniate în marne şi gresii albiene. Aceleaşi elemente au fost întîlnite şi în conglomeratele apţiene de pe valea Poeniţa (Poiana) ;

în regiunea Galaţi-Priseaca Ampoiului-Valea Mică, aceleaşi elemente de andezite la care se mai adaugă riolite, dacite, monzonite, granite, diorite etc., sînt remaniate în depozite apţiene.

Din cele relatate rezultă că manifestările magmatice ale fazei întîia sînt ante-Jurasic superior iar cele din faza a doua încep în Jurasicul superior, partea inferioară, şi ţin probabil pînă în Neocomian inclusiv.

Activitatea magmatică ofiolitică din blocul Balşa-Techereu, cu toate că a urmat aceeaşi linie de evoluţie ca şi în masivul Drocea, prezintă unele particularităţi demne de menţionat :

la nivelul actual de eroziune, în cadrul primei faze raporturile dintre efuziuni şi piroclastite sînt aproximativ egale, edificiile formate reprezentînd stratovulcani, mai puţin vulcani de lave ;

în faza a doua, stadiul iniţial, activitatea este efuziv-explozivă, iar apoi predominant explozivă ;

magmele tholeitice cu caracter bazic şi mai puţin ultrabazic, prezintă un grad mai avansat de diferenţiere, ajungîndu-se la termeni efuzivi şi intrusivi acizi.

Evoluţia tectonogenezei şi magmatismul ofiolitic din partea centrală a Munţilor Metaliferi se prezintă în tabelul 25.

Monzonitele, dioritele cuarţifere, granitele şi aplitele granitice, menţionate în tabel ca produse diferenţiate ale fazei I au fost întîlnite ca elemente în brecia heterolitică a fracturii Buneşti şi Almaşul de Mijloc şi în fracturile adiacente acesteia sau în aglomeratele bazaltice-andezitice şi andezitice din regiunea Balşa-Ardeu şi Poiana-Poieniţa.

Paleotemperatura intruziunilor din faza I, s-a apreciat prin proiectarea în diagrama realizată de B u d d i n g t o n et al. (1955) a conţinutului în TiO_2 existent în magnetitul din gabbroul cu augit şi magnetit din valea Buneşti (fig. 20). În diagramă alături de proiecţia noastră se află şi datele lui S a v u, U d r e s c u (1967) privind intruziunile gabbroice din masivul Drocea. Datele proiectate sînt cuprinse în tabelul 26.

Temperatura de consolidare de cca 725° a magmelor reziduale cu magnetit din gabbrourile de pe valea Buneşti este situată între temperaturile corespunzătoare gabbrourilor cu magnetit de la Almaş-Sălişte şi Cuiaş şi se apropie de limitele inferioare înregistrate pentru corpul Duluth (800—1000°C).

Sub aspect tectonic rocile ofiolitice descrise sînt situate în blocul Balşa-Techereu şi se încadrează în extremitatea estică şi axială a masivului ofiolitic Drocea-Techereu, masiv inclus de B l e a h u, L u p u (1963), L u p u (1965), A d j e l k o v i c (1965), G h i ţ u l e s c u, B o r c o ş

[36] *Op. cit.*, pct. 18.

Institutul Geologic al României

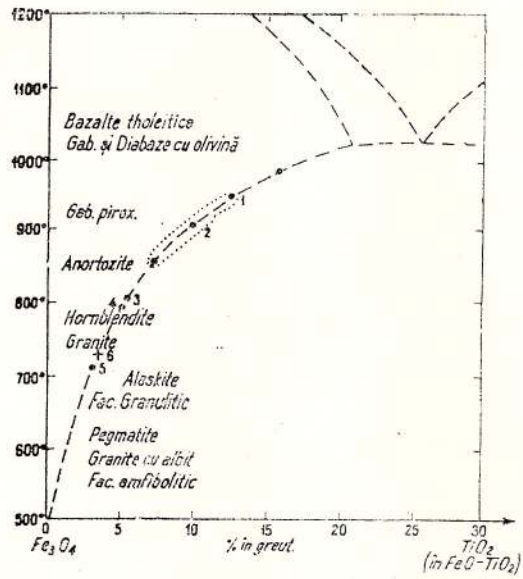


Fig. 20. — Diagrama (schematic) pentru relațiile dintre conținutul de TiO_2 din magmatite și temperatura lor de formare (după A. Buddington et al., 1955).

1, 2, 3, 4, 5, gabbrouri cu magnetit, munții Drocea (H. Savu et al., 1967); 6, gabbrou cu magnetit, valea Bunești.

Diagramme (schématique) pour les relations entre la teneur en TiO_2 des magmatites et leure température de formation (d'après A. Buddington et al., 1955).

1, 2, 3, 4, 5, gabbros à magnétite, monts Drocea (H. Savu et al., 1967); 6, gabbro à magnétite, vallée de Bunești.

(1965), Adjelkovic, Lupu (1967), Savu (1968), Ianovici et al. (1969) în zona centrală eogeosinclinală a șanțului Munților Metaliferi.

Blocul Balșa-Techereu, alcătuiește un horst delimitat de fracturi, fose și bazine intramontane (fig. 21).

TABELUL 26

Conținuturile în TiO_2 și temperaturile de formare ale gabbrourilor cu magnetit din masivul Drocea și Munții Metaliferi

Nr. crt.	Roca	TiO_2 % în magnetit	T°C
1	Gabbrou cu magnetit, Dumbrăvița (masivul Drocea)	14,25	970
2	Gabbrouri cu magnetit, Căzănești-Ciungani (Drocea)	7,2—12,4	850—950
3	Dolerit, Căzănești-Ciungani (Drocea)	5,26	800
4	Gabbrou cu magnetit, Ciuaș (Drocea)	5,04	790
5	Gabbrou cu magnetit, Almaș-Sălișteă (Drocea)	3,15	710
6	Gabbrou cu magnetit, valea Bunești (Munții Metaliferi)	3,60	725

Institutul Geologic al României

Fosele Bucium şi Mureş situate la sud şi nord de masa ofiolitică, sînt create în urma diastrofismului ruptural profund din faza chimerică, nouă, cînd prin reactivarea fracturilor orientate NE şi EW se produce ridicarea ridului Drocea-Techereu şi migrarea domeniului marin, spre nord şi sud. Acest proces de ridicare a început probabil încă din faza orogenică agassiză, care a creat condiţii prielnice sedimentării calcarelor recifale jurasic-superioare.

Separarea acestui bloc de unitatea masivului Drocea-Techereu a avut loc probabil, în primele faze de diastrofism (savic, stiric) din cadrul

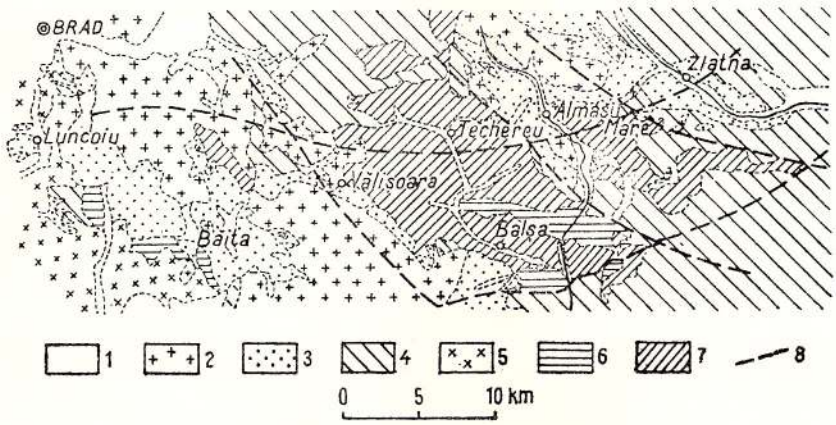


Fig. 21. — Poziţia blocului ofiolitic Balşa-Techereu în cadrul şanţului Munţilor Metaliferi. 1, Cuaternar; 2, vulcanite terţiare; 3, depozite miocene; 4, Cretacic inferior + superior; 5, ofiolite; 6, Jurasic; 7, blocul ofiolitic Balşa-Techereu; 8, fracturi.

Position du bloc ophiolitique de Balşa-Techereu dans le sillon des Monts Metallifères. 1, Quaternaire; 2, volcanites tertiaires; 3, dépôts miocènes; 4, Crétacé inférieur + supérieur; 5, ophiolites; 6, Jurassique; 7, bloc ophiolitique de Balşa-Techereu; 8, fractures.

stadiului tectonic tardecinematic, cînd se formează bazinele intramontane Brad-Săcărîmb şi Zlatna-Almaşul Mare.

În faza chimerică veche, evoluţia tectonică cuprinde fenomene de subsidenţă şi diastrofism profund, datorită formării la început a unor fracturi de distensie cu extinderi regionale, orientate în general E—W sau WNE (Savu, 1962). Una din aceste fracturi, cea mai importantă, sesizată la nivel regional de Savu (1962), Ghiţulescu, Borcoş (1967) şi Ciocîrdel, Socolescu (1969) este întîlnită în aria ce afectează prezentul studiu, extinzîndu-se probabil la vest, în regiunea Luncoiul de Sus-Almaş-Sălişte, Almăşel-Juliţa şi la est în bazinul văii Ampoiului şi munţii Trascăului. Această fractură s-a identificat cu uşurinţă pe o lungime de cca 10 km, între dealul Măgura Porcului-valea Poiana-valea Almaşului de Mijloc (pl. XIX). În porţiunea dintre Măgura Porcului, valea Poiana şi Almaşului de Mijloc pe aliniamentul fracturii sînt inserate brecii heterolitice intruzive, caldere de prăbuşire, pînze

Institutul Geologic al României

intrusive şi dyke-uri simple şi stratificate de roci bazice ofiolitice. Calderele de prăbuşire menţionate sînt rezultatul unor puternice fenomene tectonice manifestate probabil în timpul orogenezei terţiare. Acestea, în regiunea Buneşti au reactivat linia de falie amintită, distrugînd în bună parte structura dyke-ului stratificat situat probabil în partea superioară a unor pînze intruzive.

Dyke-ul de la Buneşti are o formă eliptică, cu axa lungă de cca 3,5 km orientată WNW-ESE, iar cea scurtă de cca 1 km.

Marginal acestei structuri şi în interiorul ei se recunosc o mulţime de fracturi cu forme în general arcuite, posibil de vîrstă neogenă, care ca şi la Vălişoara au contribuit substanţial la definirea actualei structuri de calderă de prăbuşire embrionară. Aici, procesele de brecifiere şi fluidizare mult mai accentuate decît la Poiana, au fragmentat în bună parte structura iniţială a dyke-ului stratificat.

Din dealul Micoti, spre SE, către valea Poiana pe aliniamentul fracturii principale ulterior redeschisă, apar în masa breciei blocuri cu structură stratificată constituite din gabbrouri, andezite, diorite şi bazalte. Acestea reprezintă probabil rămăşiţele unui dyke stratificat, asemănător celui de la Buneşti.

Succesiunile repetate de diverse roci cu caractere chimice şi petrografice asemănătoare, observate în blocurile mari din caldera de la Buneşti, cît şi în brecia din versantul drept al văii Poiana şi dealul Steiunii, demonstrează geneza şi forma comună de zăcămînt a acestora. Relictele structurii iniţiale, păstrate pe afluenţii drepţi ai văii Poiana (pîrîul Meşteroaiei, Păsculesc etc.) sau pe pîrîul Cheliei şi valea Oprişoaiei de la Buneşti, ne determină să credem că ne aflăm în prezenţa a două dyke-uri stratificate cu formă eliptică : unul dezvoltat între valea Buneşti-Micoti-dealurile Pătru şi Mosor iar celălalt în versantul drept al văii Poiana, între pîraiele Meşteroaiei şi Păsculesc.

În structura dyke-urilor au fost stabilite, două zone : una superioară mai omogenă constituită din gabbrouri cu augit sau cu diopsid şi diorite mediu granulare şi alta inferioară cu stratificaţie ritmică. Grosimea zonei superioare, pe baza datelor de suprafaţă se apreciază la cca 75—100 m. În ceea ce priveşte grosimea celeilalte zone nu putem face estimări întrucît nu s-au executat foraje iar eroziunea nu deschide decît 50—100 m din aceasta.

Zona cu stratificaţie ritmică reprezintă succesiuni de mai multe nivele de roci bazice, constituite în principal din gabbrouri şi dolerite uneori asociate cu melagabbrouri, bazalte şi dolerite. Rocile menţionate formează benzi discontinui cu grosimi reduse (1—3 m, excepţional 5—10 m) caracterizate printr-o mare variaţie structurală, şi prin prezenţa unor nivele cu titano-magnetite situate în părţile marginale ale structurilor puternic înclinate de la Buneşti şi Poiana. Către partea centrală a dyke-ului de la Buneşti, în zona dintre primul afluent stîng al văii Oprişeşti şi pîraiele de la obîrşia acesteia, rocile cu titano-magnetite se subţiază treptat, trecînd la dolerite, gabbrouri, melagabbrouri şi diorite sărace în oxizi de fier, dar cu cuarţ.

Institutul Geologic al României

În zonele amintite şi pe pîrîul Păsculesc de la Poiana, rocile cu titano-magnetite alcătuiesc mai multe nivele adesea străbătute de filoane îndeosebi bazaltice şi adezitice, formate în faza a II-a ofiolitică.

În multe cazuri, succesiunile de gabbrouri, dolerite, melagabbrouri şi diorite din zona cu stratificaţie ritmică conservă numeroase enclave de gabbrouri şi dolerite consolidate anterior şi provenite probabil din părţile inferioare ale dyke-ului.

Repartiţia şi numeroasele repetări de roci în cadrul celor două dyke-uri discutate relevă clar o stratificaţie ritmică comparabilă ca proces genetic şi formă de zăcămînt cu dyke-ul stratificat de la Almaş-Săliste.

Înclinările mari ale rocilor din zona cu stratificaţie ritmică, din cele două dyke-uri, evidenţiază o concavitate foarte accentuată a acestor structuri în părţile lor periferice.

Intruziunea magmei în aceste structuri a avut loc pe zona liniei de fractură după care s-au aliniat axele lungi ale dyke-urilor de la Buneşti şi Poiana.

Alături de factorii locali în procesul de cristalizare a magmei un rol l-au avut şi procesele de cristalizare fracţionată şi acumulare gravitaţională care au concurat la formarea structurilor stratificate şi ritmice precum şi la apariţia rocilor cu titano-magnetit.

În cadrul regiunii Buneşti circulaţiile laterale de magme au creat în cadrul bazaltelor şi piroclastitelor silluri şi pînze intrusive, de dimensiuni minore. Două din aceste pînze sînt mai bine evidenţiate pe valea Buneşti şi pîrîul Podişoarelor.

Pînza din valea Buneşti, constituită din gabbrouri cu augit, uneori cu magnetit, are o lungime de cca 850 m, este orientată E-W şi înclină 15—25°N. Grosimea intruziunii se ridică deasupra văii cca 50 m.

Cealaltă pînză, de pe valea Podişoarelor, orientată N-S, înclină 60—70°W, are o extindere de 800 m şi grosimea maximă de 150 m (fig. 22). În cadrul pînzei principale rocile au structuri porfirice pronunţate şi sînt reprezentate îndeosebi de melagabbrouri şi bazalte sticloase cu augit.

Observaţiile din teren, coroborate cu cele de laborator ne determină să afirmăm că magmele din intruziunile menţionate au venit deja diferenţiate, procesele de cristalizare *in situ* jucînd un rol secundar.

K e n n e d y (1948) a arătat că în procesul de cristalizare al magmelor gabbroide concentrarea magnetitului este condiţionată de gradul de oxidare al acestora.

Conţinuturile relativ scăzute în magnetit titanifer al gabbrourilor din regiune faţă de cele din corpurile intruzive din Drocea, denotă faptul că magma gabbroică a fost slab oxidată, consolidarea făcîndu-se mai rapid. Este posibil totuşi ca în cadrul pînzei intruzive principale din această regiune sau în altele secundare, să existe porţiuni cu concentraţii mai mari de titano-magnetit, situate sub nivelul actual de eroziune.

Ansamblul efuziunilor şi piroclastitelor ofiolitice din regiune este integrat într-un sinclinal, orientat N 50—60° E, cu flancul SE mai afundat

Institutul Geologic al României

(45—65°), iar cel nordic cvasi-orizontal (5—10°N) și un anticlinal de dimensiuni minore, cu aceeași orientare.

Nu este exclus ca sinclinalul din regiune să fie rezultatul deformării create de greutatea materialului corespunzător pînzei intrusive principale.

Efuziunile și piroclastitele vulcanismului neochimeric, provin probabil din centrele de erupție de la Almașul de Mijloc, sau din structura ascunsă de produsele vulcanitelor terțiare din zona Cetrașului (galeria Emma și Voia interceptează asemenea structuri).

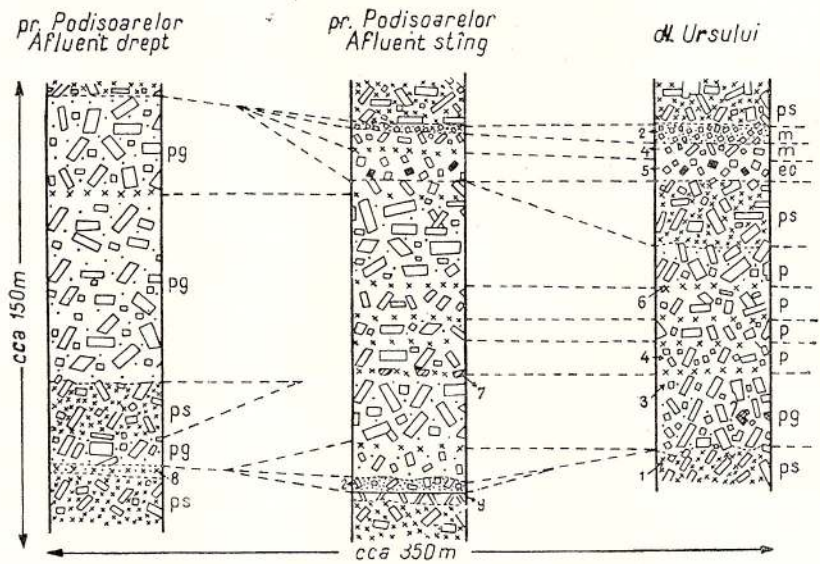


Fig. 22. — Relații privind tipurile de roci ofiolitice și structura lor în pînza intrusivă de pe pîrîul Podișoarelor.

1, bazalt sticlos cu augit-ankaramit; 2, gabbrou cu diopsid; 3, melagabbrouri și piroxenite; 4, gabbrou cu augit; 5, melagabbrou; 6, bazalt cu augit; 7, enclave de diorite și gabbrouri; 8, albitofir; 9, brecie. Tipuri de structuri: ps-porfiric sticloasă, st-sticloasă, pg-pegmatoidă, p-porfirică, ec-echigranulară, m-microgranulară.

Relations concernant les types de roches ophiolitiques et leur structure dans la nappe intrusive du ruisseau Podișoarelor.

1, basalte vitreux à augite-ankaramite; 2, gabbros à diopside; 3, melagabbros et pyroxénites; 4, gabbros à augite; 5, melagabbros; 6, basalte à augite; 7, enclaves de diorites et de gabbros; 8, albitophire; 9, brèche. Types de structures: ps-porphyrique vitreux, st-vitreux, pg-pegmatoïde, p-porphyrique, ec-équigranulaire, m-microgranulaire.

Datele tectonice menționate sînt completate în lucrare cu cele de natură microtectonică prezentate în figura 1, 2, 3, din planșa XVII. În diagrame fisurile indică o orientare preferențială după trei direcții: E—W, NE—SW și NW—SE.

Institutul Geologic al României

5. METAMORFISMUL HIDROTERMAL ŞI AUTOMETAMORFISMUL

Acţiunea soluţiilor postmagmatice asupra rocilor ofiolitice din regiune s-a manifestat cu intensităţi diferite, fiind mai pronunţată în zona structurilor înrădăcinate şi în apropierea principalelor linii de fracturi, şi abia perceptibilă la periferia acestora.

Mineralele de neoformaţie formate în condiţii de temperatură mai ridicată, alcătuiesc trei asociaţii:

albit-epidot-actinot ± minerale serpentinice ± cuarţ ± clorit;

albit-epidot-actinot-cuarţ-clorit-carbonaţi;

albit-clorit-carbonat ± sericit ± minerale argiloase.

Piroxenii şi hornblenda din rocile ofiolitice alterate sînt substituiţi în proporţii variabile cu actinot, talc, clorit, magnetit şi pirită (pl. VII, fig. 3). În toate cazurile analizate, olivina din gabbrouri este total transformată fiind înlocuită de minerale serpentinice, clorit, carbonaţi şi magnetit.

Rocile transformate au o culoare cenuşie, cenuşie-verzuie, iar în fisurile lor se întîlnesc în proporţii diferite mineralele asociaţilor menţionate, la care se adaugă pirita.

Asociaţia albit-epidot-actinot-clorit-cuarţ-carbonaţi este cea mai reprezentativă, sesizîndu-se în majoritatea intruziunilor, efuziunilor şi piroclastitelor din interiorul şi apropierea dyke-urilor stratificate şi pînzelor intruzive.

În zona structurilor înrădăcinate, epidotizări pronunţate, însoţite de albitizarea feldspatului plagioclaz s-au remarcat în rocile din văile Buneşti şi Oprişoaiei şi pîraiele Bitiş, Cheliei (fig. 23 d), Meşteroaiei, Gureţilor etc. În regiunile limitrofe acestor structuri, mineralele ultimei asociaţii, în special epidotul, cloritul şi cuarţul se aglomerează în amigdalele bazaltelor sau în produsele piroclastice corespunzătoare erupţiilor bazaltelor amigdaloide. Frumoase epidotizări apar la nivelul văilor Buneşti, Porcurea, Micoti şi Poiana. Către interfluvii acestea scad în intensitate.

Din soluţiile hidrotermale de temperatură scăzută au rezultat depuneri de minerale de neoformaţie integrate în trei asociaţii:

clorit-pirită-carbonat I-zeoliţi I-minerale argiloase ± cuarţ;

carbonat II-zeolit II-minerale argiloase II ± cuarţ II;

carbonat III-cuarţ III (opal, calcedonie).

Cele trei asociaţii menţionate sînt caracteristice faciesului zeolitic. Dintre mineralele acestora, zeoliţii apar mai frecvent pe fisuri, amigdale, plane de stratificaţie şi fracturi.

În versantul drept al văii Poiana, între pîrîul Zîrnei şi Pîrîul Mare, zeoliţii alcătuiesc agregate tabulare, prismatice şi fibroradiare, larg dezvoltate, indivizii (0,5—3 cm) avînd luciu sidefiu şi culori variabile de la alb, alb-cenuşiu, galben, galben-roziu şi roşu. De aici, precum şi din alte zone (Techereu, Almaşul Mic, Almaşul de Mijloc etc.) Anker (1855), Medgyesi (1885), Koch (1889) şi Budai (1890), au recoltat frumoase cristale de analcim, chabasit, desmin, natrolit şi heulandit.

Institutul Geologic al României

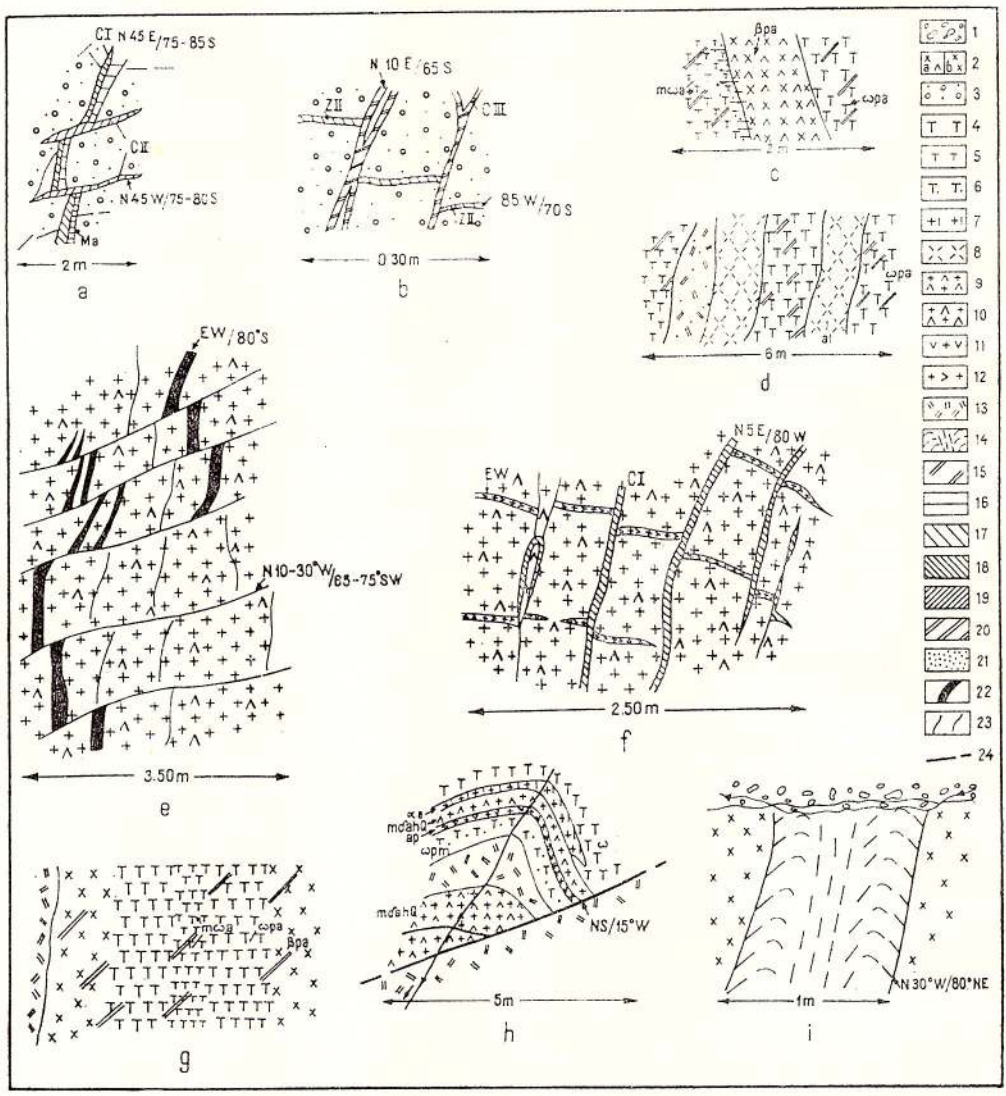


Fig. 23. — Detalii privind unele relații spațiale dintre roci și neominerale. a, fisură de calcit I (C I) deplasată de fisuri cu calcit II (C II), valea Bunești; b, fisuri cu zeoliți II deplasate de fisuri cu calcit III, pîrîul Smreciului; c, bazalt porfiric cu augit în gabbrouri cu augit. Argilizare și piritizare pe unul din contacte. Pîrîul Bitiș; d, filoane de albitofir proaspete în gabbrouri epidotizate. Pîrîul Cheliei; e, fisuri ulterioare mineralizației banatitice. Pîrîul Curmăturii; f, filonașe de aplit intersectate și deplasate de fisuri cu calcit I. Pîrîul Curmăturii: g, trecere treptată de la gabbrouri porfirice la bazalte porfirice cu augit. Pîrîul Bitiș: h, veniri succesive în dyke-ul stratificat de la Poiana. Pîrîul Gureții: i, orientarea amfibolilor în spessartitul din pîrîul Vîrtesc.

Institutul Geologic al României

În afara acestor varietăţi, recunoscute şi de noi, s-a determinat scolezitul. Acesta în bazaltele şi piroclastitele de pe Pîrîul Mare, formează agregate prismatice, fibroradiare, de culoare albă sau semitransparentă, constituite din indivizi larg dezvoltaţi (0,2—2,5 cm) cu relief ridicat şi extincţie asimetrică (15°) intim asociaţi cu heulandit, calcit şi cuarţ.

Cristalele de heulandit provenite din Pîrîul Mare (Pîrîul Pătru), au fost analizate chimic (tab. 27), termic diferenţial (fig. 24) şi roentgenografic (tab. 28).

În teren au fost întîlnite nenumărate aflorimente în care s-au recunoscut uşor relaţiile de vîrstă dintre unele minerale de neoformaţii separate

TABELUL 27

Analiza chimică a heulanditului

SiO_2	44,60%	NgO	0,50%
Al_2O_3	13,47%	K_2O	urme
Fe_2O_3	0,07%	Na_2O	0,82%
FeO	0,43%	S	0,05%
TiO_2	0,09%	CO_2	7,70%
MnO	0,27%	$N_2O^{-105°}$	2,00%
P_2O_5	0,02%	$H_2O^{+105°}$	15,00%
CaO	15,40%	Total	100,42%

P.C. 24,70

Analist: Simina Bunea.

1, aluviuni; 2, bazalt porfiric cu augit: a, filon; b, lave; 3, microaglomerat bazaltic; 4, gabbrou porfiric cu augit; 5, microgabbrou porfiric cu augit; 6, gabbrou porfiric cu magnetit; 7, andezit cu augit; 8, albitofir; 9, microdiorite cu augit, hornblendă şi cuarţ; 10, monzonit porfiric; 11, aplite dioritice; 12, aplite monzonitice; 13, brecie heteralitică; 14, direcţia hornblendelor în spessartit; 15, epidotizări; 16, argilizări; 17, zeoliţi II; 18, carbonaţi I; 19, carbonaţi II; 20, carbonaţi III; 21, pirită; 22, filon cu pirită şi calcopirită; 23, fisuri; 24, falie.

Détails concernant des relations spatiales établies entre les roches et les néominéraux. a, fissure à calcite I (C I) déplacée par des fissures à calcite II (C II), vallée de Bunești; b, fissures à zéolites II déplacées par des fissures à calcite III, ruisseau Smreciului; c, basalte porphyrique à augite dans des gabbros à augite. Argilisation et pyritisation sur l'un des contacts. Ruisseau Bitiș: d, filons d'albitophyre frais dans des gabbros épidotisés. Ruisseau Cheliei: e, fissures ultérieures à la minéralisation banatitique. Ruisseau Curmăturii: f, filonnets d'aplite intersectés et déplacés par des fissures à calcite I. Ruisseau Curmăturii: g, passage graduel depuis les gabbros porphyriques jusqu'aux basaltes porphyriques à augite. Ruisseau Bitiș: h, venues successives dans le dyke stratifié de Poiana. Ruisseau Gureții: i, orientation des amphiboles dans la spessartite du Ruisseau Vîrtesc.

1, alluvions; 2, basalte porphyrique à augite: a, filon; b, laves; 3, microagglomérat basaltique; 4, gabbros porphyrique à augite; 5, microgabbros porphyrique à augite; 6, gabbros porphyriques à magnétite; 7, andésite à augite; 8, albitophyre; 9, microdiorites à augite, à hornblende et à quartz; 10, monzonite porphyrique; 11, aplites dioritiques; 12, aplites monzonitiques; 13, brèche hétéralitique; 14, direction des hornblendes dans la spessartite; 15, épidotisations; 16, argilisations; 17, zéolites; 18, carbonates I; 19, carbonates II; 20, carbonates III; 21, pyrite; 22, filon à pyrite et à chalcopyrite; 23, fissures; 24, faille.

Institutul Geologic al României

TABELUL 28

Analiza roentgenografică a heulanditului

Nr. crt.	L.m.	I	D/n	Nr. crt.	L.m.	I	D/n
1	6,15	7	9,0	19	25,25	1	2,265
2	7,3	2	7,60	20	27,5	0,5	2,117
3	8,40	4	6,61	21	27,85	1	2,068
4	9,7	1	5,73	22	29,75	2	1,941
5	10,8	5,6	5,16	23	31,1	0,5	1,870
6	12,0	1—2	4,65	24	31,9	0,2	1,828
7	12,95	5	4,30	25	33,1	2	1,769
8	14,2	10	3,938	26	35,1	0,5	1,680
9	14,85	1	3,769	27	36,0	0,5	1,644
10	16,2	2	3,463	28	37,25	1	1,596
11	16,9	1	3,323	29	38,3	0,5	1,559
12	17,9	1—2	3,143	30	39,9	0,5	1,506
13	19,1	9	2,952	31	40,7	2	1,481
14	20,15	3	2,804	32	42,4	1	1,433
15	20,95	2	2,702	33	43,5	1	1,403
16	22,5	1	2,524	34	45,6	3	1,352
17	23,0	2	2,72	35	47,3	1	1,315
18	24,35	0,5	2,343				

în cadrul celor trei asociații de temperatură joasă : fisurile cu carbonați II (CII), orientate NW, intersectează și deplasează pe cele cu carbonați I (CI) dispuse NE (fig. 23 a) în timp ce cele corespunzătoare ultimei generații (CIII) deranjează zeoliții etapei a II-a (ZII), formați după carbonați (fig. 23 b).

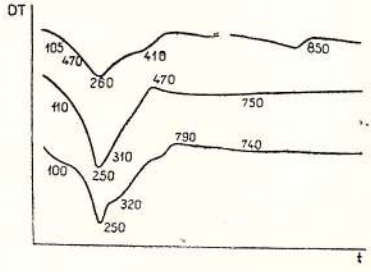


Fig. 24. — Curbele termice ale heulanditului de pe Pîrîul Mare (Poiana).

Courbes thermiques de la heulandite de Pîrîul Mare (Poiana).

Soluțiile hidrotermale care au însoțit magmatismul ofiolitic din faza II-a au condus la formarea următoarelor asociații de minerale de neoformații :

clorit-cuarț (calcedonie)-minerale argiloase-pirită ;
calcedonie (opal)-minerale argiloase ± zeoliți ± carbonați;
opal (calcedonie)-cuarț minerale argiloase-zeoliți ± carbonați.

Dintre mineralele citate, calcedonia, opalul și zeoliții sînt foarte răspîndiți.

Institutul Geologic al României

Din cele expuse rezultă că asociaţiile de minerale de neoformaţie menţionate s-au format în intervale largi de temperatură, corespunzătoare domeniului hidrotermal.

6. METALOGENEZA MAGMATISMULUI OFIOLITIC

Mineralizaţiile magmatismului ofiolitic din regiune se situează în partea centrală a subprovinciei metalogenetice din Munţii Metaliferi şi cuprinde două districte (tab. 29): unul ferifer lichid-magmatic şi cu

TABELUL 29

Metalogeneza magmatismului ofiolitic

Provincia	Subprovincia	Zona	Districtul şi denumirea	Denumirea cîmpului
Munţii Mureşului	Munţii Metaliferi	Acumulări lichid-magmatice şi hidrotermale, Buneşti-Poiana	2. Acumulări de zeoliţi, Poiana-Techereu 1. Ferifer lichid- magmatic şi de sulfuri metalice, Poiana-Buneşti	Poiana Gabbrouri cu titano-magnetite: 1. pîrîul Niculesc-Meşteroaiei 2. valea Buneşti 3. pîrîul lui Bitiş; 4. valea Oprişoaiei

acumulări de sulfuri metalice (Buneşti-Poiana) şi altul cu concentraţii de zeoliţi (Poiana-Techereu). Primului district îi sînt repartizate patru cîmpuri cu acumulări ferifere lichid-magmatice, asociate unor gabbrouri şi mineralizaţii cu titano-magnetit de origină lichid-magmatică, asemănătoare cu cele evidenţiate de Giuşcă, Cioflica, 1956; Cioflica (1962); Cioflica, Savu (1962) şi Savu, Udrescu (1967), în munţii Drocea.

În cîmpul situat între pîraiele Niculesc şi Meşteroaiei, în cadrul dyke-ului stratificat apar mai multe nivele cu grosimi reduse (0,5—4 m) de gabbrouri, microgabbrouri şi bazalte cu titano-magnetite. De menţionat sînt ivirile din baza dyke-ului stratificat de pe pîrîul Păsculesc, versant stîng, unde în gabbrourile cu augit conţinutul de magnetit variază între 3—12%.

În cel mai important cîmp — valea Buneşti, gabbrourile cuprind pe cca 500 m lungime cîteva nivele (1—5 m) în care magnetitul se concentrează (5—15%).

Celelalte iviri de gabbrouri cu magnetit din valea Oprişoaiei şi pîrîul lui Bitiş, sînt de importanţă redusă, magnetitul variind între 3—9%.

În toate ivirile mineralizate magnetitul se prezintă în granule xenomorfe, cu structuri în dezamestec, datorită lamelelor de ilmenit. În unele

Institutul Geologic al României

cazuri (valea Oprișoaiei), granulele de magnetit sînt înconjurate de o coroană alcătuită din hematit și magnetit.

Mineralizațiile hidrotermale ofiolitice sînt piritoase și se întîlnesc frecvent în fisurile și masa rocilor epidotizate, cloritizate și argilizate din dyke-urile stratificate de la Bunești și Poiana. Asemenea mineralizații par a fi lipsite de importanță practică deoarece pirita este unicul mineral prezent iar conținuturile ei în alte elemente sînt nesemnificative.

Aparițiile de zeoliți în regiune sînt foarte comune aflorimentelor de bazalte amigdaloide și produsele lor explozive situate în regiunea Poiana, în special zona dintre pîrîul Zîrnei și Pătru. Zeolitizările de la Poiana se continuă în regiunea văii Techereu (dealul Ordaș) unde prezintă de fapt intensitatea maximă (cca 25—40% din masa rocii).

Evidențierea în cadrul magmatismului ofiolitic a unor acumulări ferifere lichid-magmatice și hidrotermale, ridică problema cercetării lor în adîncime și pe direcție în vederea unor eventuale valorificări.

B) MAGMATISMUL SUBSECVENT LARAMIC (BANATITIC)

La sfîrșitul Cretacicului, faza de orogeneză laramică determină exondarea generală, desăvîrșirea cutării, ridicarea și sudarea zonei corespunzătoare șanțului Metaliferilor la regiunile vecine, consolidate anterior. Echilibrul izostatic deranjat, realizat printr-o tectonizare avansată, favorizează apariția în Munții Metaliferi a unor importante fenomene de decompresiune, însoțite de un magmatism de tip subsecvent, cu o activitate îndelungată, încadrat de Ghițulescu, Borcoș (1966); Rădulescu, Borcoș (1968); Ianovici et al. (1969) în trei etape: precoce, epirogenic și tardiv. Manifestarea acestui magmatism se face după direcții în general diferite de orientările structurale majore ale Apusenidelor și pe teritorii vaste, situate la vest de heterogenul pannonic.

În Apusenii de sud Giușcă et al. (1965) remarcă două aliniamente principale pentru intruziunile banatitice: unul orientat NNE-SSW extins între valea Mureșului și munții Bihor și altul de direcție NE-SW, caracteristic masivului Drocea și Munților Metaliferi. Ultimul aliniament, recunoscut și în regiunea studiată, se apropie prin orientarea sa de principalele linii structurale ale magmatismului ofiolitic.

1. RĂSPÎNDIREA ȘI DESCRIEREA PETROGRAFICĂ A ROCILOR BANATITICE

Răspîndire

În blocul Balșa-Techereu, rocile banatitice se dispun pe un aliniament orientat N 45—60°E, intersectînd sub un unghi oblic fracturile caracteristice magmatismului ofiolitic. Menționăm însă că aceste ultime fracturi, în orogeneza laramică au fost redeschise în marea lor majoritate, creînd posibilități de ascensiune a magmelor banatitice.

În cadrul aliniamentului amintit, banatitele, sînt distribuite inegal, pe două zone, dispuse paralel: una nordică—cea mai importantă—cuprinde

Institutul Geologic al României

numeroase iviri sub formă de filoane şi dyke-uri situate între dealul Sasului-vîrful Micoti-valea Poenii la nord şi dealul Runcului-văile Runcului-Porcurii-Balşei la sud şi alta sudică, secundară, la Voia (versant stîng) unde cu mici excepţii apar numai andezite (dyke).

În zona dintre cele două aliniamente, la nivele mai profunde, sînt probabile numeroase alte corpuri intrusive, prezenţa lor fiind sugerată atît de anomaliile magnometrice (M a r c o ş a n, 1969)[37] cît şi de numeroase zone alterate hidrotermal şi mineralizate polimetalic.

TABELUL 30

Forma de zăcămînt şi principalele caractere ale corpurilor intrusive banatitice

Denumirea intruziunii	Forma de zăcămînt / dimensiuni m	Orientarea aproximativă	Tipul predominant de roci	Varietăţile principale de roci	Caractere petrologice
Valea Porcurei-pîrîul Bătrînei	Dyke inelar 600/350	N 55°E	Diorite cu hornblendă, biotit şi cuarţ	Porfire dioritice, diorite, diorite cuarţifere cu hornblendă şi biotit, monzonite	Neomogenitate exprimată prin structură coronară şi stratificeată (veniri succesive)
Valea Buneşti-pîrîul Viţelarului	Dyke inelar compus 1000/500		Diorite cu hornblendă şi cuarţ	Diorite cuarţifere cu hornblendă şi biotit, diorite cuarţifere cu hornblendă, diorite cu augit şi hornblendă	Slabă variaţie petrografică şi neomogenitate structurală
Pîrîul Curmăturii	Dyke linear 350/50	N 63°E	Monzonite	Diorite cu hornblendă, biotit şi cuarţ, diorite cuarţifere cu hornblendă şi biotit	Neomogenitate exprimată prin structuri stratificate (veniri succesive)
Valea Voia	Dyke linear 1000/200	N 70° E	Andezite cu hornblendă verde şi cuarţ		Omogenitate structurală

În cadrul zonelor amintite, fracturile întîlnite alcătuiesc un sistem orientat N 45—70°E, cu căderi accentuate şi oscilante către N şi S. Căderile sudice sînt caracteristice ivirilor de roci din zona nordică. Aici, sistemele de fisuri sînt paralele, perpendiculare sau oblice pe direcţia marilor fracturi (pl. XIX, fig. 1—3).

În zona nordică, între valea Poenii şi valea Micoti, o mulţime de filoane şi apofize de andezite, porfirite dioritice şi diorite se grupează în

[37] *Op. cit.* pct. 29.

Institutul Geologic al României

jurul a trei intruziuni principale, dispuse discordant, de dimensiuni modeste dintre care două se caracterizează printr-o mare neomogenitate petrografică (tab. 30) ca şi corpul intruziv din Măgura Vaţa (C i o f l i c a, J u d e et al., 1972).

În dyke-ul cu zonare inelară, dintre valea Porcurei şi pîrîul Bătrînei, deschis pe acest pîrîu pe cca 450 m lungime şi 85 m înălţime, de la sud spre nord s-au întîlnit următoarele tipuri de roci: porfirite dioritice, diorite cu hornblendă, biotit şi cuarţ, diorite cuarţifere cu hornblendă şi biotit, diorite cu hornblendă, diorite cu hornblendă şi cuarţ, diorite cuarţifere cu hornblendă şi biotit, monzonite, diorite cu augit, hornblendă şi cuarţ, diorite cu hornblendă, cuarţ şi biotit şi lamprofire. Toate aceste roci ar putea reprezenta veniri succesive în partea superioară a unui dyke inelar. Tipurile de roci menţionate sînt dificile de separat, deoarece în majoritate sînt lipsite de limite. De la rocile cu structuri echigranulare din centrul dyke-ului, spre periferie se trece treptat la structuri microgranulare, sau microgranulare porfirice corespunzătoare porfiritelor dioritice.

Structura dyke-ului compus din valea Buneşti-pîrîul Viţelarului afectează pînza intruzivă gabbroică şi se înscrie pe aliniamentul unei fracturi mai vechi situată între dealul Sasului şi vîrful Săracul. În cadrul acestei structuri remarcăm grupul de filoane şi dyke-uri arcuite în formă de potcoavă la nivelul văii Buneşti.

Dyke-ul monzonitic de pe valea Curmăturii oferă ca şi cel din valea Porcurei-pîrîul Bătrînei aceeaşi neomogenitate petrografică şi structurală. Aici, pe cca 350 m lungime şi 80 m înălţime, s-au întîlnit mai multe nivele de microdiorite şi diorite cuarţifere cu hornblendă şi biotit, integrate în cadrul monzonitelor. Între aceste două tipuri de roci se întîlnesc altele cu caractere de tranziţie.

În zona sudică din bazinul văii Voia, pe aliniamentul fracturilor din versantul stîng al văii, s-a insinuat în vulcanitele ofiolitice şi depozitele cretacice un dyke liniar, andezitic, orientat N 60°E, cu o extindere de cca 1,600 km, acoperit în partea sudică de aluviunile văii Voia.

Descrierea principalelor tipuri de roci

Datele de teren ne-au permis cartografierea următoarelor tipuri de roci: diorite cu hornblendă, biotit şi cuarţ diorite cu hornblendă şi cuarţ, monzonite, aplite, malchite, spessartite, porfirite dioritice, andezite cu hornblendă şi cuarţ şi andezite cu hornblendă şi augit.

Dioritele cu hornblendă, biotit şi cuarţ sînt roci masive, de culoare cenuşie-verzuie, verzuie-sidefie sau alb-cenuşie. Macroscopic prezintă structuri microgranulare şi echigranulare porfirice, marcate de prezenţa fenocristalelor de feldspat plagioclaz, hornblendă şi biotit cloritizat.

Studiul microscopic al acestor roci indică structuri hipidiomorf-granulare şi doleritice, cu aspecte porfirice. Variaţiile structurale sînt însoţite de schimbări foarte dese în compoziţia mineralogică a rocilor marcate în special de apariţia sau dispariţia, creşterea şi descreşterea conţinutului în unul sau mai multe minerale femice (tab. 31).

Institutul Geologic al României

Fenocristalele de feldspat plagioclaz (36—43% An) uneori albitizate, sînt idiomorfe sau hipidiomorfe, maclate după legea albit, albit-Karlsbad, Karlsbad şi periclin. La unii indivizi zonaţi nucleul central reprezintă 60—70% din fenocristale. Zonele au compoziţii cuprinse între 35—53% An şi prezintă numeroase recurenţe.

Intensitatea procesului de albitizare la feldspaţi, variază de la rocă la rocă şi de la loc la loc. Albitul este vizibil atît pe fisuri cît şi pe planele de maclă şi zone din cadrul cristalelor (pl. VIII, fig. 1).

TABELUL 31

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvenţă %	Medie %
Feldspat plagioclaz	2,5—1/0,3—0,01	45—70	57,5
Feldspat ortoclaz	1,3—0,3/0,1—0,01	0—6	3
Hornblendă verde + actinolitică + barkevicitică	1,3—0,3/0,2—0,02	18,36	18
Cuarţ	0,6—0,3/0,1—0,001	1—11	6
Diopsid	0,3—0,2/0,1—0,001	3—4	3,5
Biotit	4—2/1—0,01	3—4	3,5
Magnetit, ilmenit	4—0,8/0,3—0,01	1—5	3
Minerale secundare		3—6	4,5

La varietăţile de diorite cuarţifere cu biotit (pl. VII, fig. 4) din cadrul corpului dintre valea Porcului şi pîrîul Bătrînei, fenocristalele de plagioclaz au o compoziţie ce variază între 24—38% An.

Amfibolii cuprind trei varietăţi: una actinolitică, fibroasă, cu culori de pleucroism şi birefringenţă slabă, asociată cu clorit, carbonaţi, oxizi de fier şi pirită; una comună (c : ng = = 21°), cu conture neregulate şi incluziuni de feldspaţi plagioclazi şi alta barkevicitică (ng = = brun-închis; nm = brun-roşcat; mp = gălbui; ng-np = 0,20) întîlnită de obicei în varietăţile mai acide de pe pîrîul Bătrînei.

Diopsidul, rar mai poate fi recunoscut după contur sau după resturile insulare netransformate.

Biotitul de culoare brun-deschis, formează lamele de dimensiuni mărunte sau larg cristalizate substituite cu clorit, sericit, minerale argiloase şi oxizi de fier.

Feldspatul ortoclaz, uşor impurificat de minerale argiloase, formează uneori concreşteri mirmekitice cu cuarţul, în forme extrem de variate: penate, vermiculare, dendritice etc.

Agregatele granulare sau granulele izolate de cuarţ, ca şi ortoza şi magnetitul ocupă spaţiile dintre mineralele anterior formate.

Dioritele cu hornblendă şi cuarţ alcătuiesc în special dyke-ul inelar din valea Bunesti-pîrîul Viţelarului. Caracterele mineralogice ale constituenţilor şi gradul lor de alterare este asemănător dioritelor cu hornblendă,

Institutul Geologic al României

biotit și cuarț, fapt ce ne determină a nu le mai descrie. Diferențele minore privind compoziția mineralogică, se pot vedea în tabelul 32.

Monzonitele cuarțifere reprezintă separate minore în cadrul dioritelor cu hornblendă, biotit și cuarț de pe pîrîul Bătrînei, sau constituentul petrografic principal al dyke-ului din pîrîul Curmăturii (valea Micoti, pl. VIII, fig. 2). Granulația medie și mare, mai rar mică, culoarea cenușie-rozie, cu nuanțe sidefii, aspectul masiv și structurile megaporfirice sînt caracteristice acestor roci.

TABELUL 32

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvență %	Medie %
Feldspat plagioclaz	3—1/0,3—0,01=	46—75	60,5
Feldspat ortoclaz	0,5—0,5/0,01—0,08	0—3	1,5
Hornblendă verde	2,5—0,8/0,4—0,01	3—15	9
Hornblendă actinolitică	1,8—0,5/0,3—0,001	7—15	11,0
Biotit	1—0,3/0,1—0,01	0—2	1
Diopsid	0,3—0,1/0,001—0,011	0—5	2,5
Cuarț	0,3—0,1/0,09—0,001	0—8	4
Magnetit, ilmenit	3—1/0,8—0,01	2—8	5
Minerale secundare	—	4—6	5

Studiul microscopic evidențiază structuri hipidiomorf-granulare, intersertale sau doleritice, cu caracter porfiric pregnant, încadrate într-un fond textural masiv, foarte rar stratificat.

Feldspatul plagioclaz (32—35% An), se prezintă în cristale idiomorfe sau xenomorfe, maclate mai frecvent după legea albit și albit-Karlsbad. Maclarea polisintetică și zonarea feldspaților în această rocă este mai pronunțată decît la dioritele cu hornblendă, biotit și cuarț sau cu hornblendă și cuarț.

Hornblenda (varietatea comună) rar se mai păstrează în stare proaspătă, în general fiind înlocuită de minerale secundare (biotit, clorit, sericit și carbonați, tab. 33).

Biotitul ca și hornblenda este puternic alterat, conservarea lui în cazurile analizate reprezentînd o raritate. Procesul de baueritizare al biotitului atinge maximumul de intensitate la acest tip de rocă. Resturile cristalelor de biotit cu conture neregulate, au culori slabe de pleucroism (brun-deschis, galben-deschis).

Feldspatul ortoclaz impurificat cu minerale argiloase și sericit, bordează fenocristalele de feldspat plagioclaz și formează agregate granulare, prismatice xenomorfe, uneori concrescute cu cuarțul (pl. VIII, fig. 2).

Printre blocurile incluse în dyke-ul monzonitic din pîrîul Curmăturii am remarcat prezența unora de culoare rozie, cu structuri pegmatoide, caracterizate prin fenocristale larg dezvoltate de feldspat ortoclaz și biotit.

Analiza microscopică a acestor roci scoate în evidență o structură megaporfirică, textură masivă și o compoziție mineralogică apropiată monzonitelor cuarțifere.

Institutul Geologic al României

Aplitele au o răspîndire limitată la ariile ocupate de intruziunile banatitice. În rocile ofiolitice după cîţiva centimetri sau decimetri, foarte rar metri, dispar. Cele mai frecvente iviri s-au semnalat în monzonitele cuarţifere şi celelalte diferenţiate din cadrul dyke-ului de pe pîrîul Curmăturii. Aici fisurile şi filonaşele de aplite cu grosimi (0,01—0,10 m excepţional 0,40 m) şi lungimi reduse (0,10—3 m), culori rozii-cenuşii sau alb-rozii, sînt dispuse de obicei în reţea (fig. 23 f).

TABELUL 33

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvenţă %	Medie %
Feldspat plagioclaz	3,5—1,2/0,4—0,02	25—55	40
Feldspat ortoclaz	2—0,3/0,1—0,002	20—47	33,5
Cuarţ	0,8—0,3/0,1—0,001	8—13	10,5
Biotit	10—2/0,8—0,01	7—8	7,5
Hornblendă	3—0,5/0,2—0,01	2—8	5
Magnetit, ilmenit, pirită	4—0,8/0,1—0,001	1—3	2
Diopsid, zircon, apatit, titanit		sporadic	
Minerale secundare		6—7	6,5

Structura mozaicată determinată de agregatele echigranulare cu indivizi hipidiomorfi de feldspat plagioclaz, ortoză şi cuarţ este caracteristică.

Mineralele femice sînt practic absente, foarte rar întîlnindu-se biotitul sau hornblenda.

Malachitele s-au întîlnit sub formă de mici filoane (0,10—1,30 m grosime şi 10—25 m lungime) în dyke-ul din valea Porcurei şi pîrîul Curmăturii. Atrag atenţia prin aspectul compact, granulaţia fină, culoarea neagră sau cenuşie-verzuie şi frecventele aglomerări de hornblendă, diopsid şi feldspaţi sub formă de agregate macroporfirice.

Studiul microscopic al malachitelor relevă o masă fin microgranulară, presărată cu fenocristale de feldspat plagioclaz (30—40% An), hornblendă verde mai rar barkevicitică, diopsid, cuarţ, ortoză, apatit şi minerale opace. Între aglomerările de minerale feldspatice şi femice şi masa de bază nu se observă limite nete.

Spessartitele ca şi malachitele, au o răspîndire extrem de redusă, limitîndu-se la cîteva filoane, subţiri, de culoare cenuşie-închisă, întîlnite pe pîrîul Vîrtesc (Poiana) şi Bătrînei.

Pe pîrîul Vîrtesc (fig. 23 i), fenocristalele şi microlitele de hornblendă sînt orientate oblic la periferie şi paralel în centrul filonului, indicînd existenţa unor puternice presiuni tangenţiale în timpul ascensiunii magmei.

Institutul Geologic al României

Celelalte filoane de lamprofire din regiune, întîlnite pe valea Oprişoaiei, pîrîrul lui Bitiş, pîrîul Nicolesc şi Bătrînei, din cauza unor alterări de natură hidrotermală n-au putut fi atribuite unui anumit tip.

Porfiritele dioritice sînt roci de culoare alb-cenuşie, sau cenuşie-verzuie, cu structură microgranulară porfirică şi textură masivă. Acestea alcătuiesc părţile marginale, de obicei intens alterate hidrotermal, ale intruziunilor dioritice de pe valea Porcurei şi valea Buneşti. Prin poziţia ce o ocupă, cît şi prin structura lor, acestea reprezintă faciesurile marginale ale microdioritelor cu hornblendă şi cuarţ sau cu hornblendă, biotit şi cuarţ.

Andezitele cu hornblendă verde şi cuarţ alcătuiesc mai multe filoane pe valea Buneşti, pîrîul Viţelarului, dealul Bolovanului şi valea Micoti etc., în general orientate N 70—80°E şi un dyke cu aceeaşi orientare în versantul stîng al văii Voia, între pîrîul Zăpozii şi pîrîul Cătăneşii.

Rocile au o culoare cenuşie, negricioasă sau cenuşie-brună, sînt masive şi în majoritatea cazurilor alterate hidrotermal.

Cercetările microscopice efectuate pe aceste andezite, au indicat structuri microgranulare-porfirice şi texturi masive.

Feldspaţii plagioclazi reprezintă un andezin acid sau bazic (36—45% An), maclat după legea albit, albit-Karlsbad şi periclin. Acesta este parţial înlocuit de albit, sericit, minerale argiloase, carbonaţi, pirită şi mai rar gips (tab. 34).

Hornblenda verde formează agregate constituite din indivizi idiomorfi, sau xenomorfi, adesea fisuraţi, sparţi, şi uşor opacitizaţi. La unii indivizi, se observă macläri polisintetice.

Biotitul întîlnit sporadic, în lamele cu culori brun-deschis este frecvent cloritizat. Aceeaşi cloritizare se observă şi la hornblenda verde.

Cuarţul granular xenomorf este interpus între cristalele de feldspat, hornblendă şi biotit.

În cantităţi cu totul subordonate în aceste andezite s-au mai întîlnit următoarele minerale: apatit, cordierit, zircon, magnetit şi ilmenit.

TABELUL 34

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvenţă %	Medie %
Feldspat plagioclaz	2—0,5/0,3—0,01	7—15	11
Hornblendă verde	2,3—0,4/0,2—0,02	5—10	7,5
Biotit	1,2—0,2/0,3—0,01	1—5	3
Cuarţ	0,3—0,1/0,1—0,001	2—8	5
Augit	2—0,8/0,3—0,01	sporadic	
Magnetit, ilmenit, pirită	3—0,4/0,2—0,001	2—8	5
Minerale secundare		5—16	10,5
Masa fundamentală	0,1/0,001	40—78	58

Institutul Geologic al României

Andezitele cu hornblendă şi augit se caracterizează printr-o culoare cenuşie-cafenie şi prezenţa augitului. Obişnuit, aceste roci au o structură fin microgranulară porfirică, textură masivă şi sînt alcătuite din microlite şi fenocristale de feldspat plagioclaz, hornblendă brună şi augit. Cuarţul, apatitul şi magnetitul apar sporadic (tab. 35).

TABELUL 35

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvenţă %	Medie %
Feldspat plagioclaz	1,8—0,4/0,2—0,01	6—14	10
Hornblendă brună	2—0,3/0,1—0,08	5—8	6,5
Augit	2,3—0,8/1,3—0,02	4—6	5
Cuarţ	0,3/0,001	0—2	1
Magnetit, ilmenit, pirită	2—0,4/0,2—0,001	1—2	1,5
Minerale secundare	2—15	2—15	8,5
Masa fundamentală	0,01/0,001	70—85	7,5

Ca şi la celelalte roci banatice compoziţia iniţială a suferit şi în acest caz modificări profunde, mineralele femice şi leucocratice fiind substituite de minerale de neoformaţie (clorit, sericit, minerale argiloase, carbonaţi etc.).

2. CHIMISMUL ROCILOR BANATITICE

Observaţiile privind petrochimia rocilor banatitice din regiune sînt rezultatul prelucrării şi interpretării celor 9 analize chimice prezentate în tabelul 36. Rocile analizate, reprezintă un aplit, trei diorite cu hornblendă şi cuarţ şi cinci diorite cu hornblendă, biotit şi cuarţ. Conţinuturile în CO_2, S şi H_2O^+ din roci fiind ridicate, interpretările au o valoarea informativă.

Oxizii principali, în rocile analizate au următoarele limite de variaţie :

SiO_2	53,40—59,93 %	MgO	1,20—4,50 %
Al_2O_3	16,35—19,32 %	CaO	4,94—9,80 %
Fe_2O_3	3,04—5,95 %	Na_2O	0,86—5,96 %
FeO	1,05—6,00 %	K_2O	0,58—2,79 %

Rocile analizate, după parametri Niggli (tab. 37,38) corespund provinciei calcoalcaline banatitice, tipurile de magmă mai frecvente fiind dioritice şi tonalitice.

Reprezentarea grafică a datelor prelucrate ne permite să tragem următoarele concluzii :

scăderea conţinutului în MgO şi CaO şi creşterea K_2O şi Na_2O este proporţională cu îmbogăţirea în SiO_2 a rocilor (fig. 25) ;

Institutul Geologic al României

TABELUL 36

Analizele chimice ale rocilor eruptive banatitice

Nr. crt.	Roca	SiO_2 %	TiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	FeO %	MnO %	MgO %	CaO %	Na_2O %	K_2O %	P_2O_5 %	CO_2 %	S %	P.C. %	H_2O %	H_2O %	total %
1	Diorit cu hornblendă, biotit şi cuarţ, pîriul Bătrînei (Almaşul Mic)	53,50	0,89	18,75	5,00	2,12	0,07	3,40	9,80	3,20	0,58	0,32	—	urme	0,90	0,75	0,75	100,26
2	Diorit cu hornblendă, biotit şi cuarţ, pîriul Bătrînei (Almaşul Mic)	53,80	1,29	18,66	3,41	3,03	0,55	3,25	7,56	3,58	2,21	0,59	0,78	0,16	4,75	0,79	0,35	100,01
3	Diorit cu hornblendă, biotit şi cuarţ, pîriul Bătrînei (Almaşul Mic)	55,28	0,14	17,45	5,60	1,80	0,18	4,45	6,91	3,12	2,40	0,75	0,61	0,16	—	1,45	0,35	100,15
4	Diorit cu hornblendă şi cuarţ, pîriul Viţelarului (Bunești)	55,88	0,75	17,38	3,4	3,75	0,07	2,80	6,50	2,49	1,95	0,35	2,56	0,10	—	1,34	0,69	99,65
5	Diorit cu hornblendă şi cuarţ, valea Bunești (Bunești)	56,20	1,20	16,35	5,95	1,05	0,10	3,15	3,75	2,65	2,35	0,19	—	—	—	3,40	3,20	100,34
6	Diorit cu hornblendă şi cuarţ, pîriul Viţelarului (Bunești)	56,89	0,52	18,52	3,20	3,82	0,17	4,50	5,82	0,86	1,82	0,26	0,99	0,23	—	2,25	0,14	100,09
7	Diorit cu hornblendă şi cuarţ pîriul Bătrînei (Almaşul Mic)	57,72	0,80	17,30	3,60	6,00	0,19	4,45	6,00	4,96	0,67	0,18	urme	urme	—	2,10	0,62	99,59
8	Diorit cu hornblendă, biotit şi cuarţ, valea Porcului (Almaşul Mic)	57,78	0,52	19,32	5,14	1,94	0,10	1,20	6,34	3,18	2,18	0,34	urme	0,33	—	1,50	0,27	100,12
9	Filon aplit, pîriul Bătrînei (Almaşul Mic)	59,93	1,03	13,86	3,78	3,03	0,47	2,35	4,94	4,01	2,79	0,31	0,65	0,043	2,33	1,24	0,44	98,78

Analişti: M. Matei, 1; M. Cristea, 2, 9; G. Lahovary, 3; S. Iliescu, 7; A. Kizyk, 4; Al. Dănciulescu, 6, 8, 5.

Institutul Geologic al României

TABELUL 37

Parametri Niggli la rocile eruptive banatitice

Nr. crt.	Roca	*Qz*	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*ka*	*mg*	*ti*	*c/fm*	ρ	*w*	*Q*	*L*	*M*	π	γ	*M*	*k'*	*mg'*	Tipul de magmă
1	Diorit cu hornblendă, biotit şi cuarţ	9,22	147,66	30,70	29,51	29,51	9,61	0,08	0,48	1,68	1	0,33	0,35	35,99	41,03	24,47	0,52	0,15	0,30	0,08	0,18	orbitică
2	Diorit cu hornblendă, biotit şi cuarţ	0,58	156,50	31,81	28,70	23,60	13,98	0,28	0,48	2,65	0,82	0,73	0,25	36,03	44,05	21,03	0,40	0,09	0,34	0,25	0,38	dioritică
3	Diorit cu hornblendă, biotit şi cuarţ	4,00	156,08	29,34	35,59	21,35	13,02	0,33	0,53	1,56	0,59	0,17	0,34	34,34	40,52	25,36	0,39	0,07	0,35	0,33	0,40	dioritică
4	Diorit cu hornblendă, şi cuarţ	36,33	182,77	33,66	31,29	23,03	11,61	0,33	0,43	1,77	0,73	0,39	0,24	42,18	39,84	18,47	0,48	—	0,34	0,34	0,35	tonalitică
5	Diorit cu hornblendă, şi cuarţ	24,27	175,55	30,01	31,14	35,89	12,57	0,36	0,46	2,81	0,83	0,18	0,44	37,31	38,19	32,59	0,41	0,14	0,24	0,35	0,32	tonalitică
6	Diorit cu hornblendă, şi cuarţ	54,88	179,96	34,41	39,35	19,58	6,27	0,57	0,54	0,12	0,49	0,19	0,20	45,13	28,69	26,50	0,60	—	0,35	0,57	0,34	tonalitică
7	Diorit cu hornblendă, biotit şi cuarţ	11,90	144,94	28,09	39,50	17,68	14,21	0,06	0,46	1,65	0,44	0,16	0,15	31,13	42,79	26,31	0,32	0,06	0,36	0,07	0,38	gabbro-dioritică
8	Diorit cu hornblendă, biotit şi cuarţ	34,09	192,57	37,87	24,04	22,64	14,62	0,30	0,25	1,20	0,94	0,60	0,53	41,46	41,79	17,53	0,41	—	0,10	0,30	0,13	dioritică
9	Aplit	14,34	204,86	27,76	30,04	17,90	22,63	0,40	0,32	2,67	0,59	0,41	0,31	36,60	41,21	22,25	0,60	0,04	0,11	0,17	0,11	cumbraitică

TABELUL 38

Parametri normativi Niggli la rocile eruptive banatitice

Nr. crt.	Roca	Q	Kp	Ne	Cal	Fs + Fa	Fe	Cs
1	Diorit cu hornblendă biotit şi cuarţ	35,44	4,14	43,34	52,51	54,64	30,00	15,36
2	Diorit cu hornblendă biotit şi cuarţ	34,91	17,54	43,47	38,99	55,43	35,35	9,22
3	Diorit cu hornblendă, biotit şi cuarţ	34,07	20,33	40,67	38,99	52,20	36,83	7,96
4	Diorit cu hornblendă şi cuarţ	41,63	17,54	34,21	28,24	65,65	34,35	—
5	Diorit cu hornblendă şi cuarţ	37,03	21,10	37,83	41,05	57,28	27,79	14,95
6	Diorit cu hornblendă şi cuarţ	44,79	22,87	16,87	60,26	66,91	33,09	—
7	Diorit cu hornblendă şi cuarţ	30,85	4,67	62,52	32,81	57,38	30,06	6,55
8	Diorit cu hornblendă şi cuarţ	40,63	17,58	40,56	41,61	89,00	10,99	—
9	Aplit	36,04	36,73	53,07	10,19	53,98	23,22	22,79

Institutul Geologic al României

valorile *c* şi *al* (fig. 26) sînt mai mici la termenii mai bazici sau mai acizi şi cresc la rocile cu valoarea *Si* cuprinsă între 175—180, *fm* în creştere continuă, scade la rocile mai acide. Valoarea *alk*, cu mici excepţii creşte continuu odată cu creşterea conţinutului *Si*.

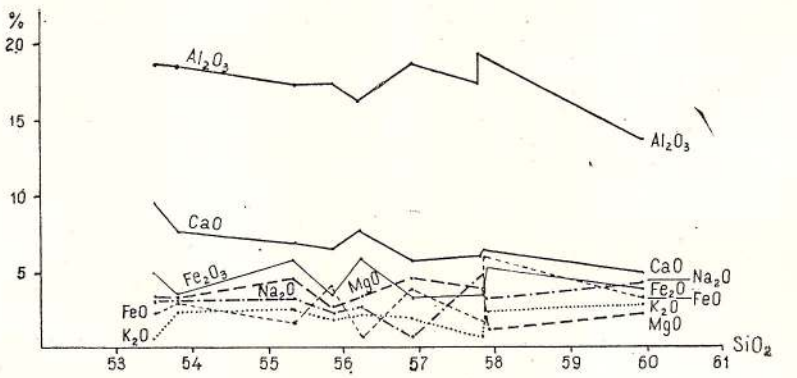


Fig. 25. — Diagrama de variaţie a oxizilor funcţie de SiO_2.
Diagramme de variation des oxydes en fonction de SiO_2.

În diagrama din figura 27, majoritatea rocilor se înscriu în cîmpul izofal, celelalte situîndu-se în imediata apropiere a acestuia, în domeniul semifemic şi semisalic.

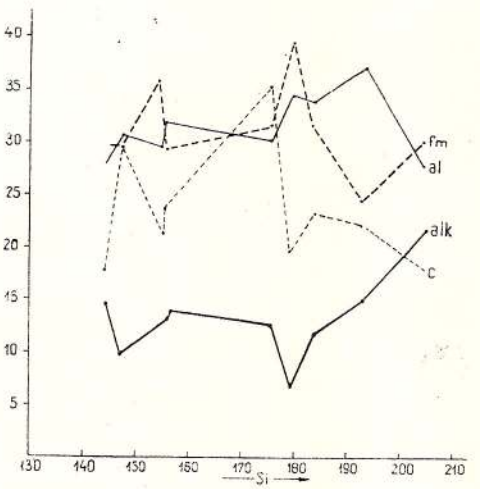


Fig. 26. — Diagrama de variaţie a parametrilor *al*, *fm*, *c*, *alk*, funcţie de *Si*.
Diagramme de variation des paramètres *al*, *fm*, *c*, *alk*, en fonction de *Si*.

Caracterul subalcalin al magmelor banatitice este ilustrat în diagrama din figura 28, unde majoritatea rocilor se grupează în cîmpul delimitat de diagramele 45 mg—45 k şi 100 mg—100 k, stabilit de G i u ş c ă et al. (1966) pentru rocile din provincia banatitică.

Institutul Geologic al României

În diagrama *QLM* (fig. 29) rocile se dispun în apropierea liniei FP, situîndu-se în marea majoritate deasupra acesteia, în cîmpul rocilor satu-

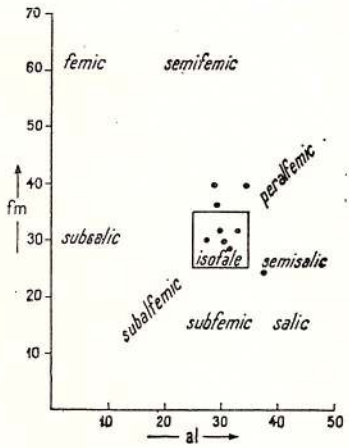


Fig. 27. — Diagrama *al—fm*.
Diagramme *al—fm*.

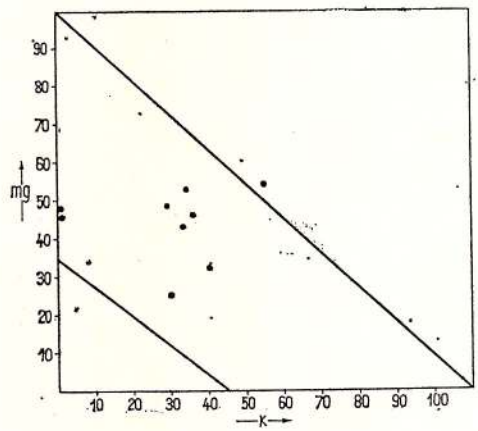
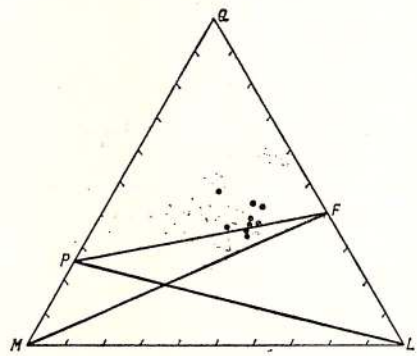


Fig. 28. — Diagrama *k—mg*.
Diagramme *k—mg*.

Fig. 29. — Diagrama *QLM*.
Diagramme *QLM*.



rate, excepţie făcînd problele 3 şi 7, care situîndu-se sub această linie, tind să se apropie de domeniul rocilor alcaline. Asemenea tendinţe au fost remarcate şi în alte regiuni din munţii Apuseni (G i u ş c ă et al., 1956).

3. TRANSFORMĂRILE GENERATE DE SOLUŢIILE ROCILOR BANATITICE

Sub influenţa soluţiilor postmagmatice, venite în două faze cu patru etape, mineralele rocilor banatitice şi ofiolitice au suferit modificări metasomatice de contact şi hidrotermale care au condus la apariţia de noi minerale (tab. 39).

Institutul Geologic al României

TABELUL 39

Principalele minerale formate în fazele de metamorfism de contact și hidrotermal banatitic

Natura metamorfismului	Faza	Etapa	Asociații de minerale	
			Roci banatitice	Roci ofiolitice
Metasomatic de contact	principală	timpurie	—	Granați-diopsid-cuarț
Metasomatic hidrotermal	subsecventă	timpurie	Actinot-epidot zoizit-albit-clorit	Actinot-epidot zoizit-albit-clorit-cuarț I
		principală	Minerale argiloase-sericit-cuarț I, II-carbonat I, III-sulfuri metalice	Minerale argiloase-sericit-cuarț I, II-carbonat I, II-sulfuri metalice
		tîrzie	Carbonați III-baritină-cuarț III-sulfuri polimetalice, zeoliți	Carbonați III-baritină, cuarț III-sulfuri polimetalice-zeoliți

Asociația de tip metasomatic de contact — granat-diopsid-cuarț, formată în etapa timpurie, se întîlnește pe fisuri, plane de stratificație, alveole sau în cristale de olivină alterate din bazaltele și rocile piroclastice bazaltice situate în jurul aparatelor vulcanice din dealul Porcului (dealul Smreciului- Făgetului) și Duba și în cîteva puncte pe valea Porcului, amonte de moara din Almașul Mic.

Rocile care cuprind asociația menționată se caracterizează prin duritate ridicată și culori cenușii-verzui, distribuite neuniform. Matricea piroclastitelor și fisurile din elemente au o culoare mai deschisă, fiind puternic silicifiate. În unele cazuri, macroscopic, pe fisuri sau în cadrul alveolelor se pot recunoaște granați cu dimensiuni milimetrice sau submilimetrice de culoare gălbuie.

Studiul microscopic al acestor roci evidențiază prezența cristalelor de granat, diopsid și cuarț asociate în special cu mineralele etapei timpurii sau tîrzii din cadrul metamrofismului hidrotermal subsecvent.

Cristalele de granați (0,2—3 mm) cu conture hipidiomorfe și xenomorfe, mai rar idiomorfe, au forme de dodecaedri romboidali, mai puțin trapezoiedri. Coloratia cristalelor diferă de la individ la individ și de la zonă la zonă. Uneori, culoarea galbenă-portocalie din centrul cristalului se pierde treptat spre periferie, acesta devenind incolor. Izotropia este parțială sau totală (pl. VIII, fig. 3). Formele trapezoiedrice sînt frecvent anizotrope. Birefringența indivizilor zonați, variază în cadrul zonelor după chimismul acestora.

Granați anizotropi, cu structuri zonare de tipul celor întîlniți în regiune, au fost semnalați în exoskarnele din Banat (Codarcea, 1931; Kissling, 1967; Gheorghița, 1970) și munții Bihor (Jude, Ștefan, 1966; Berbeleac, Ionescu, 1964)[38].

[38] I. Berbeleac, Olga Ionescu. Raport geologic privind prospecțiunile pentru minereuri neferoase în regiunea Gura Honț-Muntele Găina. 1964. Arh. M.M.P.G., București.

Institutul Geologic al României

În cristalele de olivină transformate, granaţii asociaţi cu diopsid, clorit, talc, actinot, cuarţ şi zeoliţi alcătuiesc agregate granulare sau cristale izolate xenomorfe de dimensiuni reduse (0,01—2 mm) (pl. VIII, fig. 4).

Diopsidul s-a întîlnit ca şi granatul în alveole, fisuri şi mineralele femice transformate alcătuind cristale scurt prismatice, cu dezvoltarea preponderentă a pinacoizilor (100) şi (010), asociindu-se obişnuit cu granaţi, actinot, epidot, zoizit, zeoliţi şi carbonaţi.

Rocile intruzive şi efuzive care au suferit modificări de natură hidrotermală, au o culoare cenuşie-verzuie şi cuprind în proporţii variabile şi pe suprafeţe mari, minerale formate în etapa timpurie a metamorfismului hidrometal ca : actinot, epidot, şi clorit.

În contrast cu această asociaţie, cea formată în etapa principală a soluţiilor hidrotermale, ocupă suprafeţe restrînse, limitîndu-se la umplutura fracturilor filoniene, sistemele de fisuri adiacente şi contactele dintre roci. În asemenea zone, sericitul, mineralele argiloase, cuarţul şi carbonaţii reprezintă ganga mineralizaţiilor filoniene polimetalice şi principalele neominerale din rocile adiacente. Distribuţia acestora relevă unele afinităţi : mineralele argiloase (caolinit, montmorillonit, illit, şi dikyt) şi carbonaţii preferă rocile ofiolitice în timp ce sericitul şi cuarţul alege intruziunile banatitice.

Aportul de sulfuri polimetalice în această fază este substanţial în comparaţie cu cel din faza tîrzie cînd din soluţiile sărace şi relativ reci se depune pirita, baritina, opalul, calcedonia, carbonaţi şi zeoliţi.

4. STUDIUL MINERALOGIC ŞI GEOCHIMIC AL MINERALIZAŢIILOR BANATITICE

În regiunea cuprinsă între localităţile, Vălişoara şi Voia la vest, Almaşul de Mijloc-Techereu la est, Buneşti la nord şi Almaşul Mic la sud, de-a lungul unor linii de fracturi orientate în general NE—SW, în magmatitele iniţiale şi mai puţin în cele laramice, s-au întîlnit numeroase filoane şi fisuri mineralizate cu pirită şi sulfuri polimetalice. Acestea au fost parţial cercetate de Bènkö (1886), Franzenau (1894), John şi Eichleiter (1895), Standenmayer (1896)[39], Mauritz (1904), Liffa (1908), Papp (1919), Krause (1919)[40], Ionescu (1937), Ghiţulescu, Socolescu, (1941), Cosma et al. [41]

Mineralele metalice şi de gangă evidenţiate de cercetătorii menţionaţi sînt cuprinse în lucrările cu caracter monografic realizate de Zpharovich (1859, 1873, 1893), Cădere (1925, 1926, 1927) şi Rădulescu, Dimitrescu (1966).

Cu mici excepţii (pîrîul Viţelarului, pîrîul Bătrînei), majoritatea mineralizaţiilor filoniene, apar la periferia intruziunilor banatitice, grupîndu-se în special în regiunea situată între vîrful Sasului-dealul Steuinii-dealul Bolovanului-valea Poenii („la Strîmtură") la nord şi valea Voia la

[39] *Op. cit.* pct. 3.
[40] *Op. cit.* pct. 5.
[41] *Op. cit.* pct. 14, 15.

Institutul Geologic al României

sud. Aici, circulația soluțiilor hidrotermale a avut loc în principal pe fracturile exocinetice, Blidaru, Vițelaru și Voia (pl. XX). Local, acestea au pătruns pe fracturile adiacente marilor linii de falii și pe crăpăturile de importanță minoră (rupturi, fisuri de alunecare, clivaj și stratificații), depunînd de-a lungul lor sarcina utilă, îndeosebi Pb, Zn, Cu.

Un rol deosebit în procesul de mineralizare, în afara mișcărilor tectonice anterioare mineralizației, l-au avut mișcările de intermineralizare (extensie) care au regenerat și modificat căile de circulație și chimismul soluțiilor, imprimînd noi aspecte proceselor de depunere a sulfurilor. De aceste mișcări , cu caracter pulsatoriu, sînt legate procesele de telescopare din regiune.

Mineralizațiile banatitice din regiune prezintă unele particularități și anume : se dispun pe direcții orientate NE—SW corespunzătoare aliniamentelor intruziunilor și liniilor de fracturi laramice, au extinderi reduse, parageneze simple, sînt lipsite în general de aur și cuprind din abundență în părțile superioare ale filoanelor baritină și manganocalcit.

Avînd în vedere caracterele și distribuția mineralizațiilor din regiune, s-a procedat la integrarea acestora într-o zonă metalogenetică cu un district și trei cîmpuri : unul central, cel mai important cuprins între văile Porcurea-Poiana-Almașul de Mijloc, unul sudic (Voia) și altul vestic (pîrîul Nemților).

În ceea ce privește relațiile de vîrstă dintre mineralizația banatitică, rocile ofiolitice și sedimentare din regiune, aducem următoarele observații :

rocile ofiolitice ale ambelor faze cuprind mineralizații sub formă de filoane, fisuri și diseminări cu pirită și sulfuri polimetalice ;

pe pîraiele Micului și Cătănesii (valea Voia) depozitele sedimentare jurasic-superioare, apțiene și albiene sînt afectate hidrotermal și mineralizate cu pirită diseminată, iar gresiile și conglomeratele helvețian-superioare? de pe pîrîul Iepurelui (valea Voia), valea Slatinei și pîrîul Ursului, acopăr rocile cu asemenea mineralizații.

a) Principalele caractere ale filoanelor

Majoritatea filoanelor au lungimi (5—50 m, excepțional 100—150 m) și grosimi reduse (0,05—0,60 m, rar mai mari). În ceea ce privește orientarea filoanelor s-au remarcat frecvent direcții NE—SW (pîraiele Curmăturii, Micoti, Bătrînei etc.), mai rar NS și NW—SE (versant drept al văii Porcurea între valea Runcului și pîrîul Ursului) și foarte rar EW sau arcuite în zona dyke-urilor inelare. Înclinările de la caz la caz sînt spre S, N sau E, SE și SW (pîrîul Curmăturii).

Filoanele au o morfologie complicată, rar simplă. Ramificațiile, îngroșările rapide și repetate (aspectele lentiliforme, festonate sau în butonieră) fiind deosebit de comune. Această morfologie, a fost influențată de proprietățile fizice, mecanice și chimice ale rocilor.

Dintre proprietățile fizice un rol deosebit l-au avut gradul ridicat de plasticitate, friabilitate și porozitate al rocilor ofiolitice. În acestea, soluțiile mineralizante au difuzat rapid și pe suprafețe mari, favorizînd

Institutul Geologic al României

o dispersie accentuată şi neeconomică a mineralelor metalice. În condiţii speciale, ca de exemplu existenţa unor fracturi cu dimensiuni reduse adiacente marilor falii situate în roci compacte sau relativ compacte, sau friabile dar însoţite de roci filoniene ofiolitice sau banatitice , sulfurile de Pb, Zn şi Cu, prezintă unele concentraţii locale şi de importanţă redusă,

Texturile filoanelor, parţial prezentate în figura 30 sînt ataxitice. rubanate simetrice sau asimetrice, şi druziforme (filon Blidaru).

Studiul filoanelor mineralizate din regiune indică o distribuţie ordonată a Pb, Zn şi Cu-ului, determinată de prezenţa sau absenţa rocilor intruzive banatitice, de nivelul actual al eroziunii şi procesul de mineralizare. În acest sens semnalăm creşterea conţinutului în Pb, Zn şi Cu a filoanelor pe măsura apropierii lor de intruziunile banatitice, şi erodării părţilor superioare ale acestora, bogate în baritină, manganocalcit, dolomit, calcit, cuarţ criptocristalin, minerale argiloase, pirită şi marcasită.

Textura şi structura mineralizaţiilor filoniene din regiune, evidenţiază faptul că soluţiile hidrotermale mineralizatoare, au avut un caracter pulsatoriu, deschiderea şi alimentarea fracturilor făcîndu-se în trei stadii succesive, din care au rezultat următoarele parageneze :

stadiul I, pirită + cuarţ ± sulfuri polimetalice ;

stadiul II, pirită + manganocalcit ± sulfuri polimetalice ;

stadiul III, sulfuri polimetalice + pirită + cuarţ + calcit + baritină.

Mineralizaţiile primului stadiu sînt puţin studiate deoarece fracturile nu sînt cunoscute în adîncime, nivelul actual de eroziune deschizînd în general numai partea superioară şi mediană a acestora. Aportul metalizant al celorlalte două stadii este mai bine cunoscut, eroziunea şi unele lucrări miniere evidenţiindu-l.

Avînd în vedere distribuţia mineralelor metalice şi de gangă din stadiile menţionate, filoanele din regiune au fost grupate astfel :

filoane cu pirită şi marcasită, carbonaţi, baritină, cuarţ criptocristalin şi minerale argiloase ;

filoane cu sulfuri polimetalice, carbonaţi, baritină şi cuarţ (Blidaru, Viţelaru, Terţii, Iosif etc.);

filoane cu pirită, subordonat calcopirită, cuarţ şi carbonaţi.

Cele mai importante filoane cu sulfuri polimetalice se înscriu pe fracturile Blidaru şi Viţelaru, unde alcătuiesc două sisteme bine individualizate : Blidaru, a cărui lungime depăşeşte 5 km (se extinde spre Almaşul de Mijloc), orientat NE—SW, cuprinde filoanele fracturii Blidaru caracterizate printr-o parageneză şi succesiune de mineralizare mai complexă (fig. 31), situate între valea Porcurei şi valea Poenii şi Viţelaru cu aceeaşi orientare dar cu o extindere mai mică (700 m) şi o evoluţie incompletă a proceselor de mineralizare. În acesta, pe filonul Iosif şi cel din valea Micoti, lipseşte stadiul II de mineralizare, care este prezent însă pe filonul Viţelaru, căruia îi lipseşte stadiul III (fig. 32).

Institutul Geologic al României

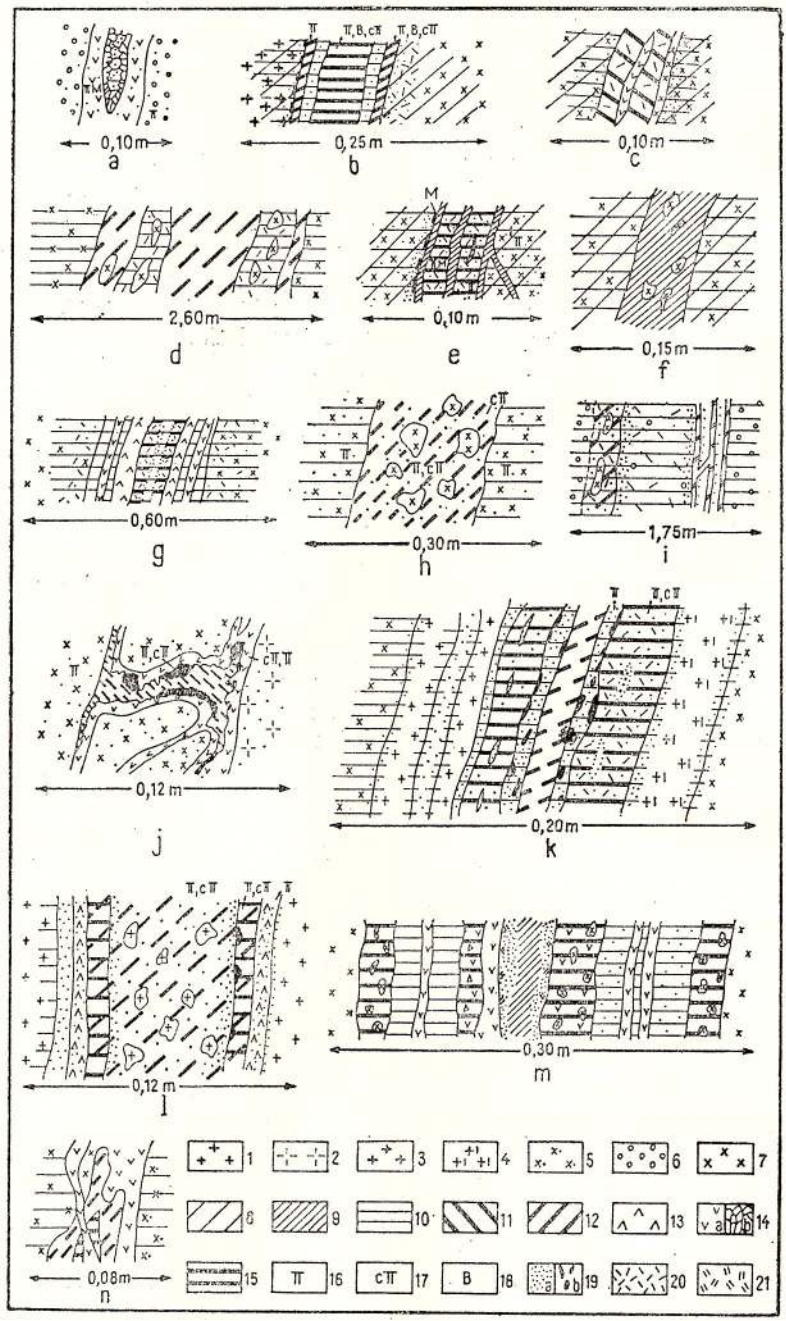


Fig. 30

Institutul Geologic al României

b) Descrierea mineralizaţiei

Löllingitul s-a întîlnit foarte rar, ca mici incluziuni xenomorfe, de dimensiuni reduse (0,003 mm), în piritele primului stadiu din filoanele Blidaru, Ghezoaia şi Buna Speranţă, evidenţiindu-se prin pleucroismul şi puterea de reflexie caracteristică (a = alb-gălbui-crem; b = alb-gălbui; c = alb) şi anizotropia pronunţată (albastru-deschis).

Mispichelul ca şi löllingitul, apare sporadic în aceleaşi filoane, sub forma unor mici incluziuni în blendele stadiului II (fig. 33 e) şi aparţine probabil primului stadiu de mineralizare.

Fig. 30. — Texturile şi principalele minerale din unele filoane: a, textură în druze Pîrîul Ursului: b, filon cu textură rubanată simetrică. Pîrîul Spurcăţii: c, veniri de cuarţ II în carbonaţi II brecifiaţi. Piritizări şi silicifieri în salbande. Pîrîul Săcărîmb: d, textură brecioasă simetrică. Valea Porcurea în apropierea confluenţei cu valea Bunești (versant drept): e, baritină, pirită şi marcasită în filonul de cuarţ I, brecifiat, din Pîrîul Strîmb; f, textură brecioasă în filonul cu baritină masivă din valea Slatinei; g, textură rubanată; h, carbonaţi II, pirită şi calcopirită în filon cu textură brecioasă. Valea Runcului: i, pirită în carbonaţi I, brecifiaţi. Valea Bunești: j, depuneri de calcopirită, pirită şi carbonaţi II după cuarţ II. Pîrîul Bătrînului: k, filon cu textură rubanată şi druziformă. Valea Micoti; l, filon cu textură brecioidă, rubanată asimetric. Pîrîul Curmăturii: m, veniri de cuarţ II, după cuarţ I şi carbonaţi I în filonul din pîrîul Ghezoaiei; n, textura rubanată asimetrică, brecioasă şi brecioidă în filonul din pîrîul Osoaia.

1, diorit cuarţifer; 2, microdiorit cu cuarţ; 3, andezit cu augit; 4, andezit cu hornblendă verde şi cuarţ; 5, filon de bazalt cu augit; 6, aglomeratele bazaltelor porfirice cu augit; 7, bazalte porfirice cu augit; 8, silicifieri şi argilizări; 9, baritină; 10, minerale argiloase; 11, carbonaţi II; 12, carbonaţi I; 13, cuarţ III; 14, cuarţ II: a, criptocristalin; b, cristale; 15, cuarţ I; 16, pirită; 17, calcopirită; 18, blendă; 19, diseminări (a) şi aglomerări (b) de minerale metalice; 20, brecifieri; 21, brecie.

Textures et principaux minéraux des filons: a, texture en druses. Ruisseau Ursului: b, filon à texture rubanée symétrique. Ruisseau Spurcăţii: c, venues de quartz II dans des carbonates II bréchifiés. Pyritisations et silicifications dans des salbandes. Ruisseau Săcărîmb; d, texture bréchique symétrique. Vallée de Porcurea près du point de jonction avec la vallée de Bunești (versant de droit); e, barytine, pyrite et marcassite dans le filon de quartz I, bréchifié, de Pîrîul Strîmb; f, texture bréchique dans le filon à barytine massive de la vallée de Slatina; g, texture rubanée; h, carbonates II, pyrite et chalcopyrite dans un filon à texture bréchique. Valea Runcului: i, pyrite dans des carbonates I bréchifié. Vallée de Bunești; j, dépôts de chalcopyrite, de pyrite et de carbonates II après les dépôts de quartz II. Ruisseau Bătrînului; k, filon à texture rubanée et drusiforme. Vallée de Micoti; l, filon à texture bréchioïde rubanée assymétriquement. Ruisseau Curmăturii: m, venues de quartz II, après le quartz I et les carbonates I dans le filon du ruisseau Ghezoaiei; n, texture rubanée assymétrique, bréchique et bréchioïde chez le filon du ruisseau Osoaia.

1, diorite quartzifère; 2, microdiorite à quartz; 3, andésite à augite; 4, andésite à hornblende verte et à quartz; 5, filons de basalte à augite; 6, agglomérats de basaltes porphyriques à augite; 7, basaltes porphyriques à augite; 8, silicifications et argilisations; 9, barytine; 10 minéraux argileux; 11, carbonates II; 12, carbonates I; 13, quartz III; 14, quartz II: a criptocristallin; b, cristaux; 15, quartz I; 16, pyrite; 17, chalcopyrite; 18, blende; 19, disséminations (a) et agglomérations (b) de minéraux métalliques; 20, bréchifications; 21, brèche

Institutul Geologic al României

Pleucroismul alb, alb-gălbui şi anizotropia pronunţată, cu culori roz-violet şi albăstrui îl caracterizează.

Pirita, fiind mineralul metalic caracteristic primului stadiu de mineralizare, este destul de răspîndită în părţile mai inferioare ale filoanelor unde reprezintă 3—20% din masa acestora. După modul de prezentare şi raporturile cu celelalte minerale metalice şi de gangă, s-au identi-

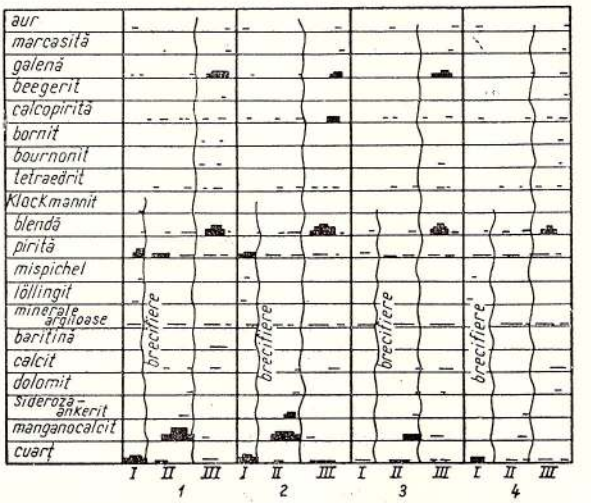


Fig. 31. — Succesiunea mineralogenezei banatitice în filoanele sistemului Blidaru.
1, filon Blidaru; 2, filon Ghezoaia; 3, filon Terţii; 4, filon Buna Speranţă. I, II, III, stadii de mineralizare.
Succession de la minéralogenèse banatitique dans les filons du système Blidaru.
1, filon Blidaru; 2, filon Ghezoaia; 3, filon Terţii; 4, filon Buna Speranţă; I, II, III, stades de minéralisations.

ficat trei generaţii corespunzătoare celor trei stadii. În fiecare stadiu pirita formează agregate omogene, alotriomorfe şi cristale izolate idiomorfe sau xenomorfe. Cristalele idiomorfe, cubice sau dodecaedrice (dodecaedru pentagonal) au dimensiuni submilimetrice sau milimetrice (0,1—6 mm) şi sînt mai frecvente în părţile superioare şi inferioare ale filoanelor. Procesele de brecifiere ce au însoţit primele două stadii de mineralizare, au produs fisurarea şi spargerea agregatelor şi

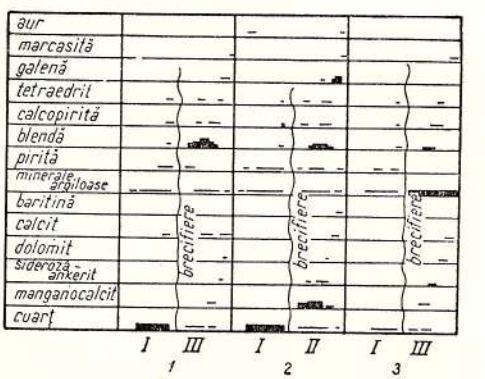


Fig. 32. — Succesiunea mineralogenezei banatitice în filoanele sistemului Viţelaru.
1, filon Iosif; 2, filon Viţelaru; 3, filon Micoti; I, II, III, stadii de mineralizare.
Succession de la minéralogenèse banatitique dans les filons du système Viţelaru.
1, filon Iosif; 2, filon Viţelaru; 3, filon Micoti; I, II, III, stades de minéralisation.

cristalelor izolate, acestea devenind o pulbere fină, cimentată cu mineralele metalice şi de gangă ale stadiului următor.

Pirita ultimului stadiu corodează şi cimentează mineralele metalice, cuarţul şi carbonaţii din stadiile anterioare şi este inclusă de mineralele ce i-au urmat în procesul de cristalizare (fig. 33 d, e).

Institutul Geologic al României

Blenda, apare în umplutura filoniană, în proporţii ce variază între 0,5—20%, excepţional 40%. Este mineralul predominant din sistemul filonian Blidaru şi Viţelaru. Ca şi pirita, blenda s-a depus în trei generaţii, ultima generaţie predominînd cantitativ. În primele două stadii, agregatele granulare şi cristalele izolate, xenomorfe, sînt asociate cu pirită, calcopirită, galenă, cuarţ criptocristalin şi carbonaţi. În stadiul III, blenda formează agregate compacte granulare, larg cristalizate, sau cristale alotriomorfe şi idiomorfe, cu dimensiuni cuprinse între 0,2—20 mm. Cele mai frumoase cristale s-au întîlnit în halda filonului Iosif (valea Buneşti).

Blenda I, întîlnită în părţile inferioare ale filoanelor este asociată cu pirita I, galena I şi cuarţ I. În cadrul filoanelor din cele două sisteme, asociaţia intimă între acest mineral şi celelalte sulfuri menţionate mai sus, relevă relaţii de substituire şi cimentare.

Culoarea blendelor este neagră-cafenie în depunerile primei generaţii, bun-gălbuie în cele din a doua generaţie şi cafenie pînă la cenuşie semitransparentă la generaţia stadiului III.

Blendele ultimului stadiu sînt lipsite de incluziuni şi se asociază în special cu calcopirita, galena, tetraedritul şi marcasita, formate în acelaşi episod de mineralizare. Pe fisurile din blendă în afara mineralelor metalice, menţionate se întîlneşte cuarţul, carbonaţii şi baritina.

Klockmannitul (?) Cu, Se, s-a identificat, ca incluziuni în pirita filonului Blidaru (haldă galeria II), cristalizată în primul stadiu. Recunoaşterea lui s-a făcut exclusiv după constantele optice.

Tetraedritul începe să cristalizeze din stadiul II unde apare ca incluziuni în blende şi mai rar ca granule izolate. O frecvenţă mai mare are însă în ultimul stadiu. S-a întîlnit în special în filonul Blidaru, pe haldele galeriilor II, III şi IV, precum şi în filoanele Viţelaru, Ghezoaia, Terţii, Nemţilor şi Iosif. Cele mai frumoase agregate granulare, dispuse în cuiburi, fisuri şi filonaşe, au fost observate în materialul de pe halda galeriei III Blidaru, unde este asociat cu calcopirita, bournonitul, blenda, galena, marcasita, cuarţul şi baritina.

Bournonitul apare numai în filonul Blidaru, unde cristalizează în ultimul stadiu sub forma unor cristale şi agregate granulare peliculare (0,1—0,5 mm), asociate cu tetraedritul III, calcopirita III, pirita III, manganocalcitul, cuarţul şi baritina. În frecvente cazuri corodează galena şi blenda din generaţia a II-a (fig. 33 d), precum şi tetraedritul, blenda şi pirita din ultima generaţie.

Bornitul şi covelina apar sporadic numai în părţile superioare ale filonului Blidaru şi Buna Speranţă din valea Poenii, asociindu-se cu pirita, galena, calcopirita, blenda şi cuarţul din ultimul stadiu.

Calcopirita prezentă în majoritatea filoanelor din regiune, dar mai frecvent pe filonul Blidaru (nivelele galeriilor superioare), este asociată cu pirita, blenda şi galena din cele trei stadii de mineralizare. În unele cazuri, acest mineral acoperă pirita şi blenda fără a le coroda, iar alteori le corodează.

Agregatele granulare alotriomorfe sau cristalele xenomorfe izolate din primele două stadii spre deosebire de cele formate în ultimul stadiu, se caracterizează printr-o bogăţie în incluziună primare de pirită (fig. 33 e).

Incluziunile primare din blende au forme neregulate iar adesea sînt orientate.

În orizonturile superioare ale galeriilor Blidaru, unde calcopirita este mai frecventă se observă aglomerarea ei sub formă de filonaşe şi fisuri pe care se mai întîlnesc depuneri de tetraedrit, bornit, bournonit, blendă, galenă, carbonaţi şi cuarţ.

Beergeritul $Pb_6Bi_2S_9$, ca şi klockmannitul a fost foarte rar întîlnit în cadrul mineralizaţiilor din regiune. S-a identificat pe filonul Blidaru (haldă galeria II). Singurul granul observat (0,002 mm), este situat pe o fisură cu cuarţ şi galenă, care străbate un agregat granular xenomorf de blendă. Determinarea s-a făcut pe baza caracterelor optice.

Institutul Geologic al României

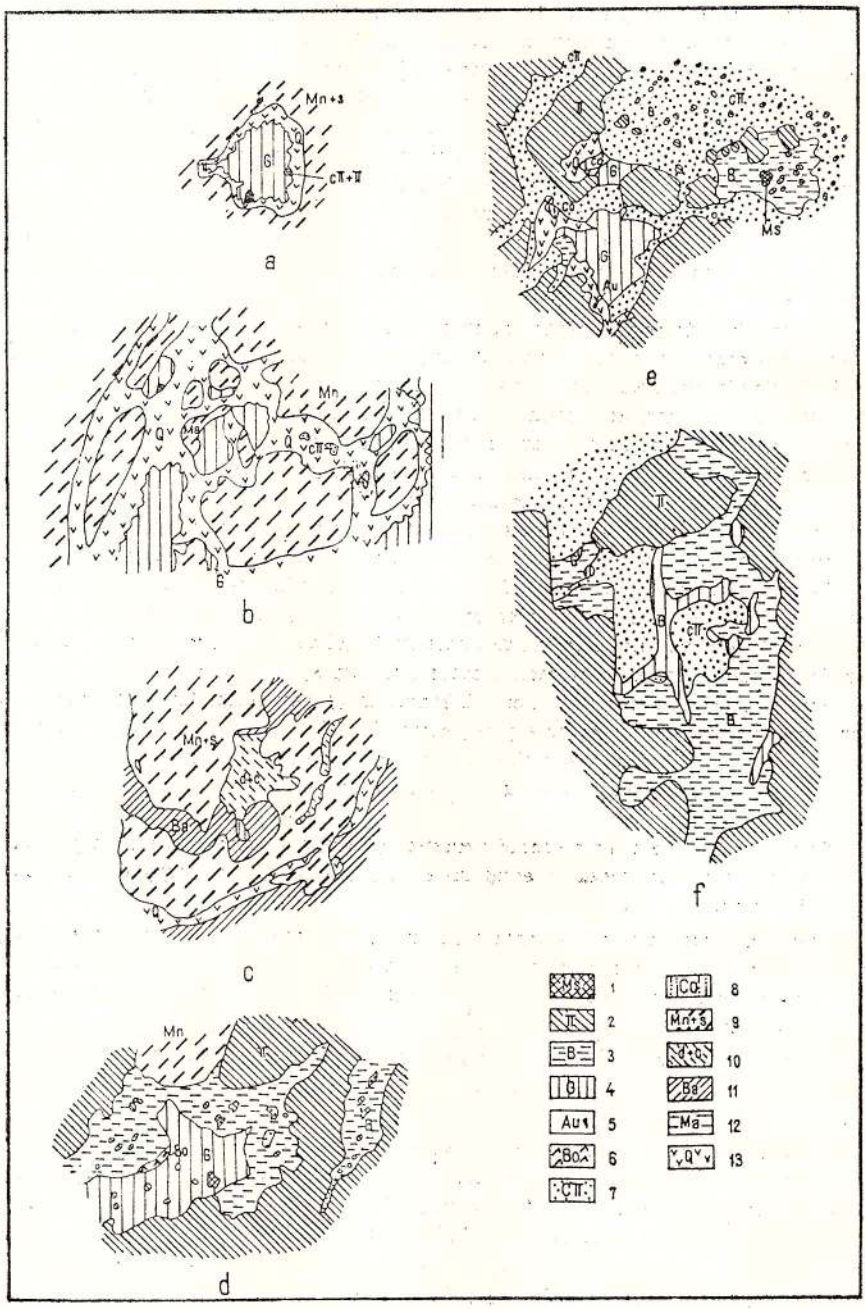


Fig. 33

Institutul Geologic al României

Galena observată în toate filoanele, cu excepţia celui din valea Micoti, este distribuită neuniform. Concentraţii mari de galenă, apar în orizonturile superioare ale filonului Blidaru, Viţelaru, Terţii şi Ghezoaia, unde formează agregate macrogranulare dispuse în cuiburi sau pe fisuri şi filonaşe asociate cu minerale metalice.

Galena din prima şi a doua generaţie, ca şi blenda şi calcopirita, cuprinde incluziuni primare de pirită, mispichel şi mai rar calcopirită (fig. 33 d). În părţile superioare ale filonului Blidaru, galena este lipsită de incluziuni (fig. 33 e, f) şi se asociază cu calcopirita, tetraedritul, marcasita, cuarţul, manganocalcitul şi baritina.

Marcasita apare foarte frecvent în regiunea cuprinsă între dealul Osoaia-Dîmbul Mutpîrîul Ursului, unde împreună cu pirita reprezintă mineralizaţia filoanelor cu carbonaţi, silice criptocristalină şi baritină. În aceste cazuri marcasita este primară. În filoanele sistemului Blidaru, marcasitizarea piritei este evidentă, aceasta din urmă rămînînd adesea în forme scheletice şi granule neregulate.

Aurul s-a întîlnit într-un singur granul xenomorf, de culoare galbenă-roşiatică, de dimensiuni reduse (0,001 mm), în cuarţul de ultimă generaţie din minereul haldei galeriei II (fig. 33 e).

Ganga mineralelor metalice descrise, este alcătuită din cuarţ, calcedonie, opal, carbonaţi, în special manganocalcit, mai puţin siderit (tab. 39), ankerit, dolomit, calcit, minerale argiloase, baritină şi zeoliţi.

Cu excepţia cuarţului criptocristalin, cenuşiu din stadiul I, toate celelalte minerale de gangă apar în zonele mediane şi superioare ale filoanelor.

Carbonaţii, alcătuiesc agregate de cristale granulare, romboedrice, mediu şi macrogranulare. Manganocalcitul, ale cărui curbe GTD, ATD şi GT sînt prezentate în figura 34, este mai frecvent întîlnit în zona superioară a filonului Blidaru, spre nivelele mai profunde, fiind înlocuit de ankerit şi sideroză.

Baritina se prezintă în agregate lamelare, dar dezvoltate (0,5—3,5 cm) pe fisuri şi în geodele filoanelor, unde adesea reprezintă principalul mineral de gangă al acestora (dealul Voia-valea Slatina, fig. 30 f).

Fig. 33. — Detalii macroscopice şi microscopice în filonul Blidaru. Detalii macroscopice : a, sulfuri metalice în geodă de cuarţ (mărimea naturală); b, fisuri cu cuarţ şi sulfuri în manganocalcit, 4x; c, fisuri cu baritină în carbonaţi, 10x. Detalii microscopice: d, incluziuni de pirită şi calcopirită în blendă, 25x; e, incluziuni de pirită şi calcopirită, mispichel în blendă şi aur în cuarţ, 25x; f, fisuri cu galenă în calcopirită şi blendă, 25x.

1, mispichel; 2, pirită; 3, blendă; 4, galenă; 5, aur; 6, bournonit; 7, calcopirită; 8, covelină; 9, manganocalcit, siderit; 10, dolomit + calcit; 11, baritină; 12, minerale argiloase; 13, cuarţ.

Détails macroscopiques et microscopiques dans le filon Blidaru. Détails macroscopiques: a, sulfures métalliques dans une géode de quartz (grandeur naturelle); b, fissures à quartz et à sulfures dans le manganocalcite, 4x; c, fissures à barytine dans des carbonates, 10x. Détails microscopiques: d, inclusions de pyrite et de chalcopyrite en blende, 25x; e, inclusions de pyrite et de chalcopyrite, de mispickel en blende et d'or en quartz, 25x; f, fissures à galène dans la chalcopyrite et dans la blende, 25x.

1, mispickel; 2, pyrite; 3, blende; 4, galène; 5, or; 6, bournonite; 7, chalcopyrite; 8, covelline; 9, manganocalcite, sidérite; 10, dolomite + calcite; 11, barytine; 12, minéraux argileux; 13, quartz.

Institutul Geologic al României

O asociaţie de minerale supergene alcătuită din anglezit, ceruzit, smithsonit, malachit şi azurit, waad, psilomelan, pirolusit, hematit, limo-

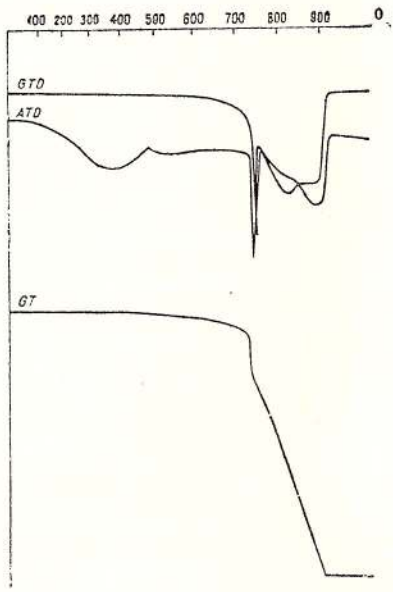


Fig. 34. — Curbele GTD, ATD şi GT ale manganocalcitului din filonul Blidaru.

Courbes GTD, ATD et GT du manganocalcite du filon Blidaru.

nit şi geothit formează cruste şi aglomerări pământoase în filoanele fracturii şi materialul din haldele galeriilor Blidaru (dealul Bolovanului).

c) Geochimia mineralizaţiilor banatitice

Deoarece numărul analizelor spectrale de care dispunem este insuficient, concluziile privind geochimia soluţiilor hidrotermale banatitice au caracter informativ şi privesc conţinuturile în elemente minore sesizate în 11 pirite (tab. 40), 9 blende (tab. 41), 5 galene (tab. 42), 2 calcopirite (tab. 43) şi 2 tetraedrite (tab. 44). Referitor la elementele urmă din aceste minerale subliniem :

lipsa elementelor minore în pirite în general şi în special în cele din primul stadiu. În pirite cobaltul este practic absent, iar nichelul apare în concentraţii cu totul neglijabile şi neuniforme; blendele au conţinuturi ridicate de Cd şi scăzute în Mn, excepţie făcînd proba din galeria III Blidaru, unde se constată raporturi inverse; galenele au conţinuturi constante în Bi şi relativ ridicate în Sb, cu excepţia probei nr. 5(filon Terţii), în care acest element lipseşte; calcopiritele şi tetraedritele nu se remarcă prin conţinuturi semnificative de microelemente.

Institutul Geologic al României

TABELUL 40

Elementele minore din pirite (%)

Nr. crt.	Loc recoltare	As	Mn	Cd	Bi	Pb	Ni	Co
1	Filon pîrîul Bătrînei, pirită I	—	0,01	—	—	0,03	—	—
2	Filon pîrîul Spurcăţii, pirită I	—	0,01	0,003	—	0,1	0,003	—
3	Filon pîrîul Spurcăţii, pirită I	—	0,01	0,01	—	0,1	0,003	—
4	Filon pîrîul Ursului, pirită II	—	0,01	—	—	0,01	0,003	—
5	Filon Terţii, pirită I	0,03	0,01	0,003	—	0,1	—	—
6	Filon Terţii, pirită I	0,03	0,01	0,003	—	0,1	—	—
7	Filon pîrîul Viţelaru, pirită II	0,03	0,01	—	—	0,03—0,01	—	—
8	Filon Blidaru, pirită I	—	0,03	0,03	0,001	0,03—0,01	0,003	0,03
9	Filon Blidaru, pirită II	—	0,03	—	0,03	0,3	—	0,003
10	Filon Blidaru, pirită III	—	—	—	0,001	0,03—0,01	—	—
11	Filon pîrîul Bătrînei, pirită I	—	0,01	0,01	—	0,1	0,003	

Analist: Gh. Lahovary, I, II, III — stadii de mineralizare.

TABELUL 41

Elementele minore din blende (%)

Nr. crt.	Loc recoltare	As	Mn	Cd	Cr	Co	Bi	Sb	Sn	Pb	Ni
1	Filon pîrîul Strîmb, blendă cafenie I	—	0,1	0,1	—	—	0,01	—	0,001	0,1	—
2	Filon Viţelaru, blendă cafenie-gălbuie II	—	0,03	0,1	—	—	—	0,01	0,001	0,1	—
3	Filon Viţelaru, blendă II	—	0,03	0,1	—		—	—	0,001	0,1	—
4	Filon Terţii, blendă galben-verzuie III	—	0,03	0,1	—		—	0,03	urme	0,1	—
5	Filon Terţii, blendă cafenie-gălbuie III	0,1	0,1	0,1	—	—	—	0,03	0,001	0,1	—
6	Filon pîrîul Nemţilor, blendă cafenie-gălbuie III	—	0,01	0,1	—		—	—	0,001	0,1	—
7	Filon pîrîul Nemţilor, blendă cenuşie III	0,01	0,01	0,1	—		—	—	urme	urme	—
8	Filon Blidaru, blendă cafenie III	—	1	urme	—	0,001	—	—	0,003	1	urme
9	Filon Ghezoaia, blendă cenuşie-neagră III	—	0,01	0,1	—		—	0,1	urme	0,1	—

Analist: Gh. Lahovary; I, II, III = stadii de mineralizare.

Institutul Geologic al României

TABELUL 42

Elementele minore din galene (%)

Nr. crt.	Loc recoltare	As	Mn	Cd	Co	Cr	Bi	Sb	Sn	Ni
1	Filon Viţelaru, galenă III	—	0,003	0,03	—	—	0,001	0,03	—	—
2	Filon pîrîul Nemţilor, galenă III	0,03	urme	0,1	0,001	—	0,001	0,01	0,001	—
3	Filon Blidaru, galenă III		>1	urme	—	—	0,001	0,03	0,001	—
4	Galeria Blidaru, galenă III	—	>1	urme	—	—	0,001	0,03	0,001	—
5	Filon Terţii, galenă III	—	0,01	0,01	0,03	—	0,001	—	—	—

TABELUL 43

Elementele minore din calcopirite (%)

Nr. crt.	Loc recoltare	As	Mn	Cd	Bi
1	Filon pîrîul Spurcăţii, calcopirită I	1	0,1	0,01	—
2	Filon Blidaru, valea Buneşti, calcopirită II	—	0,01	urme	0,03

TABELUL 44

Elemente minore din tetraedrit (%)

Nr. crt.	Loc recoltare	As	Mn	Cd	Bi	Sb	Sn	Ni	Cr	Co
1	Filon Blidaru, tetraedrit III	1	0,3	0,1—0,3	—	0,3	—	urme	—	0,003
2	Filon Blidaru, tetraedrit III	0,3—1	1	0,1—0,3	0,001	0,3	0,001	0,003	—	0,001

Institutul Geologic al României

Date geotermometrice

Măsurători de omogenizare a fazelor lichid-gazoase din incluziunile primare, existente în cuarţul idiomorf sau alotriomorf cristalizat în stadiile III (tab. 45) şi II (tab. 46) de mineralizare şi în blenda de culoare cafeniu-gălbuie a stadiului III (tab. 47) ne permite a sublinia următoarele :

TABELUL 45

Temperaturi de cristalizare la cuarţul din ultimul stadiu de mineralizare al filonului Blidaru

Localizare	Paragineză	Nr. determinări	Temperatura °C			Diferenţă temperatură
			medie	minimă	maximă	
Afloriment filon Blidaru, dealul Blidaru	Cuarţ III, baritină + sulfuri metalice	2	177	161	193	32
Filon Blidaru, haldă galeria III, Blidaru	Cuarţ III + pirită III + calcopirită III + galenă III	2	182	170	194	24
Filon Blidaru, haldă galeria I, Blidaru	Cuarţ III, fixat pe pirită III şi blendă III	2	187,5	173	202	24
	Total	6	182	168	196,5	

TABELUL 46

Temperaturi de cristalizare la cuarţul din stadiul II de mineralizare al filonului Viţelaru şi Ursului

Localizare	Paragineză	Nr. determinărilor	Temperatura °C			Diferenţă temperatură °C
			medie	minimă	maximă	
Filon Viţelaru	Cuarţ II, fixat pe sulfuri polimetalice	2	231,5	203	261	58
Filon pîrîul Ursului (Vălişoara)	Curaţ II + pirită	2	226,5	210	243	33

Institutul Geologic al României

pe filonul Blidaru cuarţul din ultimul stadiu de mineralizare, a cristalizat între 177—202°C, avînd o temperatură medie de 182°C;

blenda filonului Blidaru şi Iosif a cristalizat în ultimul stadiu de cristalizare la temperaturi cuprinse între 193° şi 234°C, avînd o medie de197,5°C pentru primul şi 219°C pentru cel de-al doilea;

TABELUL 47

Temperaturi de cristalizare la blenda din ultimul stadiu de mineralizare al filonului Blidaru şi Iosif

Provenienţa probei	Parageneza	Nr. determinări	Temperatura °C			Diferenţă temperatură
			medie	minimă	maximă	
Filon Blidaru, haldă galeria II	Blendă III, galenă III, tetraedrit III, pirită III, cuarţ III, baritină III	2	197,5	193	221	28
Filon Iosif (Buneşti)	Blendă crescută pe pirită II şi calcopirită II	2	219	204	234	30

diferenţele dintre temperaturile medii de cristalizare a blendei şi cuarţului sînt foarte apropiate — 20°C;

cuarţul stadiului II de mineralizare din filonul Viţelarul s-a format în intervalul de temperatură dintre 203—261°C, avînd o medie de 231,5°C. Valori apropiate s-au înregistrat şi pentru cuarţul filonului de pe pîrîul Ursului;

între temperatura medie de cristalizare a cuarţului II şi III există o diferenţă de 47°C.

Dacă luăm în considerare faptul că cristalul de cuarţ din stdiul II era fixat pe sulfuri polimetalice, rezultă că acestea s-au format la temperaturi mai mari de 261°C, probabil în partea superioară a mezotermalului iar asociaţiile din stadiul I ar corespunde hipotermalului.

C) MAGMATISMUL SUBSECVENT TARDIV

1. CARACTERIZARE GENERALĂ

Regiunea Munţilor Metaliferi după faza de cutare laramică, în perioada Eocen-Helveţian superior? au fost exondaţi, iar la scurt timp, presupunem în faza pireneană, au început primele afundări, după fracturi orientate NW—SE. Aceste fracturi, în faza orogenică stirică şi moldavică

Institutul Geologic al României

au fost amplificate, favorizînd crearea unui grabăn corespunzător bazinului Brad-Săcărîmb-Hălmagiu-Beiuş, în care se instalează un domeniu marin şi un vulcanism intens. Sursa acestui vulcanism o constituie în bună parte vechile vetre ce au generat magmatismul ofiolitic şi banatitic. Activitatea vulcanică terţiară a acestor vetre, în baza observaţiilor de teren coroborate cu cele de laborator şi în acord cu datele furnizate de Rădulescu, Borcoş (1967, 1968) şi Ianovici et al. (1969) referitoare la întreaga arie a Munţilor Metaliferi, a fost integrată în două cicluri de erupţie : ciclu I manifestat în perioada Helveţian superior?-Tortonian superior partea inferioară şi ciclul II desfăşurat între Tortonian superior—Pliocen.

Principalele caractere ale activităţii vulcanice din cadrul fazelor de erupţie incluse în cele două cicluri pentru regiunea studiată, sînt cuprinse în tabelul 48.

2. RĂSPÎNDIREA ŞI DESCRIEREA PETROGRAFICĂ A VULCANITELOR DIN CICLUL I

În ciclul I de erupţie, activitatea vulcanică a fost explozivă, sau efuziv-explozivă intermitentă. Vulcanii rezultaţi sînt piroclastici sau micşti, produsele lor prezentînd caracterele unor magme acide sau intermediare. Diferenţiatele rezultate în urma activităţii vulcanice din acest ciclu, au fost repartizate la trei faze : una riodacitică (Băiţa), alta dacitică şi una andezitică, în care s-au emis andezite cu hornblendă opacitizată, şi cuarţ şi andezite cu hornblendă verde şi cuarţ.

Tufurile riodacitice alcătuiesc intercalaţii centimetrice sau decimetrice, cu extinderi reduse în argilele şi gresiile Helveţianului superior? de pe Valea Rea, valea Cetraş (Sălişte) şi galeria Emma (laterala 824 stînga, m 200), caracterizîndu-se prin culori albe-cenuşii, cenuşii-gălbui, forme compacte sau poroase şi granulaţie fină. Structura este vitrocristaloclastică şi textura masivă. În alcătuirea lor participă pe lîngă sticlă, cristale xenomorfe, aşchioase de cuarţ, feldspat plagioclaz, biotit rupt, flexurat şi cloritizat şi litoclaste riodacitice, sticloase, ofiolitice şi accidental fragmente de augit, hornblendă, zircon şi cordierit (tab. 49). În părţile bazale şi superioare tufurile sînt puternic argilizate.

Cioflica et al. (1966) semnalează în regiunea Băiţa, la SE de Măgura Săliştei, în complexul pietrişurilor de Almaşul Mare, intercalaţii de piroclastite şi cinerite psamitice riodacitice, atribuite centrelor de erupţie de la Băiţa. Tufurile riodacitice întîlnite de către noi, precum şi elementele de asemenea roci, remaniate în conglomeratele helveţian-superioare (?) de pe pîrîul Certejului, au probabil aceeaşi sursă.

După erupţiile riodacitice, în Tortonianul inferior, activitatea vulcanică se intensifică, are un caracter net exploziv, iar produsele piroclastice rezultate sînt dacitice şi andezitice. Acestea formează intercalaţii de ordinul metrilor sau zecilor de metri, în depozitele sedimentare din complexul vulcano-sedimentar, reliefînd alternanţa unor secvenţe de calm, cu altele de intensă activitate vulcanică.

Institutul Geologic al României

TABELUL 48

Caracterizarea vulcanismului terţiar din regiune

Vîrsta	Evoluţia tectono-magmatică	Activitatea vulcanică şi tipul de vulcani	Tipuri de roci	Forma de zăcămînt	Centrul de emisie	Ciclul de erupţie	Faza de erupţie
Pliocen ? — Sarmaţian superior	Diastrofism ruptural intens, formarea aliniamentelor de erupţie orientate NW—SE sau E—W şi a fracturilor de prăbuşire. Reactivarea fracturilor vechi. Regresiunea completă a mării terţiare.	Activitatea centrală, permanent efuzivă cu slabe episoade de explozie, însoţite de erupţii terminale sau laterale. Activitatea prematură şi terminală explozivă, adesea însoţită de străpungeri freatice. Caldere de prăbuşire, vulcani simpli independenţi, compuşi şi poligenici de tip mixt.	Andezite cuarţifere cu hornblendă, augit, biotit şi cuarţ.	Neck, cuverturi de lave	Zimbriţa	II	Andezitică III
			Andezite cuarţifere cu hornblendă ± augit.	Filoane	Dealul Cetraş, Ştirba, Arşiţa, Băilor		Andezitică II
			Dacite (Cetraş).	Neck, dyke, dom endogen, cuverturi de lave	Cerburea, Duba, Cetraş		Dacitică II
			Andezite cuarţifere cu hornblendă (Barza).	Neck, dyke, brecii de explozie	Dealul Băilor		Andezitică II
			Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Vălişoara).	Neck, dyke, cuverturi de lave, brecii de explozie	Dealul Porcurea (Vălişoara)		Andezitică II
			Andezite cuarţifere cu hornblendă ± biotit (Ştirba).	Neck, brecii de explozie	Ştirba-Gurguiata		Andezitică II
			Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb).	Neck, dyke, dom endogen, ac, cuverturi de lave şi piroclastite, brecii de explozie	Cordurea-Coasta Mare-Orăşelul, Bulz, Cetraş, Buha Măcriş		Andezitică II
			Andezite cuarţifere cu hornblendă, augit şi biotit.	Neck, cuverturi de lave	Momeasa		Andezitică II
Sarmaţian superior, partea inferioară — Sarmaţian inferior partea superioară	Colmatarea bazinului Brad-Săcărîmb şi regresiunea mării sarmaţiene. Mici basculări. Activitatea vulcanică slabă.	Explozivă-intermitentă de intensitate scăzută.	Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit.	Cuverturi piroclastice	Necunoscut		Andezitică II

Institutul Geologic al României

Sarmaţian inferior — Tortonian superior partea inferioară.	Diastrofism ruptural intens Ascensiuni de magme. Subsidenţă şi colmatarea bazinului Brad-Săcărîmb.	Explozivă, efuziv — explozivă. Vulcani piroclastici şi micşti.	Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Draica)	Neck, dyke, brecii de explozie	Dealul Draica-Cetraş		Andezitică II
			Andezite cuarţifere cu hornblendă ± biotit	Cuverturi de lave şi piroclastite	Dealul Măcriş	II	Andezitică II
			Dacite	Cuverturi piroclastice	Necunoscut		Dacitică I
			Andezite cuarţifere cu hornblendă.	Cuverturi piroclastice	Necunoscut		Andezitică I
Tortonian superior partea inferioară — Helveţian superior?	Diastrofism ruptural intens, formarea primelor fracturi orientate NW—SE. Reactivarea parţială a fracturilor laramice şi ofiolitice. Primele ascensiuni de magmă. Subsidenţă în zona actualului bazin Brad-Săcărîmb.	Explozivă şi efuzivă-explozivă intermitentă. Vulcani piroclastici şi micşti.	Andezite cu hornblendă verde şi cuarţ.	Cuverturi piroclastice	Necunoscut		Andezitică
			Andezite cu hornblendă opacitizată şi cuarţ.	Cuverturi piroclastice, puţine efuziuni	Necunoscut		Andezitică
			Dacite	Cuverturi piroclastice	Necunoscut		Dacitică
			Riodacite	Cuverturi piroclastice	Băiţa?		Riodacitică

Institutul Geologic al României

Tufurile dacitice, au culoare albă, cenușie-gălbuie, sînt masive, slab spongioase, sonore, și alcătuiesc mai multe nivele cu grosimi reduse (0,10—10 m), în regiunea cuprinsă între valea Știrba și dealul Vizuini de la Sălișteа.

Pe pîrîul Gruir (Hărțăgani) tufurile dacitice sînt deschise într-o mică carieră. În zona centrală a carierii, acestea sînt masive, părțile in-

TABELUL 49

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvență %	Medie %
Cuarț	0,3—0,01/0,01—0,002	7—15	11
Feldspat	0,2—0,08/0,001—0,008	3—8	5,5
Biotit	0,8—0,1/0,01—0,002	2—3	2,5
Magnetit	0,5—0,2/0,1—0,001	1	1
Masă și litoclaste	1,2/0,001	70—90	80

ferioare și superioare prezintă însă dese stratificări și cuprind intercalații centimetrice de bentonită. În masa fină (0,2—0,001 mm), argilizată, rar se disting fragmente așchioase de cuarț (0,4—0,001 mm) și feldspat plagioclaz (0,3—0,001 mm).

Aceleași tufuri dacitice dar litocristaloclastice s-au întîlnit în zona de la izvoarele văii Trestia, unde atrag atenția prin culoarea cenușie-verzuie și alternanța de benzi centimetrice sau metrice, grosiere (tufuri lapillice) cu altele fine (tuf fin cu fragmente mici) de dimesiuni reduse.

Aglomeratele, breciile piroclastice și lavele în „blocuri" aparțin erupțiilor andezitelor cu hornblendă opacitizată și cuarț, apar în partea superioară a tufurilor dacitice de pe valea Trestia și reprezintă debutul activității vulcanice andezitice din regiune.

Elementele de andezite din cadrul aglomeratelor și breciilor au forme angulare și subangulare. Dimensiunile variază între 0,3—700 cm. Cimentul litocristaloclastic, reprezintă un tuf lapillic în care fracțiunea fină (cinerit fin sau tuf fin) nu depășește 15% din rocă. Acesta este alcătuit din litoclaste de andezite, cristale xenoforme de feldspați și hornblendă și mai rar roci eruptive, ofiolitice sau intruzive banatitice.

Lavele în „blocuri", se recunosc prin aglomerări haotice de elemente andezitice, colțuroase, cu dimensiuni variabile (5—750 mm), prinse într-un ciment de lavă.

Elementele de andezite cu hornblendă opacitizată, au o structură hialopilitică și textură masivă. În masa fundamentală sticloasă sau microcristalină, plagioclazul formează cristale tabulare sau prismatice, cu dimensiuni intermediare și mici, maclate după legile : albit, Karlsbad,

Institutul Geologic al României

albit-Karlsbad şi mai puţin periclin. Zonările sînt în general normale, foarte rar inverse şi oscilatorii.

Opacitizarea hornblendelor prezintă aspecte diferite: la unele cristale numai miezul rămîne proaspăt, îmbrăcat într-o mantie alcătuită din granule de magnetit subordonat feldspat plagioclaz, biotit, piroxen (hipersten şi augit) şi apatit (tab. 50).

Masa fundamentală vitrofirică sau microgranulară, este constituită din microlite de feldspat plagioclaz, hornblendă, magnetit şi cu totul sporadic hipersten şi augit.

Elemente de andezite cu hornblendă opacitizată şi cuarţ au fost frecvent întîlnite în rocile piroclastice şi depozitele sedimentare tortonian-superioare de pe Valea Rea şi Zimbriţa.

TABELUL 50

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvenţă %	Medie %
Feldspat plagioclaz	2,1—1,2/1—0,01	15,6—28,3	21,9
Hornblendă	3,1—0,7/0,3—0,01	5,3—14,1	9,7
Magnetit, ilmenit	1—0,1/0,1—0,001	1—2	1,5
Masă fundamentală	0,01—0,002	60—73	6,5

În partea finală a erupţiilor andezitelor cu hornblendă opacitizată şi cuarţ din Tortonianul inferior şi mai ales după acestea, în Tortonianul superior, activitatea vulcanică a ciclului I din regiune capătă o amploare deosebită, prin declanşarea unor centre de erupţie cu un caracter net exploziv. Produsele piroclastice generate, aparţin andezitelor cu hornblendă şi cuart. Vulcanismul dacitic este de slabă intensitate, produsele lui rezumîndu-se la cîteva apariţii de tufuri în partea inferioară a Tortonianului superior.

Piroclastitele andezitelor cu hornblendă şi cuarţ sînt bine dezvoltate în regiunea situată între Valea Rea-valea Ţestelor la nord şi Zimbriţa la sud. Petice izolate s-au semnalat în dealul Pleaşa şi valea Momeasa. Cele mai frumoase deschideri în asemenea roci, unde se pot vedea şi relaţiile lor cu depozitele complexului vulcano-sedimentar tortonian, apar pe Valea Rea şi afluenţii ei stîngi (pîrîul Iancului şi pîrîul Frasinilor).

Centrele de erupţie care au generat aceste roci n-au putut fi identificate, ele fiind probabil situate sub suprastructura vulcanilor mai recenţi din regiunea Cetraş-Săcărîmb sau Brad.

În cadrul piroclastitelor andezitelor cu hornblendă verde şi cuarţ s-au separat aglomerate, microaglomerate, cinerite lapillice, tufuri fine şi grosiere. Toate acestea alcătuiesc o stivă ce nu depăşeşte 100 m în zona maximă de dezvoltare (Valea Rea-pîrîul Iancului).

Institutul Geologic al României

Elementele din aglomerate şi microaglomerate sînt prinse într-o masă bine dezvoltată (55—85%), de culoare cenuşie, cenuşie-verzuie sau gălbuie ,poroasă sau compactă, de obicei grosieră alcătuită din litoclaste de andezite, roci sedimentare şi ofiolitice, fragmente de cristale de feldspat, hornblendă verde, hornblendă opacitizată, augit, cuarţ metamorfic şi eruptiv, aşchios, magnetit şi ilmenit.

Frecventele aglomerări şi dispersii de elemente în masă, mărimea şi dimensiunile acestora imprimă rocilor un aspect haotic, încît datele prezentate în tabelul 51 au valoare estimativă. Schimbările de stratificaţie şi înclinare remarcate, presupunem că sînt rezultatul influenţării sedimentării gravitaţionale de către norii arzători şi de oscilaţiile în direcţia vînturilor.

TABELUL 51

Piroclastitele andezitelor cu hornblendă şi cuarţ — principalele caractere

Formă	Angular, subangular, subrotunjit, foarte rar rotunjit	
Compoziţia şi structura masei fundamentale (în ordinea frecvenţei)	Andezite cu: hornblendă verde şi cuarţ, hornblendă brună opacitizată, dacite, riolite, bazalte şi andezite cu augit, cuarţuri rulate, gresii, argile şi marne.	
Frecvenţa dimensiunilor/mp	Ø în cm	%
	peste 25 (max. 0,80 m)	0,15
	20—25	3,25
	10—20	11,10
	5—10	13,50
	sub 5	71,50
		99,90

Cineritele lapillice sînt vitrocristaloclastice, au culoare cenuşie, uşor verzuie şi alcătuiesc alături de tufuri, mai multe intercalaţii în cadrul aglomeratelor şi microaglomeratelor de pe Valea Rea. Litoclastele aparţin andezitelor cu hornblendă şi cuarţ şi cu totul accidental (1—2%) apar elemente străine provenite din fundament (roci sedimentare şi eruptive ofiolitice). Între litoclastele cu structură hialopilitică porfirică sau sticloasă, se află un material fin reprezentînd cenuşa vulcanică alcătuită din fragmente aşchioase din sticlă, cuarţ, feldspat plagioclaz, hornblendă şi magnetit (tab. 52).

Tufurile fine şi grosiere alcătuiesc mic iintercalaţii centimetrice, rar metrice, în cadrul cineritelor şi aglomeratelor de pe Valea Rea şi sînt constituite din sticlă, fragmente de cristale şi mai puţin roci (tab. 53). Au o culoare cenuşie-albicioasă şi sînt masive sau stratificate.

În partea inferioară a Tortonianului superior, activitatea vulcanică dacitică a fost slabă. Pe Valea Rea şi valea Momeasa, în depozitele vulcanosedimentare, apar intercalaţii centimetrice, rar decimetrice de tufuri grosiere şi cinerite dacitice.

Institutul Geologic al României

TABELUL 52

Caracteristicile cineritelor

Formă	Angulară, subangulară, foarte rar rotunjită	
Compoziţia şi structura masei fundamentale (în ordinea frecvenţei)	Andezite cu hornblendă verde şi cuarţ, accidental fragmente de roci sedimentare şi ofiolitice	
	Ø în cm	%
Frecvenţa dimensiunilor/mp	peste 3,2	sporadic
	1—3,2	40,50
	0,1—1	51,50

TABELUL 53

Caracteristicile tufurilor fine şi grosiere

Compoziţia mineralogică	Dimensiuni mm		Frecvenţă %	
	Tuf grosier	Tuf fin	limite	medie
Masă fundamentală	2—0,01	0,1—0,02	15—25	65
Feldspat plagioclaz	3—0,01	0,7—0,001	15,25	20
Hornblendă	2,1—0,02	0,8—0,01	7—10	8,5
Cuarţ	1,7—0,001	0,3—0,002	1—3	1,5
Cuarţ cristalin	3—0,01	0,8—0,01	0—1	0,5
Magnetit, ilmenit	0,8—0,08	0,2—0,001	1—3	2
Minerale secundare	0,1—0,001	0,1—0,001	0—5	2,5

3. DESCRIEREA ŞI RĂSPÎNDIREA ROCILOR ERUPTIVE DIN CICLUL II

În regiunea studiată, ca dealtfel în întreg teritoriul Munţilor Metaliferi, între Tortonian superior-Pliocen? s-a manifestat activitatea vulcanică a ciclului II. Acum, procesele vulcanice faţă de celelalte cicluri au avut o amploare deosebită, pe principalele aliniamente petrogenetice instalîndu-se mai multe centre de erupţie, ale căror produse extracrateriale, depăşesc adesea cu mult limitele bazinului Brad-Săcărîmb.

Institutul Geologic al României

Asociaţiile de roci din ciclul II reprezintă cca 98 % din suprafaţa aferentă vulcanitelor terţiare din regiune. Acestea alcătuiesc trei tipuri : andezite cuarţifere, dacite şi andezite cuarţifere cu augit, hornblendă, biotit şi cuarţ. Aceste tipuri precum şi alte varietăţi de roci au fost integrate în cinci faze : două andezitice, corespunzătoare erupţiilor andezitelor cuarţifere, două dacitice şi alta andezitică, cu care se încheie activitatea acestui ciclu.

Prima fază dacitică, de mică importanţă, s-a manifestat în Tortonianul superior-Sarmaţianul inferior, iar cea de-a doua (Cetraş), mai reprezentativă a evoluat probabil în Pliocen.

Studiile microscopice, petrochimice şi geochimice ne-au determinat să considerăm dacitele de Draica, şi o bună parte din cele de Cetraş ca andezite cuarţifere.

Ca urmare a acestor observaţii dacitele de Cetraş sînt privite ca marcînd aspecte locale şi tardive ale diferenţierii magmelor ce au generat andezitele curaţifere de tip Săcărîmb-Vălişoara.

a) Faza I a andezitelor cuarţifere

Această fază îşi face debutul prin explozii ce au generat produse piroclastice, în special aglomerate, efuziunile şi înrădăcinările n-au putut fi localizate dar presupunem că s-ar situa în zona vulcanului din dealul Cetraş.

Piroclastitele andezitelor cuarţifere cu hornblendă, ocupă în exclusivitate partea de nord şi nord-vest a dealului Cetraş. Aici suportă curgerile andezitelor cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb) şi dacitelor de Cetraş şi au în bază piroclastitele andezitelor cu hornblendă şi cuarţ.

Avînd în vedere dimensiunile blocurilor, forma şi constituţia petrografică a acestora şi a masei fundamentale, în cadrul lor s-au separat aglomerate, microaglomerate şi tufuri lapillice.

Aglomeratele şi microaglomeratele au o culoare albă, mai rar albă-cenuşie, foarte rar cenuşie-verzuie şi se caracterizează printr-o mare variaţie petrografică a elementelor constituente. Această variaţie s-a observat în special pe Valea Satului (pîraiele Cetraş şi Piscului), unde alături de blocurile andezitelor cuarţifere cu hornblendă participă în proporţii variabile rocile erupţiunilor anterioare : riodacite (0—2 %), andezite cu hornblendă opacitizată şi cuarţ (0—4 %); andezite cu hornblendă verde şi cuarţ (0—10 %) şi sporadic roci sedimentare şi ofiolitice (tab. 54).

Masa de legătură, compactă sau friabilă, este un tuf lapillic ce reprezintă 33—89 % (15 staţii) din masa rocilor, formată din litoclaste corespunzătoare tipului de andezite menţionate şi în cantităţi cu totul reduse gresii cretacice şi tortoniene.

Elementele de andezite cuarţifere cu hornblendă verde, magascopic se recunosc prin culorile cenuşii, cenuşii-verzui, structuri porfirice sau sticloase şi texturi masive. Fenocristalele de feldspat plagioclaz, hornblendă şi foarte rar biotit sînt prinse în masa fundamentală, vitrofirică, de culoare brună.

Feldspaţii plagioclazi (35—52 % An), în general idiomorfi sînt adesea alteraţi şi înlocuiţi cu carbonaţi, minerale argiloase şi sericit.

Institutul Geologic al României

TABELUL 54

Caracteristicile aglomeratelor

Forma	Colţuroasă, subcolţuroasă şi rotunjită	
Compoziţia şi structura masei fundamentale (în ordinea frecvenţei)	Andezite: cuarţifere cu hornblendă verde, cu hornblendă verde şi cuarţ, cu hornblendă opacitizată şi cuarţ. Riolite, dacite, gresii, bazalte, diorite. Masă pilotaxitică, hialopilitică, microlitică, pentru elementele de andezite conducătoare.	
	Ø cm	%
Frecvenţa dimensiunilor/mp	peste 25	0,8
	25	3,3
	10—25	6,0
	1,5	78,1

Hornblenda verde (c. ng = 18—19°), idiomorfă, mai rar xenomorfă, foarte rar maclată polisintetic, prezintă un pleocroism pronunţat : ng = verde-închis ; np = verde-gălbui ; nm = = galben-verzui.

Cuarţul nu este vizibil macroscopic, iar în masa rocii, formează granule izolate şi în cantităţi neglijabile. În aceeaşi situaţie se află şi biotitul (tab. 55).

TABELUL 55

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvenţă %	Nr. indivizilor maclaţi şi zonaţi, tipuri de maclă				
			A*	AK*	K*	P*	Z*
Feldspat plagioclaz	2,3—0,6/0,2—0,08	7—15	15	5	6	1	13
Hornblendă verde	3,2—0,4/0,3—0,01	5—8					
Biotit	1,2—0,8/0,1—0,01	1—2					
Cuarţ	0,8—0,2/0,1—0,01	1—3					
Magnetit	0—0,1/0,08—0,001	1—2					
Minerale secundare		2—6					

* Vezi explicaţii tabel nr. 57.

Institutul Geologic al României

Tufurile lapillice alcătuiesc mai multe intercalații cu grosimi pînă la 10—15 m în cadrul aglomeratelor de pe Valea Satului și dealul Cornul cu Frasini, dar mai ales constituie masa de legătură a aglomeratelor și microaglomeratelor.

În cenușa vulcanică, microscopic, se remarcă litoclaste de roci andezitice, riodacitice, dacitice și bazaltice, cristale sparte de feldspat, hornblendă verde, adesea opacitizată, cuarț de origine eruptivă și metamorfică, magnetit, apatit și zircon.

b) Faza I dacitică

Rocile acestei faze au răspîndire foarte limitată, și sînt reprezentate de aglomerate dacitice.

Aglomeratele dacitice au o compoziție foarte heterogenă (tab. 56) și s-au întîlnit pe valea Momeasa și dealul Prisecilor, într-o stivă cu grosimi ce nu depășesc 50 m. Aceasta ocupă o poziție superioară față de produsele piroclastice andezitice descrise și suportă aglomeratele andezitelor cuarțifere cu hornblendă ± biotit și calcarele de Leitha (Tortonian superior).

TABELUL 56

Caracteristicile aglomeratelor

Formă	Angulară, subangulară, rar rotunjită	
Compoziția și structura masei fundamentale	Dacite, andezite cu hornblendă verde, andezite cu hornblendă și cuarț, andezite cu hornblendă opacitizată și cuarț, roci ofiolitice, riodacite, gresii, calcare și argile. Hialopilitică, pilotaxitică.	
Frecvența dimensiunilor/mp	Ø în cm	%
	peste 20	0,1
	15—20	0,6
	10—15	1,5
	5—10	7,0
	1—1	90,8

Elementele de dacite, din masa rocii au o culoare verzuie, structură porfirică și textură masivă, ușor orientată.

Fenocristalele de feldspat plagioclaz frecvent maclate polisintetic, au compoziția unui oligoclaz bazic-andezin acid (20—33% An). Microlitele din masa sticloasă, sînt dispuse orientat și reprezintă un andezin acid (30—33% An).

Hornblenda verde, apare ca fenocristale prismatice (5—2/2,2—0,1), aproape total transformate în clorit, oxizi de fier și carbonați. Resturile proaspete au culori de pleucroism variabile: ng = verde; np = verde-albăstrui; nm = verde-gălbui. Valoarea unghiului de extincție oscilează între 18°—21°.

Institutul Geologic al României

Biotitul este respîndit neuniform şi se prezintă sub formă de cristale tabulare, xenomorfe, în majoritatea cazurilor total cloritizate. Resturile nealterate au culori brune-deschise.

Cuarţul în general nu este vizibil macroscopic, iar microscopic prezintă concentraţii cu totul neglijabile (1—2%, tab. 57).

TABELUL 57

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvenţă %	Feldspaţi maclaţi şi zonaţi %				
			A*	A—K*	K*	P*	Z*
Feldspaţi plagioclazi (25—45% An)	2,3—0,6/0,4—0,11	17—31	19,80	4,50	8,80	0,1	66,80
Hornblendă verde	1,3—0,4/0,1—0,01	5—7					
Biotit	5,1—1,2/0,8—0,02	0—6					
Cuarţ	1,8—0,5/0,2—0,02	0—2					
Magnetit, ilmenit	1,1—0,2/0,1—0,001	3—7					
Minerale secundare		3—10					
Masă fundamentală	0,1/0,001	40—70					

*: A = albit; A — K = albit-Karlsbad; K = Karlsbad; P = periclin; Z = zone.

Intercalaţiile de tufuri lapillice vitrocristaloclastice din cadrul aglomeratelor au dimensiuni extrem de reduse, nedepăşind un metru. Masa de bază este frecvent transformată în minerale argiloase şi zeoliţi.

c) Faza a II-a andezitică

În regiune ca şi în alte părţi din Munţii Metaliferi, produsele generate în faza a II-a andezitică sînt cele mai răspîndite, ocupînd arii extinse. În această fază se emit andezitele cuarţifere în varietăţile Săcărîmb, Vălişoara şi Barza, precum şi numeroase alte subtipuri ale acestora.

Curgerile şi produsele piroclastice ale andezitelor cuarţifere cu hornblendă ± biotit apar în bazinul superior al văii Voia, între dealul Coasta Cetraşului, Lata, Buha şi Măcriş, unde se recunosc datorită compoziţiei mineralogice şi mai ales texturilor rubanate.

La început, activitatea vulcanică a fost probabil predominant efuzivă, pentru ca treptat şi mai ales în momentele finale să devină explozivă, lavele fiind acoperite de brecii piroclastice, aglomerate şi tufuri.

Pe valea Momeasa, după cum s-a menţionat, sub calcarele de Leitha se situează un nivel de aglomerate, de dimensiuni reduse, cu elementele constitutive heterogene. În aceste aglomerate tipul predominant de rocă este andezitul cuarţifer cu hornblendă ± biotit.

Curgerile andezitelor cuarţifere cu hornblendă ± biotit au culoarea cenuşie-verzuie, sînt bine dezvoltate pe valea Voia, de la contactul cu Helveţianul superior? şi pînă în dîmbul Cetraşului. În această zonă, alcă-

Institutul Geologic al României

tuiesc o pînză cu grosimi de cca 50 m în cadrul căreia se întîlnesc nivele decimetrice sau metrice de aglomerate și tufuri. Lavele au o textură orientată, zebrată, datorită unui fenomen curios de alterare hidrotermală a rocilor inițial stratificate, în care se observă alternanța unor benzi mai bogate în minerale leucocratice cu altele melanocratice. Benzile au dimensiuni milimetrice sau centimetrice și se extind pe lungimi apreciabile, depășind cîteva sute de metri.

În masa fundamentală, de regulă vitrofirică (pl. IX, fig. 1) foarte rar microgranulară se întîlnesc fenocristale și microlite de feldspat plagioclaz, hornblendă, biotit, cuarț, ilmenit și magnetit, apatit și zircon (tab. 57).

Breciile piroclastice au fost identificate pe pîrîul Lazului (pl. IX, fig. 3) în aval de pîrîul Curmăturii. Acestea sînt alcătuite din blocuri colțuroase, constituite din andezitele cuarțifere cu hornblendă ± biotit, fragmente de andezite cu hornblendă opacitizată, andezite cu hornblendă verde și cuarț elemente de riodacite, argile, cuarțuri metamorfice și roci ofiolitice. Masa de legătură este o microbreccie, de culoare cenușie, albă-gălbuie, cu aspect poros.

Aglomeratele alcătuiesc intercalații de ordinul metrilor sau zecilor de metri în lavele și tufurile de pe pîrîul Lazului, către piciorul Cetrașului. În masa tufacee vitrocristaloclastică grosieră, puternic alterată (argilizată), blocurile de andezite au dispunere haotică.

Tufurile vitrocristaloclastice, în afara intercalațiilor cu grosimi mici și extinderi reduse din cadrul lavelor, alcătuiesc un nivel continuu cu extinderi și grosimi mari în zona dintre dealul Lata și coasta Cetrașului.

Masa acestor tufuri este alcătuită din fragmente de andezite și minerale în general alterate hidrotermal.

Pe primul afluent stîng în amonte de pîrîul Curmăturii, în cadrul lavelor sticloase apar cîteva intercalații de tufuri sudate, provenite din lavinele aparatului, situat probabil în apropiere.

Andezitele cuarțifere cu hornblendă și biotit (*Draica*), considerate în trecut dacite, au o culoare cenușie, verzuie, albă-verzuie sau cenușie-închisă.

În afara ivirii principale de formă eliptică din dealul Draica, către est, apare una bogată în biotit, situată în dealul Pleașa (250 m est de dealul Draica) care a fost întîlnită și în galeria transversală Voia, între m 1497—1505.

Andezitele de tip Draica au o structură macroporfirică, datorită fenocristalelor larg dezvoltate de cuarț, hornblendă, biotit și feldspat, înglobată într-o masă fundamentală microgranulară, lipsită sau săracă în sticlă (1—7%). Textura acestor roci este masivă sau orientată (dealul Draica). Ivirea situată la est de dealul Draica, are în unele porțiuni structuri microgranulare protoclastice, rezultate din cristalizarea în condiții de presiuni tangențiale a mineralelor din masa fundamentală.

Megascopic, andezitele cuarțifere de tip Draica se deosebesc de celelalte andezite cuarțifere din regiune, prin abundența biotitului larg dezvoltat sub formă de fișicuri cu conture hexagonale și dimensiuni mari (0,2—1,2 cm), de regulă mult mai proaspăt decît amfibolii.

Institutul Geologic al României

Ca minerale accesorii participă cordieritul, silimanitul, zirconiul, apatitul, ilmenitul şi magnetitul.

Fenocristalele şi microlitele de feldspat plagioclaz, idiomorfe, rar xenomorfe, au compoziţia unui andezit cu 38—60% An (17 măsurători).

Hornblenda verde se prezintă în cristale idiomorfe şi xenomorfe, cuprinde numeroase incluziuni de feldspat, apatit şi zircon şi este în majoritatea cazurilor transformată în clorit şi carbonaţi. În neckul din dealul Draica hornblendele au o dispunere ordonată, paralelă.

Cloritizarea, atît de caracteristică hornblendelor, cuprinde în general părţile marginale ale biotitului, care în stare proaspătă are o culoare neagră-brună.

Cuarţul se prezintă în fenocristale idiomorfe, cu secţiuni hexagonale şi contururi corodate şi are o distribuţie neuniformă (tab. 58), local prezentînd aglomerări (galeria Emma şi puţul orizontului — 40 m) pînă la 25% din totalul fenocristalelor.

TABELUL 58

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvenţă, %	Feldspaţi maclaţi şi zonaţi				
			A	A—K	K	P	Z
Feldspat plagioclaz	3,2—1,2/0,3—0,02	18—28	61	43	27	2	152
Cuarţ	15—1,2/0,8—0,08	3,7—13,8					
Hornblendă	11—1/0,4—0,03	15—35					
Biotit	12—6/1,2—0,01	5—12					
Ilmenit, magnetit	1/0,1	1—4					
Minerale accesorii	0,8—0,1/0,1—0,001	sporadic					
Minerale secundare		2—7					
Masă fundamentală	0,01/0,001	25—65					

A = albit; A—K = albit-Karlsbad; K = Karlsbad; P = periclin; Z = zone.

Procesele hidrotermale au determinat propilitizarea, silicifierea, sericitizarea şi caolinizarea parţială a andezitelor din dealul Draica şi a rocilor ofiolitice din jur.

În partea finală a Sarmaţianului şi în Pliocen, erup andezitele cuarţifere care reprezintă tipul dominant al asociaţiei de roci vulcanice din bazinul Brad-Săcărîmb, marcat în regiune de subtipurile Săcărîmb-Momeasa, Ştirba, Vălişoara, Barza etc.

Andezitele cuarţifere cu hornblendă şi biotit (*Săcărîmb*) au răspîndirea cea mai largă alcătuind mai multe neckuri, dyke-uri şi cuverturi de lave, mai puţin piroclastite. Neckurile sînt situate în regiunea dintre valea Şeasa, dealurile Măcriş, Momeasa, Cetraş, Buha şi Orăşelul-Cordurea de la Hărţăgani. Efuziunile, în unele zone, au aspect de lave în blocuri (dealul Cetraş etc.) şi acoperă paleorelieful existent.

Andezitele cuarţifere cu hornblendă şi biotit sînt masive, cu culoare cenuşie, în stare proaspătă sau verzuie şi albă-cenuşie în cazul unor alterări. Se caracterizează prin structuri macroporfirice şi texturi masive. Ca şi la andezitele cuarţifere de tip Draica, asociaţia de fenocristale,

Institutul Geologic al României

feldspat plagioclaz, hornblendă, cuarț și biotit este caracteristică. Aici însă, biotitul și cuarțul este prezent în cantități mult mai moderate (tab. 59).

Masa fundamentală, microgranulară la rocile intruzive sau hialopilitică la efuziuni, este bogată în fenocristale de hornblendă, biotit și cuarț (pl. IX, fig. 2).

Fenocristalele de feldspat plagioclaz, frecvent idiomorfe, mai rar xenomorfe sînt uneori fisurate sau sparte și alterate. Maclele sînt complexe, iar indivizii zonați (tab. 59) au părțile centrale cu compoziție corespunzătoare unui andezin bazic (43—45% An). Zonele periferice din cadrul acestor indivizi sînt ceva mai acide (33—35% An). În cazul cînd rocile sînt propilitizate, majoritatea indivizilor cu structuri zonare au ultima zonă substituită cu albit.

TABELUL 59

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvență %	Feldspați maclați și zonați %				
			A	A—K	K	P	Z
Feldspat plagioclaz	3,5—1,2/0,3—0,01	27—40	32—33	14,65	11,70	5,95	35,36
Hornblendă verde	5—1,8/1—0,02	7—13					
Biotit	3,4—1,1/0,1—0,08	3—5					
Cuarț	7,3—3/1—0,01	3—10					
Magnetit, ilmenit	0,5—0,1/0,11—0,001	1—4					
Minerale accesorii (apatit, zircon)	0,3/0,1	sporadic					
Minerale secundare		2—7					
Masă fundamentală	0,1/0,001	28—56					

A = albit; A—K = albit—Karlsbad; K = Karlsbad; P = periclin; Z = zone.

Hornblenda verde este în general opacitizată, xenomorfă, mai rar hipidiomorfă sau idiomorfă. În primele veniri de lave acest mineral este total opacitizat. Resturile proaspete de hornblendă (c : ng = 20°) au culori șterse de pleocroism (verde-deschis, verde, verde-albăstrui). În părțile frontale ale primelor revărsări de lave de pe valea Ciinelui, pîrîul Groașa, dealul Cornul cu Frasini, fenocristalele de hornblendă sînt sparte sau puternic fisurate și prezintă aglomerări ce depășesc adesea 10% din masa rocii.

Biotitul se întîlnește relativ rar și formează cristale tabulare subțiri, de culoare neagră sau brun-verzuie, în cazul unor ușoare alterări.

Micile iviri de aglomerate, corespunzătoare erupțiunilor andezitelor cuarțifere cu hornblendă și biotit de Săcărîmb, s-au întîlnit pe văile Momeasa, Voia și Ciinelui. Acestea sînt alcătuite din elemente angulare, rar subangulare, de andezite la care se mai adaugă în cantități cu totul neglijabile, roci sedimentare, microdiorite și diorite cuarțifere. Cimentul lapillic cuprinde litoclaste de aceleași roci menționate și fragmente de amfiboli, biotit, feldspat și cuarț.

Andezitele cuarțifere cu hornblendă și biotit de Săcărîmb în regiunea studiată au trei varietăți: una situată în partea occidentală a dealului Momeasa care cuprinde alături de hornblendă și biotit, augit; alta

Institutul Geologic al României

întîlnită în dealul Ştirba-Gurguiata săracă în biotit şi alta cu biotit şi hornblendă reprezentată prin ivirile din dealul Măgura Porcului, Arşiţa şi Pătru de la Buneşti.

Andezitele cuarţifere cu hornblendă, augit şi biotit (*Momeasa*) prezintă caractere structurale asemănătoare subtipului Săcărîmb, deosebindu-se de acesta prin masa criptocristalină cu textură orientată, compoziţia mai bazică a feldspaţilor plagioclazi (30—50% An), prospeţimea hornblendei, prezenţa piroxenilor (augit şi diopsid, 2—7 %) şi conţinuturile relativ scăzute în biotit (3—4 %) şi cuarţ liber (1—2 %) (pl. X, fig. 1).

Conţinutul în piroxen, la andezitele cuarţifere cu hornblendă, augit şi biotit creşte din valea Momeasa (2—3 %), spre valea Cetraşului, dealul Pleaşa (3—7 %) şi scade către creasta dealului Momeasa unde devine o varietate amfibolică.

Andezitele cuarţifere cu hornblendă ± biotit (*Ştirba*) sînt apropiate de subtipul Momeasa, atît prin structură (pl. X, fig. 2) şi conţinuturile scăzute ale cuarţului şi biotitului cît şi prin procentajul de anortit din feldspat (48—54%, 12 determinări).

Andezitele cuarţifere cu hornblendă şi biotit (*Vălişoara*) au culori cenuşii, cenuşii-verzui sau albe-cenuşii, sînt dure şi se remarcă prin structura porfirică, textura masivă, prezenţa biotitului şi a cuarţului liber în cantităţi mult mai mici decît în subtipul Săcărîmb, dar mai ridicate decît cele întîlnite la subtipul Ştirba.

Ca varietăţi ale acestui subtip menţionăm ivirile situate la izvoarele văii Curechi de către Porcurea-dealul Arşiţa, care faţă de cele din dealurile Măgura Porcurei şi Băilor, sînt mai bogate în biotit şi cuarţ, iar feldspatul este ceva mai acid (38—45% An faţă de 40—50 % An în andezitele din dealul Măgura Porcului).

Varietăţile andezitului cuarţifer cu hornblendă şi biotit descrise, reprezintă revărsări în dealul Momeasa, Arşiţa, vîrful Mosor şi înrădăcinări de tipul dyke-urilor şi neckurilor, în dealurile Gurguiata, Arşiţa şi Porcurea.

În andezitele cuarţifere, corespunzătoare subtipului Săcărîmb şi Ştirba, în dealurile Ştirba, Pleaşa şi Măcriş s-au întîlnit enclave, îndeosebi de microdiorite şi diorite cuarţifere, cu biotit şi hornblendă cu structuri macroporfirice (pl. X, fig. 3) şi mai rar granodiorite, care reprezintă probabil faciesul mai profund al acestor roci.

Andezitele cuarţifere cu hornblendă (*Barza*) au culoare cenuşie, cenuşie-neagră, duritate ridicată, spărtură aşchioasă, structură porfirică cu masa fundamentală pilotaxitică şi texturi rubanate sau masive. Aceste roci alcătuiesc un neck în dealul Băilor (Vălişoara) şi mai multe dyke-uri la Curechi (valea Ursa), Hărţăgani (dealul Coasta Mare) şi Voia (pîrîul Lazuri, valea Măcrişului).

Cîteva observaţii de teren ca : trecerea treptată a tipului Vălişoara la cel de Barza, de la periferia spre centrul canalului din dealul Băilor (Vălişoara) şi penetrarea andezitelor de Barza prin andezitele de Săcărîmb evidenţiază caracterul mai recent al tipului Barza faţă de Săcărîmb.

Institutul Geologic al României

În neckul din dealul Băilor, cu excepția unei mici porțiuni masive din jurul cotei dealului, andezitele au o textură rubanată, determinată de alternanța unor benzi mai bogate în minerale femice cu altele leucocratice. Textura rubanată cu numeroase microcute, de o frumusețe deosebită, a putut fi observată în cele două foraje executate în dealul Băilor, în galeriile Barbura și XIII (pîrîul Plopilor, pl. XI, fig. 1) de la Vălișoara și XIV de la Hărțăgani. Asemenea texturi sînt semnalate de J u d e et al. (1972) în andezitul cuarțifer cu hornblendă de la Caraci.

Masa fundamentală, la andezitele cuarțifere cu hornblendă ocupă 50—70% din rocă și este alcătuită din microlite de feldspați, hornblendă, cuarț, magnetit, clorit și globulite de sticlă (pl. X, fig. 4) și fenocristale de feldspați plagioclazi, horblendă, rar cuarț, biotit și accidental granați. În marea majoritate mineralele menționate sînt alterate hidrotermal și substituite cu clorit, carbonați, sericit, minerale argiloase și pirită.

Hornblenda verde (c : ng = 20°), prismatic-alungită, este îmbrăcată în coroane de opacit, sau transformată în minerale secundare (clorit, carbonați, sericit, minerale argiloase).

Cuarțul este granular xenomorf, cu aspect bipiramidat și cu numeroase coroziuni, marginale. Este prezent întotdeauna, dar în cantități reduse (tab. 60).

Biotitul ca și cuarțul, apare sporadic și formează cristale tabulare, de culoare brună-neagră, în majoritatea cazurilor alterate.

TABELUL 60

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvență %	Frecvență %
Feldspat plagioclaz	2,1—0,3/0,1—0,001	18—26	22
Hornblendă verde	2,5—0,5/0,4—0,05	3—15	9
Cuarț	1,7—0,8/0,4—0,01	2—7	4,5
Biotit	1,7—0,8/0,4—0,01	0,5—1,5	1
Magnetit	0,8/0,1	1—3	2
Apatit	0,5/0,2	sporadic	
Zircon	0,4/0,1	sporadic	
Granat	2,1/0,1	sporadic	
Minerale secundare		0—14	7
Masă fundamentală	0,1/0,001	40—68	54

Andezitele cuarțifere cu hornblendă ± augit. Faza finală a erupțiilor andezitelor cuarțifere ca și cea a dacitelor de Cetraș se încheie cu aceste roci, care formează filoane de dimensiuni reduse, centimetrice, rar decimetrice și excepțional metrice. Rocile au o culoare neagră, sau cenușie-negricioasă, sînt dure și masive.

Macroscopic, în masa criptocristalină, se remarcă fenocristale de hornblendă, augit, cuarț și foarte rar biotit. Mineralele menționate, cu mici excepții (apatit, zircon și granat) sînt alterate.

Cristalele de feldspat plagiocalz, xenomorfe, mai rar indiomorfe sînt scurt prismatice, maclate (albit, albit-Karlsbad, Karlsbad și periclin) și zonate, și au compoziția unui andezin-labrador cu 35—55% An.

Institutul Geologic al României

Studiul microscopic al acestor roci relevă o structură porfirică protoclastică, fenocristalele de feldspat, hornblendă verde, cuarţ şi augit, în marea majoritate fiind sparte (pl. XI, fig. 2).

Microstructura masei fundamentale este hialopilitică, şi cuprinde microlite de feldspaţi, hornblendă, augit şi mai rar biotit.

Fenocristalele de feldspat plagioclaz au compoziţia unui andezin cu 45—55% An.

Ivirile mai importante cu asemenea roci apar sub forma unor filoane şi filonaşe cu extinderi foarte limitate în masa andezitelor din dealurile Ştirba, Buha, Cetraş, Arşiţa şi Băilor.

Structura protoclastică caracteristică acestui tip de roci reclamă fie o posibilă contaminare a lavei în ascensiune cu fenocristale consolidate anterior care ulterior au fost sparte, fie o consolidare în condiţiile unor puternice presiuni tangenţiale.

d) Faza a II-a dacitică

Dacitele de Cetraş reprezintă înrădăcinări şi lave, uneori cu aspecte de „lave în blocuri" în structurile vulcanice din dealurile Cetraş, Duba, Cerburea şi Coasta Mare (Hondol).

Dacitele, de cele mai multe ori sînt proaspete (excepţie face zona din dealul Coasta Mare de la Hondol), au culoare cenuşie, structură porfirică şi textură masivă. Masa fundamentală microcristalină sau hialopilitică, găzduieşte fenocristale şi microlite de feldspat plagioclaz, hornblendă, biotit, piroxeni şi cuarţ şi în mică măsură hipersten, augit, magnetit, ilmenit, apatit şi zircon (tab. 61).

TABELUL 61

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvenţă %	Frecvenţă medie %
Feldspat plagioclaz	3,3—1/0,4—0,02	20—40	30
Hornblendă verde	5,3—2/0,4—0,003	9—12	10,5
Cuarţ	10—3/0,8—0,02	6—14	10
Biotit	6,5—3/1—0,01	1—7	4
Augit	0,8—0,4/0,1—0,01	sporadic	
Magnetit, ilmenit	1,3—0,4/0,1—0,001	1—4	3
Minerale accesorii (zircon, apatit)	0,8—0,2/0,1—0,002	sporadic	
Masă fundamentală	0,1/0,001	22—63	42,5

Fenocristalele de feldspat plagioclaz au o compoziţie ce variază între 26—60 % An, mai frecvent 30—40% An (27 determinări), iar cuarţul, adesea violaceu şi bipiramidat, numai în unele cazuri (Cornul Dubei, vîrful Cetraş partea NW şi dealul Geamăna-Coasta Mare), depăşeşte limitele întîlnite în andezitele cuarţifere cu hornblendă şi biotit de tip Săcărîmb.

Institutul Geologic al României

Observaţiile mineralogice, completînd pe cele chimice, sugerează existenţa, ca un caz particular, a unei linii mai acide, dacitice, puţin reprezentativă în diferenţierea magmelor andezitelor cuarţifere.

În momentul de faţă nu dispunem de date suficiente pentru a putea fi de acord cu B o r c o ş et al. (1972) care include în totalitate aceste roci la subtipul andezitelor cuarţifere. Cert este un lucru că în cadrul acestor roci există o mare neuniformitate petrochimică, exprimată prin existenţa în incinta înrădăcinărilor sau curgerilor a numeroase îmbogăţiri îndeosebi în cuarţ liber, mai puţin biotit susţinute şi de conţinuturile mai ridicate în SiO_2 şi K_2O.

Aglomeratele dacitelor de Cetraş s-au identificat în zonele de obîrşie ale văilor Zimbriţa, Cetraş (Sălişte), unde au grosimi relativ mici, iar blocurile cu forme colţuroase şi dimensiuni variabile (5—25 cm Ø), prinse într-un ciment microaglomeratic, au o distribuţie haotică. În afara elementelor de dacite în ciment se întîlnesc elemente de andezite cu hornblendă şi cuarţ, andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb), diorite cuarţifere şi roci sedimentare miocene.

e) Faza a III-a andezitică

Andezitele cuarţifere cu augit, hornblendă, biotit şi cuarţ reprezintă ultimele diferenţiale ale ciclului II din regiune.

În dealul Zimbriţa, probabil în Pliocen, a funcţionat un vulcan al cărui canal avea o formă eliptică. Curgerile acestui aparat alcătuiesc astăzi două petice izolate cu grosimi reduse, în valea Zimbriţa şi la sud de dealul Cărbunari.

Andezitele cuarţifere cu augit, hornblendă, biotit şi cuarţ, se caracterizează prin culoarea cenuşie, cenuşie-negricioasă, structura porfirică şi textura masivă sau orientată. În masa pilotaxitică, sau hialopilitică s-au recunoscut fenocristale de augit, hornblendă opacitizată, biotit şi cuarţ (pl. XI, fig. 3).

Feldspaţii plagioclazi se prezintă în baghete mici, orientate paralel. Rarele fenocristale au conture xenomorfe şi compoziţia unui labrador cu 55—64 % An (6 determinări).

Cristalele de hornblendă verde, adesea brună, sînt puternic opacitizate. În masa de opacit se observă microlite de hipersten, augit şi magnetit (tab. 62).

Augitul şi hiperstenul formează agregate granulare xenomorfe, mărunt cristalizate, aglomerate în special în jurul cuarţului alveolar sau în cadrul masei fundamentale între baghetele de feldspat.

Biotitul, mai frecvent în partea finală a lavelor emise se prezintă în fenocristale idiomorfe sau microlite de culoare brună-deschisă. Varietăţile de andezite bogate în acest mineral, prezintă o textură şistoasă, dovedind cristalizarea magmelor în condiţii de presiuni tangenţiale. În acest caz, biotitul se aliniază paralel cu planele de şistozitate a rocilor.

Cuarţul, limpede sau fumuriu, reprezintă aglomerări neuniforme în cadrul rocilor.

Sticla din masa fundamentală are o culoare cenuşie-brună şi este bogată în ilmenit şi magnetit.

Institutul Geologic al României

TABELUL 62

Compoziţia modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Frecvenţă %	Frecvenţă medie %
Feldspat plagioclaz	0,3—0,1/0,08—0,001	6—10	8
Augit	0,8—0,4/0,01—0,002	3—7	5
Hornblendă opacitizată	1,5—0,4/0,1—0,001	2—8	5
Biotit	3,3—1,1/0,8—0,008	0—10	5
Cuarţ	4—0,8/0,1—0,001	2—3	2,5
Augit + hipersten	1,5—0,5/0,1—0,002	0—2	1
Magnetit, ilmenit	0,3—0,1/0,08—0,003	1—4	2,5
Minerale accesorii (apatit, zircon)	0,5—0,1/0,05—0,003	sporadic	
Masă fundamentală	0,1—0,08/0,001—0,005	60—82	71

4. CHIMISMUL ROCILOR TERŢIARE

Discuţiile ce le vom purta iau în consideraţie datele rezultate din prelucrarea unui număr de 43 analize chimice de roci (tab. 63), toate reprezentînd diferenţiate ale ciclului II.

Parametri şi valorile parametrilor normativi Niggli sînt prezentate în tabelele 64 şi 65.

Deoarece nu dispunem de analize chimice complete pentru vulcanitele ciclului I, rămînem la nivelul discuţiilor mineralogice şi petrografice prezentate.

Cu toate că numărul analizelor este relativ ridicat, considerăm că acesta este încă insuficient de reprezentativ pentru a ilustra variaţia de chimism observată în cadrul vulcanitelor ciclului II.

În tabelul 66 sînt cuprinse intervalele ce delimitează valorile minime şi maxime ale conţinuturilor de oxizi din tipurile principale, stabilite pe criterii chimice.

Dacă facem abstracţie de faptul că în cîteva cazuri compoziţia chimică iniţială a rocilor a fost uşor influenţată de unele fenomene de alterare hidrotermală, putem spune că :

la andezitele cuarţifere de tip Draica, Săcărîmb, Vălişoara şi Barza precum şi la celelalte tipuri de roci înrudite, valorile oxizilor principali variază aproximativ în cadrul aceloraşi limite;

dacitul de Cetraş, exceptînd conţinutul în SiO_2 mai ridicat, are pentru ceilalţi oxizi valori apropiate de andezitele cuarţifere;

dioritul cuarţifer cu hornblendă şi biotit, întîlnit ca blocuri în efuziunile, piroclastitele şi înrădăcinările andezitelor cuarţifere, are o compoziţie chimică asemănătoare andezitelor cuarţifere, cu excepţia FeO ale cărui valori sînt mai mici;

Institutul Geologic al României

TABELUL 63

Analizele chimice ale rocilor eruptive din ciclul II

Nr. crt.	Roca	SiO_2 %	TiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	FeO %	MnO %	MgO %	CaO %	Na_2O %	K_2O %	P_2O_5 %	CO_2 %	S %	P.C. %	H_2O^+ %	H_2O^- %	Total %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± ± biotit, Voia (Voia)	53,00	0,40	19,50	3,00	3,29	0,10	1,10	8,30	3,60	1,30	0,12	5,40	urme	—	0,69	1,60	101,40
2	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara), vîrful Arşiţei (Vălişoara)	56,30	0,75	16,05	4,15	1,85	0,15	2,00	7,40	3,30	1,10	0,20	—	lipsă	—	2,45	2,95	98,65
3	Andezit cuarţifer cu augit, hornblendă, biotit şi cuarţ (varietate săracă în biotit, pîrîul Gruir, Hărţăgani)	56,80	0,15	17,65	4,10	0,68	0,08	4,90	7,70	2,70	2,65	0,25	—	urme	—	0,80	1,24	99,90
4	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara), pîrîul Zăpezii (Vălişoara)	57,10	0,45	20,32	1,44	2,26	0,14	2,30	5,62	2,89	1,47	0,17	1,73	0,41	—	2,58	1,60	100,48
5	Cinerit (andezit cuarţifer cu hornblendă verde), dealul Cornul cu Frasini (Vălişoara)	57,18	0,04	15,09	5,18	2,07	0,07	1,10	8,68	2,37	1,11	0,02	3,19	urme	—	2,40	0,28	99,78
6	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Draica), galeria Emma, m290 (Sălişte)	57,39	1,59	17,31	1,98	3,10	urme	1,60	6,74	2,22	2,20	0,20	2,87	—	—	2,64	0,52	100,36
7	Andezit cuarţifer cu hornblendă, augit şi biotit (Momeasa), valea Momeasa (Sălişte)	57,50	0,35	20,18	3,40	1,50	0,15	2,90	7,63	3,15	0,86	0,16	0,10	—	—	0,42	1,18	99,88
8	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb), dealul Bulz (Hărţăgani)	57,52	0,37	19,60	4,46	1,90	0,18	2,75	7,00	2,80	0,84	0,18	0,10	urme	—	0,62	1,23	99,55
9	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza), culmea Stînilor (Poiana)	57,60	0,48	18,64	3,62	4,30	0,09	2,57	5,73	2,20	1,70	0,21	1,53	urme	—	1,67	0,36	100,60
10	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza), dealul Băilor (Vălişoara)	57,68	0,45	17,94	1,38	2,60	0,09	1,45	7,21	1,60	2,33	0,19	3,13	0,15	—	1,14	2,24	99,58
11	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Draica), dealul Draica (Sălişte)	57,75	0,46	19,42	4,01	0,68	0,09	2,87	6,99	3,45	1,13	0,17	urme	—	—	2,30	0,60	99,20

Institutul Geologic al României

12	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb), valea Cîinelui (valea Voia)	57,85	0,50	19,67	4,13	1,70	0,14	2,45	6,86	2,69	1,03	0,15	—	urme	2,50	1,07	1,43	99,67
13	Andezit cuarţifer cu augit, hornblendă, biotit şi cuarţ (varietate cu biotit), dealul Zimbriţa (Hărţăgani)	57,90	0,75	15,20	5,00	0,80	0,14	5,00	6,01	3,55	3,15	0,15	—	—	0,50	0,45	1,70	100,04
14	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb), vîrful Buha (Voia)	58,10	0,70	17,70	5,02	1,31	0,15	3,67	7,42	3,32	0,87	0,21	—	urme	—	1,45	0,53	100,78
15	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza), dealul Băilor (Vălişoara)	58,56	0,63	20,27	1,97	3,28	0,03	1,17	6,48	3,37	1,00	0,25	—	urme	—	1,60	0,85	99,35
16	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara) vîrful Porcurea (Vălişoara)	58,60	0,55	18,54	2,54	3,88	0,22	2,28	5,00	3,80	1,21	0,19	—	0,62	—	2,37	0,43	100,23
17	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb), dealul Cetraş (Vălişoara)	58,70	0,63	20,11	4,32	1,15	0,19	1,37	6,51	3,62	1,06	0,14	urme	urme	—	1,88	0,21	99,89
18	Dacit (Cetraş), vîrful Cetraş	58,96	0,65	16,91	4,37	1,40	0,22	2,10	5,90	4,43	1,76	0,10	0,52	urme	—	1,26	0,92	99,50
19	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit (Ştirba), dealul Ştirba (Hărţăgani)	59,13	0,38	19,88	3,68	1,20	0,08	1,60	6,65	3,07	1,08	0,13	—	urme	2,65	1,20	1,45	99,53
20	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb), dealul Măcriş (Voia)	59,20	0,63	17,50	—	4,13	0,10	3,20	6,76	4,00	1,42	0,19	0,85	0,20	—	1,75	0,03	99,94
21	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza), Măgura Poienii (Poiana)	59,50	0,68	19,16	4,33	1,90	0,14	2,38	5,65	2,86	1,46	0,25	urme	urme	—	1,97	0,31	100,59
22	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit (Ştirba), dealul Gurguiata (Hărţăgani)	59,50	0,26	19,09	5,05	0,44	0,15	2,70	7,28	3,20	1,15	0,15	—	—	—	1,00	0,33	100,32
23	Diorit cuarţifer, enclavă în andezitele din dealul Ştirba (Hărţăgani)	59,65	0,27	19,45	4,00	0,28	0,12	2,40	7,28	3,23	2,50	0,18	urme	urme	—	—	—	100,56
24	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara), dealul Arşiţa (Vălişoara)	59,68	0,40	19,56	2,97	1,93	0,09	1,90	6,04	2,85	1,55	0,17	1,00	0,06	—	2,19	2,70	100,39
25	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb), dealul Măcriş (Voia)	59,70	0,58	18,00	3,15	2,65	0,07	2,90	6,80	3,50	1,80	0,10	—	0,03	1,25	1,20	0,50	100,48
26	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza), vîrful Măgura Poienii (Poiana)	59,82	0,52	20,08	2,80	3,16	0,17	2,70	5,28	1,70	2,24	0,20	0,20	—	—	2,00	0,13	100,10

Institutul Geologic al României

(continuare tabel 63)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
27	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza), foraj dealul Băilor, m 391,50 (Vălişoara	59,85	0,55	18,60	2,23	3,70	0,10	1,75	6,35	2,56	1,08	0,10	0,90	urme	—	1,70	0,37	99,84
28	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit (Ştirba), valea Ştirba, (Hărţăgani)	59,98	0,62	19,50	4,56	1,00	0,12	2,00	6,80	3,10	1,15	0,09	urme	urme	—	0,76	0,32	100,00
29	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± augit, dealul Ştirba (Hărţăgani)	60,00	0,08	17,90	5,17	1,37	0,27	2,80	6,90	3,40	1,30	0,20	urme	0,06	—	0,40	0,64	100,43
30	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza), vîrful Băilor (Vălişoara)	60,05	0,24	14,93	1,80	3,24	0,23	1,00	0,58	4,80	3,30	0,17	0,85	0,20	—	1,75	0,03	100,57
31	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb), dealul Lata (Vălişoara)	60,07	0,44	18,51	3,68	0,59	0,12	2,87	7,07	3,26	1,42	0,18	—	0,04	—	0,36	2,00	100,63
32	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara), valea Curechii de către Porcurea (Vălişoara)	60,10	0,60	15,85	4,40	1,48	0,12	3,60	7,15	1,80	1,70	—	0,22	0,03	—	1,10	1,12	99,69
33	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Draica), galeria Emma (Săliște)*	60,23	1,26	17,37	1,93	2,90	0,01	2,04	5,91	3,02	1,40	0,19	1,64	0,01	—	1,54	0,83	100,28
34	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara), vîrful Mosor (Vălişoara)	60,54	0,30	18,36	3,76	1,94	0,13	1,00	6,37	1,20	0,98	0,66	1,70	0,10	—	3,16	0,15	100,35
35	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb), valea Cîinelui (Voia)	61,00	0,30	16,10	5,10	1,75	0,10	0,24	6,00	3,20	1,13	0,13	urme	urme	—	1,00	1,10	99,31
36	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb), dealul Cetraş (Vălişoara)	61,00	0,42	16,70	5,12	0,72	0,11	4,00	5,82	3,40	1,70	0,21	—	0,09	—	1,16	0,12	100,57
37	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara), Măgura Porcului (Vălişoara)	61,20	0,51	17,01	3,63	3,38	0,14	2,89	5,66	2,86	1,47	0,22	0,94	0,05	—	0,42	0,07	100,85
38	Dacit, dealul Duba (Hărţăgani)	61,80	0,60	17,00	4,07	0,72	0,07	2,40	7,28	2,14	1,61	urme	urme	—	—	2,00	0,07	99,76
39	Dacit, vîrful Cetraş	62,12	0,26	19,20	2,60	2,80	0,23	1,13	6,32	3,26	0,75	0,14	0,49	urme	—	0,71	0,19	100,20
40	Dacit, dealul Duba Mică (Vălişoara)	62,62	0,56	16,28	3,23	1,75	0,58	2,10	5,80	3,45	1,80	0,18	0,03	urme	1,53	0,85	0,65	100,48
41	Dacit, vîrful Cetraş	63,88	0,84	14,91	3,57	1,37	0,08	1,72	6,61	3,22	1,75	0,11	0,04	—	—	1,00	0,91	100,01
42	Dacit, vîrful Cetraş	64,10	0,65	17,00	3,92	0,79	0,36	1,20	5,41	3,75	1,90	0,19	0,30	0,05	—	0,30	0,35	100,27
43	Dacit, vîrful Duba	64,35	0,41	17,59	2,99	1,30	0,09	1,22	6,32	2,08	1,47	0,10	0,59	0,05	—	0,61	1,00	100,20

* BaO = 0,12%

Analişti : F. Negrescu 1, 30, 37); G. Raicu (3, 15, 27); C. Popescu (4, 7, 17, 19, 38, 39, 41); M. Matei (5, 25); G. Lahovary (6, 11, 16, 18, 23, 39); A. Kizyk (2, 12, 13, 22, 43); S. Iliescu (9, 10, 20, 21, 38); C. Vasiliu (26, 32, 33); Al. Dănciulescu (28, 36); M. Zăvoianu (14, 31, 42); N. Nedelcu (24); M. Cristea (29, 40). Analiza nr. 8 după V. Ianovici (1937).

Institutul Geologic al României

andezitele cuarţifere cu augit, hornblendă, biotit şi cuarţ (Zimbriţa) reprezintă prin compoziţia mineralogică un tip cu o evoluţie aparte, la care se constată o îmbogăţire în MgO, CaO, Na_2O şi K_2O;

la toate subtipurile menţionate, se remarcă valori ridicate de Na_2O Media acestui oxid se apropie de valoarea întîlnită în dioritul cuarţifer;

la dacitele de Cetraş, K_2O are valori scăzute faţă de dioritul cuarţifer şi celelalte tipuri de andezite cuarţifere (excepţie fac andezitele cuarţifere de Vălişoara). În acest caz există o neconcordanţă între conţinutul de SiO_2 şi K_2O, cauzată probabil de fenomene de contaminare;

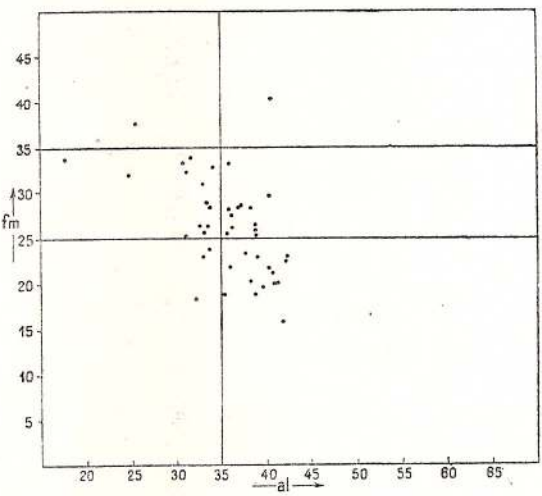


Fig. 35. — Diagrama *al—fm*.
Diagramme *al—fm*.

TiO_2 ca şi MnO şi P_2O_5, este subunitar, cu excepţia unor îmbogăţiri evidente în cineritele andezitelor cuarţifere cu hornblendă verde, din dealul Cornul cu Frasini şi andezitele cuarţifere cu hornblendă şi biotit de Draica (proba 6, 11, 33).

Valorile parametrilor Niggli relevă originea calcoalcalină a magmelor ce au generat vulcanitele ciclului II. Din magnele cuarţ-dioritice au rezultat andezitele cuarţifere, iar din cele granodioritice, dacitele de Cetraş.

În accepţiunea lui R i t t m a n n (1967), ne aflăm în prezenţa unor magne andezitice cu caractere sialice, semisialice, izofale şi subfemice.

Rocile analizate, fiind în majoritate andezite cuarţifere bogate în Al_2O_3, valoarea *al* le grupează în cîmpurile semisalic şi izofalic (fig. 35).

Diagrama de diferenţiere idealizată (fig. 36) indică pe măsura creşterii acidităţii rocilor, o creştere continuă a valorilor *al*, *c* şi *alk*, în paralel cu scăderea lui *fm*.

Toate rocile analizate sînt suprasaturate, *qz* avînd valori scăzute la andezitele de Zimbriţa (3,93—7,19), ridicate la andezitele cuarţifere de Draica, Săcărîmb, Vălişoara şi Barza (21,78—71,33, frecvent între 35—55) şi mai ridicate la dacitele de Cetraş (46,74—113,10, frecvent 71—77).

Institutul Geologic al României

TABELUL 64

Valorile parametrilor Niggli la rocile eruptive din ciclul II

Nr. crt.	Roca	*Qz*	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*ti*	*c/fm*	ρ	*w*	*Q*	*L*	*M*	π	γ	μ	*k'*	*mg'*	Tipul de magmă
1	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit	30,02	179,58	38,87	18,93	35,45	12,39	0,19	0,24	0,86	1,87	0,17	0,34	35,47	44,60	20,25	0,45	0,36	0,11	0,19	0,18	Si-mellaplagioclazitică
2	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit	42,03	194,11	32,57	26,24	27,38	13,27	0,18	0,39	1,87	1,03	0,20	0,40	39,93	38,34	22,00	0,42	0,14	0,32	0,18	0,38	Peleeitică
3	Andezit cuarţifer cu augit, hornblendă, biotit şi cuarţ	7,19	155,79	29,12	35,35	23,06	12,15	0,38	0,57	0,33	0,65	0,33	0,38	34,87	39,31	26,30	0,41	0,08	0,33	0,61	0,33	Dioritică
4	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit	47,21	201,53	42,25	22,50	21,23	13,58	0,28	0,53	1,06	0,94	0,21	0,16	46,25	39,40	14,49	0,40	—	0,22	0,28	0,59	Cuarţ-dioritică
5	Cinerit (andezit cuarţifer cu hornblendă verde)	59,16	208,16	31,14	25,21	32,60	10,50	0,24	0,22	2,75	1,29	0,21	0,53	43,45	34,80	21,98	0,49	0,22	0,11	0,24	0,14	Cumbraitică
6	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Draica)	56,99	208,63	37,19	23,41	26,25	12,91	0,37	0,37	4,37	1,21	0,21	0,22	46,88	31,86	21,55	0,33	0,46	—	0,37	0,24	Cumbraitică
7	Andezit cuarţifer cu hornblendă, augit şi biotit (Momeasa)	45,25	200,69	41,38	15,75	28,57	13,86	0,13	0,16	0,84	1,81	0,21	0,56	44,22	45,17	10,73	0,49	0,01	0,42	0,13	0,09	Si-mellaplagioclazitică
8	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	38,61	179,81	36,71	28,62	23,85	10,30	0,16	0,45	0,76	0,83	0,19	0,37	42,48	38,62	19,21	0,53	—	0,27	0,11	0,37	Peleeitică
9	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	46,82	188,42	35,89	33,13	20,11	10,45	0,33	0,36	0,98	0,60	0,19	0,27	43,65	35,94	21,46	0,44	—	0,17	0,36	0,37	Tonalitică
10	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	71,33	216,37	39,63	19,81	28,82	11,26	0,48	0,40	1,12	1,45	0,22	0,18	49,27	40,87	10,11	0,55	—	0,21	0,48	0,21	Si-mellaplagioclazitică
11	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Draica)	33,20	183,76	36,39	26,91	23,56	12,64	0,17	0,50	0,19	0,87	0,19	0,35	41,57	42,95	15,92	0,47	—	0,35	0,17	0,39	Peleeitică
12	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	34,05	168,33	33,60	23,95	21,36	8,57	0,20	0,47	1,05	0,89	0,17	0,38	42,68	28,33	22,77	0,30	0,20	0,10	0,30	0,20	Peleeitică
13	Andezit cuarţifer cu augit, hornblendă, biotit şi cuarţ (Zimbriţa)	33,93	164,73	25,50	37,65	21,62	15,20	0,36	0,65	1,52	0,57	0,16	0,29	32,69	38,32	28,40	0,24	0,19	0,46	0,36	0,45	Tonalitică
14	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	−8,88	136,69	24,63	31,94	24,26	11,39	0,14	0,51	1,65	0,75	0,18	0,37	39,70	36,36	22,07	0,49	0,06	0,36	0,14	0,35	Cuarţ-dioritică
15	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	49,92	204,64	41,68	20,21	24,00	13,68	0,16	0,28	1,68	1,18	0,21	0,25	45,86	41,49	12,94	0,46	—	0,05	0,17	0,33	Leucopeleeitică
16	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara)	39,27	199,91	37,09	28,68	18,23	15,16	0,17	0,37	1,43	0,63	0,20	0,22	43,13	39,96	17,13	0,40	—	0,22	0,28	0,59	Leucopeleeitică
17	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	42,94	199,38	40,28	21,26	23,72	14,11	0,15	0,32	1,61	1,11	0,20	0,51	48,07	31,97	15,21	0,55	—	0,12	0,15	0,29	Leucopeleeitică
18	Dacit (Cetraş)	27,44	200,24	33,94	25,56	21,47	18,20	0,20	0,41	1,63	0,83	0,20	0,43	39,55	41,85	17,85	0,39	0,12	0,24	0,20	0,24	Leucopeleeitică
19	Andezit cuarţifer cu hornblendă + biotit (Stîrba)	55,87	179,47	35,40	18,83	34,47	10,45	0,10	0,30	0,72	1,80	0,18	0,40	48,60	41,50	10,40	0,40		0,20	0,10	0,20	Si-mellaplagioclazitică

20	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	53,81	236,09	17,70	33,55	28,70	20,57	0,17	0,58	0,91	0,82	0,23	—	42,73	43,04	19,30	0,36	0,15	—	0,26	—	Cuarţ-dioritică
21	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	52,40	202,28	38,24	28,22	20,65	12,47	0,24	0,42	1,63	0,73	0,20	0,38	44,23	37,41	19,13	0,43	—	0,16	0,28	0,39	Peleeitică
22	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit (Ştirba)	41,56	190,96	36,10	26,06	24,90	12,35	0,19	0,49	0,57	0,95	0,19	0,45	42,10	40,77	17,35	0,48	0,02	0,31	0,18	0,34	Peleeitică
23	Diorit cuarţifer	31,98	193,66	37,10	21,87	25,19	15,42	0,34	0,52	0,58	1,15	0,19	0,44	41,18	44,15	14,89	0,41	0,08	0,32	0,34	0,36	Peleeitică
24	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara)	57,81	210,45	40,55	40,33	22,71	13,16	0,25	0,24	1,06	0,56	0,21	0,18	46,29	48,89	15,04	0,45	—	0,17	0,25	0,42	Peleeitică
25	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	33,91	191,79	33,59	26,25	23,35	14,47	0,25	0,49	1,15	0,88	0,19	0,26	41,54	43,20	17,04	0,42	0,07	0,36	0,25	0,39	Peleeitică
26	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	63,37	204,41	40,24	29,56	19,30	10,26	0,46	0,45	1,23	0,65	0,20	0,23	47,48	32,40	20,35	0,47	—	0,09	0,45	0,52	Tonalitică
27	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	67,20	211,36	38,64	25,90	23,99	11,04	0,21	0,35	1,48	0,92	0,21	0,22	47,91	36,97	15,33	0,39	0,03	0,19	0,20	0,19	Peleeitică
28	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit (Ştirba)	49,03	200,97	38,50	24,19	23,39	12,50	0,19	0,41	1,31	1,00	0,20	0,46	43,94	40,09	15,89	0,41	—	0,64	0,19	0,21	Cuarţ-dioritică
29	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± augit	37,49	190,05	33,52	28,95	23,42	13,14	0,20	0,45	—	0,80	0,19	0,42	44,81	41,37	14,23	0,43	0,07	0,41	0,20	0,45	Peleeitică
30	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	21,78	219,58	31,87	18,12	25,32	24,45	0,31	0,30	0,65	1,39	0,21	0,16	40,14	44,44	15,66	0,13	0,45	0,14	0,31	0,26	Leuco-peleeitică
31	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	45,63	198,99	36,05	25,09	25,09	13,34	0,22	0,55	0,99	1,00	0,19	0,38	43,22	41,25	15,74	0,43	0,04	0,38	0,22	0,39	Peleeitică
32	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara)	63,31	201,11	31,18	33,40	25,55	9,45	0,38	0,54	1,63	0,76	0,20	0,33	48,06	27,47	24,83	0,39	0,34	0,24	0,38	0,64	Peleeitică
33	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Draica)	72,00	228,00	39,00	23,00	24,00	14,00	0,23	0,48	—	1,04	—	—	48,50	40,13	11,64	0,44	—	0,40	0,23	0,46	Cuarţ-dioritică
34	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Vălişoara)	110,38	237,78	42,31	22,93	26,71	6,85	0,34	0,25	0,94	1,16	0,23	0,47	55,10	26,59	17,52	0,67	—	—	0,41	0,27	Cuarţ-dioritică
35	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	58,53	211,85	33,05	30,75	22,38	13,33	0,18	0,40	0,83	0,72	0,20	0,43	43,86	37,31	21,92	0,42	0,04	0,25	0,18	0,25	Cuarţ-dioritică
36	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	40,75	197,55	31,71	33,65	20,03	14,20	0,24	0,57	0,77	0,59	0,19	0,36	40,88	38,41	20,83	0,38	0,04	0,40	0,24	0,44	Cuarţ-dioritică
37	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara)	57,52	206,20	33,87	33,06	20,48	12,17	0,28	0,43	1,21	0,61	0,20	0,28	44,88	36,50	18,84	0,44	—	0,32	0,24	0,36	Cuarţ-dioritică
38	Dacit (Cetraş)	76,95	220,71	35,83	25,53	27,68	10,94	0,33	0,49	1,71	1,08	—	0,42	47,23	36,83	15,86	0,53	0,07	0,32	0,42	0,34	Leuco-tonalitică
39	Dacit (Cetraş)	71,87	223,79	40,69	21,21	24,24	12,98	0,33	0,27	0,64	1,14	0,21	0,32	47,81	38,35	14,07	0,47	—	0,04	0,20	0,27	Leuco-tonalitică
40	Dacit (Cetraş)	46,74	204,94	31,29	32,28	20,27	14,56	0,25	0,31	1,18	0,62	0,19	0,53	41,79	36,74	21,68	0,39	0,03	0,19	0,20	0,19	Opdalitică
41	Dacit (Cetraş)	77,00	241,00	33,00	24,00	27,00	16,00	0,26	0,39	—	1,12	—	—	49,00	37,00	14,00	0,35	0,27	0,29	0,25	0,40	Leuco-tonalitică
42	Dacit (Cetraş)	73,57	247,77	38,21	20,13	21,94	18,30	0,25	0,34	1,83	1,08	0,22	0,54	49,18	41,36	12,65	0,38	0,08	0,30	0,43	0,33	Leuco-peleeitică
43	Dacit (Cetraş)	109,29	253,93	41,09	20,42	26,84	11,16	0,31	0,34	1,18	1,31	0,23	0,44	51,50	34,86	13,87	0,53	0,20	0,19	9,31	0,24	Leuco-tonalitică

Institutul Geologic al României

TABE

Valorile parametrilor normativi Niggli la

Nr. crt.	Roca	Q
1	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit	31,19
2	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara)	39,65
3	Andezit cuarţifer cu augit, hornblendă, biotit şi cuarţ (Zimbriţa)	34,34
4	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara)	45,96
5	Cinerit (andezit cuarţifer cu hornblendă verde)	43,16
6	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Draica)	46,58
7	Andezit cuarţifer cu hornblendă, augit şi biotit (Momeasa)	43,94
8	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	42,21
9	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	43,37
10	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	48,97
11	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Draica)	41,30
12	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	42,40
13	Andezit cuarţifer cu augit, hornblendă, biotit şi cuarţ (Zimbriţa)	32,43
14	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	39,43
15	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	45,58
16	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara)	42,85
17	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	42,80
18	Dacit (Cetraş)	39,27
19	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit (Ştirba)	47,10
20	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	42,45
21	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	43,96
22	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit (Ştirba)	41,83
23	Diorit cuarţifer	40,91
24	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara)	46,01
25	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	41,27
26	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	47,20
27	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	47,63
28	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit	43,67
29	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± augit	44,45
30	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	39,86
31	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	42,95
32	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara)	47,77
33	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Draica)	48,21
34	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara)	53,92
35	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	43,58
36	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	40,61
37	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara)	44,61
38	Dacit (Cetraş)	47,23
39	Dacit (Cetraş)	47,81
40	Dacit (Cetraş)	41,53
41	Dacit (Cetraş)	49,24
42	Dacit (Cetraş)	46,94
43	Dacit (Cetraş)	51,50

Institutul Geologic al României

roclle eruptive ale ciclului II

Kp	Ne	Cal	Fa+Fe	Fo	Ca
10,71	44,08	45,20	52,00	11,58	36,31
10,71	46,51	42,77	52,66	32,66	14,66
22,84	35,19	41,21	52,82	37,82	9,35
16,00	40,88	43,11	77,07	22,92	—
12,18	38,59	49,22	65,83	11,37	22,79
24,92	41,93	33,14	53,39	—	46,60
6,81	43,21	49,94	88,26	10,06	1,66
7,82	39,12	53,05	72,64	27,35	—
17,56	34,15	48,15	82,61	17,38	—
21,33	23,10	55,56	66,02	33,98	—
9,39	43,13	47,46	62,70	37,28	—
13,06	51,19	35,54	56,06	14,58	29,35
27,60	47,69	24,69	40,26	41,14	18,58
7,74	45,72	46,53	58,46	34,96	6,56
9,11	44,87	46,00	94,90	5,10	—
11,08	52,12	36,78	77,48	22,51	—
11,48	60,68	27,84	86,76	13,25	—
14,11	55,70	30,19	62,23	25,51	12,26
9,15	41,20	49,63	72,07	27,92	—
11,88	51,60	36,50	35,39	49,09	15,52
13,41	42,69	43,89	81,72	18,28	—
9,66	41,93	48,38	65,00	32,01	22,98
20,06	38,66	41,26	58,83	33,05	8,50
14,03	40,34	45,61	81,70	18,30	—
14,97	44,09	40,94	56,57	36,38	7,05
24,07	28,27	47,65	90,42	9,57	—
10,26	38,31	51,43	82,33	17,66	—
9,90	41,30	48,79	75,89	24,10	—
11,40	44,91	43,68	54,81	45,18	—
27,13	59,69	13,16	40,76	14,13	45,10
12,09	41,94	45,96	56,84	38,29	4,86
21,11	37,16	39,72	41,68	24,05	34,25
13,16	42,09	34,73	58,79	41,20	—
13,38	18,76	67,84	100,00	—	—
10,80	46,85	42,35	69,71	25,89	4,39
15,28	46,73	37,98	53,88	40,08	4,02
13,75	41,29	44,96	68,99	31,00	—
15,63	31,00	53,37	60,41	32,45	7,13
6,98	45,42	47,58	93,59	6,40	—
12,27	48,26	39,44	76,35	19,86	3,79
16,65	48,14	35,20	43,16	29,28	27,58
16,51	45,45	38,02	73,75	20,76	5,47
14,68	31,37	53,93	60,25	19,23	20,51

Institutul Geologic al României

TABELUL 66

Variația oxizilor principali în vulcanitele ciclului II

Nr. crt.	Prototipul de rocă	Nr. analizelor	Variația oxizilor %							
			SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	Andezit cuarțifer cu hornblendă (Barza)	7	57,60—60,05	14,93—20,27	1,38—4,33	1,80—4,30	1,00—2,70	5,28—7,21	1,60 4,80	1,00—3,30
2	Andezit cuarțifer cu hornblendă și biotit (Dralca)	3	57,39—60,23	17,31—19,42	1,98 4,01	0,68—3,10	1,60—2,87	5,91—6,99	2,22—3,45	1,13—2,20
3	Andezit cuarțifer cu hornblendă și biotit (Vălișoara)	5	57,10—61,28	17,01—20,23	2,54—3,76	1,93—3,88	1,00—2,89	5,00 6,37	1,20—3,80	0,98—1,55
4	Andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (Săcărîmb)	8	57,52—61,00	15,20—20,11	0—5,12	0,72—4,13	1,37—5,90	5,82—7,20	2,69—4,00	0,84—3,15
5	Andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (Știrba)	3	59,13—59,98	18,66—19,88	3,68 5,05	0,44—1,20	1,60—2,70	6,65—7,28	3,07—3,20	1,08—1,15
6	Dacite (Cetraș)	6	58,96—64,35	14,91—19,20	2,60—4,07	0,72—2,80	1,13—2,40	5,41—7,28	2,08—3,75	0,75—1,90
7	Diorite cuarțifere cu hornblendă și biotit	1	59,65	19,45	4,00	0,28	2,40	7,28	3,23	2,50
8	Andezite cuarțifere cu augit, hornblendă, biotit și cuarț (Zimbrița)	2	56,80—57,90	15,20 17,65	4,10—5,25	0,68—0,80	4,90—5,90	7,20—7,70	2,70—3,50	2,65—4,15

Institutul Geologic al României

Parametrul Q evidenţiază aceeaşi variaţie. Valorile ridicate ale lui qz şi c demonstrează caracterul calcoalcalin al vulcanitelor studiate, caracter reliefat şi de cercetătorii anteriori (I a n o v i c i, 1938; R ă d u l e s c u, 1961; I a n o v i c i et al., 1969; B o r c o ş, 1970, 1971). Acest caracter este ilustrat în diagramele *alk-al* (fig. 37), $k - mg$ (fig. 38), *QLM* (fig. 39), *Kp — Ne — Cal* (fig. 40) şi *Fo — Fa + Fe — Cs* fig. 41).

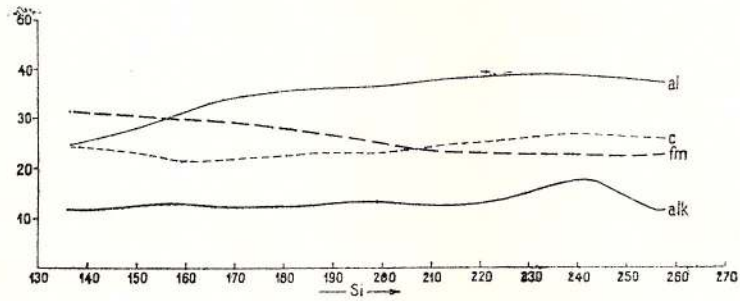


Fig. 36. — Diagrama de diferenţiere idealizată.
Diagramme de différentiation idéalisé.

În diagrama *alk-al*, rocile sînt situate în cîmpul magmelor subalcaline, excepţie făcînd probele nr. 13 şi 20 (andezite-cuarţifere cu horn-

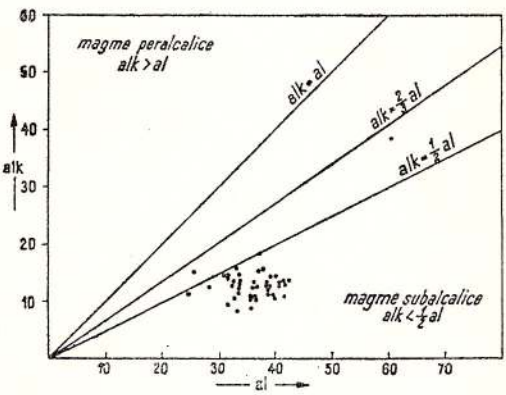


Fig. 37. — Diagrama *al—alk*.
Diagramme *al—alk*.

blendă şi biotit din dealul Măcriş), situate în cîmpul magmelor peralcaline şi respectiv sărace în alcali (fig. 37).

Diagrama $k—mg$ ilustrează variaţia normală a lui k şi mg, în general între 0,15—0,35 şi respectiv 0,25—0,60. Parametri care se abat de la aceste limite, corespund dacitelor de Cetraş şi andezitelor de Zimbriţa, termeni extremi ai procesului de diferenţiere.

Toate rocile analizate cu excepţia a două (nr. 1, 4), se situează deasupra liniei PF, din diagrama *QLM*, între 10—25 valori pentru M (fig. 39).

Institutul Geologic al României

5. ELEMENTELE MINORE DIN VULCANITELE TERȚIARE

B o r c o ș et al. (1969, 1972) studiind în detaliu petrochimia vulcanitelor terțiare din primele două cicluri de erupție din Munții Metaliferi, remarcă îndeosebi conținutul foarte omogen în elemente minore al andezitelor cuarțifere din ciclul II. Cu toate că numărul de microelemente și

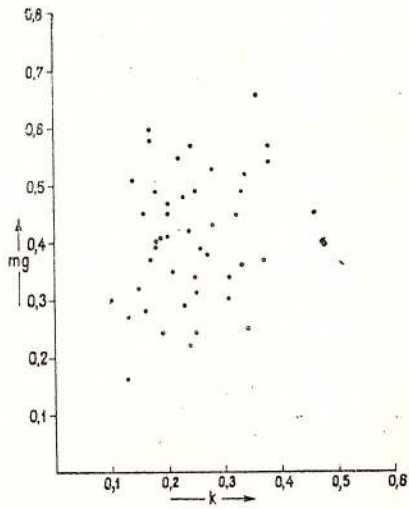


Fig. 38. — Diagrama $k—mg$.
Diagramme $k—mg$.

analize efectuate pe vulcanitele ciclului I (tab. 67) și II (tab. 68) au fost insuficiente pentru a trage concluzii cu caracter general, observațiile desprinse concordă cu cele formulate de autorii susmențiomați.

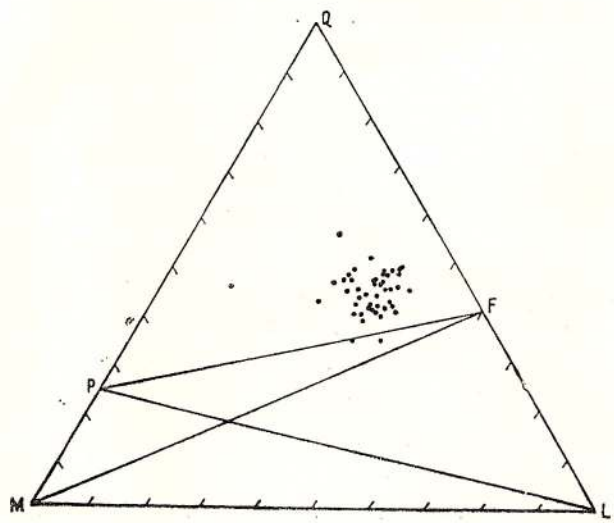


Fig. 39. — Diagrama *QLM*.
Diagramme *QLM*.

Institutul Geologic al României

Repartiţia microelementelor analizate din rocile ciclului I ne sugerează următoarele :

Pb are concentraţii aproximativ egale în toate tipurile de roci analizate ;

Ag lipseşte în tufurile dacitice sau în cele riodacitice ;

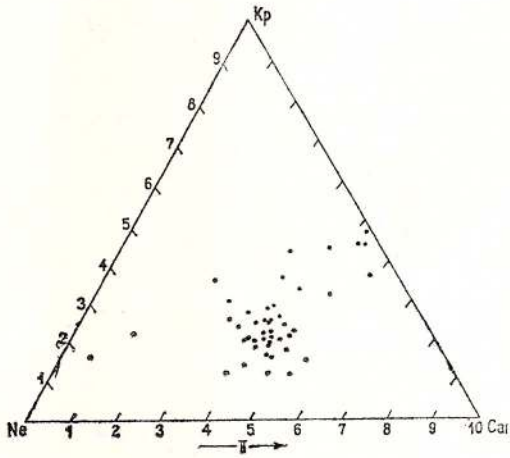


Fig. 40. — Diagrama *Kp—Ne—Cal.*
Diagramme *Kp—Ne—Cal.*

Valorile ridicate în Zr şi scăzute în Ba la rocile dacitice sau riodacitice, prezintă raporturi inverse în rocile andezitice cu hornblendă şi cuarţ ;

Co şi V sînt absenţi sau prezenţi în cantităţi neglijabile.

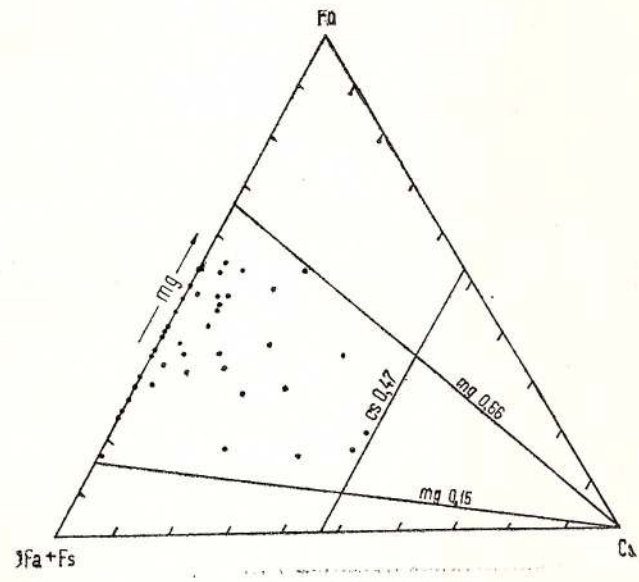


Fig. 41. — Diagrama *Fo—Fa+Fs—Cs.*
Diagramme *Fo—Fa+Fs—Cs.*

Institutul Geologic al României

În vulcanitele ciclului II limitele de variație a elementelor minore sînt ceva mai largi și prezintă următoarele caractere :

Pb are valori mici și constante în majoritatea rocilor andezitice și mari în diferențiatele mai bazice din ultima fază andezitică (andezite de Zimbrița) ;

TABELUL 67

Elementele minore (ppm) din vulcanitele ciclului I

Nr. crt.	Roca	Pb	Ag	Zr	Ba	Co	V
1	Tuf riodacitic, Valea Rea (Hărțăgani)	4	—	20	30	—	—
2	Tuf dacitic, pîrîul Mariei (Hărțăgani)	4	—	19	20	—	—
3	Tuf dacitic, Valea Rea (Hărțăgani)	4	1	11	100	1	15
4	Andezit cu hornblendă verde și cuarț, (Valea Rea)	2	0,1	14	700	2	25
5	Tuf andezitic (Valea Rea)	5	0,1	13	1100	2	22
6	Andezit cu hornblendă și cuarț (Valea Rea)	5	0,1	18	500	3	50
7	Andezit cu hornblendă opacitizată și cuarț (Valea Rea)	4	—	18	700	2	13
8	Andezit cu hornblendă opacitizată și cuarț (Valea Rea)	5	0,2	10	700	2	18

Analist: I. Protopopescu.

Ag oscilează în limitele unor valori scăzute (0,1—3 ppm) sau lipsește ;

Ba și Zr la andezitele cuarțifere și dacite au valori mici (Zr = 10—25 ppm, frecvent 10—15 ppm ; Ba = 50—1100, frecvent 6—800 ppm), și înregistrează concentrații mai mari în andezitele cuarțifere cu augit, hornblendă, biotit și cuarț (Zimbrița) ;

Co și V au valori aproximativ constante la toate tipurile de roci, conținuturi scăzute înregistrîndu-se la andezitele cuarțifere cu hornblendă sau la andezitele cuarțifere cu hornblendă ± biotit ;

Ni și Cr se prezintă în concentrații ridicate și cu distribuții uniforme la andezitele de tip Zimbrița. La celelalte roci valorile sînt scăzute sau nesesizabile.

6. DESCRIEREA MECANISMELOR DE ERUPȚIE ȘI A TIPURILOR DE ZĂCĂMÎNT

Condițiile geologico-structurale, potențialul gazeifiant și energetic al vetrelor magmatice care au alimentat canalele de emisie au determinat în principal marea variație a structurilor vulcanice din regiune.

Institutul Geologic al României

Elementele minore (ppm) din vulcanitele ciclului II

Nr. crt.	Roca	Pb	Ag	Zr	Ba	Co	Ni	Cr	V
1	Andezit cuarţifer cu augit, hornblendă, biotit şi cuarţ (dealul Zimbriţa)	25	0,2	35	1500	3	30	40	30
2	Andezit cuarţifer cu augit, hornblendă, biotit şi cuarţ (dealul Zimbriţa)	25	0,2	35	1500	3	30	40	30
3	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± augit (dealul Ştirba)	25	0,2	40	800	2	30	10	35
4	Element de andezit cuarţifer cu hornblendă verde (Valea Rea)	4	0,1	25	800	2	—	12	40
5	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza), galeria XIII, m 483 (Vălişoara)	3	0,1	10	70	2	—	—	22
6	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza), dealul Băilor (Vălişoara)	4	0,1	15	100	2	—	—	18
7	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza), galeria Barbura m 373 (Vălişoara)	4	0,1	20	50	2	—	—	15
8	Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza), valea Voia (Voia)	4	—	12	140	2	—	—	15
9	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit, valea Voia (Voia)	7	—	10	800	3	—	10	45
10	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit, valea Voia (Voia)	4	2	15	700	7	5	—	20
11	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit, valea Voia (Voia)	5	—	13	80	1	—	—	18
12	Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit, valea Momeasa (Sălişte)	40	0,2	20	100	—	—	15	19
13	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Draica)	8	3	13	800	2	—	—	18
14	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara)	1	0,1	10	50	4	20	20	30
15	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	3	0,1	10	800	3	—	—	40
16	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	4	0,2	15	700	3	7	25	23
17	Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit, vîrful Măcriş	5	1	11	800	2	—	—	40
18	Andezit cuarţifer cu hornblendă, augit şi biotit, dealul Momeasa	4	—	12	800	2	—	12	40
19	Andezit cuarţifer cu hornblendă, augit şi biotit, valea Momeasa (Voia)	4	—	12	800	2	—	12	40
20	Andezit cuarţifer cu hornblendă, augit şi biotit, pîrîul Cetraş (Sălişte)	4	—	14	600	2	—	10	40
21	Dacit, dealul Cetraş	3	2	10	800	2	—	10	40
22	Dacit, dealul Cetraş (Cetraş)	3	—	10	130	3	3	10	45

Institutul Geologic al României

În separarea tipurilor de zăcămînt al rocilor eruptive din regiune, s-a luat în considerare ca și I a n o v i c i et al. (1969) anatomia formelor rezultate din erupții : structuri înrădăcinate, formațiuni extracrateriale și vulcanogen-sedimentare.

Structuri înrădăcinate

În cadrul structurilor înrădăcinate, s-au separat : o calderă de prăbușire embrionară, două caldere de prăbușire evoluate cu vulcani compuși asociați, un vulcan poligen de tip mixt, mai mulți vulcani simpli sau compuși cu coloane de brecii satelite și forme subvulcanice.

Termenii folosiți în sistematica vulcanică, corespund nomenclaturii adoptate de R i t t m a n n (1967).

Calderele de prăbușire

Pe aliniamentul fracturii orientată aproximativ EW, situată între valea Almașului de Mijloc și vîrful Cordurea de la Hărțăgani, pe o lungime de 15 km, la distanțe mici, se înscriu patru caldere de prăbușire.

După cum se poate vedea din tabelul 69, din cei 15 km ai fracturii cca 11 km revin calderelor de prăbușire, ceea ce înseamnă că ne aflăm într-o

TABELUL 69

Caracteristicile calderelor de prăbușire din regiune

Numele calderii	Distanța între caldere, km	Forma, orientarea și dimensiunea km	Stadiul de evoluție	Nr. și tipul de vulcani	Constituția petrografică a rocilor	Vîrsta
Almașul de Mijloc		Circular-eliptică EW 3/2,3	Evoluat	3 Compuși	Andezite, roci piroclastice și brecii	Jurasic superior-Cretacic inferior
Bunești	1,3	Eliptică NW—SE 3,5—/1,5	Embrionar		Intruziuni și efuziuni ofiolitice, roci banatitice, brecii	Sarmațian superior-Pliocen?
Vălișoara	0,750	Eliptică NE—SW 1,9/0,5	Evoluat poligen	2 Compuși	Andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit, cu sau fără biotit, brecii, bazalte	Sarmațian superior-Pliocen?
Cordurea	2,2	Eliptică NW—SE 2,5—1,25	Evoluat poligen	2 Compuși	Andezite cuarțifere de tip Săcărîmb și Barza, brecii	Sarmațian superior-Pliocen?

Institutul Geologic al României

regiune ale căror fenomene tectonice s-au manifestat la scară gigantică.

Dintre calderele menţionate cea din regiunea Buneşti (pl. XIX) a rămas în stadiul embrionar, reprezentînd o zonă brecioasă de formă eliptică (3,5/1,2 km) constituită în principal din blocuri de roci cu compoziţie foarte heterogenă şi dimensiuni variabile (0,01-zeci de m^2) rezultate ca urmare a unor puternice fenomene de brecifiere şi fluidizare (C o e, 1966; S e l l e y, 1966). Printr-un susţinut proces de fluidizare gazele provenite din distilarea magmatică a unei surse terţiare, au circulat pe sistemele de fisuri şi fracturi vechi sau noi orientate NE—SW, NW—SE şi EW. Acestea au favorizat distrugerea prin rupere, frecare şi repetate prăbuşiri, a dyke-ului stratificat şi a pînzelor intruzive de la Buneşti. Complexitatea fenomenului este evidenţiată şi de neomogenitatea şi frecvenţa mare a fisurilor în această regiune (pl. XIX).

Caldera evoluată poligenică de la Vălişoara, de formă eliptică, (pl. XIX) este de talie mai mică, situîndu-se ca ordin de mărime între dimensiunile celei de la Buneşti şi Cordurea (Hărţăgani). În incinta acestuia au avut loc, în stadiul iniţial, erupţii premature, care au creat brecii de coş sau coloane de brecii, urmate apoi de veniri succesive de roci andezitice, care astăzi alcătuiesc neckurile din dealul Băilor (fig. 42) şi Măgura Porcului (pl. XXI).

Datele de suprafaţă şi cele furnizate de lucrările miniere şi forajele executate, ne-au permis să reconstituim evoluţia în şapte stadii a calderei de la Vălişoara, astfel:

I prăbuşiri după fracturi circulare şi eliptice;
II explozii
III prăbuşiri accentuate;
IV ascesiunea magmelor şi formarea neckurilor şi dyke-urilor, din dealurile Măgura Porcului şi Băilor;
V prăbuşiri la scară redusă;
VI ascensiuni minore de lave şi formarea de dyke-uri periferice;
VII explozii limitate.

În stadiul I, are loc prăbuşirea ca rezultat al pierderii suportului magmatic datorită: dificitului de masă înregistrat în urma unei erupţii, creşterii volumului prin mişcări tectonice, contracţiei de răcire şi degazeificării magmei. Datorită acestor cauze presiunea hidrostatică mereu crescîndă a magmei învinge rezistenţa acoperişului cuptorului, care cedează şi se prăbuşeşte după fracturi în principal radiare, circulare sau semicirculare.

Stadiul II este caracterizat prin puternice fenomene de degazeificare, care contribuie la formarea în părţile superioare ale cuptorului magmatic a unor magme degazeificate şi puternic fragmentate. Acestea împreună cu gazele pătrund pe fracturile stadiului anterior, precum şi pe cele noi create, determinînd ruperea rocilor din pereţii acestora, lărgirea şi umplerea lor cu brecii. În apropierea suprafeţei, datorită diferenţelor mari de presiune înregistrate se produce mecanismul exploziilor rezultînd vulcani

Institutul Geologic al României

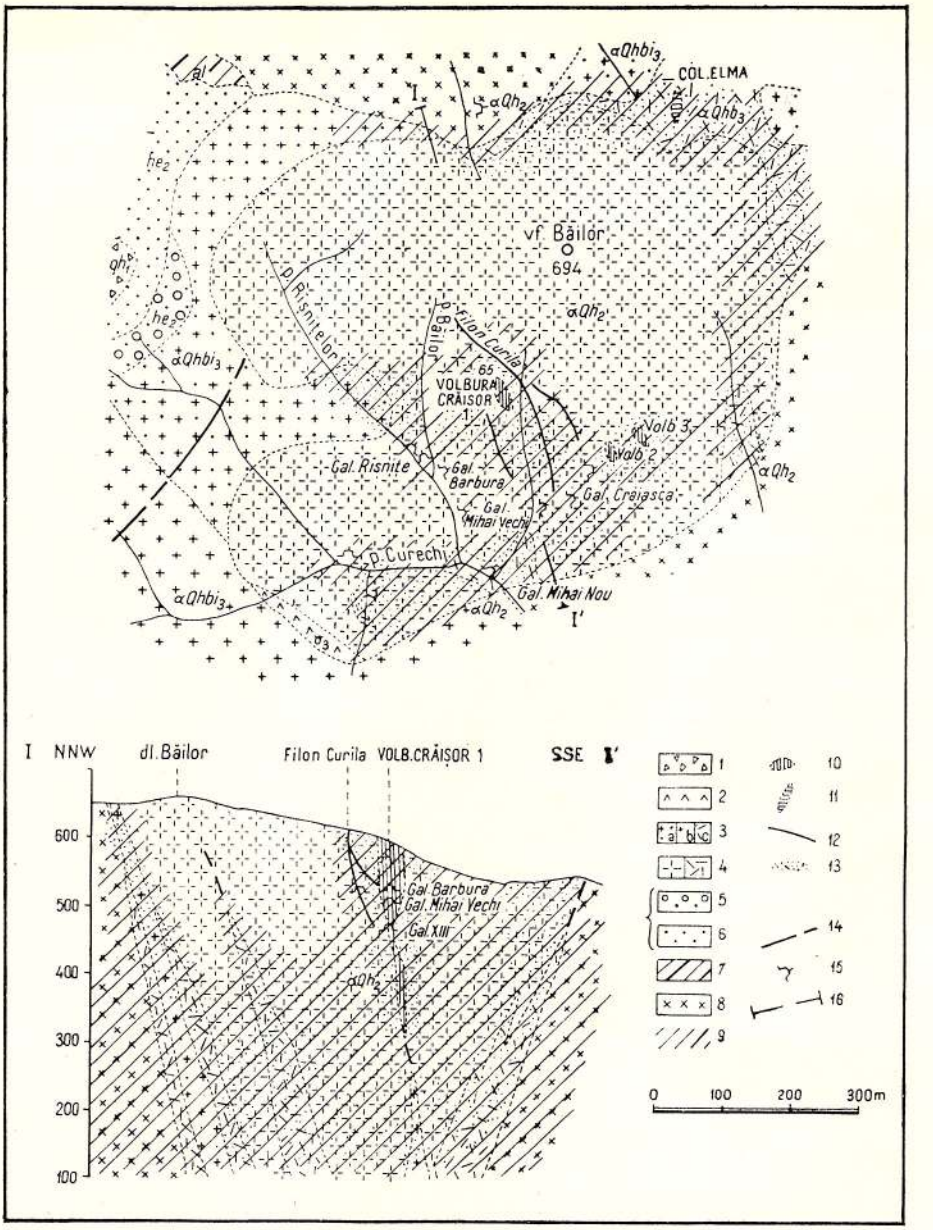


Fig. 42. — Harta geologică a sectorului vestic-Văleni (Vălișoara).

1, Holocen inferior; Sarmatian-Pliocen?: 2, dyke dacitic; 3, andezit cuarțifer cu hornblendă și biotit (Vălișoara); a, neck, dyke; b, lave; c, brecie de explozie; 4, andezite cuarțifere cu hornblendă (Barza); a, neck; b, brecie de explozie; Helvețian superior?; 5, conglomerate și pietrișuri; 6, gresii, nisipuri și argile; Albian: 7, fliș aleuritic (șisturi argiloase și gresii); 8, roci ofiolitice; 9, alterări hidrotermale. Mineralizații: 10, volbură; 11, coloană; 12, filon; 13, diseminări; 14, falie; 15, galerie; 16, secțiune geologică.

Carte géologique du secteur occidental-Văleni (Vălișoara).

1, Holocène inférieur; Sarmatien-Pliocène?: 2, dyke dacitique; 3, andésites quartzifères à hornblende et à biotite (Vălișoara); a, neck, dyke; b, laves; c, brèche d'explosion; 4, andésites quartzifères à hornblende (Barza); a, neck; b, brèche d'explosion; Helvétien supérieur?: 5, conglomérats et graviers; 6, grès, sables et argiles; Albien: 7, flysch aleuritique (schistes argileux et grès); 8, roches ophiolitiques; 9, altérations hydrothermales. Minéralisations: 10, stockwerke; 11, colonne; 12, filon; 13, disséminations; 14, faille 15, galerie; 16 coupe géologique.

Institutul Geologic al României

de tip central, cu coşuri umplute cu brecii, marginal însoţiţi de conuri piroclastice. Curgerile de lave sînt neînsemnate.

În stadiul III, prăbuşirile se accentuează datorită măririi deficitului de masă creat în urma erupţiei şi angrenării ascensioanale a unor magme pe fracturi care din stadiul II ocupau partea inferioară a coloanei de brecii. În acest stadiu presupunem că s-au format unele din dyke-urile conice situate în versantul drept al văii Truţii.

Stadul IV, cuprinde ascensiuni repetate de magme care conduc la formarea neckurilor din dealurile Porcurea şi Băilor şi canalul secundar din valea Curechi de către Porcurea.Circulaţia magmelor în acest stadiu s-a făcut pe contactele dintre rocile ofiolitice şi canalul cu brecii, sau pe fracturile din interiorul acestuia şi mai puţin pe cele din afara lui (valea Truţii, dealul Băilor).

Structura realizată pînă în stadiul IV inclusiv se aseamănă în general cu cea întîlnită în calderele etajate din Santar Haiata (L a r i n, 1954) sau calderele cu cupole din regiunea Welles (Mexic, S m i t h et al., 1961, din S v e s h n i k o v a, 1968).

În stadiul V ca urmare a avansării proceselor de răcire şi cristalizare a magmei, presiunea în camera magmatică creşte, fapt ce determină o nouă prăbuşire şi brecifiere. Acum procesele de brecifiere afectează atît structurile anterioare cît şi rocile ofiolitice din imediata vecinătate.

Stadiul VI cuprinde slabe ascensiuni de lave, răcite şi sărace în volatile, care astăzi alcătuiesc dyke-urile situate în afara coşurilor din valea Truţii şi întîlnite în galeria Noroc Bun (pl. XXI). pîrîrul Smreciului de la Bunești şi galeriile Barbura şi XIII de la Văleni (fig. 42).

De ultimul stadiu — VII, legăm exploziile limitate la ariile restrînse ale coloanelor de brecii (Preluca, Vrednicuţa etc.). De această dată gazele în ascensiunea lor au preferat anumite căi de minimă rezistenţă care le-au permis aglomerarea pe suprafeţe restrînse. În paralel cu formarea coloanelor de brecii s-au produs falieri, fisurări şi brecifieri în cadrul întregii structuri.

În vulcanii de la Vălişoara fisurile sînt orientate perpendicular pe contactele cu rocile ofiolitice sau paralel (pl. XIX, fig. 4,5), oferind o distribuţie în general ordonată dată de predominarea a două sisteme : NE—SW sau NW—SE.

În valea Truţii, breciile de explozie sînt bine dezvoltate şi se înscriu într-o arie de formă eliptică cu axa lungă de 800 m iar cea scurtă de cca 500 m. Forajele şi lucrările miniere executate, evidenţiază dezvoltarea breciei către vest, în zona dealului Băilor.

Compoziţia breciilor de explozie, este heterogenă în apropierea contactului canalului cu rocile ofiolitice, unde îmbracă aspectul unor brecii mixte, bazaltice-andezitice şi omogene sau relativ omogene în afara acestuia. Elementele de andezite sînt predominant angulare (pl. XII, fig. 1) şi cimentate de o masă cineritică, de regulă puternic alterată hidrotermal.

Caldera de prăbuşire evoluată poligenică de la Cordurea (Hărţăgani) de formă eliptică, orientată NW—SE, se extinde între vîrful Cerburea şi Cordurea, avînd o lungime de 2,5 km şi o lăţime maximă de 1200 m

Institutul Geologic al României

între pîrîul Coasta Mare şi valea Ursa. În această calderă, ansamblul vulcanic se ridică cu cca 150—200 m deasupra fundamentului, constituit în special din depozite sedimentare cretacic-inferioare. S-ar putea întîmpla ca această structură să cuprindă parţial şi aparatele vulcanice dacitice din dealul Cerburea şi Duba, dar în lipsă de date suficiente limităm extinderea ei la partea occidentală a acestora.

Partea NW a calderei a fost traversată de galeria Noroc Bun, între m 600—2000. Pe această distanţă s-a conturat o structură complicată, marcată de existenţa mai multor generaţii de brecii de coş şi andezite cuarţifere de tip Săcărîmb şi Barza.

Breciile de explozie, foarte neomogene, înglobează elemente din fundament (bazalte, diorite cuarţifere, şisturi grezoase cretacice) şi în special andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb), mai puţin andezite de tip Barza, toate alterate hidrotermal. Eroziunea deschide brecia calderei mai mult în versantul SW al dealului Ursa (pîrîul Coasta Mare), decît în cel NE (pîrîul Ursa). Aşa cum rezultă din datele furnizate de lucrările miniere, şi în special de galeria Noroc Bun (cota 425 m) procesul de brecifiere este mai avansat în adîncime, existînd şi în această privinţă o similitudine cu ceea ce s-a observat în structura vulcanilor din dealul Băilor de la Vălişoara.

Sistemele de fisuri şi filoane la Cordurea, sînt orientate NNW—SSE sau NE—SW şi mai rar E—W (pl. XIX). Sistemul predominant, orientat NNW—SSE, este bine deschis în galeriile Pavel, Pătru şi Noroc Bun unde au fost cercetate mineralizaţiile cu telururi auro-argentifere, aur liber şi sulfuri polimetalice auro-argentifere.

Vulcanii compuşi (poligeni)

Datele pe care le deţinem (tab. 70) nu sînt suficient de precise pentru a ne permite o sistematică amănunţită a vulcanilor compuşi din regiune.

TABELUL 70

Caracteristicile vulcanilor compuşi

Numele vulcanului	Aliniamentul de erupţie	Anatomia structurii şi morfostructura	Sistemul genetic	Constituţia petrografică a rocilor
Măcriş	Măcriş-Cetraş-Cordurea	Complicată Dom endogen	Poligen	Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb). Andezite cuarţifere cu hornblendă ± biotit.
Cetraş	Măcriş-Cetraş-Cordurea	Complicată Dom endogen	Poligen	Dacite (Cetraş). Andezite cuarţifere de tip Săcărîmb. Andezite cuarţifere de tip Draica. Andezite cuarţifere cu hornblendă verde, etc.
Momeasa	Măcriş-Cetraş-Cordurea	Simplă	Poligen	Andezite cuarţifere de tip Săcărîmb. Andezite cuarţifere cu hornblendă, augit şi biotit.

Institutul Geologic al României

În funcţie de geneza şi forma lor, vulcanii compuşi s-au împărţit : vulcani compuşi cu succesiune evolutivă normală de formă simplă ; vulcani compuşi cu succesiune evolutivă normală de formă complicată (poligeni de tip mixt).

Vulcanul Măcriş are o formă exterioară de semilună, orientată NW—SE, extinzîndu-se între dealul Măcriş-Ulichelul-vîrful Locuţiului. La obîrşia văii Şesii, cercetările noasre relevă continuarea înrădăcinării spre SW. Înrădăcinarea din această zonă a fost evidenţiată şi gravimetric de Andrei[42] şi Botezatu (1971).

Conturul actual al înrădăcinării şi orientarea în special a amfibolilor din revărsările de lave (pl. XIX) indică ascensiunea magmei atît pe un sistem de fracturi care corespunde cu aliniamentul Măcriş-Cetraş-Cordurea cît şi pe altul asociat aliniamentului dispus NE—SE. În zona de intersectare a aliniamentelor se afla canalul principal, zonele adiacente avînd numeroase dyke-uri şi filoane care străbat vulcanitele şi complexul vulcano-sedimentar terţiar.

Edificiul actual este constituit dintr-un dom endogen în dealul Măcriş, orientat E—W şi mai multe revărsări de lave, mai puţin produse piroclastice (aglomerate), toate reprezentînd andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb).

Prezenţa în curgerile acestui vulcan, situate în bazinul superior al văii Voia, a unor mici intercalaţii de aglomerate, roci sedimentare şi vulcanogen-sedimentare terţiare, sugerează faptul că în evoluţia acestuia au existat perioade cu paroxim îndelungat însoţite de secvenţe scurte cu regim de acalmie. Rezultă deci că vulcanul Măcriş îşi datorează existenţa mai multor momente de erupţie derulate probabil între Tortonianul superior-Pliocen.

Sub placa curgerilor de andezite cuarţifere menţionate, în bazinul văii Voia, apar lave, aglomerate şi tufuri corespunzătoare erupţiilor andezitelor cuarţifere cu hornblendă ± biotit întîlnite de altfel şi în forajele executate pe pîrîul Măcrişului.

Lavele acestor andezite prezintă o structură stratificată marcată de aglomerarea în benzi milimetrice sau centimetrice a cristalelor de hornblenă şi feldspaţi. Aceste benzi cît şi mineralele menţionate sînt orientate NNW—SSE sau NE—SW şi cu afundări spre SW şi SE (pl. XIX).

Fisurile prezente în aceste roci sînt repartizate la două sisteme : unul, cel mai important dispus NNW—SSE cu înclinări orientate spre SW şi SE şi altul secundar orientat NE—SW cu afundări către SE.

Vulcanul Cetraş, situat în zona dealului Cetraş pe aliniamentul Cordurea-Cetraş-Măcriş, a avut o evoluţie mai complicată, marcată în ordinea succesiunii de următoarele erupţii : andezite cuarţifere cu hornblendă verde, andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Draica), andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb) şi dacite de Cetraş.

Suprastructura actuală a vulcanului cuprinde un dom endogen (pl. I, fig. 1), orientat NW—SE, de formă trapezoidală, cu pante abrupte (25°—45°), dezvoltat pe o lungime de 1 km şi o lăţime de 0,3 km.

---

[42] *Op. cit.* pct. 26.

Institutul Geologic al României

Episodul activității vulcanice dacitice, terminat prin domul endogen, a început prin explozii minore și revărsări de lave cu structură în „blocuri" și cu extinderi limitate. Lavele în „blocuri" reprezintă masa de magmă în stare de semirăcire, existentă în canal, revărsată ulterior datorită presiunii exercitate de instalarea unei activități efuzive lente.

Prima infrastructură reliefată de eroziune, include neck-ul, revărsările de lave și dyke-ul linear al andezitului cuarțifer cu hornblendă și biotit (Săcărîmb), din Coasta Cetrașului. Ultimul comunică probabil cu neck-ul din dealul Măcriș.

Sub infrastructura descrisă se ascunde probabil o structură cu andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit de tip Draica, care ar reprezenta continuarea spre est a structurilor de la Săliște.

Declanșarea activității vulcanice din dealul Cetraș a început probabil cu erupțiile andezitelor cuarțifere cu hornblendă verde, ale căror produse au fost întîlnite între pîrîul Cetraș (Vălișoara) și valea Zimbrița. În rocile piroclastice, s-au întîlnit și cîteva nivele de tufuri și cinerite, a căror prezență numai în regiunea pîrîului Cetraș sugerează sedimentarea lor sub controlul vîntului.

Vulcanul complex cu anatomie simplă, din dealul Momeasa, situat în partea sudică a dealului Cetraș, reprezintă un neck de formă circular-eliptică, înscris pe aliniamentul Măcriș, Cetraș-Cordurea. Primele momente în evoluția acestui vulcan, sînt marcate de revărsări de lave, corespunzătoare andezitelor cuarțifere cu hornblendă, augit și biotit (valea Momeasa), urmate de o varietate mai bogată în amfiboli a andezitelor cuarțifere cu hornblendă și biotit de tip Săcărîmb.

În structura Momeasa fisurile de răcire din curgerile de pe pîraiele Momeasa și Cetraș sînt orientate NE—SW și NW—SE și au înclinări cu valori reduse, spre SW sau SE (fig. 7, pl. XIX).

Vulcanii simpli independenți

La această categorie, includem vulcanii formați în cadrul unei singure erupții, ceea ce în accepția lui Stubel (Rittmann, 1967) ar însemna vulcani monogenici.

Asupra acestor vulcani, exceptînd pe cel din dealul Draica, nu vom face discuții, considerînd caracteristicile întabelate (tab. 71), suficiente pentru a-i reprezenta.

Vulcanul de la Draica (Săliște) a avut două canale de emisie, ulterior separate de o brecie de coș. Structura vulcanului, în parte mascată de curgerile andezitelor cuarțifere cu hornblendă, augit și biotit din dealul Momeasa, a fost afectată de fracturi ulterioare, orientate NW—SE, NE—SW și E—W.

Periferia canalului occidental este mantelată de o brecie mixtă, bazaltică-andezitică sau andezitică, rezultată în urma unor procese de explozie ulterioară.

Brecia de explozie de pe pîrîul Cetraș (fig. 43), interceptată și în lucrările miniere (galeria Emma, laterala 1210, galeria Voia m 1450—1525) are formă neregulată și este constituită din elemente angulare și rotunjite

Institutul Geologic al României

de andezite, roci ofiolitice (bazalte , andezite şi gabbrouri) şi mai puţin sedimentare (calcare, argile şi conglomerate).

Canalul estic se extinde spre dealul Cetraş pe sub cuvertura de lave corespunzătoare erupţiilor andezitelor cuarţifere cu hornblendă, augit şi biotit.

TABELUL 71

Caracteristicile vulcanilor simpli independenţi

Numele vulcanului	Aliniamentul de erupţie	Forma şi dimensiunile, km	Rocile constituente	Formă-structură
Cordurea	Cordurea-Duba-Vălişoara	Circular-eliptică 1/0,6	Dacite	Ac (spin)
Duba Mare-Duba Mică	Cordurea-Duba-Cetraş-Vălişoara	Circular-eliptică 1,5/1,1	Dacite	Dom endogen
Buha	Măcriş-Bulz-Coasta Mare-Băiaga (Hondol)	Eliptică 1/0,6	Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	Ac (spin)
Ştirba	Bulz-Draica-Coasta Mare-Băiaga (Hondol)	Eliptică 1,2/0,6	Andezite cuarţifere cu hornblendă ± biotit (Ştirba), brecii	nedefinită
Draica	Măcieş-Bulz-Coasta Mare-Băiaga (Hondol)	Eliptică 1,6/0,05	Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Draica), brecii	nedefinită
Paua	Măcieş-Bulz-Coasta Mare-Băiaga (Hondol)	Eliptic-circular 0,350/2 0,250	Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	Dom endogen
Buha	Draica-Buha	Eliptic-circular 1/0,750	Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	Ac (spin)
Zimbriţa	Măcieş-Bulz-Hăitău	Eliptică 0,5/0,250	Andezite cuarţifere cu hornblendă, augit, biotit şi cuarţ	nedefinită

Institutul Geologic al României

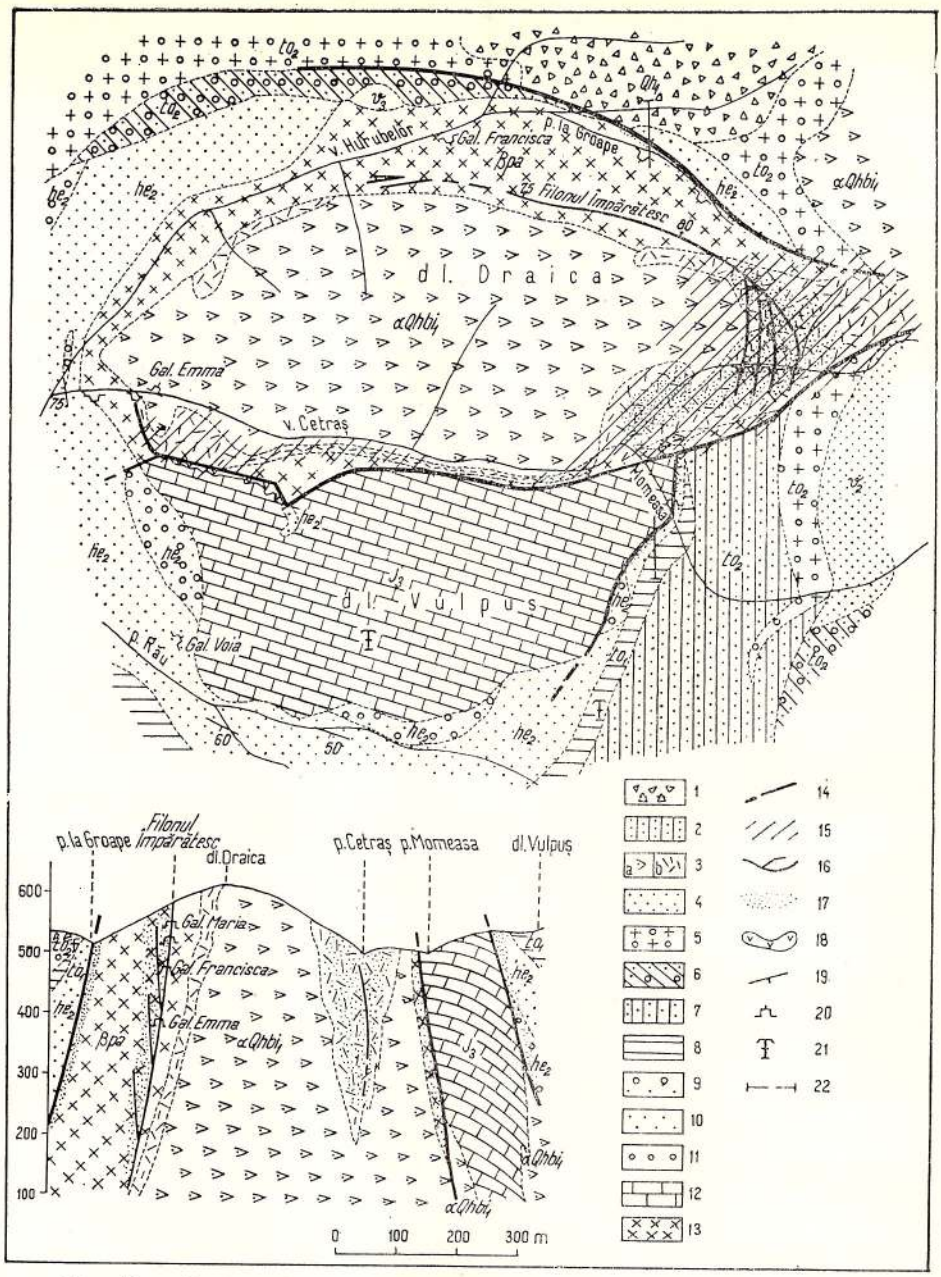


Fig. 43. — Harta geologică a regiunii Draica. 1, Holocen inferior: grohotişuri; Sarmaţian-Pliocen?: 2, lave dacitice (Cetraş); 3, andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Draica): a, neck; b, brecie de explozie. Tortonian superior: 4, tufuri dacitice; 5, conglomerate andezitice mixte, gresii cineritice andezitice şi nisipuri andezitice; 6, gresii cineritice şi conglomerate mixte; 7, marne, argile şi conglomerate mixte. Tortonian inferior: 8, marne, argile şi gresii. Helveţian superior?: 9, conglomerate şi pietrişuri: 10, gresii, nisipuri şi argile; 11, conglomerate calcaroase. Jurasic superior: 12 calcare masive; 13, roci ofiolitice; 14, falie; 15, alterări hidrotermale. Mineralizaţii: 16, filon: 17, diseminări; 18, jasperoide cu baritină; 19, direcţie şi înclinare de strat; 20, galerie; 21, punct fosilifer: 22, secţiune geologică.

Carte géologique de la région de Draica. 1, Holocène inférieur: éboulis; Sarmatien-Pliocène?: 2, laves dacitiques (Cetraş); 3, andésites quartzifères à hornblende et à biotit (Draica): a, neck; b, brèche d'explosion. Tortonien supérieur: 4, tufs dacitiques; 5, conglomérats andésitiques mixtes, grès cinéritiques andésitiques et sables andésitiques; 6, grès cinéritiques et conglomérats; 7, marnes, argiles et conglomérats mixtes. Tortonien inférieur: 8, marnes, argiles et grès. Helvétien supérieur?: 9, conglomérats et graviers; 10, grès, sables et argiles; 11, conglomérats calcaires. Jurassique supérieur: 12, calcaires massives; 13, roches ophiolitiques; 14, faille; 15, altérations hydrothermales. Minéralisations: 16, filon; 17, dissémination; 18, jaspéroïdes à barytine; 19, direction et pendage de la couche; 20, galerie; 21, point fossilifère; 22, coupe géologique.

Institutul Geologic al României

Fisurile din rocile ofiolitice şi calcarele jurasice, sînt în general orientate paralel sau perpendicular faţă de contactul dintre neck şi împrejurimi.

În cadrul canalului occidental, folosind metoda evaluării statistice, în galeria Emma, s-a remarcat o orientare pronunţată a amfibolilor (fig. 44 a-f) în care s-a constatat următoarele :

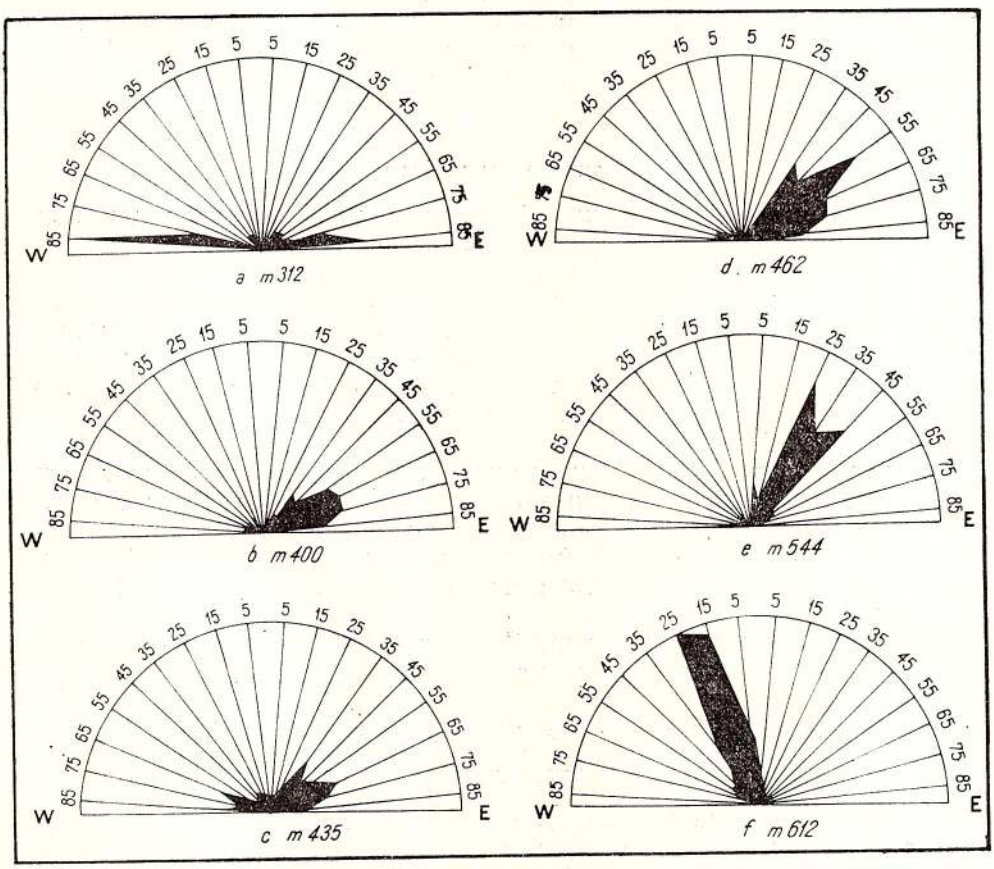


Fig. 44. — Rozete de orientare a amfibolilor în andezitul cuarţifer din galeria Emma (Draica). a, m 312; b, m 400; c, m 435; d, m 462; e, m 544; f, m 612.

Rosettes d'orientation des amphiboles dans l'andésite quartzifère de la galerie Emma (Draica). a, m 312; b, m 400; c, m 435; d, m 462; e, m 544; f, m 612.

aceştia sînt aproximativ orizontali şi au înclinări slabe spre E sau W (fig. 44 a);

pe măsura apropierii de contactul oriental al andezitelor cu rocile ofiolitice, numărul indivizilor care să încline spre est se răresc considerabil (fig. 44 b, c, d), ajungîndu-se ca în porţiunea dintre m 462—544, înclinarea acestora să fie unică şi foarte pronunţată spre vest;

Institutul Geologic al României

situația din figura 44 e se menține pînă la m 610, după care pînă la m 627 (contactul cu rocile ofiolitice) cristalele înclină accentuat spre est (fig. 44 f).

Prezentarea anizotropiei structurale macroscopice a amfibolilor de la Draica ,sugerează atît mișcarea radiară laterală și asimetrică a magmei în neck, cît și consolidarea ei în condiții de presiune tangențială diferită.

Asemenea fenomene de anizotropie macroscopică sînt foarte frecvente, în regiune fiind întîlnite în structurile Vălișoara (neck dealul Băilor), Corduiea (dyke-urile din galeria Noroc Bun), valea Momeasa și dealul Măcriș.

Zone cu subvulcani

Pe aliniamentele de erupție din regiune, semnalăm existența unor corpuri înrădăcinate a căror prezență la suprafață este marcată de existența unor apofize și filoane de roci andezitice sau dacitice și de largi zone alterate hidrotermal și mineralizate (valea Voia, valea Cetraș, valea Trestia, valea Șesii etc). Dintre acestea, un interes practic deosebit, în cazul cantonării unor mineralizații auro-argentifere și polimetalice, ar putea prezenta structurile din : dealul Smreciului (Vălișoara), Momeasa (Sălișteș), valea Voia (între pîrîul Paua și Măcriș) și Coasta Mare-vîrful Locuțiului (Hondol).

Forma de zăcămînt la majoritatea subvulcanilor, ne-o imaginăm ca reprezentînd dyke-uri mai puțin lacolite. Între valea Hondolului și valea Măcrișului (Voia), datele de foraje sugerează existența unui lacolit alcătuit din andezite de tip Barza. Apofizele acestuia au fost întîlnite în bazinul văii Voia, pe pîrîul Măcrișului și în forajul 24.852 (pl. XVIII, secțiunea V—V').

Încheiem subcapitolul remarcînd importanța deosebită a tectonogenezei în definirea structurii și mecanismului de erupție vulcanică.

7. METAMORFISMUL DE CONTACT TERMIC ȘI HIDROTERMAL

a) Metamorfismul de contact termic

Formațiunile sedimentare jurasic-superioare, cretacic-inferioare și miocene au fost afectate de un slab metamorfism de contact termic, generat de punerea în loc a unor andezite cuarțifere. Astfel, calcarele jurasice din dealul Vulpuș (zona occidentală), au fost recristalizate iar argilele Cretacicului inferior sau Helveținului superior? sînt coapte în apropierea contactului cu dyke-urile andezitice din dealurile Draica, Arșița, și Gurguiata.

Aureolele de coacere, în zona înrădăcinărilor au grosimi de ordinul centimetrilor, decimetrilor și foarte rar metrilor (șaua Hărțăgani-Vălișoara, Valea Rea). Aici, rocile au o culoare închisă (brună-roșcată) sînt compacte și sfărămicioase.

Existența metamorfismului termic, dar limitat la formele menționate și lipsa corneenelor, denotă faptul că magmele au avut o temperatură scăzută.

Institutul Geologic al României

b) Fenomene de autohidratare şi metamorfism hidrotermal

Discuţiile privind fenomenele de alteraţie hipogenă a rocilor din regiune au în vedere următoarele observaţii de teren :

existenţa pe valea Momeasa a unor roci piroclastice dacitice propilitizate, integrate în complexul vulcanogen-sedimentar ;

prezenţa în andezitele cuarţifere din dealul Draica a biotitului şi feldspaţilor în stare proaspătă, sau relativ proaspătă, faţă de transformarea aproape completă a amfibolilor în clorit şi existenţa în dealul Pleaşa şi pîrîul Cetraş a aceluiaşi tip de rocă, dar în stare proaspătă, sau relativ proaspătă ;

distribuţia în spaţiu a faciesurilor de alterare, caracterizate prin asociaţii de minerale cu domenii de formare bine determinate.

Plecînd de la aceste observaţii se pune întrebarea dacă unele roci din regiune au suferit transformări endomagnetice de tipul celor ce au condus la formarea unor propilite în accepţiunea lui P a l f y (1912, 1916), B ü r g (1931) şi R ă d u l e s c u (1953) sau dacă acestea sînt rezultatul unor modificări de natură hidrotermală aşa cum susţine C r e a s y (1953), S o b o l e v et al. (1955), S t e f e n şi R a t t e (1960), N a b o c o (1961, 1963), B u r h a m (1962), N a k o v n i k (1964), K o r j i n s k i (1964), H e m l e y şi J o n e s (1964), R a d o n o v a (1966) şi alţii.

După părerea noastră, propilitizarea ca fenomen endomagmatic există în regiunea cercetată, andezitele cuarţifere de tip Draica (dealul Draica) sau Săcărîmb (Cordurea, dealul Coasta Mare) şi piroclastitele dacitice din valea Momeasa fiind un exemplu în acest sens. Transformările suferite de aceste roci sînt explicate de B ü r g prin acţiunea apei şi CO_2 la temperaturi superioare limitei de disociere. În aceste condiţii mineralele femice trec în clorit, epidot, carbonaţi, opacit şi leucoxen iar feldspaţii rămîn proaspeţi.

Referitor la alteraţiile hidrotermale observaţiile din teren coroborate cu cercetările microscopice şi chimice ne-au permis separarea în regiune a unor asociaţii de neominerale integrate în patru faciesuri : propilitic, sericitic-argilitic, cuarţ-alunitic şi zeolitic.

Faciesul propilitic

În faciesul propilitic, rocile au suferit modificări în compoziţia mineralogică (tab. 72), mai puţin chimică, caracterizîndu-se prin două asociaţii de neominerale : una de temperatură mai ridicată, întîlnită în special în andezitele cuarţifere din structura Măcriş-dealul Cetraş (valea Voia) caracterizată prin cantităţi ridicate de epidot şi moderate de albit şi clorit şi alta de temperatură mai scăzută, în care epidotul este mai puţin reprezentativ, predominînd cloritul, carbonaţii şi albitul.

În prima asociaţie, fenocristalele de hornblendă sînt substituite integral sau parţial cu clorit, epidot şi carbonaţi.

Biotitul ca şi hornblendele este transformat în clorit, montmorillonit, carbonaţi şi sericit. Fenocristalele de feldspat plagioclaz, întocmai ca în zona zăcămîntului Haneş (B o r c o ş,

Institutul Geologic al României

S t a n c i u, 1965) sînt afectate, cuprinzînd pe fisuri şi planele de maclă, aglomerări de albit, carbonaţi şi mai rar epidot, minerale argiloase şi sericit (pl. XIII, fig. 1). Masa rocii cuprinde foiţe fine de clorit, mai puţin granule de epidot sau minerale argiloase.

Modificările mineralogice menţionate nu schimbă caracterele primare ale structurii, însă culoarea rocilor devine verde sau verde-cenuşie.

TABELUL 72

Principalele asociaţii de neominerale în faciesul propilitic

Prototipul de rocă	Minerale primare	Asociaţii de neominerale, de temperatură:		
		mai ridicată	mai scăzută	
		structuri vulcanice		
Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)	Feldspat plagioclaz + hornblendă + biotit + cuarţ ± piroxen ± minerale opace + minerale accesorii	Dealul Măcriş-Cetraş clorit + epidot + albit + carbonat + pirită + minerale argiloase ± sericit	Dealul Măcriş- valea Şeasa clorit + carbonat + albit ± epidot ± pirită ± sericit ± minerale argiloase	Cordurea-Coasta Mare clorit + carbonat ± epidot ± albit ± minerale argiloase ± sericit + pirită
Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Vălişoara)	Feldspat plagioclaz + hornblendă + cuarţ ± piroxen + minerale opace + minerale accesorii	—	Dealul Măgura Porcului — valea Truţii clorit + carbonat + pirită ± albit ± minerale argiloase ± sericit	—
Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza)	Feldspat plagioclaz + hornblendă + cuarţ ± biotit ± apatit + magnetit ± zircon	—	Dealul Băilor clorit + carbonat ± pirită ± albit ± minerale argiloase ± sericit ± minerale opace	—
Andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit (Draica)	Feldspat plagioclaz + hornblendă + biotit + cuarţ + minerale opace + minerale accesorii	—	Dealul Draica clorit + epidot ± albit ± minerale argiloase ± pirită ± sericit + minerale opace şi accesorii	—
Dacite Cetraş	Feldspat plagioclaz + hornblendă + biotit + cuarţ + minerale opace şi accesorii	—	Dealul Paua, Coasta Mare clorit ± epidot ± albit ± minerale argiloase ± pirită ± sericit + minerale opace şi accesorii	—

Institutul Geologic al României

Epidotul şi albitul sînt omniprezenţi în toate regiunile cercetate, însă numai în regiunea Voia sînt bine dezvoltaţi. Aici remarcăm concentraţiile de albit din benzile leucocratice ale lavelor andezitelor cuarţifere cu hornblendă ± biotit de pe valea Voia şi pîrîul Curmăturii (pl. XIII, fig. 3).

Faciesul sericitic-argilitic

Zone extinse din calderele de la Vălişoara, cuprind din abundenţă mineralele faciesului sericitic-argilitic. Acest fapt se explică prin larga circulaţie a soluţiilor pe contactele dintre dyke-uri, neckuri şi rocile fundamentului, precum şi pe fisurile sau fracturile existente în cadrul sau imediata apropiere a acestora.

TABELUL 73

Principalele asociaţii de neominerale în faciesul sericitic-argilitic

Structura vulcanică	Minerale	Asociaţii de minerale pe tipuri de roci şi zăcăminte					
		Andezite cuarţifere	Brecii de coş	Dacite	Jasperoide	Ofiolite	Filoane, volburi, coloane
Draica	Sericit	++	+			+	±
	M. argiloase	+	++		+	+++	+++
	carbonaţi	±	++		+	++	++
	cuarţ	±	±			±	+++
Măcriş Cetraş	Sericit	++	+	++			±
	M. argiloase	+++	+++	+++			++
	carbonaţi	±	±	±			+
	cuarţ	±	±	±			++
	adular	±	±	±			
	anhidrit	+					
	gips	++		+			±
	aluniţi	++		++			+++
Vălişoara	Sericit	++	+			+	+
	M. argiloase	+	++			++	+
	carbonaţi	+	++			+	++
	adular	±	±				++
	cuarţ	±	±			±	++
	gips	±	±				
	clorit	±	±				±
Cordurea (Hărtăgani)	Sericit	+++	+++				+++
	M. argiloase	++	++				+++
	carbonaţi	+	++				++
	cuarţ	±	±				++
	adular	±	+				+
	gips	±	±				+

Observaţii: M — minerale; ± = prezent sau absent; + = rar; ++ = frecvent; +++ = foarte frecvent.

Institutul Geologic al României

Asemenea zone se remarcă printr-o pronunțată întrepătrundere și asociere în proporții neregulate a mineralelor de neoformație (tab. 73).

Andezitele cuarțifere sau dacitele care au suferit modificările impuse de condițiile termodinamice ale acestui stadiu, cuprind o asociație intimă între sericit și minerale argiloase. Raportul subunitar, sau supraunitar dintre aceste minerale diferă de la o structură la alta:

la Cordurea, ca și la Vălișoara, sericitul este format după mineralele argiloase și predomină în majoritatea cazurilor asupra acestora în timp ce la Voia (Măcriș, Cetraș etc.) și Sălișteș (Draica) acesta este anterior și subordonat mineralelor argiloase.

Raporturile menționate considerăm că au fost determinate în principal de pH, concentrația și temperatura soluțiilor hidrotermale.

Referitor la condițiile de formare a unor minerale din acest facies interesante sînt experiențele lui Millot (1964) care condiționează formarea caolinitului de existența unor soluții hidrotermale cu caracter acid, temperatură cuprinsă între 300—350°C, suficient de concentrate în aluminiu și relativ sărace în potasiu.

De notat sînt de asemenea și rezultatele experiențelor lui Noll (Millot, 1964), privind sistemul Al_2O_3-SiO_2-K_2O, care au arătat că viteza de formare a caolinitului, variază cu temperatura: la 300°C caolinitul se formează într-o oră, iar la 200°C cu 111 ore. După aceiași autori, sericitul se formează din soluții cu pH ușor bazic pînă la acid, temperaturi cuprinse între 200—525°C și concentrații suficient de ridicate în potasiu și aluminiu.

Distribuția pe structuri a neomineralelor din faciesul sericitic-argilitic evidențiază prezența caolinitului (pl. XIII, fig. 2), illitului, dikitului și montmorilonitului în bazinul superior al văii Voia și la Draica și abundența sericitului și caolinitului la Vălișoara, Sălișteș și Hărțăgani (Coasta Mare).

Considerațiile de ordin mineralogenetic, referitoare la asociația din faciesul sericitic-argilitic, sînt completate cu date chimice referitoare la variația Na_2O, CaO_2, MgO și K_2O în rocile alterate din structurile Cetraș-Măcriș (fig. 45), Draica-galeria Emma (fig. 46), Hărțăgani (fig. 47) și Vălișoara (fig. 48).

Modificările survenite în chimismul inițial al rocilor eruptive din regiunea Voia (fig. 45), în stadiile de alterări menționate, se datoresc în principal: conținuturilor ridicate de Na_2O, care au favorizat la temperaturi mai ridicate formarea albitului în asociațiile de tip IIC (albit-clorit-carbonat) și II_{1-A} (epidot-albit) în andezitele cuarțifere (C) și dacitele propilitizate (A); ușoarei levigări la temperaturi mai scăzute a Na_2O însoțită de o creștere a K_2O în asociațiile de tip II_{2-AB} (carbonat-sericit-clorit); levigării aproape totale în faciesul sericitic-argilitic a Na_2O, MgO și CaO din asociațiile de tip III—III_1 (sericit-carbonat-minerale argiloase) sau ușoara creștere a lor în cazul paragenezelor III_2 (sericit-minerale argiloase-zeoliți), paralel cu îmbogățirea rocilor în K_2O.

În galeria Emma (fig. 46) analiza probelor recoltate din salbanda filonului Împărătesc, pun în evidență o carbonatare avansată, pe un fond slab argilos. Conținuturile mai mari de potasiu (K_2O) dintre m 850—950; 1050—1100 și 1200—1250, corespund unei îmbogățiri în sericit

Institutul Geologic al României

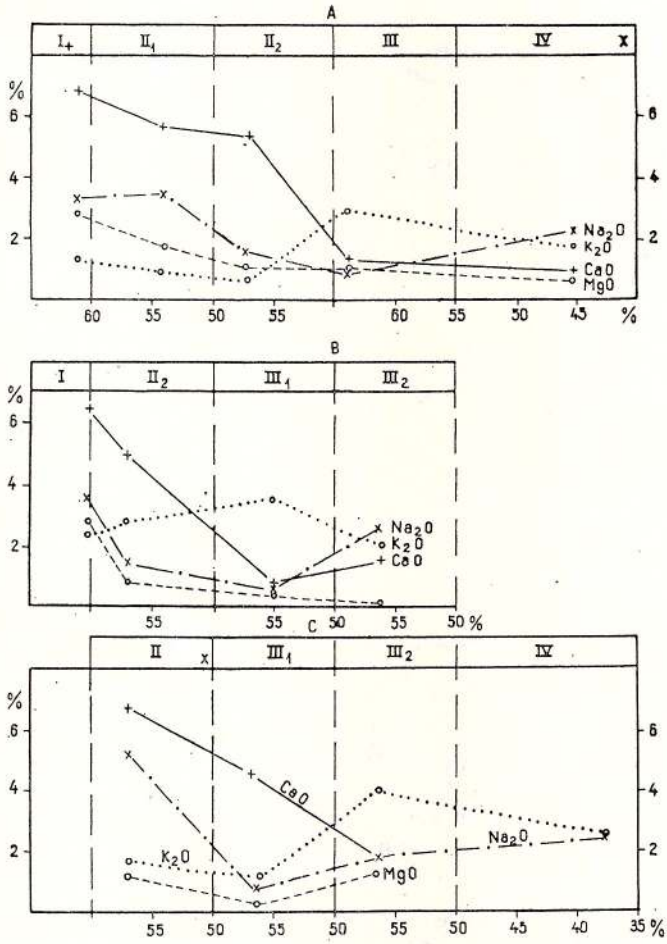


Fig. 45. — Variaţia conţinutului de SiO_2, CaO, MgO, Na_2O şi K_2O în vulcanitele terţiare de la Voia. I, roci proaspete; faciesuri: I, propilitic; II, sericitic-argilitic; III, cuarţ-alunitic. A, dacite; B, andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit; C, andezite cuarţifere cu hornblendă ± biotit; asociaţii de neominerale: II_1, albit-epidot; II_2, carbonat-clorit-sericit; III_1, sericit-carbonat-minerale argiloase; III_2, sericit-minerale argiloase-zeoliţi; IV, cuarţ-alunit; I-III_2, media a cinci analize; IV, media a două analize.

Variation de la teneur en SiO_2, CaO, MgO, Na_2O et en K_2O dans les volcanites tertiaires de Voia. I, roches fraîches; faciès: I, propylitique; II, séricitique-argilitique; III, quartz-alunitique. A, dacites; B, andésites quartzifères à hornblende et à biotite; C, andésites quartzifères à hornblende ± biotite; associations de néominéraux: II_1, albite-épidote; II_2, carbonate-chlorite-séricite; III_1, séricite-carbonate-minéraux argileux; III_2, séricite-minéraux argileux-zeolites; IV, quartz-alunite; I-III_2, moyenne des cinq analyses; IV, moyenne des deux analyses.

Institutul Geologic al României

a breciilor de coş sau a andezitelor. În aceste intervale, aportul de metale şi în special de aur, pe filon, este mai pronunţat.

Diagramele de variaţie ale KO_2. CaO, MgO şi NaO_2, realizate pentru structura mineralizată Cordurea (fig. 47 a-d) evidenţiază următoarele:

în galeria transversală Pătru (fig. 47 a) şi Pavel, (fig. 47 b) precum şi în direcţionalele acestora pe filonul Buna Vestire (fig. 47 c, d) K_2O are valori sensibil ridicate faţă de ceilalţi oxizi;

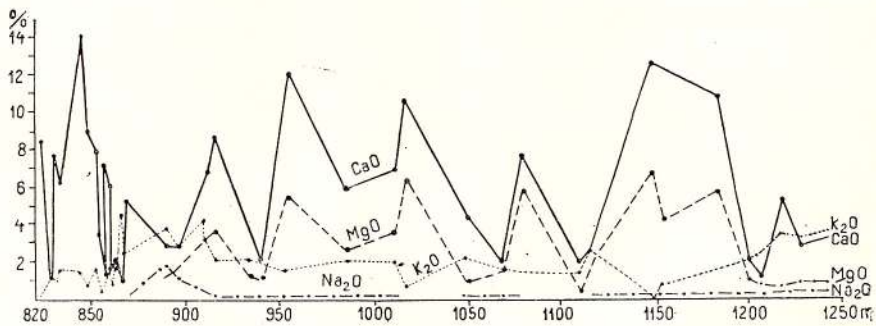


Fig. 46. — Variaţia oxizilor de Ca, Mg, K şi Na în filonul Impărătesc, la nivelul galeriei Emma.

Variation des oxydes de Ca, Mg, K et Na dans le filon Impărătesc, au niveau de la galerie Emma.

K_2O în galeria inferioară Pavel (fig. 47 b, d) are valori între 2,00—8,53 iar în Pătru, situată deasupra (fig. 47 a, c), limitele acestui oxid sînt cuprinse între 2,00—8,90%;

conţinutul în K_2O la rocile din galeriile transversale menţionate şi direcţionale pe fractura filoniană Buna Vestire, este mai ridicat la nivelul galeriei inferioare Pavel (fig. 47 d).

La Cordurea atît în breciile de coş cît şi pe filoane, asociaţia adular-sericit-minerale argiloase, substituie fenocristalele de feldspat plagioclaz şi mineralele femice din elementele breciei de explozie, sau din dyke-urile andezitice.

Adularul, triclinic sau monoclinic, este substituit parţial de sericit şi caolinit. Faţă de datele ce le cunoaştem, considerăm adularizarea din structura Cordurea, ca fiind una din cele mai reprezentative din Munţii Metaliferi. Desigur, că aceasta este mult mai slabă, ca amploare şi intensitate, faţă de cele descrise în regiunea Baia Mare, de Giuşcă (1960), Giuşcă et al. (1965), Măldărăscu, Bonea (1960)[43], Măldărăscu (1970)[44] şi Stanciu et al. (1970).

---

[43] I. Măldărăscu, Lidia Bonea. Consideraţii asupra zonalităţii proceselor de alteraţie hidrotermală a vulcanitelor din regiunea Baia Mare. (1960). Comunicare la Consfătuirea geologilor din D.M. N. Bucureşti.

[44] I. Măldărăscu. Studiu mineralogic şi geochimic al mineralizaţiei de la Şuior. 1970. Teză de doctorat.

Institutul Geologic al României

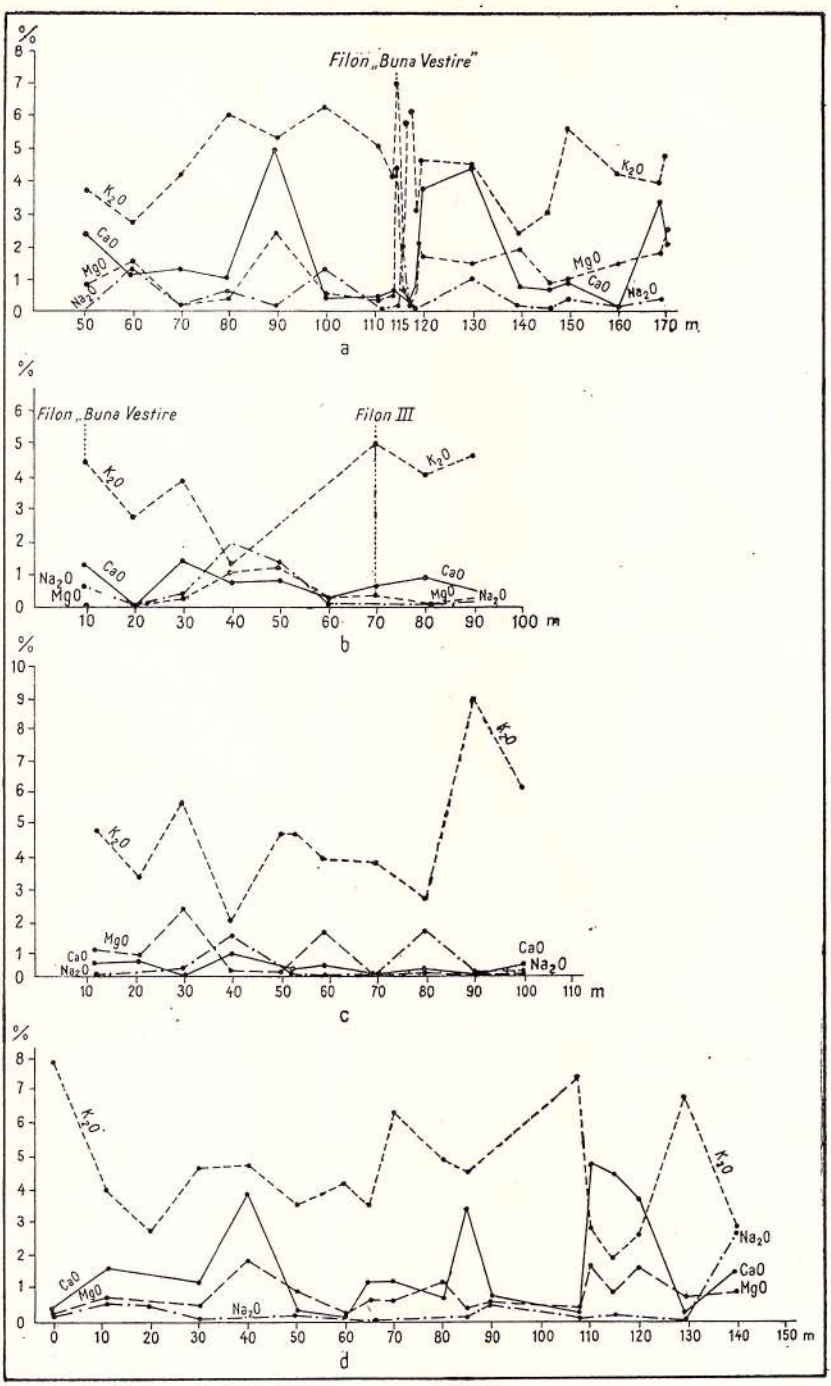


Fig. 47. — Variația oxizilor de Ca, Mg, Na și K în structura mineralizată Cordurea. a, galeria transversală Pătru (m 690); b, galeria transversală Pavel (m 640); c, filon „Buna Vestire", Nivel Pătru; d, filon „Buna Vestire" Nivel Pavel.

Variation des oxydes de Ca, Mg, Na et K dans la structure minéralisée Cordurea. a, galerie transversale Pătru (m 690); b, galerie transversale Pavel (m 640); c, filon „Buna Vestire", Niveau Pătru; d, filon „Buna Vestire" Niveau Pavel.

Institutul Geologic al României

În regiunea Vălișoara, alterările de tip sericit-argilitic cu adular sînt slabe, valorile K_2O în toate zonele analizate rar depășesc 6%. Îmbogățiri ale soluțiilor în acest oxid, au fost în zona breciilor și andezitelor mineralizate cu sulfuri polimetalice auro-argentifere din volburi și împrejurimile lor (fig. 48).

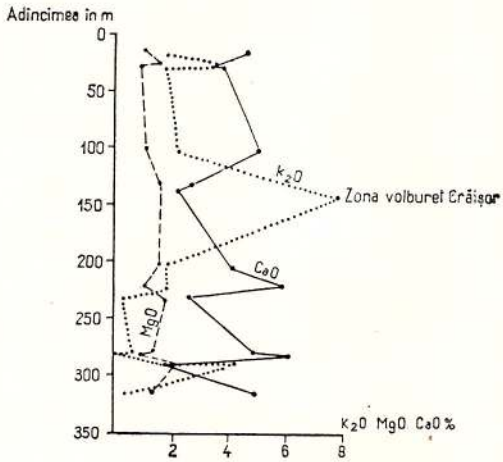


Fig. 48. — Variația oxizilor de Ca, Mg, și K în rocile andezitice din Dîmbul Băilor (foraj 24821).

Variation des oxydes de Ca, Mg et K dans les roches andésitiques de Dîmbul Băilor (forage 24821).

În brecia de coș din sectorul Truții, K_2O accidental depășește 3%. Aici sericitizările sînt slabe, iar carbonații și mineralele argiloase predomină.

Aceeași situație o întîlnim în structura Măcriș-Cetraș, însă aici ca o particularitate menționăm abundența în carotele forajelor de pe valea Măcrișului și Coasta Mare a gipsului și anhidritului. Cele două minerale apar de obicei în fisuri și filoane (pînă la 2 m grosime), asociindu-se cu minerale argiloase și sericit. Anhidritul se conservă în părțile mai profunde iar gipsul care îl substituie și include, formează agregate lamelare, torsionate și brecifiate

O mică cantitate de gips provine probabil din hidratarea anhidritului, marea majoritate însă îl presupunem ca și L o n g f o r d, H a n c o x (1936), B o y l l e (1951) și B a l a d o v (1955) ca rezultat direct din soluții endogene, tardive, bogate în alcali și cu potențial oxidant ridicat.

La Voia, marea majoritate a filoanelor și fisurilor cu gips conțin pirită și marcasită, foarte rar blendă și galenă. Este posibil ca aceste filoane, în zone mai profunde, să cuprindă concentrații de aur exploatabile, de tipul celor întîlnite în mina Porcupine (Ontario) și Musariu , sau sulfuri polimetalice, ca la Baia Sprie (M a n i l i c i et al ., 1965) și Cavnic (J u d e, 1965)[45].

[45] R. J u d e. Observațiuni geologice și unele aspecte geochimice ale mineralizației de la Cavnic. Simpozionul geologic de la Baia Mare — iulie 1965.

Institutul Geologic al României

Faciesul cuarţ-alunitic

În cadrul acestui facies, s-au separat două asociaţii de minerale: cuarţ-alunit şi cuarţ-baritină ± alunit. Ambele asociaţii se suprapun în general pe arii puternic argilizate caracteristice structurii Măcriş-Cetraş şi Draica. La Voia aluniţii apar în şaua dintre dealurile Măcriş-Coasta Mare-Geamăna, pîrîul Paua şi Coasta Cetraşului. Aici, alunitizarea cuprinde rocile sedimentare şi vulcano-sedimentare-sarmaţiene şi tortonian-superioare, tufurile şi andezitele cuarţifere cu hornblendă ± biotit, andezitele cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb) şi dacitele de Cetraş. Rocile cu aluniţi au culoare albă-gălbuie sau rozie, luciu sidefos-mătăsos şi aspect poros, iar mineralele primare cu excepţia cuarţului şi zirconiului, sînt total substituite de aluniţi.

Cristalele de aluniţi dezvoltate în cadrul fostelor fenocristale cu contururi prismatice, idiomorfe, foarte rar xenomorfe(valea Paua) alcătuiesc agregate lamelare sau prismatice, constituite din lamele concrescute sau întretăiate, maclate polisintetic sau în cruce.

Masa de bază a rocilor, are o structură mozaicată şi este alcătuită din cuarţ microgranular, cuarţ primar corodat şi impurificat cu minerale argiloase, zircon, aluniţi, gips, jarosit, zeoliţi, pirită, bohemit, diaspor şi rutil.

În comparaţie cu aluniţii din masa fundamentală care au dimensiuni reduse, cei întîlniţi pe fisuri şi golurile rocilor în bună parte de origină secundară, sînt larg dezvoltaţi şi alcătuiesc agregate lamelare alungite.

Constantele optice ale aluniţilor de la Voia ne-au permis separarea a două varietăţi: una potasică (alunit, ng = 1,59; mp = 1,57; ng-np = 0,020; c : ng = 0) şi alta sodică (natroalunit, ng = nedeterminat; mp = 1,56; ng- mp = 0,010).

Varietatea potasică de alunit, predomină faţă de cea sudică care apare mai frecvent în gresiile cineritice şi tufurile andezitice din coasta Cetraşului şi dealul Geamăna.

Curbele termice ale aluniţilor de la Voia (fig. 49) indică o pierdere în greutate, în domeniul de temperatură cuprins între 500—640°C, cores-

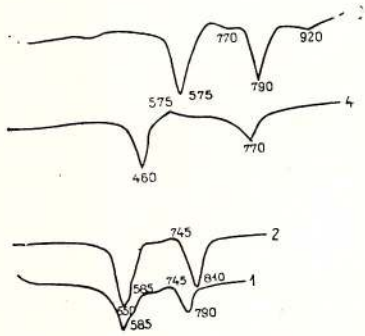


Fig. 49. — Curbele termice ale aluniţilor de la Voia (1, 2) şi Popinţi (3, 4) (Bulgaria, R a d o n o v a, 1966).
1, cuarţ, alunit; 2, cuarţ-natroalunit; 3, cuarţ-alunit; 4, jarosit.

Courbes thermiques des alunites de Voia (1, 2) et de Popinţi (3, 4) (Bulgarie, R a d o n o v a, 1966).
1, quartz, alunite; 2, quartz-natriumalunite; 3, quartz-alunite; 4, jarosite.

punzătoare eliminării a 6 molecule de apă din care rezultă sulfatul dublu bazic deshidratat:

În figura 49 se prezintă spre comparaţie, curba termică a jarositului de la Popinţi (Bulgaria), ale cărui efecte endo- şi exotermice se încadrează în limite de temperatură sensibil mai mici decît la aluniţi.

Institutul Geologic al României

O rocă cuarț-alunitică, recoltată din dealul Coasta Cetrașului a fost analizată roentgenografic. Datele înregistrate sînt prezentate comparativ cu cele obținute de R a y m o n d (1962), pentru aluniții proveniți din Yellow-Jachet, Marysvale (tab. 74).

În dealul Vulpuș (Săliște) contactul nordic și estic al calcarelor a fost circulat de soluții hidrotermale de temperaturi relativ joase, bogate în SiO_2; SO_4^{-2} și Ba. Ca urmare a acestui fapt calcarele au suferit o metasomatoză de tip silicic, în final rezultînd mai multe corpuri de jasperoide

TABELUL 74

Analiza roentgenografică a alunitului de la Voia și Marysvale

Voia-Coasta Cetrașului alunit					Yellow-Jachet, Marysvale alunit				
I	dA°	I	dA°	hkil	I	dA°	hkil	I	dA°
1	5,7	7	2,236	0003	28	5,77	$20\bar{2}8$	2	1,762
1—2	5,4	3	2,119	$10\bar{1}1$	15	5,72	$22\bar{4}0$	16	1,746
0,5	5,0	2	2,099	$01\bar{1}2$	53	4,96	$11\bar{2}9$	2	1,684
4	4,89	2	2,002	$10\bar{1}4$			$22\bar{4}3$		
1	4,64	2	1,980	$11\bar{2}0$	21	3,49	$13\bar{4}1$	2	1,667
1	4,33	0,5	1,915	$01\bar{1}5$			$30\bar{3}6$		
5	4,20	6	1,898	$11\bar{2}3$	100	2,99	$31\bar{4}2$	2	1,648
1	3,720	6	1,818	$02\bar{2}1$			$12\bar{3}8$	2	1,572
6	3,673	5	1,743	0006	106	2,89	$13\bar{4}4$		
1	3,452	1	1,699	$0\bar{2}24$	6	2,47	$31\bar{4}5$	4	1,509
1	3,381	2	1,676	$10\bar{1}7$	81	2,293	02210	36	1,503
10	3,323	0,5	1,659	$20\bar{2}5$			2246	9	1,494
3	3,267	0,5	1,647	$12\bar{3}2$	6	2,211			
8	2,952	6	1,543	$01\bar{1}8$	2	2,038			
1	2,824	1	1,524	$21\bar{3}4$	2	2,022			
1	2,708	5	1,481	$30\bar{3}0$					
5	2,452	1	1,454	0009	70	1,926			
4	2,273	1	1,418	$02\bar{2}7$					
		5	1,384	$30\bar{3}3$	29	1,903			

cu baritină, slab mineralizate cu pirită și sulfuri polimetalice. În aceste corpuri, prima generație de cuarț, de culoare cenușie-neagră, este criptocristalină și impurificată cu pirită, marcasită, minerale argiloase. În foarte rare cazuri în masa cuarțoasă s-au remarcat rare paiete de alunit. După această primă generație de cuarț, care reprezintă 80—90% din corpuri, au urmat depuneri succesive, în două faze de cuarț și baritină.

Bilanțul ionic realizat pentru dacitele de Cetraș proaspete și alterate în faciesul cuarț-alunitic (B e r b e l e a c, 1970) indică un excedent în K (+ 0,17), Al (+ 8,28), C (+1,17), OH(+ 31,94) și și SO_3 (+ 16,19).

Datele din literatura de specialitate consultată (S t e v e n, R a t t e, 1960; N a b o c o, 1961, 1963; M i l l o t, 1964; S a h i n, 1965; R a d o n o v a, 1966) atribuie soluțiilor generatoare de aluniți un caracter „solfataric" (în sensul lui B u r b a n k). Asemenea soluții au un pH acid (0,5—1,6), temperatură și presiune scăzută (100—150°C, 1—6 atm.) și o concentrație ridicată în K_2O, Na_2O, Al_2O_3, H_2O și SO_3.

Institutul Geologic al României

Faciesul zeolitic

Separarea faciesului zeolitic, corespunde cu ultima etapă din evoluţia procesului hidrotermal, în care soluţiile saturate în apă au avut o presiune scăzută şi un domeniu de temperatură situat sub 100°C.

Zeoliţii au fost identificaţi în toate zonele cu manifestări hidrotermale din regiune, suprapunîndu-se cu mici excepţii (dealul Ştirba şi Gurguiata), peste asociaţiile de minerale din celelalte faciesuri, substituind atît fenocristalele cît şi microlitele din masa fundamentală a andezitelor sau dacitelor. Zeolitizarea este însă mai intensă în jurul filonaşelor şi fisurilor din masa rocilor, asociindu-se cu clorit şi silice criptocristalină.

Paragenezele din faciesul zeolitic cuprind următoarele minerale: zeolit (heulandit) + calcit + cuarţ în structurile Măcriş-Cetraş şi Cordurea şi zeolit (heulandit, scolezit) + cuarţ + calcit în structura Ştirba-Gurguiata. În ultima structură zeoliţii sînt întîlniţi în special pe fisuri şi în golurile rocilor, unde alcătuiesc agregate foioase, lamelare, concrescute paralel şi radiar (pl. XIV, fig. 1). Cele mai frumoase iviri, de acest gen s-au întîlnit în versantul drept al Văii Rea, în zona de confluenţă cu valea Ştirba, pe valea Ştirba şi în galeria transversală Noroc Bun de la Hărţăgani (m 600—700).

Pe Valea Rea, zeoliţii abundă în extremitatea vestică a neckului din dealul Ştirba unde se aglomerează sub formă de indivizi larg dezvoltaţi (0,5—1,7 cm) de culoare albă sau albă-cenuşie. În acestă zonă studiile microscopice executate ne-au permis identificarea scolezitului şi a heulanditului.

Din datele prezentate referitoare la chimismul soluţiilor ce au generat asociaţiile de minerale din faciesurile menţionate, desprindem următoarele concluzii:

în general în faciesul propilitic soluţiile au avut conţinuturi ridicate în Na_2O, ceilalţi oxizi scad în proporţii variabile;

în condiţiile faciesului sericitic-argilitic se observă la soluţii o scădere accentuată a SiO_2, CaO, MgO şi foarte accentuată a Na_2O. De această dată, soluţiile sînt îmbogăţite în K_2O, acestea fiind de fapt oxidul ce participă la formarea principalelor minerale din acest facies;

în cazul faciesului cuarţ-alunitic, soluţiile au caracter rezidual şi cuprind concentraţii importante în K_2O, Al_2O_3, CO_2, H_2O şi SO_3;

rezidiul apos al soluţiilor, în final dă asociaţiile din faciesul zeolitic

Dintre asociaţiile menţionate, la nivelul actual de cunoaştere, numai cele din faciesul sericitic-argilitic sînt însoţite de sulfuri metalice mai impotante.

Încheiem acest subcapitol semnalînd existenţa în regiune a unei slabe activităţi mofetice marcată de prezenţa izvorului carbogazos din valea Şeasa.

8. METALOGENEZA MAGMATISMULUI SUBSECVENT TARDIV

a) Funcţia metalizantă şi factorii ce au influenţat procesele de mineralizare

Ianovici et al. (1969) remarcă faptul că în Munţii Metaliferi funcţia metalizantă s-a desfăşurat în două faze şi în anumite condiţii de control structural şi chimic. Se mai face remarca neexistenţei unei afilia-

Institutul Geologic al României

ţii directe dintre tipurile de rocă şi mineralizaţie, aceasta din urmă depinzînd de evoluţia vetrei magmatice sub controlul factorilor menţionaţi.

Referitor la încadrarea în timp a funcţiei metalogenetice, observaţiile noastre atestă prezenţa a trei faze de mineralizare: una de vîrstă Tortonian superior-Sarmaţian inferior, legată în special de erupţiile andezitelor cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Draica) şi două Sarmaţian-Pliocene corespunzătoare erupţiilor andezitelor cuarţifere de Săcărîmb, Vălişoara şi Barza şi dacitelor de Cetraş.

Ca un fapt curios, citäm prezenţa în piroclastitele andezitelor cuarţifere cu hornblendă, de vîrstă Tortonian superior, de pe pîrîul Cetraş şi afluenţii lui (Vălişoara), dealul Cornul cu Frasini, pîrîul Cornul cu Frasini, dîmbul şi pîrîul Iancului şi valea Zimbriţa, a unor blocuri de andezite cu hornblendă şi cuarţ sau cuarţifere, brecifiate, adesea intens hidrotermalizate, mineralizate cu pirită şi sulfuri polimetalice auro-argentifere. Aceste andezite, deosebindu-se de cele separate în cadrul magmatitelor ofiolitice şi laramice, înclinäm să credem că aparţin Terţiarului. În acest caz este posibil ca în Munţii Metaliferi să existe unele structuri mineralizate de vîrstă terţiară-antetortonian superioară.

Mineralizaţia din prima fază este bine dezvoltată în structura vulcanică de la Draica. Aici, filoanele de aur, sulfo-săruri de argint şi sulfuri polimetalice sînt localizate în special în rocile ofiolitice şi andezitice şi mai puţin în cele sedimentare jurasice sau helveţian-tortoniene. Soluţiile hidrotermale ce au generat aceste mineralizaţii, au afectat rocile sedimentare din împrejurimi, inclusiv pe cele de vîrstă Tortonian superior.

Dacă la aceste observaţii mai adăugăm faptul că conglomeratele sarmaţian-inferioare de pe valea Zimbriţa, cuprind elemente de andezite de tip Draica, proaspete şi afectate hidrotermal rezultă că vîrsta mineralizaţiilor ca şi a erupţiilor este Tortonian superior-Sarmaţian inferior.

Marea majoritate a zăcămintelor şi ivirilor mineralizate din regiune, sînt grupate în structurile andezitelor de tip Draica, Săcărîmb, Vălişoara şi Barza.

Ultima fază metalogenetică este legată de dacitele de Cetraş, fiind localizată în incinta structurii Coasta Mare de la Hondol (S o c o l e s c u et al., 1963; B e r b e l e a c, 1970).

Asociind repartizarea în timp a aportului metalizant în evoluţia vulcanismului din regiune, se remarcă existenţa unor faze mineralizate, numai acolo unde după perioada de activitate vulcanică propriu-zisă, a urmat un timp de calm vulcanic, relativ îndelungat, în care aportul degazeifiant metalizant, a ajuns în stadiul hidrotermal. Factorul timp ar juca deci alături de cel tectonic şi chimic un rol determinant în metalogeneza vulcanismului terţiar.

Factorul tectonic a avut un rol deosebit în apariţia fazelor menţionate, deoarece datorită lui s-a produs iniţial procesul de degazeificare în coperişul cuptorului magmatic şi apoi de înfiltrare şi concentrare a soluţiilor mineralizatoare, în structurile primare purtătoare de mineralizaţii din vulcanii compuşi ai calderelor de prăbuşire de la Vălişoara şi Cordurea (Hărţăgani) sau din craterele Măcriş, Cetraş, Momeasa şi Draica. Tot acest factor a favorizat aportul de ape meteorice în zonele mai profunde afectate de activitate vulcanică.

Institutul Geologic al României

În cele două sectoare, estic şi vestic de la Vălişoara, din caldera de prăbuşire, majoritatea mineralizaţiilor sînt localizate la periferia aparatelor vulcanice, la contactul dintre breciile de coş şi fundamentul ofiolitic, în breciile de explozie, sau în rocile andezitice (dealul Băilor). Excepţie fac filoanele Felix, Maria şi Eduard de la Bunesti situate în rocile ofiolitice, dar în apropierea canalului vulcanic sau a unor dyke-uri ce străbat aceste roci.

Comparativ cu situaţia de la Vălişoara, mineralizaţiile de tip filonian de la Cordurea (Hărţăgani) sînt situate pe fracturile localizate în general în partea centrală a calderei, în breciile de explozie la suprafaţă şi nivelul galeriilor Pătru şi Pavel şi mai mult în dyke-urile de andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit la nivelul galeriei Noroc Bun (cota 425 m).

Fractura filonului Împărătesc, din dealul Draica, mulează forma eliptică a canalului din acest deal, în porţiunea nordică şi estică, menţinîndu-se în partea vestică şi centrală în rocile ofiolitice, la cîţiva metri de contactul cu andezitele cuarţifere, pentru ca apoi prin fasciculare să schimbe direcţia spre sud (fig. 43) continuîndu-se în interfluviul dintre pîrîul Cetraş şi Momeasa.

În partea sud-vestică a neckului din dealul Draica, în zona occidentală a dealului Vulpuş, după cum s-a amintit contactul anormal dintre calcare, roci ofiolitice şi breciile de explozie, a fost circulat de soluţii hidrotermale, mineralizaţiile acestora alcătuind filonul Medreana şi corpurile de jasperoide.

Tot în structura Draica, pe fractura de pe pîrîul de la Groape cît şi pe altele întîlnite în galeria Emma (lateralele 1210 stînga, 90 stînga din 46/1210 stînga) apar mineralizaţii piritoase. Aceleaşi mineralizaţii, dar mult mai slabe, s-au observat şi în galeria Voia, în zona sud-vestică a apariţiilor de andezite cuarţifere de tip Draica (m 1470—1535).

În bazinul superior al văii Voia, mineralizaţia preponderent piritoasă prezentă sub formă de fisuri şi diseminări, este situată la periferia structurilor înrădăcinate din dealul Momeasa, Cetraş, Paua şi Măcriş, precum şi în efuziunile, piroclastitele şi rocile sedimentare şi vulcanogen-sedimentare miocene, indicînd o largă difuzie, controlată de fracturi orientate N—S, NE—SW şi NW—SE. Eroziunea deschide aici partea superioară fasciculată a sistemelor de fracturi, presupusele mineralizaţii din zonele profunde fiind puţin cunoscute şi necercetate.

Trecînd la influenţa factorului major chimic, în controlul mineralizaţiilor, remarcăm, ca şi I a n o v i c i et al. (1969), B o r c o ş (1969, 1972) o omogenitate chimică şi geochimică a mineralizaţiilor aferente ciclului II. Aceasta este marcată de predominanţa zăcămintelor de tip auro-argentifer. Omogenitatea trebuie privită în sensul general, deoarece în cadrul ei se remarcă în majoritatea structurilor mineralizate din Munţii Metaliferi, unele variaţii privind aportul în aur, telururi, sulfosăruri, sulfuri comune sau cuprifere, variaţie ce poate fi explicată prin neomogenizări locale în chimismul magmelor, cauzate de diferenţierea acestora sub influenţa mai mare sau mai mică a proceselor de hibridizare şi asimilaţie.

Referitor la aceste variaţii, precum şi la existenţa unor zonalităţi evidente în zăcămintele din aceşti munţi sau din alte regiuni ale lumii, în

Institutul Geologic al României

prezent se poartă numeroase discuţii, care în principal privesc forma combinaţiilor prin care se separă elementele volatile în incinta vetrelor magmatice şi modul în care acestea sînt transportate de către soluţiile hidrotermale.

Este de presupus că marea majoritate a elementelor s-au separat la temperaturi superioare punctului critic al apei, factorul determinant în acest stadiu este volatilitatea elementelor şi a compuşilor lor.

În această direcţie, studiile lui K r a u s k o p f (1957) şi S c e r b i n a (1962), ni se par interesante şi demne de menţionat. Primul autor, prin interpretări termodinamice, stabileşte pentru mai multe metale în stare nativă sau combinaţii ale lor (sulfuri, cloruri etc.) presiunea de vapori la temperatură de 600°C. La această temperatură, solubilitatea metalelor grele şi a altor combinaţii de elemente, în special al clorurilor este foarte ridicată, datorită formării unor compuşi volatili care nu intră în reacţie cu clorurile (Si, $(OH)_4$, S, H, etc.).

La temperaturi ridicate hidrogenul sulfurat se disociază (S c e r b i n a, 1962), după reacţia :

$$2H_2S \longrightarrow S_2 + 2H_2$$

Din cele prezentate înclinăm să credem ca şi M ă l d ă r ă s c u[46] şi autorii susmenţionaţi, că majoritatea elementelor grele s-au separat din magme sub formă de halogenuri.

În acord cu cele de mai sus, ar urma ca factorul chimic să fie responsabil de reacţiile de interacţiune, între faza lichidă şi fazele solide sau lichide cu care acestea au venit în contact. Din aceste reacţii prin „efectul de filtrare", soluţiile îmbogăţite cu cationi bazici extraşi îşi schimbă pH-ul, devenind din acide („front acid"), neutre sau alcaline.

În cîmpul filonian Draica, factorul litologic n-a influenţat chimismul soluţiilor în zona dealului Vulpuş, în schimb a produs modificări ale acestuia în incinta filonului Împărătesc şi a filoanelor asociate.

În dealul Vulpuş, cu toate că soluţiile hidrotermale au circulat prin masa calcarelor, ele au provocat o metasomatoză puternică în condiţii de pH acid, evidenţiată de asociaţia cuarţ şi baritină. Mineralizaţiile în acest caz sînt practic absente, iar sulfurile polimetalice întîlnite în filoanele şi fisurile cu carbonaţi au rezultat din soluţii cu pH neutru sau bazic.

Faţă de această situaţie în cîmpul filonian aferent filonului Împărătesc se constată o variaţie a pH-ului : soluţiile au fost acide sau neutre în porţiunea situată în apropierea contactului cu andezitele cuarţifere (m 820—1080, galeria Emma), iar pe măsura depărtării de acesta devin neutre şi bazice.

Imposibilitatea formării mineralizaţiilor în condiţiile de pH acid, are la bază două cauze :

lipsa sau prezenţa redusă a metalelor grele, ca efect al filtrărilor încete ;

prezenţa anionilor care imprimă soluţiilor un caracter acid şi disocierea slabă a hidrogenului sulfurat.

[46] *Op. cit.* pct. 44.

Institutul Geologic al României

În faza de trecere de la mediul neutru la cel alcalin și în special în condiții de pH bazic, mineralizațiile sînt mai bogate în aur, sulfosăruri de argint și sulfuri polimetalice. În acest stadiu este posibilă disocierea hidrogenului sulfurat și formarea sulfurilor metalice.

Variațiile brusce ale paragenezelor și natura acestora de la salbandă la centrul filonului, observate în unele zone din zăcămintele de la Vălișoara (filon Felix, Barbura, Curila etc.), Hărțăgani (Buna Vestire) și Draica (filonul Împărătesc) sau de la filonul principal la filonașele și fisurile adiacente, se explică și prin modificările brusce de presiune care determină variații de temperatură.

În cazul în care fracturile filoniene, filonașele și fisurile n-au fost bine deschise pe anumite porțiuni (zone de strangulare) în coloana circulată de soluții se pot instala zone cu regim de presiune și temperatură diferită. Sub aceste strangulări în cadrul unor soluții cu debite abundente presiunea și temperatura crește, iar silicea, carbonații și sulfurile solubile, precipită ritmic și abundent. În cazul în care presiunea interioară crește într-un ritm susținut, pragurile create sînt rupte, urmînd a se instala un nou regim de presiune și temperatură.

Reacțiile între mineralele metalice anterior create și soluțiile metalizante ulterioare au determinat în anumite condiții înnobilarea minereului piritos și polimetalic de la Vălișoara. Aici mineralizațiile piritoase, sărace în aur, devin mai bogate, în cazul în care se asociază cu sulfuri comune, aurul adus, depunîndu-se pe fețele cristalelor și mineralelor de gangă.

În zăcămintele din regiune, aurul și telururile se aglomerează de preferință la intersecția filonașelor sau fisurilor. Această aglomerație se poate explica prin reacții chimice care au loc între soluții lichide, contemporane dar cu chimism diferit.

În ceea ce privește transportul aurului la temperaturi mai mari de 300°C, majoritatea cercetătorilor admit existența clorurii de aur. Sub această temperatură, în prezent ca și în trecut s-au purtat discuții în jurul celor patru ipoteze emise:

transport sub formă coloidală
transport sub formă de tiosulfați;
transport prin solubilizare în soluții alcaline;
transport sub formă de clorură aurică în medii acide.

Luînd în considerare paragenezele în care apare aurul în regiune, optăm pentru transportul lui sub formă coloidală și în soluții alcaline.

b) Sistematica metalogenezei terțiare din regiune

În sistematica metalogenezei terțiare folosim nomenclatura adoptată în harta metalogenetică a R.S.R., foaia Brad, scara: 1 : 100.000, elaborată de un colectiv de cercetători al Institutului Geologic. Conform acestei nomenclaturi mineralizația ciclului II din Munții Metaliferi este integrată în provincia concentrațiilor asociate vulcanismului neogen, subprovincia Munților Metaliferi, districtul cu acumulări de aur nativ, telururi și sulfuri polimetalice.

Institutul Geologic al României

TABELUL 75

Cîmpurile mineralizate din districtul cu aur nativ, telururi și sulfuri polimetalice aurifere din regiune

Ciclul de erupție	Faza de mineralizare	Principalele prototipuri de roci	Vîrsta	Denumirea cîmpului mineralizat
II	III	Dacite-Cetraș	Pliocen	Cîmpul cu concentrații de sulfuri polimetalice și sulfosăruri de cupru, Coasta Mare-Cetraș
	II	Andezite de Barza	Sarmațian-Pliocen ?	Cîmpul cu concentrații de sulfuri polimetalice aurifere, valea Măcrișului (Voia)
		Andezite de Barza	Sarmațian-Pliocen ?	Cîmpul cu concentrații de sulfuri polimetalice aurifere, sector vestic (Vălișoara)
		Andezite de Vălișoara	Sarmațian Pliocen ?	Cîmpul cu concentrații de pirită auriferă, valea Turții (Vălișoara)
		Andezite de tip Săcărîmb	Sarmațian Pliocen ?	Cîmpul cu concentrații de zeoliți, Gurguiata-Știrba (Hărțăgani)
				Cîmpul cu concentrații de sulfuri polimetalice, sulfosăruri de cupru și telururi aurifere, Cordurea-Cerburea (Hărțăgani)
				Cîmpul cu concentrații de pirită subordonat Pb, Zn, Au și Hg, vîrful Ancii-Măcriș-Cetraș
	I	Andezite de Draica	Tortonian superior-Sarmațian inferior	Cîmpul cu concentrații de aur nativ, sulfosăruri de argint și sulfuri polimetalice, Draica-Cetraș
		Andezite cuarțifere cu hornblendă ± biotit	Tortonian superior	Cîmpul cu concentrații de hematit și pirită, Voia
I		Andezite cuarțifere cu hornblendă, andezite cu hornblendă și cuarț	Tortonian superior ?	Cîmpul cu concentrații de pirită și sulfuri polimetalice auro-argentifere

Institutul Geologic al României

În cadrul acestui district în regiunea studiată, s-au separat zece cîmpuri cu concentraţii de substanţe minerale utile, repartizate la trei faze de mineralizare (tab. 75).

c) Prezentarea acumulărilor de substanţe minerale utile din fazele mineralizate

Mineralizaţia din faza I

Forma de zăcămînt a concentraţiilor de pirită şi sulfuri polimetalice auro-argentifere din faza I de mineralizare, cu unele excepţii, ne este puţin cunoscută. Studiul fiziografic al blocurilor mineralizate, brecifiate, silicifiate, sericitizate, adularizate şi mineralizate întîlnite în produsele piroclastice din ciclul II, indică prezenţa mai mult a unor volburi decît a filoanelor.

Pentru acest tip de mineralizaţie citäm în ordinea succesiunii de formare două parageneze : pirită + marcasită ; pirită + blendă + galenă + tetraedrit + aur.

TABELUL 76

Caracteristicile concentraţiilor metalifere asociate andezitelor cuarţifere de Draica

Forma de zăcămînt şi localizarea	Morfologia	Dimensiuni m				Direcţie şi înclinare	Principalele minerale metalice şi de gangă
		Lungime		Grosime			
		Fractură	Filon	Limite	Medie		
Corpuri, dealul Vulpuş	Foarte neregulată			0,10 —10		În general E—W sau N—S/ 75—85°N şi SW	Pirită, marcasită, blendă, galenă, tetraedrit, cuarţ, baritină, şi minerale argiloase
Filonul Medreana, dealul Vulpuş	Neregulată, discontinuitate pe direcţii	100	35	0,01 —0,20	0,05	NW—SE/ 65—85°N	Pirită, mispichel, blendă, galenă, sulfosăruri de argint, cuarţ, minerale argiloase
Filonul Nou Împărătesc, dealul Draica	Lenticular, fastonat, discontinuu. Forme capricioase	225	200	0,03 —5	0,85	Arcuită, NW—SE, N—S, NE—SW 65—85°, N, E, S	Pirită, blendă, galenă, aur, marcasită, manganocalcit, şi minerale argiloase
Filonul Împărătesc, dealul Draica	Discontinuu, forme capricioase. Filon ramificat, sistem coadă de cal	800	600	0,03 —1,20	0,33	Arcuită, NW—SE, N—S, NE—SW, 65—85° N, E, S	Pirită, marcasită, mispichel, blendă, galenă, argentit, proustit, argint, aur, cuarţ, ankerit, manganocalcit, calcit, baritină, minerale argiloase

Institutul Geologic al României

Aurul menționat în cea de a doua asociație, a fost evidențiat pe cale chimică și prin studiul la lupa binoculară al concentratelor aluvionare. În acestea aurul întîlnit apare sub forma unor firișoare și găunți cu forme neregulate și puțin aplatizate.

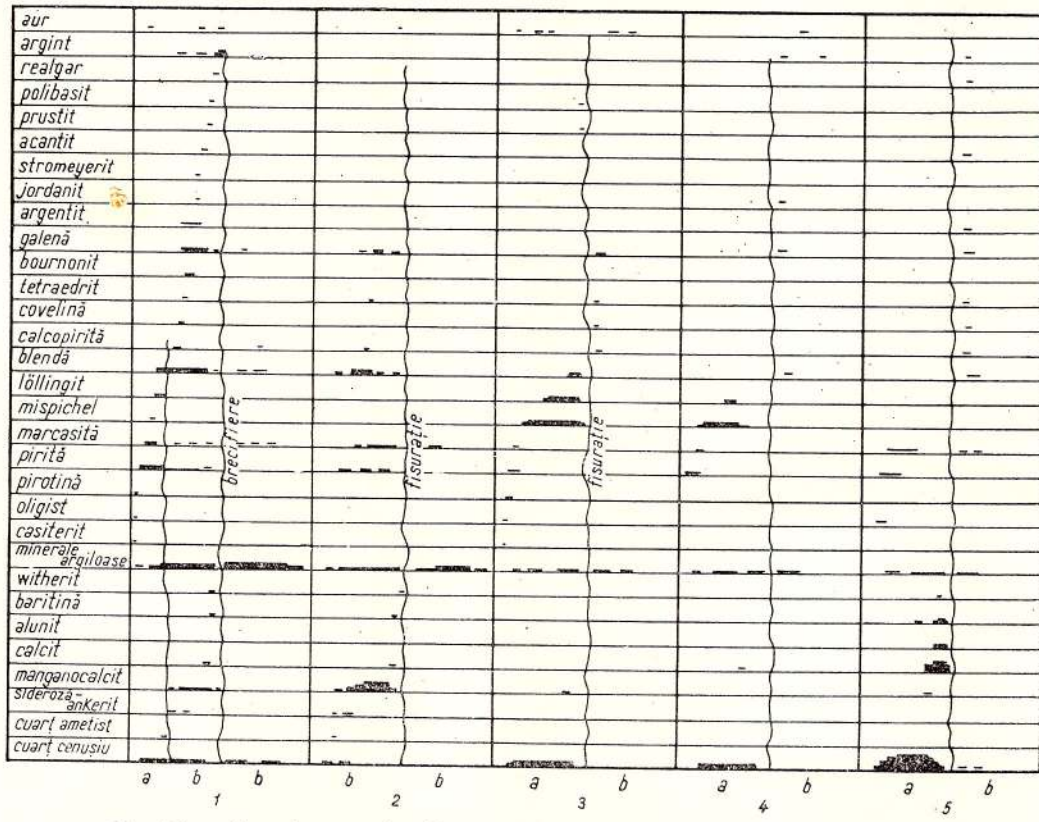


Fig. 50. — Succesiunea mineralogenezei în sistemul filonian Draica.

1, filonul Impărătesc; 2, filonul Nou Impărătesc; 3, ramificația SE a filonului Impărătesc; 4, filonul Medreana; 5, jasperoide. a, stadiul sulfurilor de fier; b, stadiul sulfurilor comune cu sulfosăruri și aur.

Succession de la minéralogenèse dans le système filonien Draica.

1, filon Impărătesc; 2, filon Nou Impărătesc; 3, ramification SE du filon Impărătesc; 4, filon Medreana; 5, jaspéroides. a, stade des sulfures de fer; b, stade des sulfures communes à sulfosels et à or.

Mineralizația asociată erupțiilor de andezite cuarțifere de tip Draica și mai puțin andezitelor cuarțifere cu hornblendă ± biotit a fost întîlnită în structurile din dealurile Draica, Cetraș și valea Voia.

Aportul metalizant în această fază, la nivelul actual de investigare al structurilor vulcanice, este legat în principal de erupția andezitelor cuarțifere cu hornblendă și biotit de Draica (tab. 76, fig. 50).

Institutul Geologic al României

Caracteristica mineralizaţiei din dealul Draica, constă în : existenţa unor filoane cu forme şi grosimi neregulate ; prezenţa la nivele superioare alături de sulfurile comune auro-argentifere , a aurului, argintului şi sulfosărurilor de argint şi abundenţa în adîncime a mispichelului (fig. 50).

Mineralizaţia din faza a II-a şi a III-a

În cadrul fazelor II şi III de mineralizare, aportul metalizant este legat în special de activitatea hidrotermală precursoare erupţiunilor de andezite cuarţifere de tip Săcărîmb, Vălişoara şi Barza şi mai puţin de dacitele de Cetraş.

În cadrul structurilor mineralizate în aceste faze, se remarcă unele particularităţi atît în ceea ce priveşte forma de zăcămînt cît şi asociaţiile de minerale metalice (tab. 77). Astfel, la Vălişoara, în cele două cîmpuri mineralizate din sectoarele estic (valea Truţii) şi vestic (Văleni), concentraţiile de minerale metalice, alcătuiesc în principal volburi şi coloane, mai puţin filoane.

Formele de zăcămînt de tipul volburilor, corespund unor porţiuni din andezite, intens fisurate, local brecifiate şi cimentate ulterior cu minerale metalice şi de gangă. Înnobilarea acestora este direct proporţională cu numărul fisurilor şi filonaşelor mineralizate cu sulfuri polimetalice auro-argentifere.

Coloanele mineralizate reprezintă brecii de explozie alcătuite din elemente angulare şi subangulare, prinse într-un ciment de frecare, ulterior mineralizat.

În cazul coloanelor din sectorul Truţii, mineralizaţia constă într-o reţea de fisuri umplute în principal cu pirită larg cristalizată, mai puţin sulfuri polimetalice, cuarţ şi carbonaţi.

Majoritatea coloanelor şi volburilor din regiune, sfîrşesc la extremităţile axei lungi prin filoane lenticulare şi festonate, nu prea lungi, de tipul filonului Felix.

În zăcămintele de la Vălişoara, două asociaţii de minerale metalice sînt caracteristice : una cu pirită auriferă — aur, întîlnită în special în coloanele şi volburile din sectorul estic şi alta cu aur-blendă, calcopirită-galenă (fig. 51), specifică sectorului vestic (filoane şi volburi), dar observată şi în filoanele Felix, Noroc Bun, Maria şi Eduard. Prezenţa celei de-a doua asociaţii, în fisurile şi filonaşele coloanelor de explozie din sectorul estic (fig. 52), înnobilează după cum s-a mai menţionat, acumulările piritoase, ridicîndu-le valoarea economică.

În structura mineralizată de la Cordurea (Hărţăgani), filonul principal Buna Vestire, deschis în galeriile Pătru, Pavel şi Noroc Bun (cota 425 m), are dimensiuni reduse şi inconstanţă pe direcţie. El reprezintă în esenţă o mineralizaţie concentrată pe fisuri înlănţuite, orientate NNW-SSE. Sub aceeaşi formă se prezintă şi filoanele argiloase I, II şi III precum şi cele din valea Ursa (galeriile Ursa Mare şi Ursa Mică) şi pîrîul Cordurea, excepţie făcînd filonul argilos nord-estic din galeria Pavel care este unitar.

Institutul Geologic al României

TABELUL 77

Caracteristicile concentrațiilor metalifere asociate fazelor II și III de mineralizare

Forma de zăcămînt și localizarea	Morfologia	Dimensiuni mm					Direcția și înclinarea	Principalele minerale metalice și de gangă	Afiliația mineralizației la faza de erupție și mineralizare
		Filoane			Volburi și coloane				
		Lungimea	Grosimea		Lungimea	Grosimea			
			Limite	Medie					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Fisuri și filonașe, dealul Coasta Mare	Neregulată							Pirită, marcasită, cuarț, sericit, minerale argiloase	Dacite Cetraș Faza a III-a de mineralizare
Fisuri și filonașe, valea Voia	Neregulată							Pirită, marcasită, subordonat blendă, galenă, tetraedrit, aur, cuarț, gips	
Coloană, pîrîul Curmăturii, Voia	Eliptică				13	0,1—5	N—30—45 W/85°S	Pirită, marcasită, minerale argiloase, carbonați	
Filonașe și fisuri, valea Voia	Neregulată, inconstanță pe direcție						N 60—70 E/75—80°S	Pirită, marcasită, carbonați	
Filoane și fisuri, valea Voia	Neregulată, inconstanță pe direcție	10—100	0,01—2					Pirită, marcasită, gips, anhidrit, minerale argiloase	Andezite cuarțifere cu hornblendă, și biotit (Săcărîmb) Faza a II-a de mineralizare
Filon argilos nord-estic, Cordurea	Regulată	150	0,01—0,50	0,10			N 47 E/85°S	Pirită, marcasită, minerale argiloase	
Filon argilos III, Cordurea	Neregulată	50*	0,10*0,80	0,30°	0,15*		N 7 W/85°S	Pirită, marcasită, minerale argiloase, aur	
Filon Maria, pîrîul Smreciului, Bunești	Neregulată	30*	0,01*	0,30*			N 17 W/*75°S W	Pirită, blendă, galenă, tetraedrit, calcit, cuarț, aur	
Filon Noroc Bun, sector estic, Vălișoara	Neregulată Numeroase ramificații în coperiș	60*	0,01*—0,20	0,05*			E W/80°*N	Pirită, blendă, galenă, calcopirită, tetraedrit, aur, cuarț, manganocalcit, calcit	
Filon Felix, pîrîul Truții sector estic, Vălișoara	Neregulată, lenticulară, festonată	210*	0,03—1,70	0,33			N 30—50 W/60—75°S W	Pirită, marcasită, blendă, galenă, calcopirită, cuarț, aur, dolomit, minerale argiloase	

Institutul Geologic al României

Volbura Panonia, sector estic, Vălişoara	Eliptică, neregulată				12	0,1—3	N 15 W/60—80°S	Pirită, aur, marcasită, cuarţ, calcit, minerale argiloase	Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Vălişoara)
Volbura Aurel, sector estic, Vălişoara	Eliptică, neregulată				10	0,1—3	E—W/60—75°S	Pirită, blendă, galenă, calcopirită, aur, cuarţ, carbonaţi	
Coloana Rudolf, pîrîul Măgura, Vălişoara	Eliptică, neregulată				10	0,10—3	N—S/70°W	Pirită, marcasită, aur, clorit, minerale argiloase	Faza a II-a de mineralizare
Coloana de la Curechi, Vălişoara	Eliptică, neregulată				25	0,10—10	NE—SW /40—75°S	Pirită, aur, clorit, minerale argiloase	
Coloana Emma, sector estic, Vălişoara	Eliptică, neregulată				25*	0,10—10	N 60—70 E/60—75°SW	Pirită, blendă, galenă marcasită, minerale argiloase, carbonaţi, aur, cuarţ	
Coloana Baia Mare, sector estic, Vălişoara	Eliptică, neregulată				35*	0,10—10	N 45—65 W/60—70°SW	Pirită, blendă, galenă, marcasită, carbonaţi, aur, minerale argiloase	
Coloana Vrednicuţa, sector estic, Vălişoara	Eliptică, neregulată				50	0,10—25	N—S/ 75—85°W	Pirită, blendă, galenă, aur, cuarţ, dolomit, calcit, minerale argiloase	
Coloana Preluca, sector estic, Vălişoara	Eliptică, neregulată				100	0,10—30	E—W/75—85°N	Pirită, blendă, galenă, calcopirită, marcasită, aur, cuarţ, dolomit, calcit, minerale argiloase	
Filon argilos II, gal. Pavel, Cordurea	Neregulată	25*	0,10* 0,40	0,15*			N 45 W/75°SW	Pirită, marcasită, aur, minerale argiloase	Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb)
Filon argilos I, gal. Pavel, Cordurea	Neregulată	40*	0,10* 0,50	0,20*			N 25 W/70°SW	Pirită, marcasită, aur, minerale argiloase	Faza a II-a de mineralizare
Filon Buna Vestire, Cordurea	Neregulată, inconstanţă pe direcţie	140*	0,01* 0,50	0,10*			N 10—35 W/65—85°SW	Pirită, blendă, galenă, calcopirită, tetraedrit, krennerit, hessit, petzit, sylvanit, aur, enargit, bornit, cuarţ, adular	
Filon Barbura, sector vestic, Vălişoara	Neregulată, inconstanţă pe direcţie	75*	0,01* 0,50	0,10*			N 30—85 W/70°SE	Pirită, blendă, galenă, calcopirită, aur, cuarţ, ametist, cuarţ fumuriu, cuarţ criptocristalin, carbonaţi	

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Filon Curila, pîrîul Şerbanilor, Vălişoara, sector vestic	Neregulată inconstanţă pe direcţie Îngroşări şi subţieri rapide	175*	0,01* 1,80	0,50*			N 30 W/45—75°SW	Pirită, blendă, galenă, calcopirită, tetraedrit, hessit, aur, cuarţ ametist, cuarţ criptocristalin, manganocalcit, calcit, minerale argiloase	
Volbura 3, sector vestic, Vălişoara	Eliptică, foarte neregulată				15	2,5	N 45 E/75°SW	Pirită, blendă, galenă, calcopirită, cupru, aur, manganocalcit, calcit	Andezite cuarţifere cu hornblendă (Barza) Faza a II-a de mineralizare
Volbura 2, sector vestic, Vălişoara	Eliptică, foarte neregulată				10	2	N—S/80°W	Pirită, blendă, marcasită, cuarţ ametist, minerale argiloase	
Volbura Crăişor (nr. 1), sector vestic, Vălişoara	Eliptică, foarte neregulată				40	12	N—S/60—80°W	Pirită, marcasită, blendă, galenă, calcopirită, hessit, aur, cuarţ ametist, cuarţ criptocristalin, manganocalcit, minerale argiloase	
Filon Eduard, sector estic, Vălişoara	Neregulată, inconstanţă pe direcţie	35*	0,01* 0,10	0,03*			N—S/*45—60°W	Pirită, blendă, galenă, calcopirită, cuarţ, aur, minerale argiloase	

* Date aproximative.

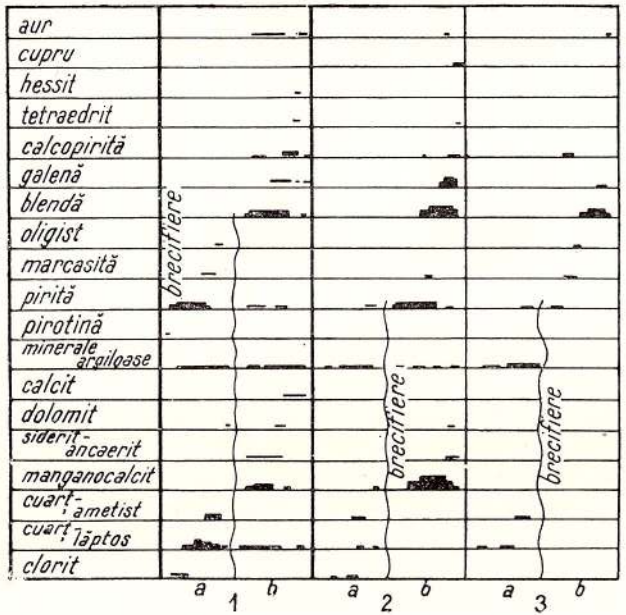


Fig. 51. — Succesiunea mineralogenezei în sectorul vestic de la Vălişoara.

1, volbura Crăişor, filoanele Curila şi Barbura; 2, volbura 3; 3, volbura 2. a, stadiul sulfurilor de fier; b, stadiul sulfurilor comune cu aur.

Succession de la minéralogenèse dans le secteur occidental de Vălişoara.

1, stockwerke Crăişor, filons Curila et Barbura; 2, Stockwerke 3; 3, Stockwerke 2. a, stade des sulfures de fer; b, stade des sulfures communes à or.

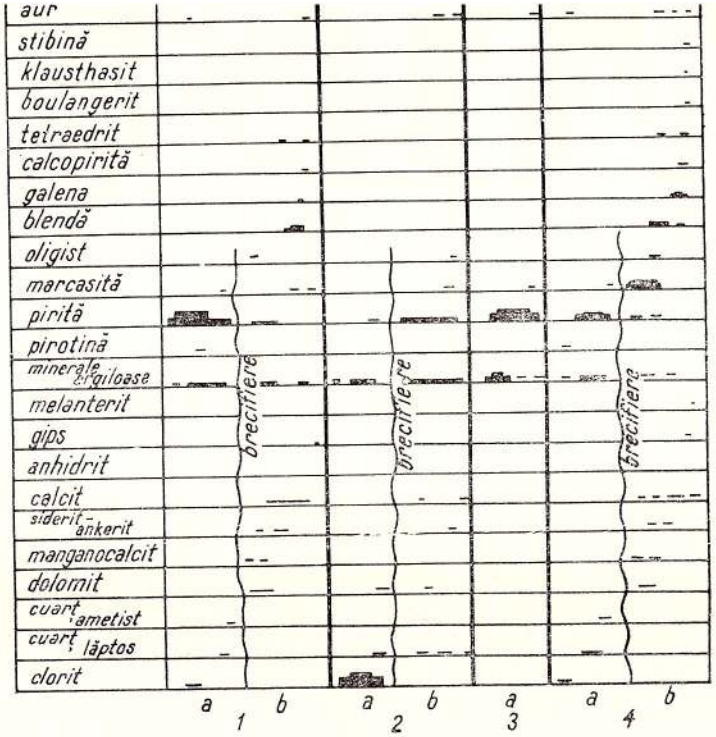


Fig. 52. — Succesiunea mineralogenezei în sectorul estic de la Vălişoara.

1, Coloanele Elma, Aurel, Panonia, Baia Mare, Vrednicuţa şi Preluca; 2, coloanele Curechi şi Rudolf; 3, filonul Romanilor; 4, filoanele Felix, Noroc Bun, Maria şi Eduard. a, stadiul sulfurilor de fier; b, stadiul sulfurilor comune cu aur.

Succession de la minéralogenèse du secteur oriental de Vălişoara.

1, colonnes Elma, Aurel, Panonia, Baia Mare, Vrednicuţa et Preluca; 2, colonnes Curechi et Rudolf; 3, filon Romanilor; 4, filons Felix, Noroc Bun, Maria et Eduard. a, stade des sulfures de fer; b, stade des sulfures communes à or.

Institutul Geologic al României

Mineralizaţiei de la Hărţăgani îi sînt proprii două asociaţii (fig. 53): una cu sulfuri comune-telururi-sulfosăruri de cupru-aur liber, similară celei de la Bucium (G i u ş c ă, 1940), Săcărîmb şi Stănija (G i u ş c ă, 1935, 1936, 1,2; H e l k e, 1933, 1934, 1938) şi alta cu pirită-marcasită-

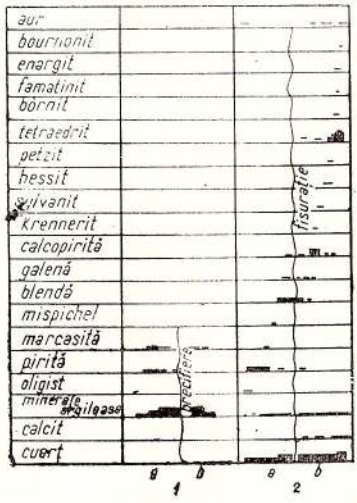
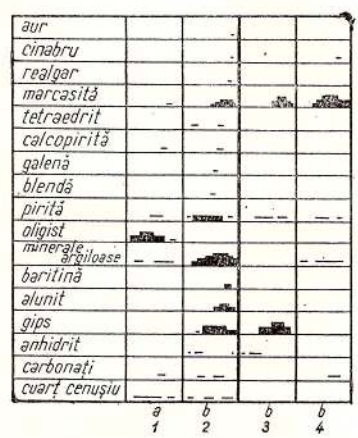


Fig. 53. — Succesiunea mineralogenezei în structura Cordurea-Coasta Mare (Hărţăgani).
1, filonul nord-estic argilos; 2, filonul Buna Vestire. a, stadiul sulfurilor de fier; b, stadiul sulfurilor comune, telururilor, sulfosărurilor şi aurului nativ.
Succession de la minéralogenèse dans la structure Cordurea-Coasta Mare (Hărţăgani).
1, filon de NE argileux; 2, filon Buna Vestire. a, stade des sulfures de fer; b, stade des sulfures communes, des tellures, des sulfosels et de l'or natif.

aur liber-minerale argiloase. Pentru prima asociaţie, mineralul de gangă predominant este cuarţul.

În regiunea Voia, mineralizaţiile cuprind trei asociaţii de minerale (fig. 54); oligist-pirită-cuarţ, pirită-sulfuri comune, marcasită-aur-cuarţ-

Fig. 54. — Succesiunea mineralogenezei în bazinul superior al văii Voia.
1, fisuri şi filonaşe cu oligist şi pirită; 2, diseminări, fisuri şi filonaşe; 3, filoane şi fisuri cu anhidrit şi gips; 4, filoane şi fisuri cu marcasită şi coloana mineralizată de pe pîrîul Buha. a, stadiul sulfurilor de fier; b, stadiul sulfurilor comune.
Succession de la minéralogenèse dans le bassin supérieur de la vallée de Voia.
1, fissures et filonnets à oligiste et à pyrite; 2, dissséminations, fissures et filonnets; 3, filons et fissures à anhydrite et à gypse; 4, filons et fissures à marcassite et la colonne minéralisée de la vallée du ruisseau Buha. a, stade des sulfures de fer; stade des sulfures communes.



minerale argiloase şi pirită-marcasită-metacinabarit-minerale argiloase-alunit-gips. Ultimele două asociaţii, fiind de temperatură scăzută, ar putea la nivele mai profunde să treacă în oricare parageneză caracteristică mineralizaţiilor din structurile cantonate în andezitele cuarţifere de tip

Institutul Geologic al României

Săcărîmb, deschizînd în acest caz largi posibilităţi economice regiunii Voia-Hondol.

Asociaţia pirită-marcasită-alunit (metacinabarit) etc. este afiliată activităţii hidrotermale din fazele II şi III de mineralizare. Această parageneză, ca şi cea cu enargit-famatinit de la pîrîul lui Avram cercetată de Socolescu et al., (1963) nu este încă pe deplin cunoscută.

Texturile concentraţiilor metalifere din structurile mineralizate descrise sînt : ataxitice, la coloanele mineralizate şi volburi, ataxitice şi zonare cu depuneri simetrice sau asimetrice la unele filoane, regulate şi zonare simetrice la majoritatea filonaşelor cu deschideri reduse.

Texturile reticulare, sînt frecvente la filoanele şi filonaşele din acoperişul filonului Împărătesc (fig. 55 b) precum şi pe filonul Felix, Noroc Bun, Curila de la Vălişoara şi Buna Vestire (Hărţăgani).

Mişcările tectonice mai accentuate în structura Draica, manifestate în timpul mineralizării sau între cele două etape de mineralizare principale, au creat texturi breciforme mai rar brecioide. Aici, pe filonul Împărătesc şi ramificaţiile lui, în partea centrală şi vestică, texturile breciforme sînt slabe. Acestea se amplifică treptat spre terminaţia orientală şi sudică a filonului unde un proces intens de brecifiere a distrus parţial sau total configuraţia filonului Împărătesc (fig. 55 a, c). După acest proces se instalează o nouă fază de mineralizare cu sulfuri polimetalice în gangă de manganocalcit, rezultînd aşa numitul filon Nou Împărătesc(denumirea noastră). Acesta, ca şi cel Împărătesc, suferă ulterior o intensă brecifiere (fig. 55 d, e, f). În părţile centrale ale filonului, mişcările tectonice succesive, sincrone cu procesul de mineralizare, au favorizat formarea texturilor în cocardă şi druziforme.

Texturile spongioase, cavernoase şi relicte, sînt mai rare şi s-au întîlnit la filoanele din cîmpul Draica (filon m 1012, galeria Emma etc.) sau în unele porţiuni pe filonul Buna Vestire.

Texturile colomorfe, sînt prezente pe filonul Felix de la Vălişoara, Împărătesc (Sălişte) şi în filonaşele cu pirită şi marcasită sau în coloana de pe pîrîul Curmăturii, de la Voia.

Succesiunea mineralogenezei

Pentru zonele studiate, documentaţiile anterioare nu dau indicaţii asupra succesiunii mineralogenezei. Acest lucru a fost executat de autorul lucrării, cu care ocazie se sesizează în linia succesiunii, caracterul poliascendent al activităţii hidrotermale, marcată după fiecare mişcare tectonică ce a însoţit procesele de mineralizare, de noi pulsaţii, adesea cu parageneze deosebite, telescopate pe cele anterior formate (fig. 50—55).

În regiune procesele mineralogenetice, s-au derulat în trei stadii succesive : stadiul sulfurilor de fier, al sulfurilor comune cu sulfosăruri ± telururi şi aurifer.

Stadiul sulfurilor de fier omniprezent în toate structurile mineralizate, s-a desfăşurat în condiţiile unui potenţial ridicat de sulf, fier şi uneori arsen.

Institutul Geologic al României

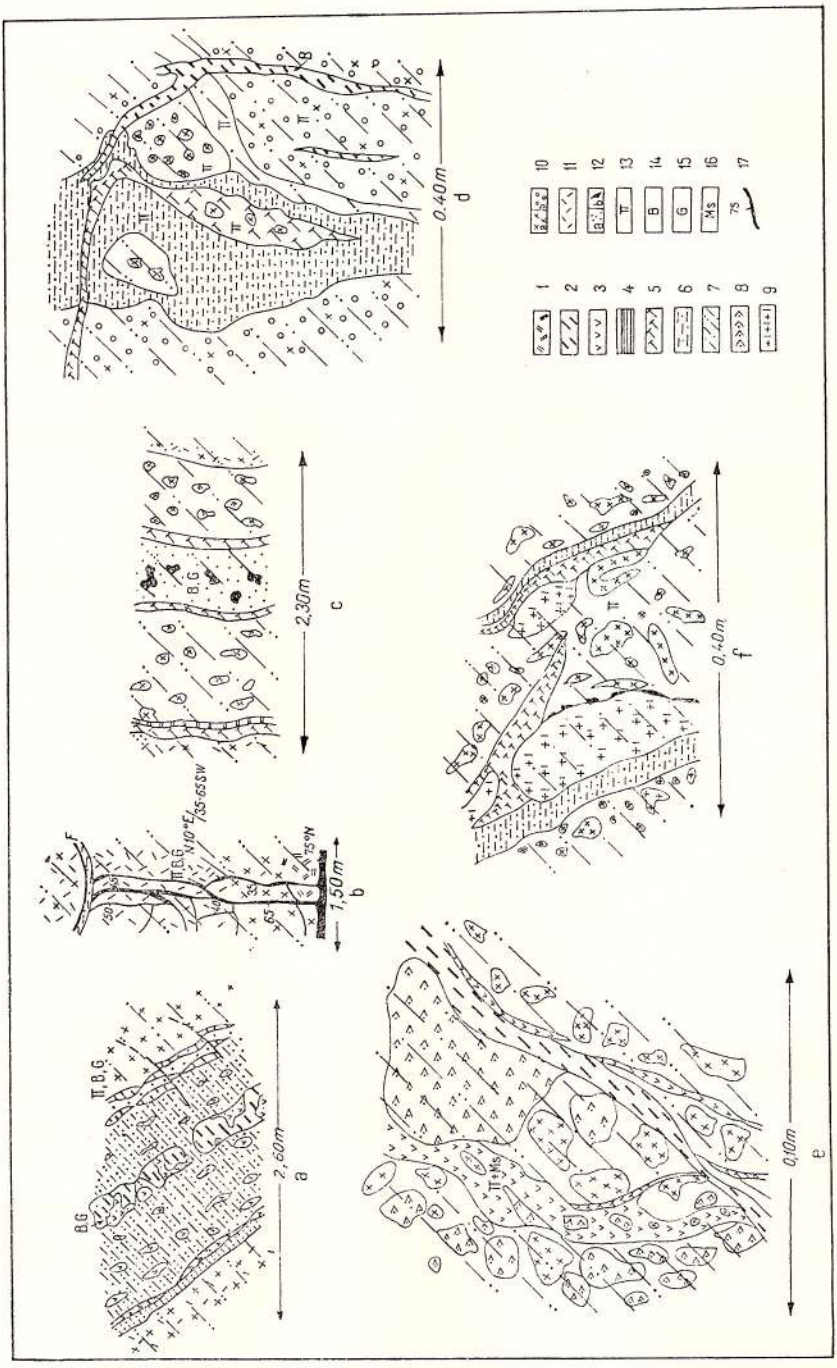


Fig. 55

Institutul Geologic al României

La sfîrşitul stadiului, disocierea hidrogenului sulfurat a fost slabă, primul mineral format în cantităţi foarte mici, ulterior înglobat în pirită sau alte minerale metalice este pirotina.

În regiunea Voia şi pe valea Curechi de la Vălişoara înaintea declanşării stadiului fero-sulfuros, soluţiile puternic oxidate au întrunit condiţiile cristalizării oligistului.

După punerea în loc a pirotinei, soluţiile se îmbogăţesc în sulf rezultînd mase importante de pirită, în special în zăcămintele sectorului estic de la Vălişoara (coloanele şi filoanele din zona dealului Măgura Porcului). Aici, acest mineral reprezintă 10—23% din masa minereului. În celelalte zăcăminte nu depăşeşte 10%. La Vălişoara, după depunerea piritei se constată un slab proces de oxidare, marcat de cristalizarea oligistului, iar la Hărţăgani şi în special Draica, soluţiile se îmbogăţesc în arsen favorizînd depunerea mispichelului şi mai puţin al löllingitului. Înaintea depunerii acestor minerale sau sincron cu ele cristalizează marcasita.

Fig. 55. — Aspecte structurale şi mineralogenetice în sistemul filonian Draica. Galeria Emma. a, textura brecioasă în filonul Nou Impărătesc, laterala 1210 stîngă, m 41—46; b, ramificaţii faliate ale filonului Impărătesc. Laterala stîngă m 1012; c, fragmente şi blocuri de blendă şi galenă masivă în minerale argiloase. Filonul Nou Impărătesc. Laterala 46, dreapta din 1210 stînga m 112; d, fisură cu blendă, în coperişul filonului Nou Impărătesc (argila neagră), m 128 în laterala dreaptă m 46 din 1210 stînga; e, filonaşe cu cuarţ, pirită şi mispichel deplasate de o fisură de carbonaţi, m 47 din laterala m 90 dreapta/laterala dreaptă m 46/1210 stînga; f, componentele petrografice şi mineralogice ale fracturii de la m 26 din laterala stîngă m 90/laterala dreaptă m 46/1210 stînga.

1, brecie bazaltică; 2, manganocalcit, calcit etc.; 3, cuarţ; 4, clorit-illit; 5, illit-caolinit; 6, argilă neagră; 7, caolinit, illit, montmorillonit etc.; 8, andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit; 9, andezit cu augit; 10, a, bazalt porfiric cu augit; b, aglomerate bazaltice; 11, brecifieri; 12, a, impregnaţie cu pirită şi sulfuri polimetalice; b, aglomerări de minerale metalice; 13, pirită; 14, blendă; 15, galenă; 16, mispichel; 17, filonul Impărătesc.

Aspects structuraux et minéralogénétiques dans le système filonien Draica. Galerie Emma. a, texture brécheuse dans le filon Nou Impărătesc, galerie latérale 1210 à gauche m 41—45; b, ramifications faillés du filon Impărătesc. Galerie latérale à gauche m 1012; c, fragments et blocs de blende et de galène massive dans des minéraux argileux. Filon Impărătesc. Galerie latérale 46, à droite, commençant de 1210 à gauche m 112; d, fissure à blende, dans le toit du filon Nou Impărătesc (argile noire), m 128 dans la galerie latérale à droit m 46 de 1210 à gauche; e, filonnet de quartz, pyrite et mispickel déplassés par une fissure à carbonates, m 47 de la galerie latérale 90, à droite/galerie laterale de droite m 46/1210 à gauche; f, composants pétrographiques et minéralogiques de la fracture du m 26 de la galerie latérale de gauche m 90/galerie latérale de droite, m 46/1210 à gauche.

1, brèche basaltique; 2, manganocalcite, calcite etc.; 3, quartz; 4, chlorite-illite; 5, illite-caolinite; 6, argile noire; 7, caolinite, illite, montmorillonite etc.; 8, andésite quartzifère à hornblende et biotite; 9, andésite à augite; 10, a, basalte porphyrique à augite; b, agglomérats basaltiques; 11, brechifications; 12, a, impregnation à pyrite et à sulfures polymétalliques; b, agglomérations de minéraux métalliques; 13, pyrite; 14, blende; 15, galène; 16, mispichel; 17, filon Impărătesc.

Institutul Geologic al României

În ceea ce privește aurul, în acest stadiu se presupune că este prezent ca mici incluziuni sporadice în pirită și mai ales în mispichel.

Mispichelul, în sistemul filonian de la Draica, este prezent adesea în cantități ridicate, depășind în unele ramificații 15 % din masa mineralului (filon Impărătesc, ramificațiile sudice). În general, însă reprezintă 0,1—3 % din masa minereului. Asemenea îmbogățiri ale mineralizațiilor cu mispichel, se cunosc și în alte părți din Munții Metaliferi, cum sînt : Musariu (Ilie Pintilie), Trestia-Măgura, Haneș, Mucăceasca vest și Baia de Arieș.

Sulfurile polimetalice în acest stadiu apar în cantități neînsemnate.

Ganga mineralizației din stadiul sulfurilor de fier este reprezentată în special de cuarț microcristalin (Vălișoara, Cordurea, Draica), rar fumuriu și ametist (Vălișoara, volburile și filoanele din sectorul vestic, mai puțin Cordurea și Draica) și mineralele argiloase. În cantități subordonate apare cloritul pe filoanele Curila și Barbura din sectorul vestic sau în coloanele Curechi și Rudolf (valea Porcurea de către Curechi).

Fără a intra în descrieri detaliate, în cele ce urmează prezentăm pe scurt caracterele fiziografice ale mineralelor din acest stadiu

Pirita apare în cristale izolate sau agregate monominerale, adesea compacte, larg cristalizate în coloanele Preluca, Vrednicuța, Baia Mare și Emma de la Vălișoara sau fin și mediu granulare, adesea sparte, și cimentate cu cuarț și carbonați, în zăcămintele filoniene de la Draica și Hărțăgani. Cristalele idiomorfe, prezintă forme de cub sau dodecaedru pentagonal și mai rar de octaedru (fillnul Romanilor, coloanele Preluca, Vrednicuța și Baia Mare).

Marcasita prezintă în mineralizațiile din regiunea Vălișoara (în special filonul Felix) și Draica (filonul Împărătesc), agregate granulare, colomorfe și mai rar lamelare, concrescute pe pirită. Concreșterile colomorfe sînt cele mai reprezentative (pl. XIV, fig. 2).

Mispichelul apare în cristale izolate sau agregate aciculare prismatice (pl. XIV, fig. 3), ipidiomorfe sau xenomorfe, uneori sparte și cimentate de celelalte minerale metalice sau de gangă, formate ulterior. Cuprinde incluziuni de pirită și este înglobat și corodat de löllingit. Cele mai reprezentative apariții de mispichel se întîlnesc pe ramificația sud-estică a filonului Împărătesc, la nivelul galeriei Emma (laterala 90 dr./46 stg. 1210 stg.).

Löllingitul este intim asociat cu mispichelul (pl. XIV, fig. 3), în sistemul ramificațiilor sud-estice ale filonului Împărătesc, din galeria Emma. Aici formează agregate granulare sau prismatice (0,1—1,5 mm), care cimentează, corodează și include granulele de pirită și mispichel. Prin atacul cu NO_3H se evidențiază structuri lamelare, zone și macläri polisintetice.

Oligistul formează în fisurile, filonașele și filoanele din valea Voia (pîrîul Grosului, valea Voia, etc.) agregate lamelare, uneori oxidate, cimentate cu cuarț, pirită și carbonați (siderit). Sub formă de cristale lamelare izolate, se întîlnește în coloanele mineralizate de la Vălișoara.

Stadiul sulfurilor comune cu sulfosăruri ± telururi se caracterizează printr-un aport substanțial de Pb, Zn, sau Pb, Zn, Cu, uneori la acestea adăugîndu-se Sb, As, Te, Au și Ag. Cristalizarea în general a avut loc în condițiile reducerii progresive a conținutului de sulf și începe cu blendă, fiind urmată de calcopirită la Draica sau galenă în structurile Cordurea și Vălișoara. Procesul de cristalizare continuă cu depunerea sulfosărurilor (sulfoarseniați, sulfoantimoniți) sau sulfurilor comune fără telururi în

Institutul Geologic al României

regiunea Draica şi Vălişoara (hessitul întîlnit în volbura Crăişor este un caz particular) şi cu telururi de aur şi argint în regiunea Hărţăgani (filonul Buna Vestire).

Între mineralizaţiile celor două stadii menţionate a avut loc o brecifiere sau fisurare. În cadrul sistemului filonian din dealul Draica, suprapunerea unei mineralizaţii de sulfuri polimetalice peste cea a filonului Împărătesc trebuie privită ca o nouă fază de mineralizare afiliată probabil andezitelor cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb).

În descrierile mineralelor metalice din acest stadiu, vor fi prezentate succint principalele caractere fiziografice şi constantele optice.

Blenda a fost întîlnită în toate zăcămintele din regiune precum şi în fisurile şi zonele cu diseminări din regiunea văii Voia. Apare în majoritatea cazurilor în agregate granulare şi indivizi xenomorfi (fig. 56) sau idiomorfi, îndeosebi de dimensiuni medii şi mari. Cristale idiomorfe cu feţe de octaedru şi dodecaedru romboidal, însoţite de frumoase striuri de creştere şi figuri de coroziune s-au observat în volbura nr. 3, coloanele mineralizate Preluca, Vrednicuţa şi Emma de la Vălişoara şi în anumite porţiuni din filonul Împărătesc.

Culorile variază de la brun-galben la brun sau galben-deschis (cleiofan) cu o transparenţă ridicată. Varietăţile transparente se întîlnesc pe filonul Felix, coloana Baia Mare şi Emma de la Vălişoara şi în structurile Vulpuş şi Draica de la Săliste. Varietăţile semitransparente sau transparente sînt lipsite de incluziuni emulsoide de pirită şi calcopirită. În celelalte varietăţi acestea sînt foarte frecvente (pl. XXIX, fig. 56 b, g). Incluziunile mai mari de calcopirită au forme globulare, lineare şi neregulate şi sînt mai frecvent întîlnite în mineralizaţiile sectorului vestic de la Văleni (fig. 56 f).

Unele blende cuprind frecvente incluziuni de pirotină, pirită, tetraedrit, aur şi mai rar stromeyerit.

Galena se prezintă uneori în relaţii confuze cu calcopirita şi formează agregate granulare frecvent macrocristaline în zăcămîntul Draica (filonul Nou Împărătesc, filon Împărătesc), volbura nr. 3 de la Vălişoara şi filonul Buna Vestire şi microgranulare în volburile din sectorul estic şi filoanele Curila, Barbura, Felix, Noroc Bun şi Maria.

Calcopirita are o distribuţie neomogenă în zăcămintele din regiune, întîlnindu-se în cantităţi subordonate în coloanele şi volburile din sectorul estic de la Vălişoara şi mineralizaţiile de la Draica şi în concentraţii ridicate în volburile şi filoanele din versantul sudic al dealului Băilor (Vălişoara) şi filonul Buna Vestire. Granulele idiomorfe sau xenomorfe (0,001—7mm) sînt asociate de obicei în agregate adesea sparte şi fisurate (filon Felix), intim concrescute cu blenda, galena şi tetraedritul. În volbura nr. 3 şi în filoanele Curila şi Barbura sînt foarte frecvente cazurile cînd calcopirita formează depuneri ritmice cu galena sau blenda (fig. 56 e).

Tetraedritul s-a remarcat sub următoarele forme : incluziuni în blendă (Vălişoara, Draica Hărţăgani, Voia) şi pelicule sau filonaşe ce străbat blenda, galena, calcopirita şi telururile.

Stromeyeritul a fost întîlnit în două secţiuni executate pe un material provenit din halda galeriilor Francisca şi Emma. Aici apare sub formă de mici incluziuni în argentit şi ca granule concrescute între blendă şi pirită. S-a deosebit de argentit cu care se aseamănă, prin pleucroismul alb-cenuşiu-albăstrui cu slabe nuanţe verzui şi prin atacul cu reactivi (HCl în 30 secunde îl atacă dînd irizaţii brunii, structura devenind microgrăunţoasă).

Argentitul formează agregate xenomorfe, în filonul Împărătesc şi ramificaţiile lui, fiind asociat cu cuarţ şi carbonaţi. Acolo unde a fost observat, cuprinde incluziuni globulare de calcopirită, pirită şi stromeyerit. Se remarcă prin puterea de reflexie şi culoarea (cenuşie-deschisă

Institutul Geologic al României

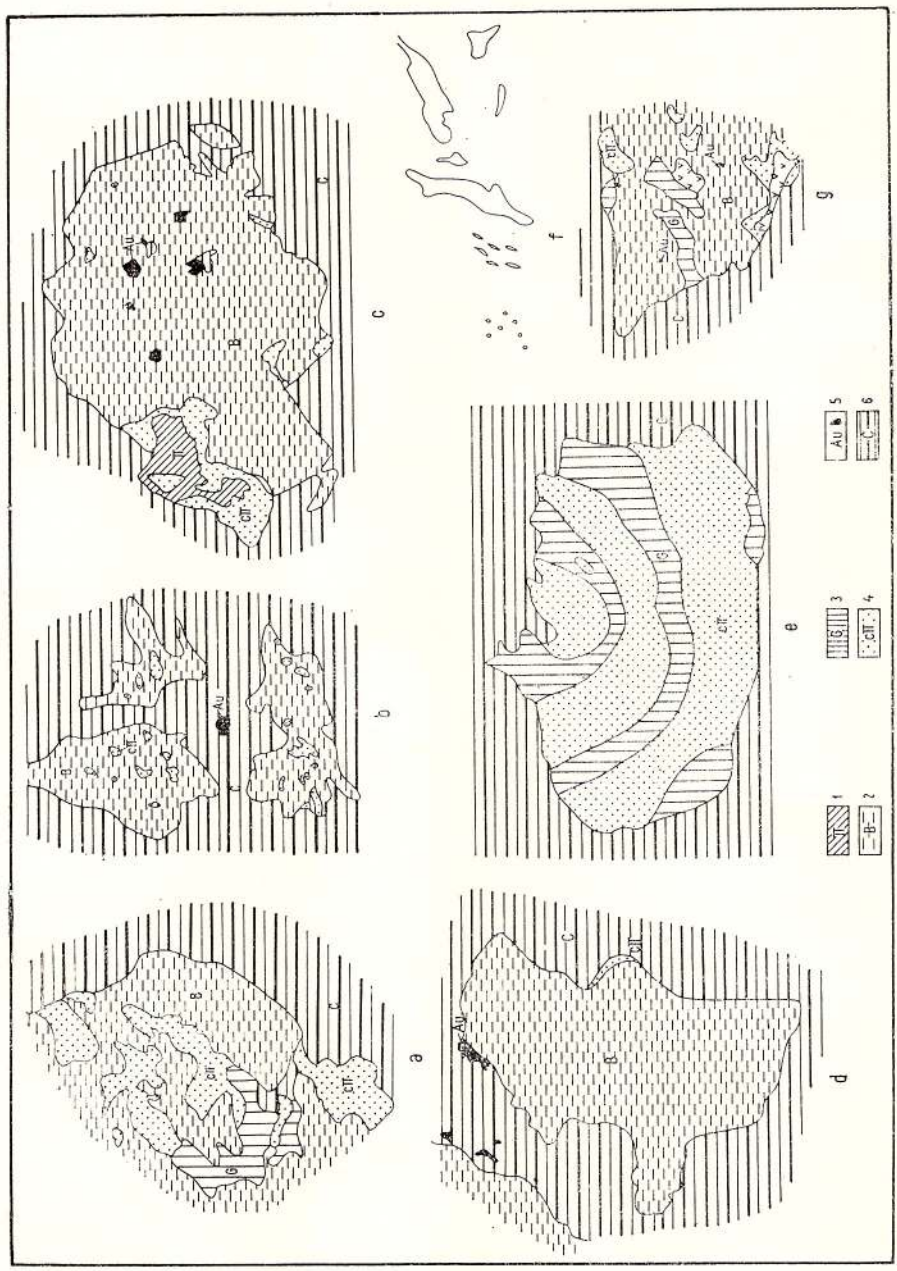


Fig. 56

Institutul Geologic al României

cu nuanţe verzui) mai accentuată decît la galenă şi efecte de anizotropie vizibile. Varietatea acantit, s-a deosebit de argentit prin tendinţele uşoare de anizotropie cu culori brun-întunecate.

Proustitul prezent mai mult în părţile superioare ale filonului Împărătesc s-a întîlnit şi în materialul depozitat pe halda galeriei Emma. Se asociază cu pirită, blendă, galenă, tetraedrit şi carbonaţi (pl. XV, fig. 1,2). Are o putere de reflexie mai mică decît a galenei, pleucroism accentuat cu culori cenuşii-albăstrui, cenuşii-verzui şi cenuşii, anizotropie avansată cu reflexe interne roşu ca sîngele, roşu-cărămiziu şi cărămiziu.

Jordanitul s-a întîlnit foarte rar în filonul Medreana, sub formă de granule xenomorfe, asociat cu pirită, mispichel, blendă şi cuarţ. Caracterele optice ca : putere de reflexie mare, pleocroism slab, anizotropie, reflexe interne viu colorate (în special bruniu) şi atacul structurii cu hipoclorat de Na, ne-au permis să-l deosebim de galenă, proustit şi argentit.

Polibazitul a fost evidenţiat într-o singură secţiune efectuată pe un eşantion cu mineralizaţie bogată în sulfuri polimetalice, recoltat din halda galeriei Maria (pîrîul la Groape). Singurul granul, xenomorf, întîlnit este asociat cu cuarţ criptocristalin de culoare cenuşie-închisă şi se caracterizează prin pleucroism, anizotropie slabă şi reflexe interne de culoare roşu-închis.

Telururile ce urmează a fi descrise s-au identificat în mineralizaţia filonului Buna Vestire. În celelalte zăcăminte lipsesc. O singură excepţie o face hessitul întîlnit în volbura Crăişor de la Vălişoara.

Krenneritul apare mai rar în granule izolate xenomorfe şi mai mult în agregate granulare, bine dezvoltate pe fisuri. Se asociază cu sylvanitul, pirita, calcopirita, tetraedritul şi cuarţul (pl. XV, fig. 3) şi este mai frecvent întîlnit în galeria Pătru. Se remarcă prin puterea de reflexie mai mare decît a galenei, culori alb-crem, pleucroism slab şi anizotropie puternică.

Sylvanitul apare mult mai frecvent decît krenneritul şi formează agregate granulare de dimensiuni reduse (0,01—0,003 mm), concrescute cu tetraedritul, bournonitul, krenneritul, calcopirita şi tetraedritul (pl. XV, fig. 3).

Hessitul faţă de celelalte telururi are o răspîndire ceva mai mare. S-a întîlnit asociat cu pirită, petzit, calcopirită, blendă şi cuarţ (pl. XV, fig. 4). Este corodat în general de petzit şi tetraedrit. În volbura Crăişor se asociază cu blenda şi calcopirita.

Fig. 56. — Detalii microscopice. a, sulfuri polimetalice şi carbonaţi. Volbura nr. 4 galeria Barbura m 354 : x25 ; b, granul de aur în carbonaţi. Volbura nr. 4, galeria Barbura m 378 : x25 ; c, granule de aur în blendă. Volbura nr. 4, galeria Barbura m 378 : x25 ; d, aur crescut pe blendă şi carbonaţi. Volbura Crăişor (nr. 1), galeria Barbura m 158 : x25 ; e, depuneri ritmice de galenă (G) şi calcopirită (cπ). Filon Curila, galeria Barbura x25 ; f, morfologia incluziunilor de calcopirită din blendă ; g, incluziuni fine de aur în blende. Volbura Crăişor, galeria Barbura m 152 ;

1, pirită ; 2, blendă ; 3, galenă ; 4, calcopirită ; 5, aur ; 6, carbonaţi.

Détails microscopiques. a, sulfures polymétaliques et carbonates. Stockwerke no. 4 galerie Barbura m 354 : x25 ; b, grain d'or dans des carbonates. Stockwerke no. 4 galerie Barbura m 378 : x25 ; c, grains d'or en blende. Stockwerke no. 4, galerie Barbura m 378 : x25 ; d, or cristallisé sur blende et dans des carbonates. Stockwerke Crăişor (no. 1), galerie Barbura m 158, x25 ; e, dépôts rythmiques de galène (G) et de chalcopyrite (cπ). Filon Curila, galerie Barbura : x25 ; f, morphologie des inclusions de chalcopyrite de la blende ; g, inclusions fines d'or en blende. Stockwerke Crăişor, galerie Barbura m 152.

1, pyrite ; 2, blende ; 3, galène ; 4, chalcopyrite ; 5, or ; 6, carbonates.

Institutul Geologic al României

Petzitul s-a întîlnit ca : granule izolate, xenomorfe în masa cuarțoasă și pelicule la periferia sulfurilor comune (pl. XVI, fig. 2). Mai apare ca incuziuni în tetraedrit și bournonit. S-a deosebit de hessit prin puterea de reflexie mai mare și culoarea cenușie-deschisă precum și slabele efecte de anizotropie.

Bornitul apare în cristale xenomorfe asociate cu tetraedrit, bournonit petzit și cuarț și se caracterizează prin reflexe puternice cu culori roz-deschis sau brune, anizotropie slabă, și macle caracteristice.

Famatinitul ca și enargitul reprezintă raritați în mineralizația filonului Buna Vestire, întîlnindu-se, într-o singură secțiune, asociat cu pirită, mispichel și cuarț. Cristalul idiomorf întîlnit, este situat între mispichel și cuarț și s-a recunoscut după puterea de reflexie slabă, cu culori portocalii, pleucroism puternic (măsliniu, galben-verzui și galben-violaceu) anizotropie pronunțată (brun-verde, brun-închis) și structuri lamelare fine.

Enargitul sporadic întîlnit sub formă de granule xenomorfe, corodează pirita și străbate tetraedritul. Pleocroismul slab vizibil (cenușiu, brun-roșcat), anizotropia puternică cu reflexe interne vii (roșii) și lipsa maclelor îl caracterizează.

Bournonitul mai frecvent decît bornitul, se prezintă sub formă de granule xenomorfe și se asociază cu tetraedritul, petzitul și pirita. Uneori lasă impresia includerii lui în ultimle depuneri de tetraedrit, de care se deosebește prin : puterea de reflexie mare, culorile alb-verzui-albăstrui, pleocroismul foarte slab vizibil la limita dintre minerale și prezența lamelelor fine.

Boulangeritul s-a întîlnit într-o singură secțiune sub formă de granule xenomorfe, cimentînd împreună cu tetraedritul cristalele sparte de pirită. Are o culoare alb-verzuie, pleocroism și anizotropie slabă și maclări lamelare.

Clausthalitul (Pb Se) s-a evidențiat în filonul Felix, unde împreună cu tetraedritul cimentează agregatele granulare de pirită fisurate și sparte (pl. XVI, fig. 2). Se caracterizează prin capacitatea de reflexie puternică, mai mare decît a galenei, culorile albe-gălbui și anizotropia ridicată.

Metacinabritul a fost identificat la periferia structurilor aparatelor vulcanice de la Hărțăgani (pîrîul Ursa), valea Satului și dealul Arșiței (Vălișoara), dealul Vulpuș (Draica) cît și în lavele andezitelor cuarțifere cu hornblendă și biotit de pe pîrîrul Crîșmarului (versant nordic al dealului Măcriș), alcătuind pelicule și depuneri dendriforme în asociere cu oxizi hidratați de Fe și Mn.

Stibina s-a întîlnit sporadic pe halda galeriei Maria de la Bunești. Puținele cristale prismatice de dimensiuni reduse (1—5 mm) sînt grupate în agregate aciculare concrescute pe carbonați și cuarț.

Realgarul apare sporadic în galeria Medreana, pe filonul Medreana de la Săliște și în valea Voia, aval de pîrîul Afinei. În galerie se asociază cu cristalele de marcasită și pirită și reprezintă agregate tabulare sau cristale prismatice tabulare de culoare roșie-închisă dezvoltate în special pe fisurile din jurul filonului, în apropierea calcarelor jurasice.

Pe valea Voia, în apropierea contactului faliat și circulat de soluții hidrotermale, conglomeratele helveține cuprind rare cristale de realgar, de culoare roșie-închisă.

Stadiul aurifer este slab reprezentat în regiune. Aparițiile de aur nativ sub formă de mici cristale, firișoare și foițe au fost observate numai pe filonul Curila de la Vălișoara, unde este asociat cu cuarțul ametist sau sulfurile metalice. În micile geode de pe acest filon, acolo unde calcitul transparent este crescut pe cuarțul ametist sau pe blendă și galenă, apare și aurul situat între acesta și sulfuri.

Institutul Geologic al României

P r i m i c s (1896) menţionează prezenţa aurului (uneori varietatea electrum) şi a argintului nativ sub formă de firişoare adesea grupate muşchiform, mai rar cristale sau foiţe crescute pe cuarţul filonului Împărătesc. Mărturisim că asemenea forme n-au fost observate de către noi, deoarece zăcămîntul de la Sălişte în partea superioară a fost exploatat.

Studiile microscopice efectuate pe materialul recoltat din structurile mineralizate au evidenţiat prezenţa aurului sub următoarele aspecte:

incluziuni fine (0,03—0,001, excepţional 0,1—1 mm) angulare sau rotunjite, în blendele cafenii-închise din volbura Crăişor (fig. 56 c, g), filoanele Curila, Barbura şi Noroc Bun (nivelul galeriei Zubau II);

granule crescute pe blendă (volbura Crăişor fig. 56 d, filon Curila şi Barbura);

granule (0,001—0,003) crescute pe calcopirită, asociat cu blendă şi galenă la Draica (ramificaţie filon Împărătesc m 1012, nivelul galeriei Emma);

incluziuni granulare (0,001—0,003), rotunjite în argentitul filonului Împărătesc (Draica);

granule crescute pe pirită (filon Felix, Buna Vestire);

granule xenomorfe mai rar hipodiomorfe (0,001—1 mm) incluse în cuarţul din filoanele Felix, Curila, Barbura, Noroc Bun şi Buna Vestire sau în carbonaţii din filoanele şi volburile întîlnite în sectorul vestic de la Vălişoara (fig. 56 b, d)

Din cele prezentate rezultă că aurul in soluţiile hidrotermale a cristalizat într-o perioadă mai îndelungată de timp.

e) Elementele minore din mineralizaţiile terţiare

În stadiul actual nu deţinem date suficiente pentru a trage anumite concluzii referitoare la geochimia elementelor minore din structurile mineralizate descrise. Analizele spectrale, sumare şi dispersate efectuate pe minereuri polimetalice (tab, 78) şi pe minerale metalice (tab. 79, 80, 81) ne permit a evidenţia următoarele:

mineralizaţiile polimetalice sînt sărace în arsen. Acest element este prezent în concentraţii ridicate, în pirita filonului Împărătesc;

cadmiul este prezent cu mici excepţii în toate probele analizate variind în limitele 0,01—1%. Valori ridicate sînt întîlnite la blende;

Bi şi Sn sînt absenţi, sau în concentraţii neglijabile:

Sb se prezintă în concentraţii mai ridicate în galene şi în special în cele de pe filonul Nou Împărătesc;

concentraţiile de Cr şi Ni sînt neglijabile, la fel şi cele de In.

e) Condiţiile termodinamice din timpul metologenezei

Studiile geotermometrice efectuate de B o r c o ş (1965, 1968, 1970[47]) asupra principalelor zăcăminte din Munţii Metaliferi, au stabilit, prin metoda omogenizării fazelor din incluziunile primare, regimul termic al

[47] M. B o r c o ş. Cercetări de microtermometrie geologică cu privire specială asupra unor procese metalogenetice şi petrogenetice din România. 1970. Teză de doctorat. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

TABELUL 78

Elementele minore (%) din minereul cu sulfuri polimetalice auro-argentifer de la Vălișoara și Draica

Nr. crt.	Loc de recoltare al probei	As	Cd	Bi	Sb	Sn	Ni	Cr	In
1	Volbura Crăișor, galeria Barbura, m 140	0,1—0,3	0,03	0,03	0,1—0,3	—	0,003	—	—
2	Volbura Crăișor, galeria Barbura, m 142	0,03	0,01	0,01		—	0,003	0,003	0,003
3	Volbura Crăișor, galeria Barbura, m 143	0,03	0,01	—	0,001	0,003	0,003	0,01	0,010
4	Coloana Crăișor, galeria Barbura, m 145	0,03	0,1	0,003	0,001	0,003	0,01	0,01	0,010
5	Volbura, Crăișor, galeria Barbura, m 150	0,03	0,1	0,001	0,1	0,003	0,01	0,03	0,003—0,010
6	Volbura, Crăișor, galeria Barbura, m 156	—	0,03	—	—	—	0,003	—	urme
7	Volbura, nr. 3 galeria Barbura, m 351	—	0,003	urme	0,003—0,01	—	—		
8	Volbura nr. 3, galeria Barbura m 353	—	0,01	—	0,003—0,01	—	—		
9	Filonul Împărătesc, m 1010, galeria Noroc Bun	0,03	0,03—0,1	—	0,03	—	—	—	
10	Filonul Nou Împărătesc, m 49, galeria Emma	0,01	0,3—1	—	0,03—0,0	—	0,003	0,01	
11	Filonul Nou Împărătesc m 6 galeria Emma	0,03 0,01	0,1 0,3	—	0,03	—	0,03	—	—

celor patru stadii de mineralizare. Ca urmare a acestor studii, temperaturile de formare pe stadii sînt următoarele:

350—200°C pentru stadiul ferosulfuros;
336—220°C pentru stadiul sulfuri polimetalice aurifere;
275—220°C pentru stadiul telururi și sulfosăruri;
275—185°C pentru stadiul aurifer.

Institutul Geologic al României

TABELUL 79

Elementele minore (%) din pirite

Nr. crt.	Loc de recoltare al probei	As	Cd	Sb	Sn	Ni	Co
1	Filonul Împărătesc, m 1010, galeria Emma	0,1	0,1	—	0,01	0,005	0,003
2	Filonul Împărătesc, m 1216, galeria Emma	1	0,003	0,3		0,003	0,001
3	Filonul Împărătesc, galeria Emma, m 1016	1	0,03	0,01	—	—	—
4	Filonul Nou Împărătesc, m 49, galeria Emma, lat. stg. m 46/1210 stg.	0,1	0,01		—	0,03	0,003
5	Filonul Romanilor, pîrîul Zăpozii, Vălişoara	—	—	—	—	—	0,001
6	Filonul 0,07 m pîrîul Lazuri, Voia	—	—	—	—	0,001	0,03
7	Volbura nr. 3, galeria Barbura, m 351, Vălişoara	—	0,01	—	—	—	—

TABELUL 80

Elementele minore (%) din blende

Nr. crt.	Loc de recoltare pîrîul	As	Mn	Cd	Bi	Sb	Sn	Ni	Cr
1	Volbura nr. 3 galeria Barbura, m 351, Vălişoara	—	0,03	0,1	—	0,01—0,03	—	—	—
2	Volbura nr. 3, galeria Barbura, m 355, Vălişoara	—	0,1	0,1	—	urme			
3	Volbura nr. 2, galeria Barbura, lat. dr. m 173, m 146	—	0,1	0,1	—	—	0,001		
4	Filon Împărătesc, galeria Emma, m 1216	—	0,1	1	—	0,03	0,001	0,01—0,03	0,01

Sumarele date de care dispunem (tab. 82) se înscriu în general în domeniile temperaturilor citate, cu excepţia stadiului cu sulfosăruri din filonul Împărătesc de la Draica, unde cuarţul analizat indică temperaturi

Institutul Geologic al României

TABELUL 81

Elementele minore (%) din galene

Nr. crt.	Locul de recoltare al probei	As	Mn	Cd	Bi	Sb	Co
1	Volbura nr. 3, galeria Barbura, m 351, Vălişoara	—	0,01	0,03	0,03	0,01	0,001
2	Volbura nr. 3, galeria Barbura, m 352, Vălişoara	—	0,01	0,03	—	—	0,03
3	Volbura nr. 3, galeria Barbura, m 353	—	0,003	0,03	0,01	0,003 —0,01	—
4	Filonul Împărătesc, galeria Emma, m 1010, Sălişte	1	0,03	0,03	—	0,03	—
5	Filonul Nou Împărătesc, m 44, lat. dr. 46/1210 stg., galeria Emma, Sălişte	—	0,01	0,01	0,001	0,1	—

TABELUL 82

Temperaturile aparente de formare ale cuarţului şi calcitului

Minerale	Loc de recoltare	Stadiul de mineralizare	T°C iniţială	T°C finală	T°C diferentă
Cuarţ	Filon Împărătesc, haldă, galeria Francisca, Draica (Sălişte)	Sulfo-sărurilor	183	163	20
Cuarţ	Filon Buna Vestire, haldă, galeria Pavel, Cordurea (Hărţăgani)	Telururilor	228	211	17
Calcit	Filon Curila, galeria Barbura (Vălişoara)	Sulfurilor comune	243	221	22
Calcit	Volbura Preluca, haldă, galeria Zubau II (Vălişoara)	Fero-sulfuros	275	258	15
Cuarţ	Pîriul Ciinelui, brecie de explozie (Voia)	Fero-sulfuros	281	263	17

sub 220° C. De altfel, prezenţa acantitului în orizonturile superioare ale acestui filon, indică pentru soluţiile din faza tîrzie a stadiului sulfosărurilor, temperaturi mai mici de 179°C.

BIBLIOGRAFIE

Ackner M. J. (1855) Mineralogie Siebenbürges geognestischer mit geognostischer Andeutung, Hermannstadt (Sibiu).

Adjelkovic M. (1965) Position of the Sumadja and Morava zones in the geotectonic structure of the Balkan Peninsula. *Carpatho-Balkan Geol. Ass. VII Congres*, Sofia, sept. 1965.

Institutul Geologic al României

— (1967) Die Geologie der Sumadja und Mureszone. *Carpatho-Balkan. Geol. Ass. VII Congr.* Belgrade.

Baladov T. S. (1955) Date noi asupra anhidritului hidrotermal din Asia Centrală. *Izd. Ak. Nauk. SSSR. Seria Geol.* I. Moskwa.

Bart H.T.W. (1952) Theoretical Petrology. New York.

Benkö G. (1886) Bericht über die Resultate des Mineraliensamelns im vergangenen Sommer in Hunyader Comitat. *O. t-t Ert. 11, Ref. z. K.* 1888, 13, Leipzig.

— (1888) Mineralogische Mittheilungen aus dem Siebenbürgischen Erzgebirge. *O. t-t Ert. 13. Ref. z. k.* 1890, 17, Kolozsvár (Cluj).

— (1889) Mineralogische Mittheilung aus dem Siebenbürgischen Erzgebirge. *O. t-t Ert. 14, Ref. z. k.* 1891, 19, Kolozsvár (Cluj).

Berbeleac I. (1966) Consideraţii privind vîrsta eruptivului terţiar din regiunea Porcurea-Sălişte-Härţăgani. *D.S. Com. Geol.* LII, 1, Bucureşti.

— (1968) Asupra unor elemente de roci intruzive remaniate în depozitele Cretacicului inferior din valea Mică-Prisaca Ampoiului (Munţii Metaliferi). *D. S. Com. Geol.*, LIV/1, Bucureşti.

— (1970) Evoluţia tectonică, magmatică şi metalogenetică a părţii centrale şi sudice din Munţii Metaliferi. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* 15, Bucureşti.

— (1970) Aluniţii de la Voia (Munţii Metaliferi). *D.S. Inst. Geol.* LVI/, Bucureşti.

Bleahu M., Dimian M. (1963) Caracteristici stratonomice ale seriilor cretacice din Munţii Metaliferi (Munţii Apuseni) *Congr. V, Carp.- Balc.* III/1, Bucureşti.

— Dimian M. (1967) Şanţul eugeosinclinal al metaliferilor şi poziţia sa în raport cu Carpaţii şi Dinaride. *D.S. Com. Stat Geol.* LIII1/3, Bucureşti.

— Lupu M. (1963) Nouvelles données sur l'évolution du sillon des Monts Métallifères. *Com. Congr. VI. Assoc. Carp.- Balk.* Warsovie.

Borcoş M., Mantea Gh. (1964) Vîrsta formaţiunilor neogene din Zlatna-Almaşul Mare (Munţii Metaliferi). *D.S. Com. Geol.* XLIX, Bucureşti.

— Stanciu Constantina (1965) Hidrometamorfismul andezitului cuarţifer neogen din sectorul Almaşul Mare, Zlatna, Munţii Metaliferi. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.* 10, Bucureşti.

— (1968) Observaţii în legătură cu determinarea condiţiilor termodinamice de formare a unor zone mineralizate şi a unor zăcăminte hidrotermale din Munţii Metaliferi (II). *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.* 13, Bucureşti.

— Colios Elena, Bratosin Irina (1969) Observaţii privind geochimia vulcanitelor neogene din primul ciclu de erupţie (Munţii Metaliferi). *Soc. St. Geol.*, XI, Bucureşti.

— Bratosin Irina, Colios Elena, Ianc Rosette (1972) Observaţii petrogenetice şi geochimice asupra vulcanitelor din ciclul II de erupţie din Munţii Metaliferi. *D.S. Inst. Geol.* LVIII/1, Bucureşti.

Botezatu R. (1971) Interpretarea anomaliilor magnetice şi gravimetrice cu ajutorul funcţiilor periodice. *St. tehn. econ., D.* 8, Bucureşti.

Boylle A. C. (1951) Geology and Ore deposits of the Bully Hill Mining District, California. *Ann. Inst. Min. Met. Eng.* 48.

Brophy P. G., Scott S.B., Snellgrove A. R. (1962) Sulfates studies II, solid solution between alunite and farosite. *Am. Min.* 47, Manaska.

Brunn J. H. (1961) Les satures ophiolitiques. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* IV, Paris.

Institutul Geologic al României

Budai I. (1890) Mineralogische Mitteilungen aus dem siebenbürgischen Erzgebirge, *O.-t. Ert.* 15, Kolosvár (Cluj).

Buddington A.F., Faley J., Vlisidis Angelina (1955) Thermodinamic and petrogenetic significance of titaniferous magnetite *Amer. Jour. Sci.* 253, 9. Haven.

Burg G. H. (1931) Charakteristik der grünsteinartigen Andezitfazies, ihre Ursachen und Beziehungen zur Kaolinisierung und Verkjeselung. *Z. parkt. Geol., Halle*, a.S. 39, Halle.

Burham C. W. (1962) Facies and types of hydrotermal alteratione *Econ. Geol.*, Lancaster, 57.

Burri C.R., Niggli P. (1945/19) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. *Publ. des Vulkaninstituts Imanuel Friedelämder*, I, II. Zürich.

Cădere D.M. (1925, 1926, 1927) Fapte pentru a servi la descrierea mineralogică a României. *Mem. Acad. Rom.* III, București.

Codarcea Al. (1931) Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier-Bocșa Montană (jud. Caraș-Banat). *An. Inst. Geol.* XI, București.

Ciocîrdel R., Socolescu M., Cristescu Tr. (1968) Sur l'origine des mouvements néotectoniques en Roumanie. *Rev. roum. géol. géophys. géogr., sér. géophys.* 14, 2, București.

— Socolescu M. (1969) L'évolution de l'écorce terrestre en Roumanie. *Rev. roum. géol. géophys. géogr., sér. géophys.* 13, 1, București.

Cioflica Gianina, Popescu Gh. (1966) Biozonarea depozitelor tortoniene în bazinul Brad-Săcărîmb. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.* II, 2, București.

Cioflica G. (1960) Contribuții la cunoașterea fenomenelor de contact de la Măgureana Vaței (munții Drocea). *Stud. cerc.* 5, 3, București.

— (1962) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești-Ciungani (munții Drocea). *An. Com. Geol.* XXXII, București.

— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1967) Petrogeneza ofiolitelor din forajele de la Bruznic-Lipova. *Rev. Univ., seria geol.*, 2, 67, București.

— (1968) Métallogénèse associée aux magmatites alpines des Carpates Roumaines. *Rev. Roum. géol. géoph. géogr., série géol.* 12, 1, București.

— Savu H. (1962) Stratificația ritmică din dykul de gabbrou de la Almaș-Sălișteș (munții Drocea). *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.* 7, 1, București.

— Istrate Gh., Popescu Gh., Udubașa G. (1966)Contribuții la cunoașterea produselor vulcanice din regiunea Hărțăgani-Trestia (Munții Metaliferi). *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.* 11, 1, București.

Coe Kenereth (1966) Intrusive tuffs, of Vest Cork Ireland. *The Quarterly journal of the geological society*, 122, London.

Cox K. G., Johnson R. L., Monkman L. J., Stillman C. I., Valb J. R., Vood D. N. (1965) The geology of the Nuanetsi ingneous province. *Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A.*, N. 1078, 257, London.

Creasy S. C. (1953) Some phase relations in the hydrothermally altered rocks of porphyry. *Ec. Geol.* 1959, 54, 3, Lancaster.

Delany F. N. (1955) Ring structures in the northern Sudan. *Ec. geol. Helveliae*, 48, 1, Basel.

Dimitrescu R. (1959) Magmatism, tectonică și metalogeneză în Carpații Românești. *Rev. Min.* X, 3, București.

— (1961) Provincii și epoci metalogenetice în R.P.R. *Rev. Min.* XII, 6, București.

Droger C. W. (1956) Transatlantic correlation of the Oligo-Miocene by means of Foraminifera. *Micropaleontology*, 2, 2, New York.

Institutul Geologic al României

— (1964) Zonation of the Miocene by means of plantonic Foraminifera : a review and some comments. Symp. Micropaleontological lineages and zones used for biostratigraphic subdivision on the Neogene, Berna.

Edwards A. B. (1954) Textures of the minerals and their significance. Melbourne.

Franzenau A. (1894) Einige Minerale von Kis-Almás im Hunyader Comitat in krystallographischer Beziehung. Inaug. Dissert, Budapest. *Ref. Z. K.* 1897, 27, Leipzig.

Gheorghiţă Ioana (1969) Anhidritizarea, stadiu de transformare în cadrul activităţii hidrotermale, legată de rocile banatitice din regiunea Moldova Nouă. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.* 14, 2, Bucureşti.

Ghiţulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minère des Monts Métallifères (Quadrilatère aurifère et régions environnantes). An. XXI, Bucureşti.

— Borcoş M., Resnic F. (1965) L'éruptif des Monts Métallifères dans le cadre de l'orogenèse alpine. *Carp. Balk.-Geol. Assoc.* VII Congr. Sofia, Reports, III.
Borcoş M. (1966) Încadrarea funcţională a magmatismului alpin din Munţii Metaliferi. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.*, 11, 2, Bucureşti.

— Borcoş M. (1968) Structural control in metallogenesis associated in the late subsequent magmatic phase in the Metalliferous Mountains in Transylvania.

Giuşcă D. (1935) Note préliminaire sur la genèse du gisement aurifère de Săcărîmb. *Bul. Lab. Min. Gen. Univ. Buc.* I, Bucureşti.

— (1936—1) La genèse du gisement aurifère de Săcărîmb, *C. R. Acad. Sci. Roum.* I, 3, Bucureşti.

— (1936—2) Nouvelles observations sur la minéralisation des filons aurifères de Săcărîmb (Nagyág), *Acad. Roum. Bull. Sect. Sci.* XVIII, Bucureşti.

— (1937—1) Le chimisme de la nagyagite. *Bull. Soc. Roum. Géol.* III, Bucureşti.

— (1940) Nouvelles contributions à l'étude des gisements aurifères des Monts Apuseni. *Acad. Roum. Bull. Sect. Sci.* XXIII, 1, Bucureşti.

— (1952) Le massif éruptif de la Vlădeasa. *An. Com. Geol.*, XXIII, Bucureşti.

— (1960) Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.* 3, Bucureşti.

— Cioflica G. (1956) Pînza intrusivă de la Ciungani-Căzăneşti. *Anal. Univ. Buc., seria şt. nat.* 12, Bucureşti.

— Cioflica G., Savu H. (1961) Vulcanismul mezozoic din masivul Drocea (Munţii Apuseni). *Congr. V. Carp.-Balc. Secţ. Mineral-Petrogr.* Bucureşti.

— Ionescu Jeana, Udrescu Constanţa (1964) Contribuţii la studiul geochimic al Masivului Highiş. *Stud. cerc. geol.* 9, 2, Bucureşti.

— Cioflica G., Savu H. (1965) Les caractères chimiques des roches de la province banatique. *Carp.-Balk. Géol. Assoc.* VII. Congr. Sofia, Reports, III.

— Stanciu Constantina, Dimitriu Al., Medeşan Alexandrina, Udrescu Constanţa (1965) Contributions à la géochimie des processus de séricitisation et adularisation des andésites. *Carp.-Balk. Geol. Assoc. VII Congr. Sofia.* Reports, III.

— Cioflica Gianina, Udubaşa G. (1969) Metallogenesis associated to neogene volcanism in the Roumanian Carpathians. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr., Série Géol.*, 13, 1, Bucureşti.

Goldschmidt V., Philipp H. (1902) Pyrit von Csetras, *Z. K.* 36, Leipzig.

— (1904) Pyrit von Porkurea, Kis-Almas, Csetras. *Z. K.* 38, Leipzig.

Institutul Geologic al României

Helke A. (1933) Beiträge zur Kenntnis der Golderzgänge am Ungarberge und am Fericel bei Stanija im siebenbürgischen Erzgebirge. *Z. Krist. Min. Petr.* 44, Abt. B, Leipzig.

— (1934) Die Goldtellurerzlagerstätten von Săcărîmb (Nagyág) in Rumänien. *Neues Jahrb. Min. Geol. Pal.* Abh. 67, Teil B, Abt. A, 1, Stuttgart.

— (1938) Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpatenbogens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes. *Arch. Lagerstättenforschung*, 66, Berlin.

Hemley J. J., Jonesc W. R. (1964) Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol.* 59, 4, Lancaster.

Herbich F. (1853) Beschreibung der bis jetzt bekannten Mineralspecien der Bukowina. Czernowitz.

Ianovici V. (1938) Étude pétrographique et chimique des dacites de Draica (département de Hunedoara), *Ann. Sci. Univ. Jassy*, XXIV, 2, Iași.

— Rădulescu, D., Kräutner H., Mirăuță O. (1965) Harta metalogenetică a României, scara 1 :2.500.000. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.*, 11, 2, București.

— Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad., București.

Ilie M. (1936) Tectonica regiunii Zlatna-Munții Metalici ai Transilvaniei. *Bul. Soc. Nat. Rom.* 7, București.

— (1931) Ridicări geologice în Munții Trascăului și bazinul Arieșului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVIII, București.

— (1953) Structura geologică a depresiunii Abrud. *An. Com. Geol.* XXV, București.

Ionescu B. (1937) Beiträge zur Geologie und Petrographie des Grubengebietes Porcurea in Rumänien. Cernăuți.

John C. v., Eichleiter C. F. (1895) Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt, ausgeführt in den Jahren 1892—1894. *Jb. R. A.* 45, Wien.

Jude R., Ștefan A. (1967) Contribuții la studiul petrografic al banatitelor din partea de sud a Munților Bihor (Munții Apuseni). *D. S. Com. Stat Geol.* LII/1, București.

— Borcea-Tabacu Maria, Ionescu Olga (1972) Studiul geologic și petrografic al rocilor eruptive din zona vulcanului Caraciu (Munții Metaliferi). *D. S. Inst. Geol.* 58/1, București.

Kennedy G. C. (1948) Equilibrium between volatiles and iron ores in igneous roks. *Amer. Journ. Sci.* 246, nr. 9, Haven.

Kissling Al. (1967) Studii mineralogice și petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier (Banat). Ed. Acad. R.S.R., București.

Kober L. (1931) Das alpine Europa, Berlin.

Koch Ant. (1885) Erdély Asvanyainak kritikai átnézete. *O. t-t Ert.* 9, 10, Kolozsvár (Cluj).

— (1889) Ergänzunde Beobachtungen über das Cölestin und Barytvorkommen bei Torda in Siebenbürgen. *T.M.P.M.* 10, Wien.

Korjinski D. S. (1965) Differential mobility of componentes and metasomatic zoning in metamorphism. XVIII, *Intern. Congr. G. B.* 1948, London.

Krauskopf B. (1957) The heavy metal content of magmatic vapor at 600°C. *Econ. Geol.* 52, 7, Lancaster.

Kuno H. (1968) Parental basalt magmas, Basalts II, The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition, New York.

Institutul Geologic al României

Laffite J. P. (1966) La métallogénie de la France. *Bull. Soc. Fr.* VIII, 7, Paris.

Langford G. B., Hanco E. G. (1936) Hypogene anhydrite from Mc. Intyre Mine Porcupine-District Ontario, *Ec. Geol.* XXXI, Lancaster.

Larin G. H. (1954) Dugovie structuri hrebta Suntar-Haita Materiali po poleznîm iskopaemîm Serebro-Vostoka CCCR, vin. 8, Moskva.

Lóczy L. (1918) Einige Betrachtungen über den geologischen Aufbau der Geosynclinalen des Siebenbürgischen Erzgebirges im weiteren Sinne und der nord-westlichen Karpaten. *Földt. Közl.* XLVIII, Budapest.

Lupei N. (1963) Sinteză geologică şi de geologie minieră a Munţilor Metaliferi. *Asoc. Geol. Carp. -Balc. Congr. V*, 1961, V, Bucureşti.

Lupu M. (1965) Quelques considérations sur les phases du diastrophisme dans le sillon des Monts Métallifères. *Carp.—Balk. Geol. Assoc. VII, Congr.* Report I., Sofia.

Macovei Gh., Atanasiu I. (1934) L'evolution géologique de la Roumanie — Crétacé. *Ann. Inst. Geol.* XVI, Bucureşti.

Manilici V., Giuşcă D., Stiopol Victoria (1965) Studiul zăcămîntului de la Baia Sprie (Reg. Baia Mare). *Memorii*, 7, Bucureşti.

Mauritz B. (1904) Neuere Beiträge zur Kenntnis des Pyrit von Porkurea. *Z. K.* 39, Leipzig.

Medgyesy B. (1885) Über die Zeolithe Siebenbürgens, *O. t-l. Ert.* 10, Kolozsvár (Cluj).

Millot G. (1964) Géologie des argiles. Paris.

Naboco I. S. (1961) Sovremenie ghidrotermalnie protesii i metamorfizm vulcanisceskih porod. *Tr. Labr. vulcanologhii*, 19, Moskva.

— (1963) Ghidrotermalii metamorfism porod v vulkaniceskih oblastiah. *Izd. Acad. Nauk. SSSR*, Moskva.

Nakovnik N. J. (1964) Vtoriciniie cvartiti, ,,Izmenenie scolorudnie porod i ih poisoboe znacenie". *Tr. V.S.E.G.E.I. Gasg.* Moskva.

Pàlfy M. (1906) Die geologischen Verhältnisse des mittleren Teiles des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* f. 1905, 74, Budapest.

— (1912) Geologische Verhältnisse und Erzgänge des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* XVIII, 45, 4, Budapest.

— (1916) Über die Propilitisierung der Eruptivgesteine. *Földt. Közl.* XLVI, Budapest.

Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munţii Apuseni). *Bul. şt. v. l, Ed. Acad.* Bucureşti.

Peltz S. (1969) Studiul petrografic al părţii de sud-est al Munţilor Călimani. *St. tehn. econ., seria I* 4, Bucureşti.

Petrulian N. (1934) Étude calcographique du gisement aurifère de Roşia Montană (Transilvanie, Roumanie). *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVI, Bucureşti.

— (1942) La minéralisation aurifère de Vîrful Negrii. *Bull. Acad. Rom.* 24, 1, Bucureşti.

Popescu-Voiteşti I. (1931) Esposé sommaire sur la structure en nappes des Carpathes roumaines, *C. R. Soc. Géol. Min.* Praga.

— (1935) Evoluţia geologică, paleontologică a pămîntului românesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, 2, Cluj.

— (1942) Exposé syntétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bull. Soc. Roum. Géol.* III, Bucureşti.

Primics G. (1896) A Csetréshegység geologiája is iretelérei. *Földt. Közl.*, XVIII, 51, Budapest.

Prins M. (1967) Geochemistry of Basaltic Rocks : Trace Elements Basalt I. The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. *Interscience Publishers* New York.

Institutul Geologic al României

Radonova G.T. (1966) Zonalnoct na hidrotermalnite metamorfiti vitiah pri s Popinţi. Panatiursko. *Ac. Nauk. Bulg. Geol.*, 1 Sofia.

Raymond P. L. (1962) Isomorphons substitution in natural and synthetic alunite. *Ann. Min.* 47, Menasha.

Rădulescu D. (1953) Contribuţii la cunoaşterea fenomenului de propilitizare a rocilor vulcanice. *Rev. Univ. C.I. Parhon, seria St. Nat.* 3, Bucureşti.

— (1961) Contribuţii la cunoaşterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.*, Bucureşti.

— Dimitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Ed. Acad. Bucureşti.

— Borcoş M. (1967) Spätsubsequenter alpiner Magmatismus in Rumänien. *Acta Geol.* XI, 1—3, Budapest.

— Borcoş M., Kräutner H. (1968) Progrès récents dans l'étude des gisements et leur contribution au dévelopment des conceptions sur la métalogenèse du territoire de Roumaine. *An. Com. Stat Geol.* XXXVI, Bucureşti.

Reynold D.L. (1954) Fluidization as a geological proces and its bering on the problem of intrusive granites. *Am. J. Sci*, 252, Hoven.

Rittman A. (1967) Vulcanii şi activitatea lor. Ed. Tehn., Bucureşti.

Ross S.C. (1962) Microlites in Glascy volcanic Rocks. *The Am. Min. of. the Min. Soc. of. America*, 5,6, Wasinghton.

Routhier P. (1963) Les gisements métallifères géologie et principes de recheches. I. Paris.

Sahin G. G. (1955) Tectoniceskie zaconomernosti razmeşenia neoghenova polimetalicescovo orudenia severnei Vengnii, Agestkogo zacarpatia i severeni Rumînii. *Geol. sbornic Livovskogo* ob. 9, Livov.

Savu H. (1962 a) Corpul gabbroic de la Almăşel şi contribuţii la cunoaşterea chimismului şi petrogenezei ofiolitelor din Masivul Drocea. *An. Com. Geol.* XXXII, Bucureşti.

— (1962b) Chimismul vulcanitelor jurasic superioare-cretacic inferioare din Munţii Drocea. *D.S. Com. Geol.* XLVII, Bucureşti.

— (1967 a) Consideraţii asupra relaţiilor stratigrafice şi petrologiei ofiolitelor mezozoice din România. *An. Com. Stat Geol.* XXXVI, Bucureşti.

— Udrescu Constanţa (1967 b) Paleotemperatura şi geochimia gabbrourilor de la Cuiaş (Munţii Dorcea) . *D.S. Com. Stat Geol.* LIII/2, Bucureşti.

Selly C. R. (1966) Tertiary Fomeroles on the Island of Raasay. *Inverness-Shire, Gel. Mag.* 6, Lancaster.

Socolescu M., Bonea L., Haiduc P. (1963) Contribuţii la cunoaşterea mineralizaţiei cuprifere de la Pîriul lui Avram. *Rev. Min.* XIV, 9, Bucureşti.

Stanciu Constantina, Dimitriu Al., Udrescu Constanţa (1967) Studiul geochimic al procesului de sericitizare a andezitului cuarţifer din Munţii Metaliferi (zăc. Bucium şi Concordia). *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.* 12, 1, Bucureşti.

— Udrescu Constanţa, Medeşan Alexandra (1970) Studiul procesului de adularizare a andezitelor neogene din zăcămintele Suior şi Nistru (munţii Gutîi) *Stud. geol. Ec.* 2, 8, Bucureşti.

Steven A., Ratte C.J. (1960) Geology and ore deposits of the Sumitville district, San Juan Mountains, Colorado. *Geol. surv. Profess. Paper.*, 343, Nevada.

Stille H. (1941) Der geotektonische Werdegang des Karpatenbogens. *Geol. Beihefte*, VIII, Hannover.

Streckeisen A. (1967) Classification and nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abk.* 107, 2 and 3, Stuttgart.

Institutul Geologic al României

Stringham (1952) Fields of formation of some commun hydrothermal alteration minerals. *Econ. Geol.* 47, 6, Lancaster.

Sveshnikova V.E. (1968) Strukturî osobennocti magmaticeskih kompleksov ţentralinogo tipa, cviazannîh o kolitevîmi rozlomami. *Iz. Akad. Nauk, CCCR, seria geol.*, 10, Moskva.

Turner F.J., Verhoogen J. (1967) Petrologie magmatică şi metamorfică. Ed. Tehn., Bucureşti.

Zepharovich V.v. (1854) Mitteilung über den Bergwerkdistrikt der Bokowina. *Jb. R.A.*, 3, Wien.

— (1893) Mineralogisches Lexikon des Kaiserthums Österreich, Wien.

Wager L. R. (1967) Rhythmic and cryptic Layering in mafie and ultramafie Plutons. The Poldervaart Treatise on rocks of basaltic Composition II. *Interscience Publishers*, New York.

Walker L.A. (1965) Some factores affecting gas phase ore transport. *Ec. geol.* 60, Lancaster.

Willard E.M., Proctor D. P. (1946) Alunit Deposit ,,White Horse". *Ec. Geol. and the bul. of. the soc. of. ec. geol.* XLI, Lancaster.

Williams H. (1941) Calderas and thei origin. *Bull. Calif. Univ. Dep. Geol. Sci.* 25, 6, Berkeley.

L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET MÉTALLOGÉNIQUE DE LA RÉGION DE VĂLIŞOARA (PORCUREA) (MONTS MÉTALLIFÈRES)

(Résumé)

La région de Vălişoara se situe dans la partie centrale des Monts Métallifères, dans la zone d'intersection des trois provinces pétrologiques alpines de l'aire géo-synclinale des monts de Mureş: ophiolitique, banatitique et tertiaire.

Sous aspect lithologique les formations alpines de la région ont évolué au cours de trois stades de développement propres à la subunité de la chaîne des Monts Métallifères: éocinématique à dépôts calcaires, syncinématique à formations de flysch et tardecinématique à dépôts de mollasse.

Les formations éocinématique et syncinématiques occupent des zones restreintes de l'aire étudiée et elles apparaissent sous les formes suivantes: massifs solitaires de calcaires jurassique supérieurs, vestiges d'une cordilière développée d'une façon unitaire à l'est de Voia (Balşa) et à l'ouest de Săliste (Băiţa); dépôts argileux, grès carbonatés-quartzitiques, microconglomérats et conglomérats quartzeux albiens, dans la région Hărţăgani-Curechi et Almaşul Mic, et schistes argileux-gréseux, ainsi qu'argiles schisteuses à intercalations de calaires, de calcarénites et de blocs de roches ophiolitiques d'âge aptien, dans le versant de gauche de la vallée de Voia.

Les dépôts de mollasse du stade tardecinématique, représentent le segment central du bassin de sédimentation néogène de Brad-Săcărîmb, dont le développement, dans les régions de Trestia-Hărţăgani et de Voia-Curechi, commece avec un complexe détritique équivalent aux ,,Graviers d'Almaşu Mare". Ce complexe est constitué de conglomérats, de graviers, de

Institutul Geologic al României

grès et d'argiles rouge-brunâtre dans la partie basale et de conglomérats quartzeux à matériel feldspathique, de conglomérats calcaires et de calcaires, de tufs et de conglomérats riodacitiques, d'argiles blanche-verdâtre tuffacées, de grès quartzeux à ciment carbonaté et d'argiles rouges, dans la partie supérieure. Tous ces roches ont une structure torrentielle marquée, dans la partie inférieure et médiane, et une structure faiblement stratifiée, vers les terms finals.

Les roches du complexe mentionné ne présentent pas d'indications micro-et macrofaunistiques mais, dans tous les cas analysés, elles sont couvertes de marnes à globigerines et à lamellibranches d'âge Tortonien inférieur. C'est pour cela qu'on a attribué l'âge Helvétien supérieur? au complexe en discussion.

Pendant la période Tortonien inférieur-Pliocène?, les sédiments revêtent les caractères d'un complexe volcano-sédimentaire, constitué de différents types de roches pyroclastiques et terrigènes, quelques unes représentant des niveaux stratigraphiques.

Le Tortonien inférieur comprend depuis la base jusqu'à la partie supérieure des marnes à globigérines et à lamellibranches (niveau repère), des grès quartzeux, des microconglomérats à muscovite, à biotite et à feldspaths argilisés, des argiles, des argiles bentonitiques, des grès cinéritiques, des conglomérats et des tufs dacitiques (l'équivalent de tuf de Dej), des agglomérats et des brèches andésitiques. La microfaune rencontrée est spécifique pour la zone H.T.

Un paquet de roches, d'âge Tortonien supérieur, épais de 100 à 200 m approximativement, se situe parallèlement et concordant aux dépôts du Tortonien inférieur. Ce paquet renferme des argiles, des grès, des conglomérats à éléments andésitiques, dans la zone basale et médiane, et des dacites, des marnes à *Spirialis*, des argiles, des gypses et des argiles gypsifères, des grès friables à empreintes de plantes, d'écailles et de dents de poissons, endentés dans la partie supérieure avec des argiles bentonitiques, des tufs dacitiques, des grès cineritiques, des sables volcaniques, des microconglomerats andésitiques, assemblés dans une structure classique torrentielle. Au-dessus de ces roches on trouve les roches pyroclastiques (tufs, cinérites, agglomérats et brèches), correspondantes aux certaines éruptions de dacites, d'andésites à hornblende et à quartz, de quartzifères à hornblende et de quartzifères à hornblende $\pm$ biotite.

La partie terminale du Tortonien supérieur s'achève par un banc discontinu de calcaires de Leitha (vallée de Momeasa, etc.) riche en macro-et microfaune, qui indiquent le Tortonien supérieur-Sarmatien inférieur.

Les associations de microfaune du Tortonien supérieur appartiennent aux zones T_2b et T_2.

Le colmatage accentué du bassin marin tortonien réduit les eaux sarmatiennes à un petit lac situé dans l'aire comprise entre les vallées de Ştirba-Hurubelor et de Momeasa-Voia. C'est ici qu'on peut remarquer les trois étages du Sarmatien, leur séparation ayant comme principal élément une riche microfaune.

Le Sarmatien inférieur renferme, en commençant de la base vers la partie supérieure, des grès à ciment carbonaté à micro-et macrofaune, des marnes et des argiles, des tufs andésitiques quartzifères à hornblende et à biotite de Draica, des conglomérats andésitiques et des grès cinéritiques, des grauwaches, des grès sidéritisés, des tufs andésitiques à hornblende et à biotite argilisées. Dans la continuité de sédimentation des argiles noires s'ensuivent en alternance avec des grès quartzeux muscovitiques et avec des argiles bentonitiques, des tufs andésitiques quartzifères à hornblende et à quartz, des conglomérats mixtes, des grès et des schistes argileux avec des plantes encarbonisées d'âge Sarmatien moyen. Ces roches supportent des argiles et des grès avec une microfaune spécifique au Sarmatien supérieur.

Institutul Geologic al României

Selon les critères lithostratigraphiques, on a attribué les dépôts sédimentaires (marnes, grès, conglomérats, etc.) et volcano-sédimentaires (conglomérats mixtes, tufs et tuffites dacitiques, grès cinéritiques, sables volcaniques, marnes et argiles), de la region de Coasta Mare de Hondol, au Pliocène.

Quelques affleurements de gravier de la colline de Porcurea, de la vallée d'Izvoarele et de Valea Rea ainsi que les alluvions, les cônes de déjection et les éboulis de pente ont été inclus dans le Pléistocène, c'est à dire dans le Holocène supérieur.

L'activité magmatique de la région, déployée dans les stades eocinématiques (Trias supérieur-Crétacé inférieur) et tardecinématique (Crétacé supérieur-Pliocène ?), représente les manifestations du magmatisme initial ophiolitique dont on y trouve les deux premières phases, et les manifestations du magmatisme subséquent proprement-dit, banatitique et tertiaire.

Le magmatisme ophiolitique déclanché à la suite des phénomènes de fracture profonde de la zone correspondante au sillon des Monts Métallifères, a engendré dans la première phase une importante pile de matériel formée de couvertures de laves et de pyroclastites basaltiques, de filons, de dykes simples et stratifiés, de sills et de nappes intrusives qui ont résultés des magmas à caractère basique et tout à fait subordonnément ultra-basique. Les roches consolidées correspondent à plusieurs variétés de basaltes (à augite, vitreuses à augite-ankaramites, amigdaloïdes) de pyroclastites (agglomérats, brèches, tufs et cinerites) et de gabbros (à diopside ou à augite et à magnétite) qui s'associent avec des anamésites, des dolérites, des andésites à augite, des melagabbros, des pyroxénites et des diorites à quartz. Les magmas de ces roches ont un caractère chalco-alcalin et leur procéssus de différentiation présente une ressemblance assez grande avec le processus qui a produit les ophiolites de la phase I du Massif de Drocea.

La différentiation plus accentuée des magmas de la phase II est relevée par la présence de plusieurs variétés d'andésites à augite, de hornblende, d'augite et de biotite ; de hornblende verte + augite et de hornblende ± biotite à côté des basaltes (effusions et pyroclastites). On souligne aussi la présence des filons et des dykes d'oligophires, d'albitophires et de rhyolites dans la partie axiale, élevée, de la region de Vălişoara-Bunești-Almaşul Mic.

Par rapport aux roches de la première phase, on constate, chez les roches de la seconde phase, des valeurs élevées en *Si*, *alk*, kp, Ne, K, O, qui soulignent, tout comme dans le massif de Drocea, une tendence de différentiation du magma tholeiitique vers les termes plus acides et alcalins.

Par rapport à la série tholeiitique de Hawai, les magmas de la phase II des Monts Métallifères ont un degré accentué de différentiation marqué par la teneur élevée en Al_2O_3, SiO_2, K_2O et Na_2O et basse en MgO, FeO, Fe_2O_3 et CaO.

Par rapport aux séries tholeiitiques d'Ecosse, les ophiolites des Monts Métallifères ont eu presque la même différentiation en suivant une évolution compliquée qui commençait avec les termes basiques et finissait avec les termes acides.

Les éléments minerus analysés confirment les considérations sur le comportement des éléments chimiques majeurs dans les deux champs établis, Océanites-Tholeiites-Granophires et Ankaramites-Basaltes oliviniques-Trachytes, en justifiant ainsi l'origine océanique supposée et la ligne de différentiation ankaramitique.

L'analyse de l'activité magmatique des deux phases présente certaines particularités : dans la première phase les rapports entre les effusions et les pyroclastites sont approximativement égaux ; les édifices volcaniques représentent des stratovolcans et rarement des volcans de lave ; les nappes intrusives à gabbros et à mélagabbros et surtout les dykes à structure stratifiée (Bunești et Poiana) et les niveaux de roches à titano-magmatites, présentent du point de vue du processus de formation et de composition pétographique (gabbros, diorites etc.) des

Institutul Geologic al României

ressemblances avec les roches d'Almaș-Săliște (Drocea). Pour la phase II l'activité volcanique est effusive-explosive et explosive et les formes filoniennes et les dykes simples sont omniprésents.

Sous aspect tectonique l'aire des roches ophiolitiques de la région a été include dans le bloc de Balșa-Techereu, qui se situe dans l'extrémité orientale et axiale du massif ophiolitique de Drocea-Techereu et dans la zone éogéosynclinale du sillon des Monts Métallifères. Ce bloc dans sa partie centrale, comprend une ligne importante de fracture à extention régionale orientée EW et secondée par l'autres lignes secondaires. Probablement, l'influence exercitée par la ligne principale de fracture a été déterminante dans l'évolution de l'activité magmatique ophiolitique.

L'activité metallogénique du magmatisme ophiolitique de la région a été intégrée dans deux districts : un districte férifère liquide-magmatique à quatre champs de minéralisation à gabbros, à augite et à magnétite et un autre à concentrations de sulfures polymétalliques et de zéolites (Poiana-Techereu).

Plusieurs associations de néominéraux (quartz, chlorite, minéraux argileux, épidote, actinote etc.) sont présentes dans les aires des districts mentionnés.

Le magmatisme banatitique, déclanché vers la fin du Crétacé supérieur — le commencement du Paléocène s'est instalé sur un alignement orienté N 45—60° E, constitué de deux zones : une zone septentrionale, la plus importante (le sommet de Sasu — la vallée de Poenii) et une autre méridionale, secondaire (la vallée de Voia).

Dans la zone septentrionale une multitude de filons et d'apophyses andésitiques, de porphyres dioritiques, de diorites et de monzonites se groupent autour de trois dykes,deux à structures circulaires (la vallée de Porcurea et la vallée de Bunești) et un à structure inélaire (ruisseau de Curmătura), caractérisés par une grande non-homogénéité structurale et pétrographique.

Les principales roches banatitiques séparées dans la région, sont les suivantes : diorites à hornblende, biotite et quartz, à hornblende et quartz, monzonite, aplite, malachite, spessartite, porphyres dioritiques, andésites à hornblende et à quartz, andésites à hornblende et à augite.

Le chimisme des roches analysées, et interprétées souligne, pour les magmas générateurs, des caractéristiques communes à la région pétrologique banatitique : le caractère chalco-alcalin à tendance subalcaline et de rapprochement du domaine des roches alcalines.

La métallogenèse affiliée au magmatisme laramique s'inscrit dans des zones qui ontsouffert des modifications intenses métasomatiques de contact et hydrothermales sous l'influence des solutions postmagmatiques qui ont actionnées en deux phases à quatre étapes.

Le grenat, la diopside et le quartz représentent l'association de néominéraux caractéristiques pour les phénomènes de contact métasomatique, et la séricite, les minéraux argileux, le quartz, les carbonats, la barytine et parfois les sulfures métalliques (Fe, Pb, Zn, Cu), formées dans la seconde phase, sont fréquents dans les auréoles hydrothermales et dans les filons minéralisées.

L'analyse des facteurs de contrôle des minéralisations banatitiques, accentue l'importance des facteurs tectonique, pétrographique et thermodynamique dans la concentration et le parachevement de la morphologie des accumulations à sulfures polymétalliques. Ces dernières représentent des filons ou des disséminations orientées NE-SW à extensions réduites, des paragenèses et des successions de formation relativement simple. Les filons sont dépourvus d'or et renferment des associations de pyrite, de blende, de galène, de chalcopyrite en gangue de quartz, de carbonates (manganocalcite) et de barytine.

Vu les caractères et la distribution des minéralisations de la région, on a procédé à leur intégration dans une zone métallogénétique qui possède un district de trois champs : un champ

Institutul Geologic al României

central, le plus important, situé entre les vallées de Porcului-Poiana-Almaşul de Mijloc, un champ méridional (Voia) et un champ occidental (ruisseau Nemţilor).

Les relations structurales et texturales des minéralisations filoniennes relèvent le caractère pulsatif des solutions, l'ouverture et l'alimentation des fractures étant faites en trois étapes successives où ont résulté les paragenèses suivantes : pyrite + quartz ± sulfures polymétalliques ; pyrite + manganocalcite ± sulfures polymétalliques et sulfures polymétalliques + pyrite + quartz + calcite + barytine.

Les minéraux metálliques et de gangue, la succession métallogénique, les températures de formation (de 177 à 261°C) ainsi que la géochimie des éléments mineurs des sulfures principales rencontrées dans les systèmes de filons plus représentatifs (Blidaru et Viţelaru).

Après la phase laramique de plissement, dans le Néogène a eu lieu, le long des fractures orientées NW-SE, un abessement de la zone qui correspond au bassin Brad-Săcărîmb-Hălmagiu-Beiuş. De ce fait, dans la région s'installe un régime marin et un volcanisme intense.

Les associations de roches volcaniques du périmètre étudié sont inclues dans deux cycles d'éruption : cycle I qui s'est manifesté durant la période Helvétien supérieur ? — Tortonien supérieur, partie inférieure, et cycle II qui s'est déroulé durant la période Tortonien supérieur-Pliocène.

L'activité volcanique du premier cycle a été explosive ou effusive — explosive intermitente. Les volcans résultés sont pyroclastiques ou mixtes et leurs produits qui sont repartisés en trois phases, la phase riodacitique (Băiţa), la phase dacitique et la phase andésitique, sont rencontrés dans la région qui se trouve entre Sălişte, Hărţăgani, Voia et Vălişoara.

Les roches des deux phases premières représentent des petites intercalations de tufs dans les sédiments de l'Helvétien supérieur ? et du Tortonien inférieur, pendant que les roches qui correspondent à la dernière phase occupent une pile importante dans l'aire qui se trouve entre Valea Rea et Trestia. C'est ici qu'on trouve les produits pyroclastiques et les laves en blocs des andésites à hornblende opacifiée et à quartz (la vallée de Trestia) et les pyroclastites (agglomérats, microconglomérats, cinérites et tufs) des andésites à hornblende et à quartz. Les centres d'émission de ces roches sont ignorés.

L'activité volcanique dans la région aussi bien que dans d'autres régions des Monts Métallifères, présente l'intensité maximale dans la période qui correspond au cycle II.

Dans la I^{e} phase, qui s'est déroulée entre le Tortonien supérieur et le Sarmatien inférieur, l'activité volcanique a été explosive. Les roches de cette phase forment les couvertures pyroclastiques des andésites (agglomérats, microconglomérats et tufs) quartzifères à hornblende, développées exclusivement dans la partie de NW de la colline Cetraş.

Les agglomerats, les cinérites et les tufs intercalés dans le Tortonien supérieur de la vallée de Momeasa ont résulté d'une activité volcanique dacitique qui a eu lieu après la I^{e} phase, probablement à l'extérieur du périmètre étudié. Le paroxysme de l'activité volcanique du cycle II a été atteint dans la IIe phase andésitique, qui s'est déroulée durant la période Sarmatien inférieur-Pliocène ? Dans cette phase, les andésites quartzifères avec les petrotypes de Draica-Săcărîmb, de Vălişoara et de Barza et les sous-types de Voia-Momeasa et de Ştirba font éruption. Toutes ces roches, ont des structures porphyriques et elles renferment, en proportions variables, du quartz, des amphiboles et de la biotite ; chez les unes on peut remarquer la presence des pyroxènes (Momeasa).

Dans la IIe phase andésitique l'activité volcanique a été prédominant explosive.

La phase suivante, IIe dacitique, correspond aux éruptions des dacites de Cetraş qui représentent dans la majorité des cas les dernières roches des structures volcaniques andésitiques de type Săcărîmb.

Institutul Geologic al României

Les recherches effectuées ont conduit à la restriction considérable de l'aire occupée par les dacites de Cetraş. Ceux-ci sont une variété, plus riche en quartz, des andésites quartzifères de Săcărîmb. Dans ce sens, on a mentionné comme sources dacitiques d'émission, les necks des collines Coasta Mare (Hondol), Cetraş, Duba et Cerburea.

La dernière phase, la IIIe andésitique, représente des emissions d'andésites à augite, à hornblende, à biotite et à quartz (Zimbriţa). La source d'émission est le neck de la colline de Zimbriţa. Les discussions se référant au chimisme des volcanites néogènes portent sur les 43 roches analysées, toutes représentant des types et des sous-types du cycle II. Ces roches sont les produits des magmas chalco-alcalins, quartz-dioritiques et granodioritiques suprasaturées, *qz* ayant des valeurs basses chez les andésites de Zimbriţa (3,93 à 7,19), élevées chez les andésites quartzifères (de 21,78 à 71,33) et plus élevées encore chez les dacites de Cetraş (de 46,74 à 113,110). Sauf les petites exceptions remarquées aux termes extrêmes et finals de la différentiation — les dacites de Cetraş et les andésites de Zimbriţa — les éléments majeurs et mineurs ne mettent pas en évidence des différences marquantes entre les petrotypes et les sous-types pris en discussion.

Quand aux mécanismes d'éruption et les types de gisement des volcanites tertiaires on remarque l'existence, dans la région des structures enracinées à anatomie simple ou complexe, ainsi que l'existence des formations qui sont extérieures au cratère (laves et produits pyroclastiques) et volcano-sédimentaires.

L'étude insiste sur les structures enracinées et surtout sur les trois caldères d'effondrement. On a considéré que les caldères de Vălişoara et de Cordurea ont évolué et se sont formées des volcans composés, associés, et que la caldère de Bunești est restée au stade embrionaire. Ces structures sont interprétées comme étant le résultat d'un processus intense de fluidisation accompagné par des effondrements répétés, par des soulèvements et par des brecciffications des zones de l'alignement volcano-tectonique Barza-Vălişoara. Cet alignement coïncide avec la fracture majeure ophiolitique de la région qui, probablement, a été réactivée dans le Tertiaire.

Sous aspect génétique, les volcans de la région sont simples (Buha Cerburea, Duba, Zimbriţa etc.) et ils sont composées selon une succession évolutive normale de forme simple (Momeasa) ou compliquée (Cetraş, Măcriş etc.).

Les observations de terrain et les forages faits en quelques zones situées sur les alignements volcano-tectoniques ou dans leur voisinage, mettent en évidence la présence des subvolcans. Les subvolcans du bassin de la vallée de Voia étant un exemple dans ce sens.

La métallogenèse de l'éruptif tertiaire est discuté par rapport aux phénomènes de contact thermique, d'autohydratation et de métamorphisme hydrothermal.

Une attention spéciale est accordée aux associations formées par les néominéraux des quatre facies hydrotermaux établis: le faciès propylitique (épidote-albite, chlorite et chlorite-albite-quartz-pyrite), le faciès séricite-argilitique (séricite-carbonates ± minéraux argileux; séricite, minéraux argileux-carbonates ± anhydrite + gypse ± zéolites — or et sulfures); le faciès quartz-alunitique (quartz-alunite; quartz-barytine ± alunite) et le faciès zéolitique (zéolite-carbonate-quartz et zéolite (heulandite, scolézite)-quartz-calcite, ainsi que les conditions thermodynamiques des solutions postmagmatiques.

La métallisation de la région, contrôlée en principal par les facteurs structuraux, géochimiques et thermodynamiques, s'est manifestée en trois phases: une phase d'âge Tortonien supérieur-Sarmatien inférieur, associée aux éruptions des andésites quartzifères de Draica, et deux phases d'âge Sarmatien-Pliocène, dont l'une est affiliée à l'activité

Institutul Geologic al României

magmatique génératrice d'andésites quartzifères de type Săcărîmb, Vălişoara et Barza et l'autre est liée à l'éruption des dacites de Cetraş.

Les minéralisations de la phase I ont été rencontrées dans le système filonien Draica (le filon Impărătesc, Nou Impărătesc etc.) où on a reconnu la prépondérence des sulfures par rapport aux autres minéraux. La succession de la minéralogenèse est la suivante: cassitérite-oligiste, pyrrhotine, pyrite, marcasite, mispickel, löllingite, blende, chalcopyrite, covelline, tétraédrite bournonite, galène, argentite, iordonat, stromeyérite, acanthite, proustite, polybasite, réalgar, argent, or, quartz (grisâtre et améthyste), sidérose, ankérite, manganocalcite, calcite, alunite, barytine, withérite, séricite et les minéraux argileux. L'or et les sulfures apparaissent à Draica dans les horisons supérieurs, et le mispickel, qui parfois est aurifères, s'accroît par rapport à la profondeur.

Les associations de minéraux métalliques des phases II et III, qui sont plus connues dans les régions de Cordurea et de Vălişoara que dans la région de Voia-Cetraş, sont bien plus simples par rapport à celles rencontrées dans la structure de Draica.

A Cordurea, les filons ont des dimensions réduites, ils sont orientés NNW-SSE et ils renferment deux associations de minéraux métalliques: sulfures communes-tellurures-sulfosels de Cu-or libre et pyrite-marcasite-or libre.

Dans les deux champs de Vălişoara, oriental et occidental, les concentrations des minéraux métalliques forment des stockwerkes, des colonnes minéralisées et des filons. Dans ceux-ci nous rencontrons deux paragenèses: l'une à pyrite aurifère-or dans le champ oriental (colline de Porcurea) et l'autre à or-blende-chalcopyrite-galène dans le champ occidental (colline de Băilor).

Les fissures et les filons minéralisés, situés dans la structure de Voia-Cetraş, renferment trois associations de minéraux, comme: oligiste-pyrite-quartz, pyrite-sulfures communes-or-quartz-minéraux argileux et séricite, et pyrite-métacinnabrite-minéraux argileux $\pm$ alunite $\pm$ gypse.

Les considérations sur la thermodynamique des processus de minéralisation renferment des appréciations en ce qui concerne les températures apparentes de formation des minéraux de gangue (quartz, calcite) associés avec les sulfures métalliques et les sulfosels. Les températures mesurées sont comparables avec celles établies par M. B o r c o ş (1972) pour la majorité des gisements métallifères des Monts Métallifères.

Institutul Geologic al României

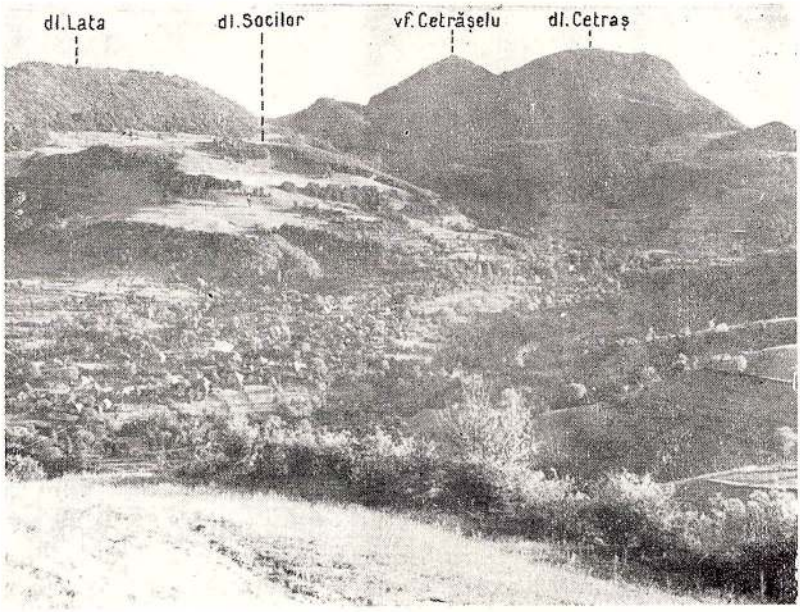
EXPLICAȚIA PLANȘELOR

PLANȘA I

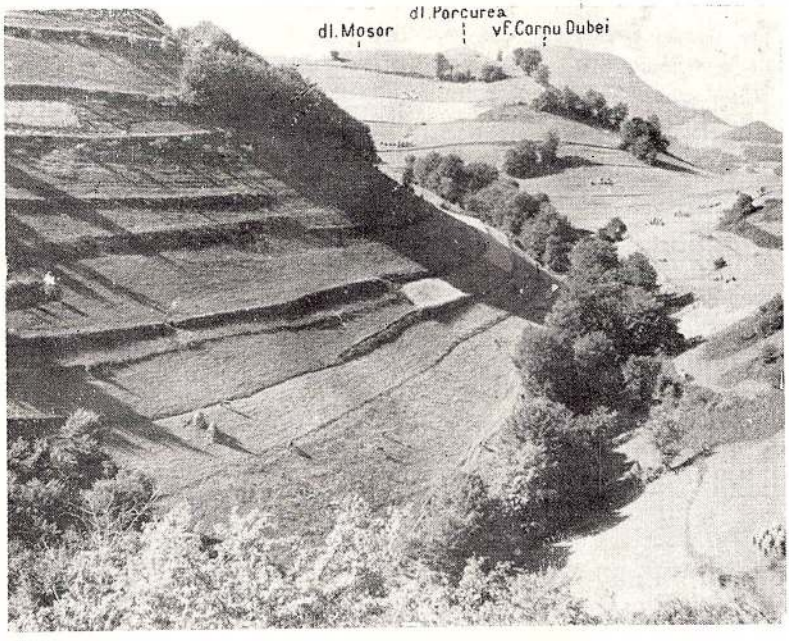
Fig. 1. — Localitatea Vălișoara și zona colinară din împrejurimi (foto: S. Boștinescu).
Localité de Vălișoara et la zone des collines des alentours (photo: S. Boștinescu).

Fig. 2. — Relieful ofiolitic la izvoarele pîriului Smreciului (Bunești), neckul andezitic din dealul Porcurea și cel dacitic din Duba (foto: S. Boștinescu).
Relief ophiolitique aux sources du ruisseau de Smreciului (Bunești), neck andésitique de la colline de Porcurea et neck dacitique de Duba (photo: S. Boștinescu).

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

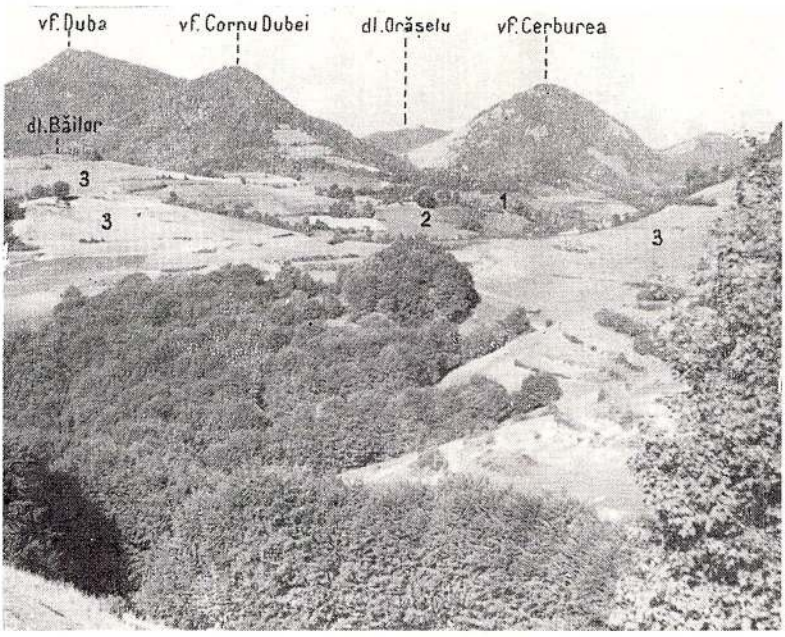
Fig. 1. — Relieful proeminent al domurilor endogene din dealurile Duba și Cornu Dubei și al acului dacitic din vîrful Cerburea, în contrast cu zonele de teren modelate, constituite din roci sedimentare (1), ofiolitice (2) și andezitice (3) (foto : S. B o ș t i n e s c u).

Relief proéminent des dômes endogènes des collines de Duba et Cornu Dubei et de l'aiguille dacitique du sommet de Cerburea, en opposition avec les zones de terrain modelées, constituées de roches sédimentaires (1), ophiolitiques (2) et andésitiques (3) (photo : S. B o ș t i n e s c u).

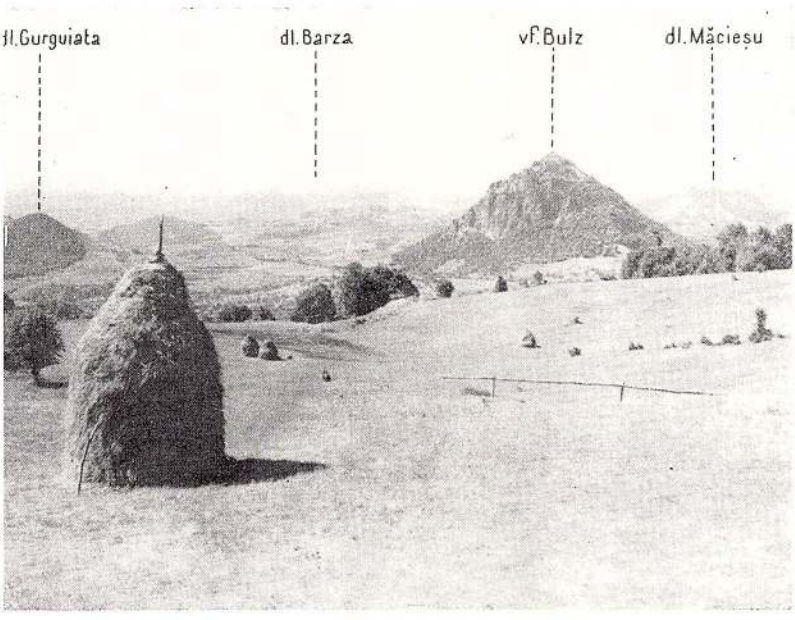
Fig. 2. — Acul andezitic Bulz în contrast cu relieful șters al depozitelor sedimentare și vulcano-sedimentare din împrejurimi (foto : S. B o ș t i n e s c u).

Aiguille andésitique Bulz en opposition avec le relief usé des dépôts sédimentaires et volcano-sédimentaires des alentours (photo : S. B o ș t i n e s c u).

Institutul Geologic al României



1



2

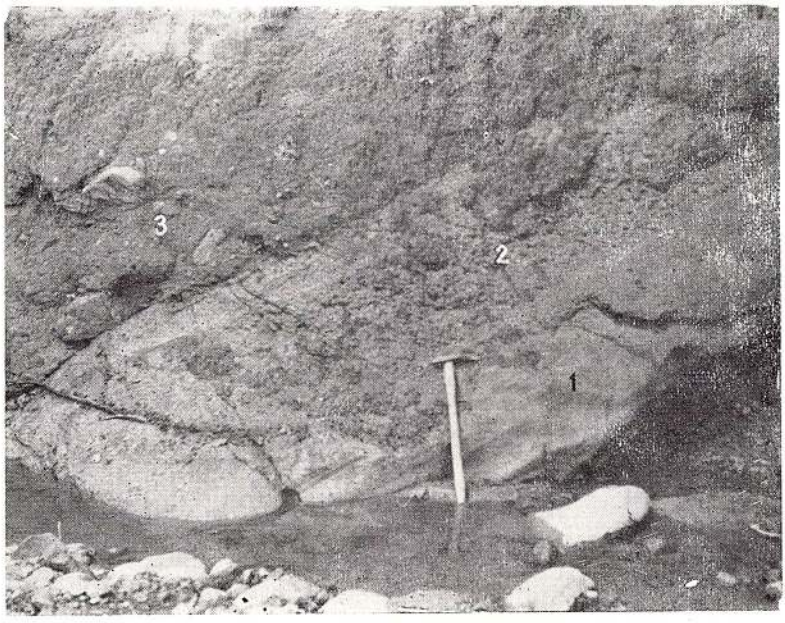
Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Fig. 1. — Gresii cineritice (1), microconglomerate (2) și conglomerate friabile cu elemente de andezite (3) în Tortonianul superior de pe Valea Rea (foto: S. Boștinescu).
Grès cinéritiques (1), microconglomérats (2) et conglomérats friables à éléments d'andésites (3) dans le Tortonien supérieur de Valea Rea (photo: S. Boștinescu).

Fig. 2. — Conglomerat cu elemente de andezite. Dealul Moțului (Hărțăgani) (foto: S. Boștinescu). 1, elemente rotunjite și subangulare de andezite cuarțifere cu hornblendă; 2, masă de legătură microaglomeratică.
Conglomérats à éléments d'andésites. Dealul Moțului (Hărțăgani) (photo: S. Boștinescu). 1, éléments arrondis et subangulaires d'andésites quartzifères à hornblende; 2, masse de liaisons microagglomératique.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

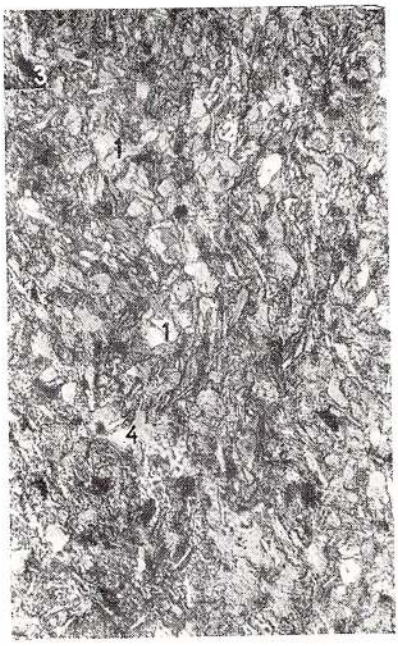
PLANȘA IV

Fig. 1. — Gresie cuarțoasă, muscovită. Galeria XIV, m 714 (Hărțăgani). Nic. II; x10, (foto: A n g e l a R a f a l e t). 1, cuarț; 2, muscovit, sericit și clorit orientat; 3, substanță cărbunoasă; 4, cuarț secundar.
Grès quartzeux, muscovitique. Galerie XIV, m 714 (Hărțăgani). Nic. II; x10, (photo: A n g e l a R a f a l e t). 1, quartz; 2, muscovite, séricite et chlorite orienté; 3, substance charbonneuse; 4, quartz secondaire.

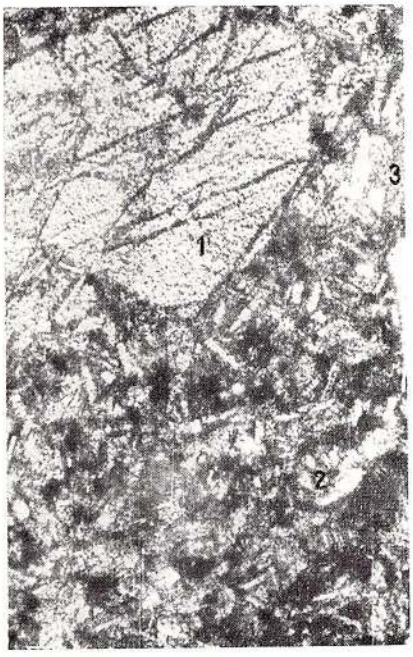
Fig. 2. — Bazalt porfiric cu augit. Valea Porcurea. Nic. II; x25. 1, fenocristal de augit 2, feldspat plagioclaz; 3, masă hialoofitică.
Basalte porphyrique à augite. Vallée de Porcurea. Nic. II; x25. 1, phénocristal d'augite; 2, feldspath plagioclase; 3, masse hyaloophitique.

Fig. 3. — Aglomeratele bazaltelor amigdaloide. Dealul lui Pătru (foto: S. B o ș t i n e s c u). 1, elemente de bazalte amigdaloide; 2, ciment microaglomeratic; 3, fisuri cu zeoliți și carbonați.
Agloměrats des basaltes amigdaloïdes. Colline de Pătru (photo: S. B o ș t i n e s c u) 1, éléments de basaltes amigdaloïdes; 2, ciment microagloměratique; 3, fissures à zéolites et à carbonates.

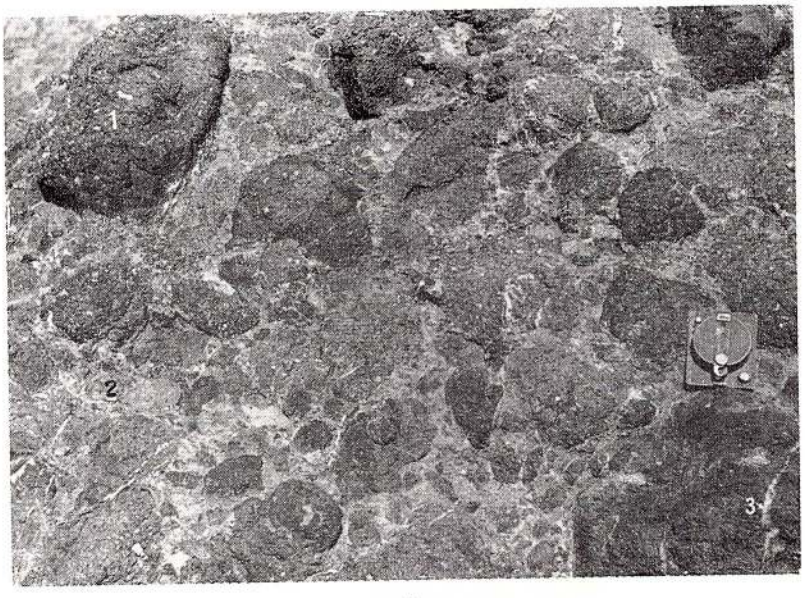
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

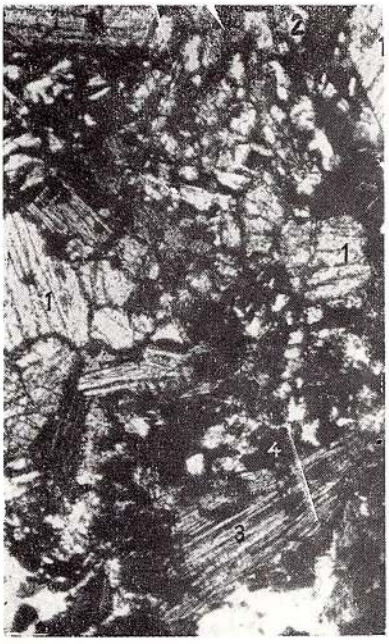
PLANȘA V

Fig. 1. — Ankaramit. Pîrîul Podișoarelor. Nic. II; x10. 1, fenocristale și microlite de augit; 2, feldspat plagioclaz; 3, actinot; 4, masă sticloasă.
Ankaramite. Ruisseau de Podișoarelor. Nic. II; x10. 1, phénocristaux et microlite d'augite; 2, feldspath plagioclase; 3, actinote; 4, masse vitreuse.

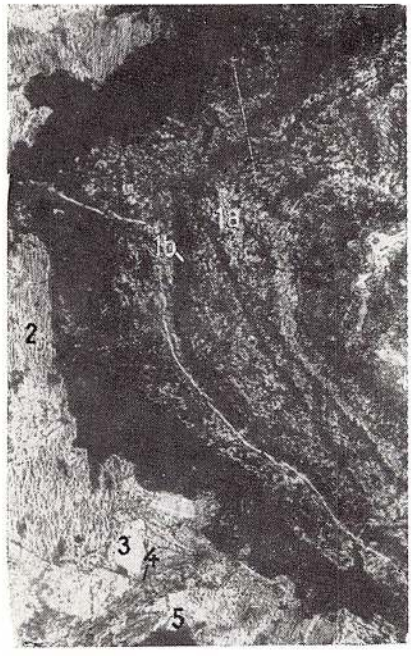
Fig. 2. — Olivină (1) total înlocuită de clorit, talc, carbonați (a) și magnetit (b), alături de augit (2), feldspați plagioclazi (3), actinot (4) și magnetit (5). Pîrîul Podișoarelor Nic. II; x25.
Olivine (1) entièrement remplacée par chlorite, talc, carbonates (a) et magnetite (b), à côté d'augite (2), feldspaths plagioclases (3), actinote (4) et magnétite (5). Ruisseau de Podișoarelor Nic. II; x25.

Fig. 3. — Dolerit valea Micoti. Nic. II; x25. 1, baghete de feldspați plagioclazi; 2, augit; 3, magnetit.
Dolérites de la vallée de Micoti. Nic. II; x25. 1, baguettes de feldspaths plagioclases; 2, augite; 3, magnetite.

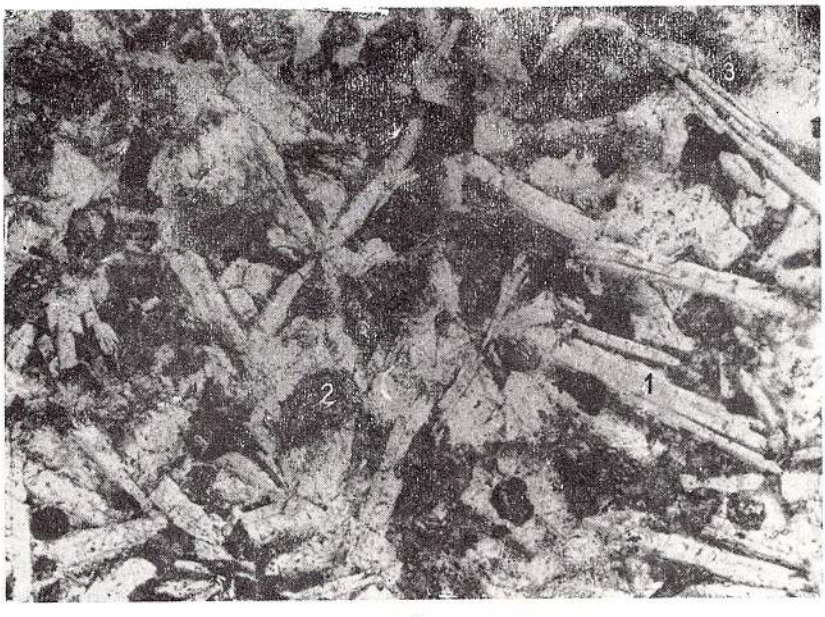
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA VI

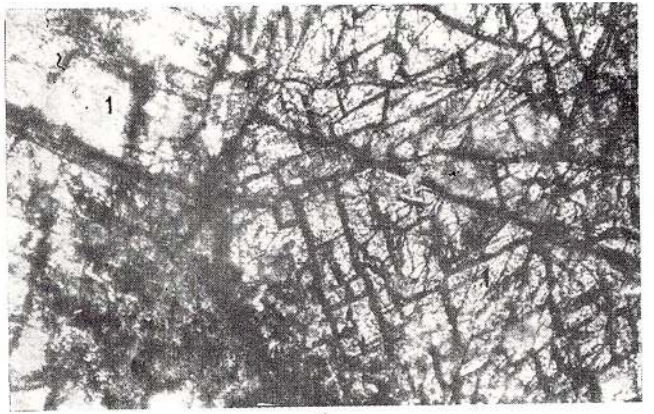
Fig. 1. — Fenocristale de augit (1) în piroxenitul de pe pîrîul Podișcarelor. Nic. II; x30.
Phénocristaux d'augite (1) dans le pyroxénite du ruisseau de Podișoarelor. Nic. II; x30.

Fig. 2. — Aglomerări de augit granular, xenomorf (1) și feldspați plagioclazi idiomorfi (2) în microgabbroul slab stratificat de pe pîrîul Meștercaici. Între feldspați, actinot (3) și magnetit (4). Nic. II; x5.
Agglomérations d'augite granulaire, xénomorphe (1) et de feldspaths plagioclases idiomorphes (2) dans le microgabbros faiblement stratifié du ruisseau de Meșteroaiei. Agglomérations de feldspath, actinote (3) et magnétite (4). Nic. II; x5.

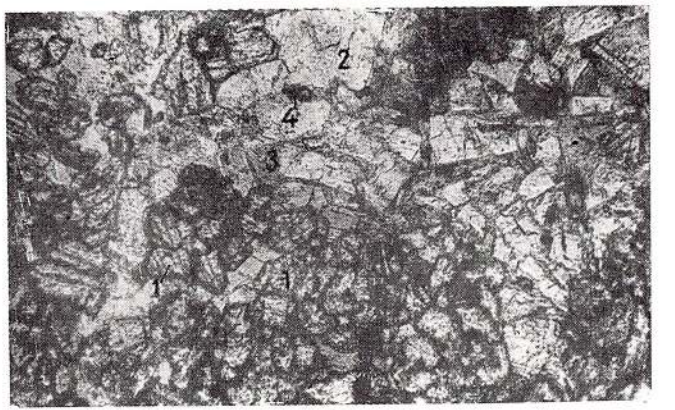
Fig. 3. — Gabbrou cu augit și biotit. Pîrîul Zîrnei. Nic. +; x25. 1, augit spart, cloritizat și argilizat; 2, feldspat plagioclaz ușor argilizat pe fisuri; 3, biotit proaspăt; 4, cuarț.
Gabbros à augite et à biotite. Ruisseau de Zîrnei. Nic. +; x25. 1, augite brisé, chloritisé et argilisé; 2, feldspath plagioclase faiblement argilisé sur les fissures; 3, biotite frèche; 4, quartz.

Fig. 4. — Fenocristale (1) și microlite (4) de augit și feldspați plagioclazi (2, 3), alături de cuarț secundar (6) în masa sticloasă (5) a andezitelor sticloase cu augit din dealul Voia. Nic. II; x25.
Phénocristaux (1) et microlite (4) d'augite et de feldspaths plagioclases (2, 3), à côté du quartz secondaire (6) dans la masse vitreuse (5) des andésites vitreux à augite, de la colline de Voia. Nic. II; x25.

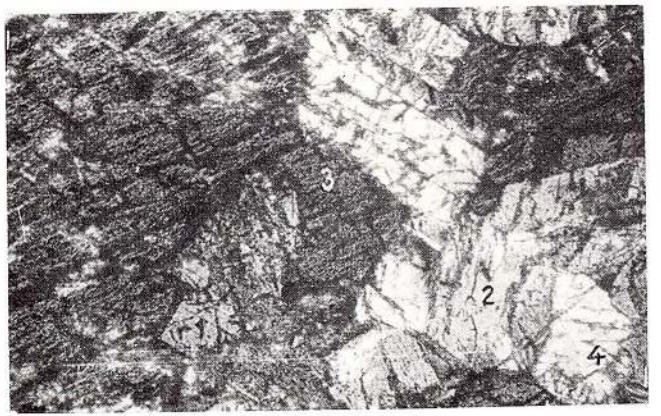
Institutul Geologic al României



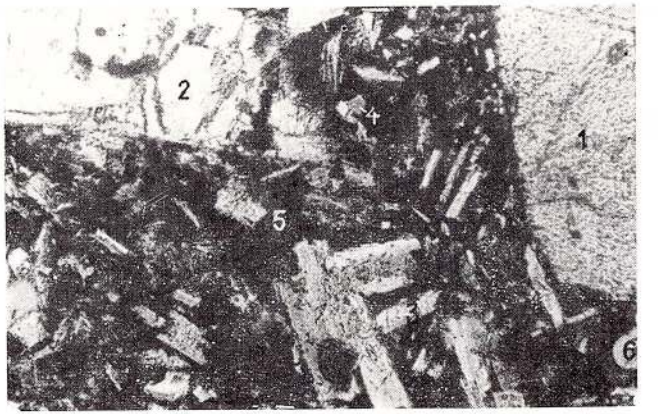
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA VII

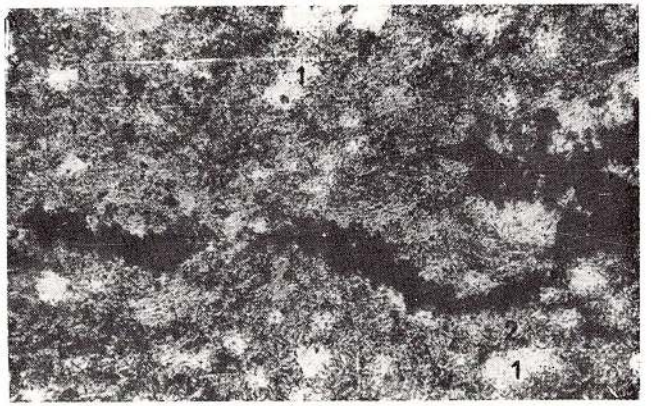
Fig. 1. — Albitofir. Dealul Sasului. Nic. II; x20. 1, cristale de albit xenomorf; 2, masă sticloasă.
Albitophyre. Colline de Sasului. Nic. II; x20. 1, cristaux d'albite xénomorphe; 2, masse vitreuse.

Fig. 2. — Andezite cu hornblendă și augit ± biotit. Versant sting valea Voia. Nic. II; x25. 1, fenocristal de feldspat plagioclaz; 2, hornblendă; 3, augit; 4, masă fundamentală.
Andésites à hornblende et à augite ± biotite. Versant gauche la vallée de Voia. Nic. II; x25. 1, phénocristal de feldspath plagioclase; 2, hornblende; 3, augite; 4, masse fondamentale.

Fig. 3. — Gabbrou cu augit. Valea Oprișoaiei. Nic. II; x45. 1, augit proaspăt; 2, antigorit; 3, clorit și talc.
Gabbros à augite. Vallée d'Oprișoaiei. Nic. II; x45. 1, augite frèche; 2, antigorite; 3, chlorite et talc.

Fig. 4. — Diorit cuarțifer cu biotit. Pîrîul Bătrînei. Nic. + ; x25. 1, feldspat plagioclaz sericitizat; 2, cuarț; 3, biotit cloritizat; 4, ortoză cu minerale argiloase și sericit.
Diorite quartzifère à biotite. Ruisseau de Bătrînei. Nic. + ; x25. 1, feldspath plagioclase séricitisé; 2, quartz; 3, biotite chloritisée; 4, orthose à minéraux argileux et à séricite.

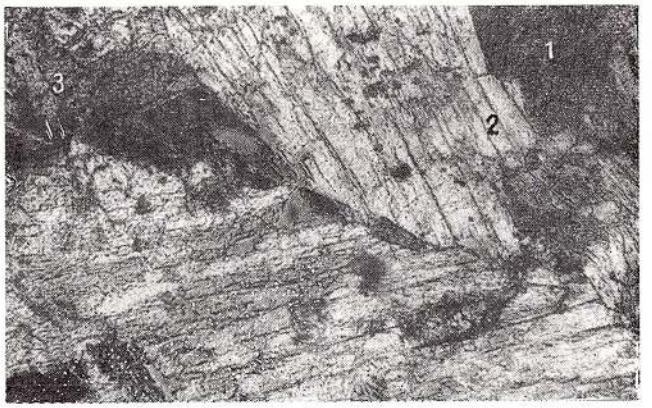
Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA VIII

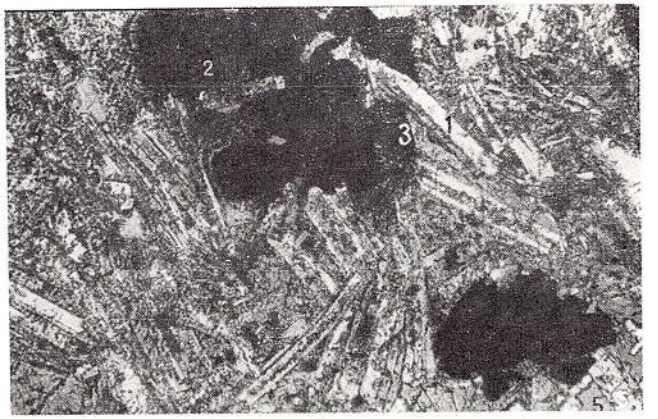
Fig. 1. — Microdiorit alterat. Pîrîul Bătrînei. Nic. II; x10. 1, baghete de feldspat plagioclaz albitizat; 2, biotit cloritizat; 3, magnetit; 4, clorit, carbonați și minerale argiloase; 5, cuarț secundar.
Microdiorite altérée. Ruisseau de Bătrînei. Nic. II; x10. 1, baguettes de feldspath plagioclase albitisé; 2, biotite chloritisée; 3, magnétite; 4, chlorite, carbonates et minéraux argileux; 5, quartz secondaire.

Fig. 2. — Monzonit cuarțifer. Pîrîul Curmăturii. Nic.+; ×25. 1, feldspat plagioclaz maclat polisintetic; 2, ortoză; 3, concreșteri mirmekitice între cuarț și feldspat ortoclaz.
Monzonite quartzifère. Ruisseau de Curmăturii. Nic.+; ×25. 1, feldspath plagioclase maclé polysynthétique; 2, orthose; 3 enchevêtrements myrmékytiques entre le quartz et le feldspath orthoclase.

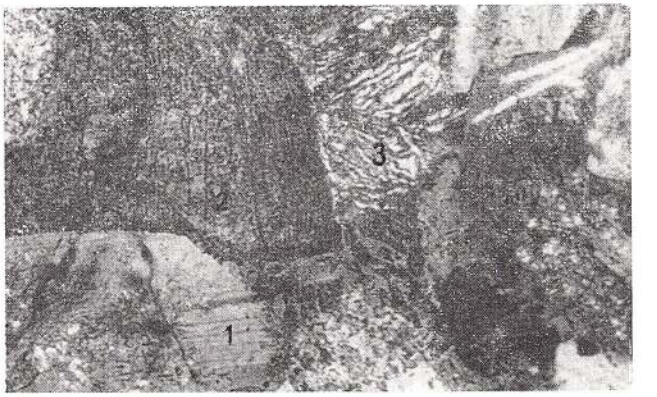
Fig. 3. — Alveolă cu granați și zeoliți în bazalt cu augit. Dealul Mosor (Vălișoara). Nic.+; ×45. 1, augit; 2, masă sticloasă; 3, agregate lamelare de zeoliți; 4, granați idiomorfi, izotropi.
Alvéole à grenats et a zéolites dans le basalte à augite. Colline de Mosor (Vălișoara). Nic.+; ×45. 1, augite; 2, masse vitreuse; 3, agregats lamelaires de zéolites; 4, grenats idiomorphes, isotropes.

Fig. 4. — Bazalt sticlos cu olivină total transformată. Dealul Mosor. Nic.+; ×25. 1, granați xenomorfi și hipidiomorfi; 2, agregate lamelare de zeoliți; 3, clorit.
Basalte vitreux à olivine complètement transformée. Colline de Mosor. Nic.+; ×25. 1, grenats xénomorphes et hypidiomorphes; 2, agregats lamelaires de zéolites; 3, chlorite.

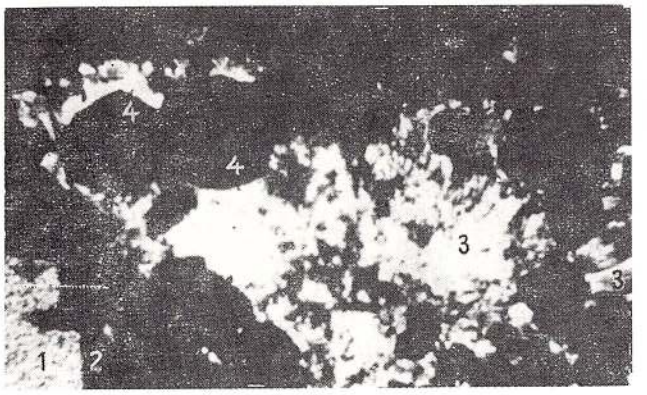
Institutul Geologic al României



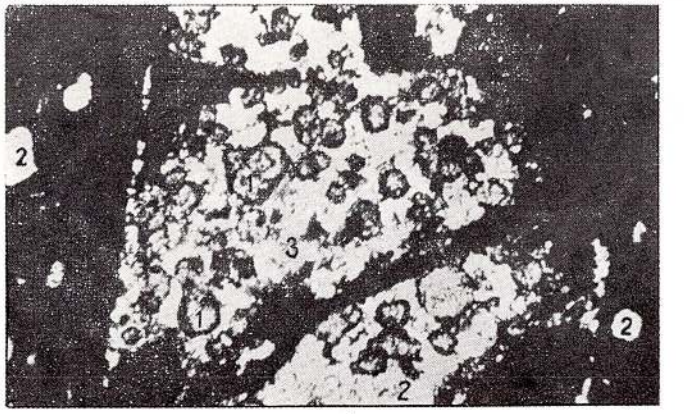
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA IX

Fig. 1. — Structură vitrofirică și textură fluidală la lavele andezitelor cuarțifere cu hornblendă ± biotit. Valea Voia. Nic. II; ×25. 1, globulite de sticlă aglomerate în benzi fine; 2, resturi de feldspat plagioclaz invadat de sticlă; 3, masă vitrofirică.
Structure vitrophyrique et texture fluidale chez les laves des andésites quartzifères à hornblende ± biotite. Vallée de Voia. Nic. II; 25.1, globulites de verre aggloméré en bandes fines; 2, débris de feldspath plagioclase envahi par le verre; 3, masse vitrophyrique.

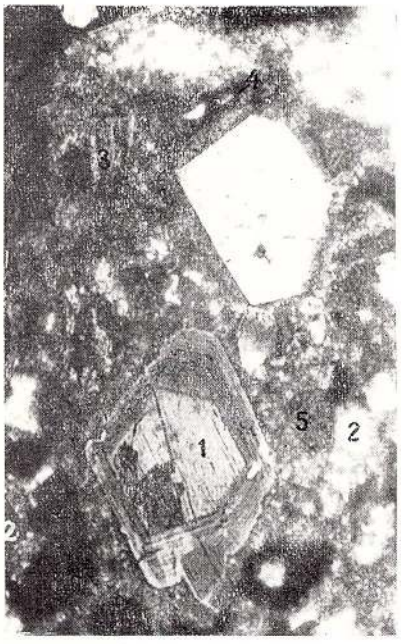
Fig. 2. — Andezit cuarțifer cu hornblendă și biotit (Săcărîmb). Dealul Momeasa. Nic.+; ×25. 1, feldspat plagioclaz idiomorf și zonat; 2, cuarț xenomorf; 3, biotit; 4, hornblendă opacitizată; 5, masă fundamentală hialopilitică.
Andésite quartzifère à hornblende et à biotite (Săcărîmb).
Colline Momeasa. Nic.+; ×25. 1, feldspath plagioclase idiomorphe et zoné; 2, quartz xénomorphe; 3, biotite; 4, hornblende opacifiée; 5, masse fondamentale hyalopilitique.

Fig. 3. — Brecii piroclastice. Pîrîul Lazului (Voia) (foto: S. Boștinescu). 1, elemente angulare și subangulare de andezite cuarțifere cu hornblendă ± biotit; 2, masă de legătură litoclastică.
Brèches pyroclastiques. Ruisseau de Lazului (Voia) (photo: S. Boștinescu). 1, éléments angulaires et subangulaires d'andésites quartzifères à hornblende ± biotite; 2, masse de liaison lithoclastique.

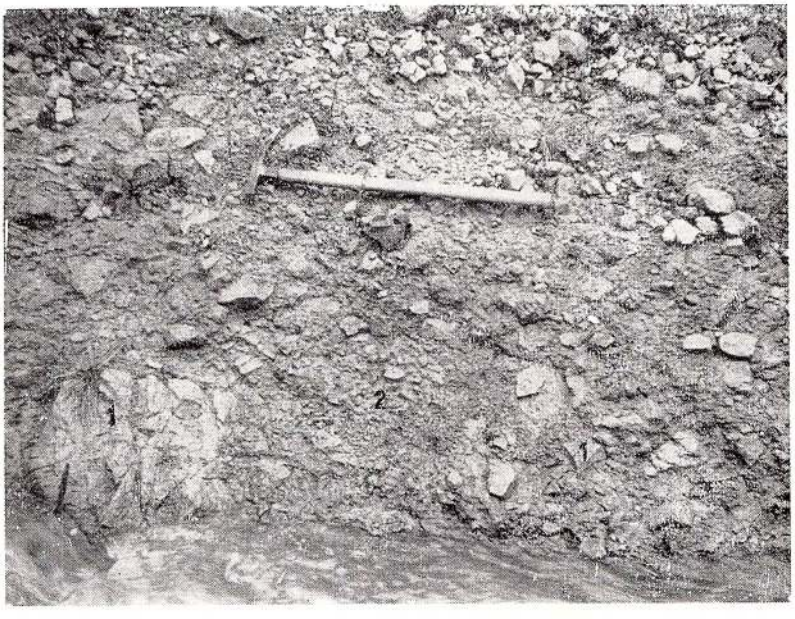
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANŞA X

Fig. 1. — Andezit cuarţifer cu hornblendă, augit şi biotit. Valea Cetraş (Sălişte). Nic. II; x25. 1, cuarţ cu conture corodate; 2, hornblendă cu incluziuni de feldspaţi şi minerale opace; 3, augit; 4, feldspat plagioclaz; 5, masă fundamentală; 6, ilmenit şi magnetit.

Andésite quartzifère à hornblende, à augite et à biotite. Vallée de Cetraş (Sălişte). Nic. II; x25. 1, quartz avec des contours corrodés; 2, hornblende à inclusions de feldspath à minéraux opaques; 3, augite; 4, feldspath plagioclase; 5, masse fondamentale; 6, ilménite et magnétite.

Fig. 2. — Andezit cuarţifer cu hornblendă ± biotit. Dealul Ştirba. Nic. II; x25. 1, feldspat plagioclaz opacitizat; 2, feldspat plagioclaz proaspăt; 3, cuarţ; 4, hornblendă opacitizată; 5, magnetit şi ilmenit; 6, masă fundamentală microgranulară.

Andésite quartzifère à hornblende ± biotite. Colline de Ştirba. Nic. II; x25. 1, feldspath plagioclase opacifié; 2, feldspath plagioclase frais; 3, quartz; 4, hornblende opacifiée; 5, magnétite et ilménite; 6, masse fondamentale microgranulaire.

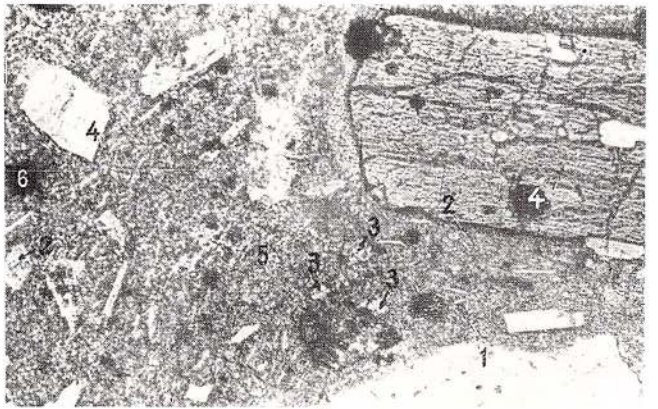
Fig. 3. — Enclavă de diorit cuarţifer în andezitele cuarţifere din dealul Ştirba. Nic. II; x25. 1, feldspat plagioclaz; 2, biotit; 3, cuarţ.

Enclave de diorite quartzifère dans les andésites quartzifères de la Colline de Ştirba. Nic. II; x25; 1, feldspath plagioclase; 2, biotite; 3, quartz.

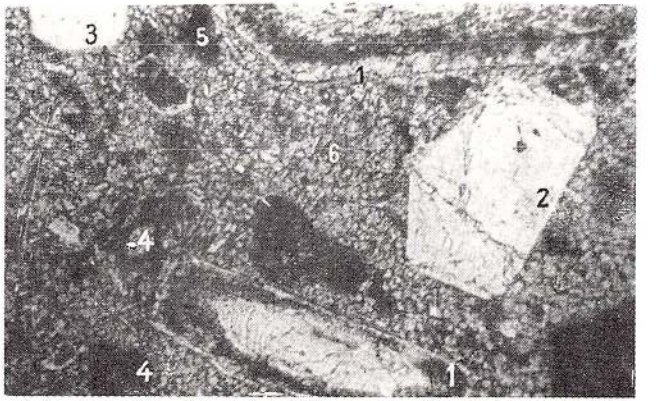
Fig. 4. — Andezit cuarţifer cu hornblendă (Barza). Nic. II; x25. 1, feldspat alterat; 2, hornblendă opacitizată; 3, cuarţ corodat; 4, masă fundamentală.

Andésite quartzifère à hornblende (Barza). Nic. II; x25. 1, feldspath altéré; 2, hornblende opacifiée; 3, quartz corrodé; 4, masse fondamentale.

Institutul Geologic al României



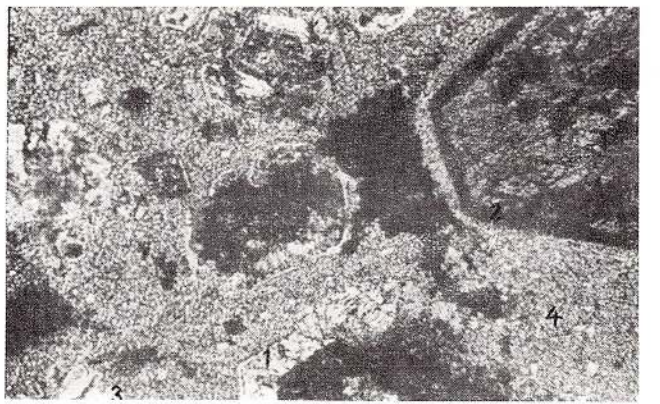
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

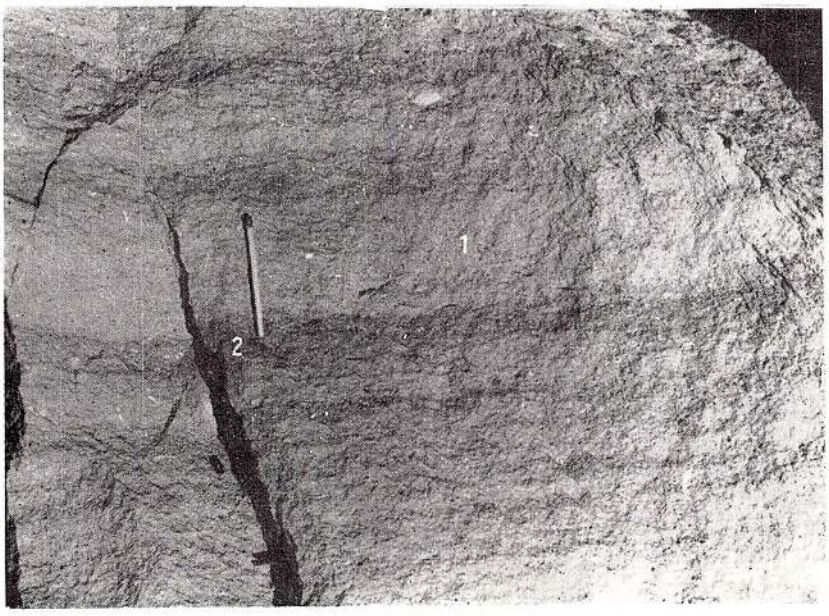
PLANȘA XI

Fig. 1. — Stratificație inițială și textură rubanată în andezitele cuarțifere din dealul Băilor (Vălișoara)-galeria XIII m 475 (foto : S. B o ș t i n e s c u). 1, benzi cu minerale leucocrate transformate parțial în minerale argiloase și carbonați ; 2, benzi cu minerale melanocrate transformate în clorit, carbonați și minerale argiloase.
Stratification primaire et texture rubanée dans les andésites quartzifères de la Colline de Băilor (Vălișoara)-galerie XIII m 475 (photo : S. B o ș t i n e s c u). 1, bandes à minéraux leucocrates transformés partiellement en minéraux argileux et en carbonates ; 2, bandes à minéraux mélanocrates transformés en chlorite, en carbonates et en minéraux argileux.

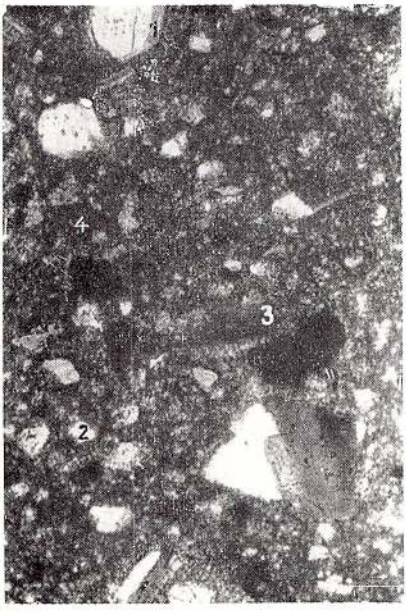
Fig. 2. — Structură protoclastică la andezitele cuarțifere cu hornblendă ± augit. Dealul Știrba. Nic.+ ; x10. 1, fenocristal de feldspat plagioclaz zonat ; 2, cuarț așchios ; 3, hornblendă opacitizată ; 4, masă fundamentală.
Structure protoclastique chez les andéstites quartzifères à hornblende ± augite. Colline de Știrba. Nic. + ; x10. 1, phénocristaux de feldspath plagioclase zoné ; 2, quartz en éclats ; 3, hornblende opacifiée ; 4, masse fondamentale.

Fig. 3. — Andezit cuarțifer cu augit, hornblendă opacitizată, biotit și cuarț. Dealul Zimbrița Nic. II ; x25. 1, augit ; 2, hornblendă opacitizată ; 3, biotit ; 4, feldspat plagioclaz ; 5, cuarț ; 6, masă fundamentală.
Andésite quartzifère à augite, à hornblende opacifiée, à biotite et à quartz. Colline de Zimbrița. Nic. II ; x25. 1, augite ; 2, hornblende opacifiée ; 3, biotite ; 4, feldspath plagioclase ; 5, quartz ; 6, masse fondamentale.

Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA XII

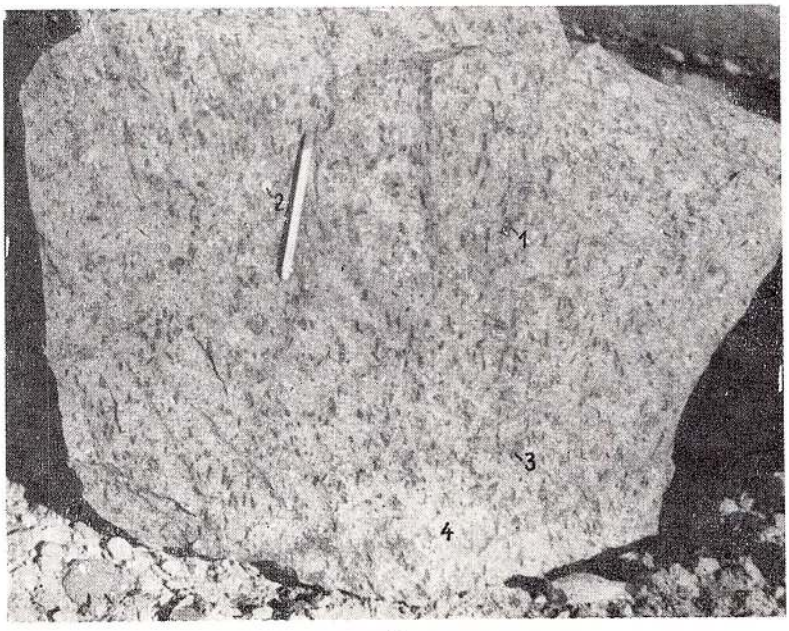
Fig. 1. — Brecie de explozie andezitică în coșul din dealul Măgura Porcului (valea Truții). 1, elemente de andezite cu forme angulare; 2, ciment lapillic.
Brèche à explosion andésitique dans le cheminé volcanique de la colline de Măgura Porcului (vallée de Truții). 1, éléments d'andésites à formes angulaires; 2, ciment lapillique.

Fig. 2. — Anizotropie structurală macroscopică la andezitele cuarțifere cu hornblendă și biotit (Draica) din galeria Emma; (foto: S. Boștinescu). 1, fenocristale de hornblendă, idiomorfe, cloritizate și orientate paralel; 2, fenocristale de cuarț; 3, fenocristale de biotit; 4, masă microgranulară.
Anisotropie structurale macroscopique chez les andésites quartzifères à hornblende et à biotite (Draica) de la galerie Emma; (photo: S. Boștinescu). 1, phénocristaux de hornblende, idiomorphes, chloritisés et orientés parallèlement; 2, phénocristaux de quartz; 3, phénocristaux de biotite; 4, masse microgranulaire.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA XIII

Fig. 1. — Fenocristal de feldspat plagioclaz albitizat în andezitele cuarțifere de tip Săcărîmb. Valea Paua (Voia). Nic. + ; x45. 1, feldspat plagioclaz, maclat polisintetic ; 2, fisuri cu albit, carbonați și minerale argiloase în feldspat ; 3, epidot granular ; 4, masă microgranulară.

Phénocristal de feldspath plagioclase albitisé dans les andésites quartzifères de type Săcărîmb. Vallée Paua (Voia). Nic. + ; x45. 1, feldspath plagioclase, maclé polysynthétique ; 2, fissures à albite, à carbonates et à minéraux argileux dans le feldspath ; 3, épidote granulaire ; 4, masse microgranulaire.

Fig. 2. — Andezit cuarțifer cu hornblendă ± biotit argilizat. Pîrîul Curmăturii. Nic. II ; x25. 1, caolinit ; 2, cristale de feldspați și hornblendă argilizate ; 3, cuarț.

Andésite quartzifère à hornblende ± biotite argilisée. Ruisseau de Curmăturii. Nic. II ; x25. 1, kaolinite ; 2, cristaux de feldspaths et de hornblende argilisés ; 3, quartz.

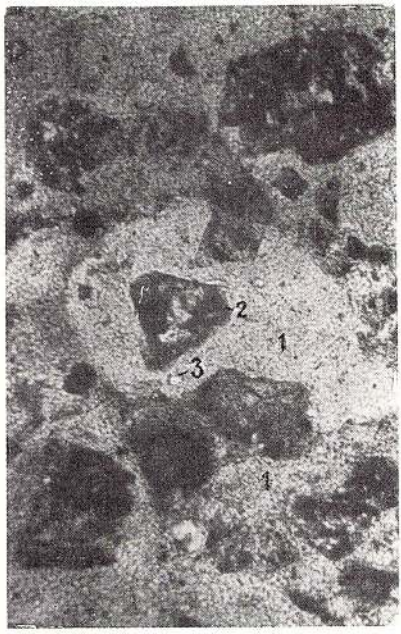
Fig. 3. — Stratificație inițială în lavele andezitelor cuarțifere cu hornblendă ± biotit, amplificată de albitizări și cloritizări. Valea Voia (foto : S. Boștinescu). 1, benzi cu feldspați albitizați, minerale argiloase și sticlă ; 2, benzi cu hornblendă și biotit substituite parțial cu clorit, carbonați și minerale argiloase.

Stratification initiale dans les laves des andésites quartzifères à hornblende ± biotite, amplifiée par les albitisations et les chloritisations. La Vallée de Voia (photo : S. Boștinescu). 1, bendes à feldspaths albitisés, à mineraux argileux et à verre ; 2, bendes à hornblende et à biotite substituées partiellement par la chlorite, par les carbonates et par les minéraux argileux.

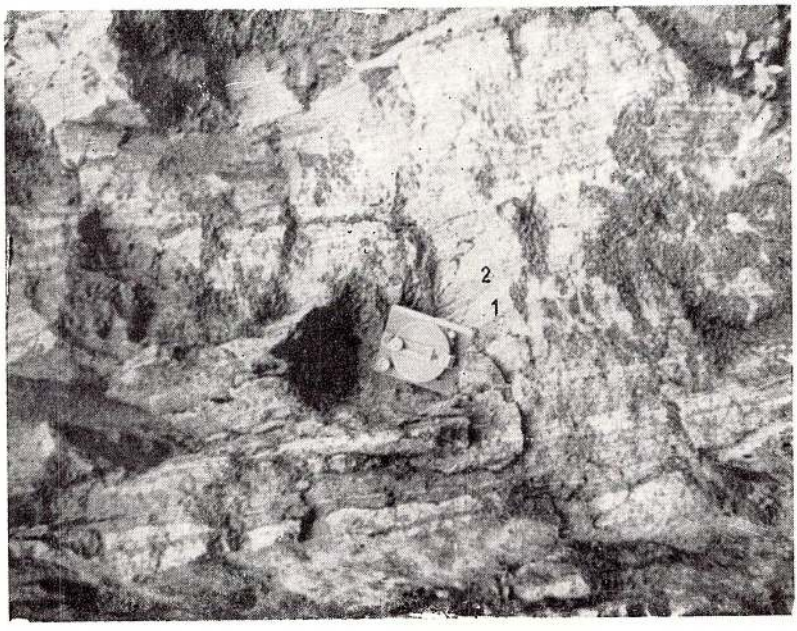
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

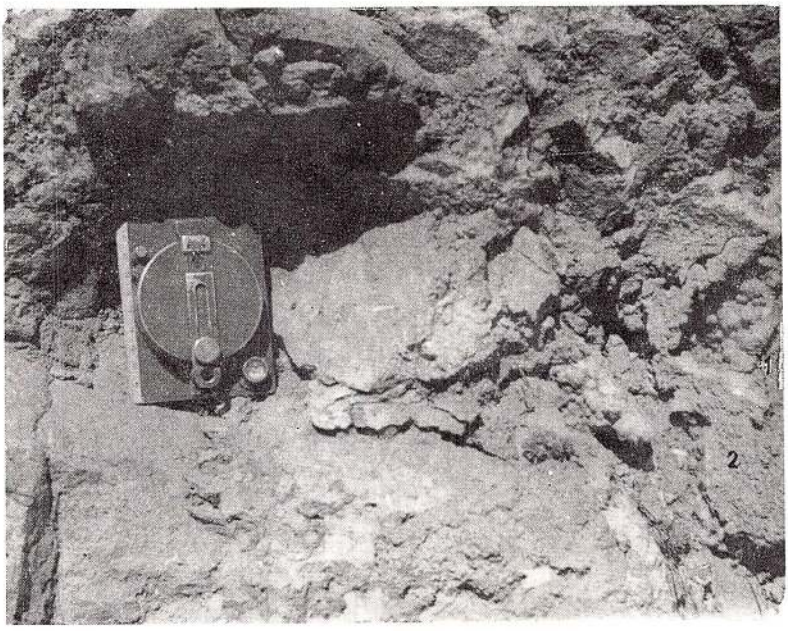
PLANȘA XIV

Fig. 1. — Fisuri și geode cu heulandit și scolezit în andezitele cuarțifere cu hornblendă ± biotit (Știrba). Valea Rea (foto: S. Boștinescu). 1, depuneri de heulandit și scolezit în geode și fisuri; 2, andezit.
Fissures et géodes à heulandite et à scolésite dans les andésites quartzifères à hornblende ± biotite (Știrba). Valea Rea (photo: S. Boștinescu). 1, dépôts de heulandite et de scolésite dans des géodes et des fissures; 2, andésites.

Fig. 2. — Concreșteri de marcasită (2), după pirita (1), în gangă de cuarț (3). Filon Felix, galeria Noroc Bun, m 1112 (Vălișoara). Nic. II; x25.
Enchevêtrement de marcassite (2), après la pyrite (1), dans la gangue de quartz (3). Filon Felix, galerie Noroc Bun, m 1112 (Vălișoara). Nic. II; x25.

Fig. 3. — Agregate granulare idiomorfe și xenomorfe de mispichel (2) și löllingit (3), în asociație cu pirită (1), în gangă de cuarț (4). Filonul Impărătesc (Sălișle). Nic. II; x25.
Agrégats granulaires idiomorphes et xénomorphes de mispickel (2) et de löllingite (3), en association avec de la pyrite (1) dans la gangue de quartz (4). Filon Impărătesc (Sălișle). Nic. II; x25.

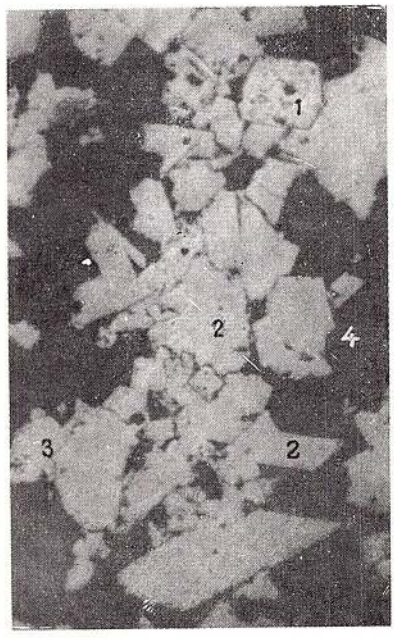
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA XV

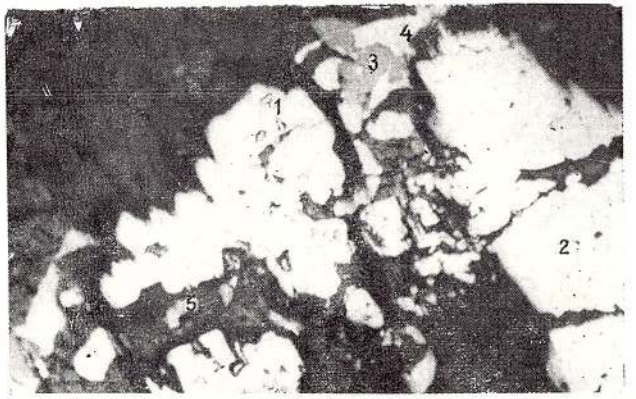
Fig. 1. — Proustit (5) în gangă carbonatică, asociat cu agregate xenomorfe de pirită (2) cu incluziuni de pirotină (1) și granule xenomorfe de blendă (3), corodate și cimentate de tetraedrit (4). Halda galeriei Francisca (Draica). Nic. II; x25.
Proustite (5) dans la gangue carbonatée, associée avec des agregats xénomorphes de pyrite (2) à inclusions de pyrrhotine (1) et à granules xénomorphes de blende (3), corrodées et cimentées par la tétraédrite (4). Terril de la galerie Francisca (Draica). Nic. II; x25.

Fig. 2. — Proustit (4) în asociație cu pirita (1) corodată de blendă (2) și galenă (3), în gangă carbonatică (5). Filon Impărătesc, haldă galeria Emma. Nic. II; x25.
Proustit (4) en association avec la pyrite (1) corrodée par la blende (2) et par la galène (3), dans la gangue carbonatée (5). Filon Impărătesc, terril galerie Emma. Nic. II; x25.

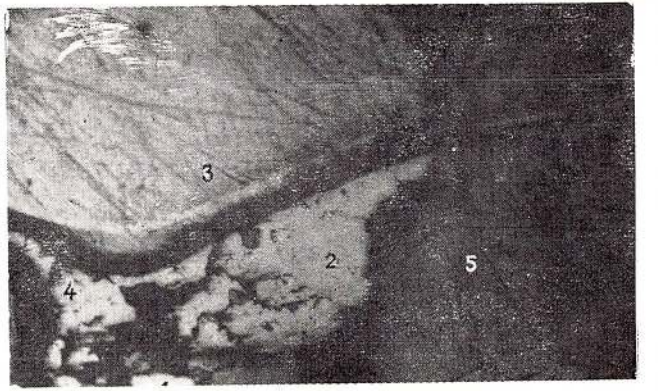
Fig. 3. — Crucea a două fisuri mineralizate cu pirită (1), calcopirită (2), krennerit (3) și sylvanit (4), în gangă de cuarț (5). Haldă galeria Pavel (Hărțăgani). Nic. II; x10.
Croix des deux fissures minéralisées avec de la pyrite (1), de la chalcopyrite (2), de la krennerite (3) et de la sylvanite (4), dans la gangue de quartz (5). Terril galerie Pavel (Hărțăgani). Nic. II; x10.

Fig. 4. — Relații de corodare și cimentare a galenei (3) de către hessit (4) și petzit (5). Alături blendă (2) și pirită (1) în fisurile din cuarț (6). Haldă galeria Pavel (Hărțăgani). Nic. II; x25.
Relations de corrosion et de cimentation de la galène (3) par la hessite (4) et par la petzite (5). À côté de la blende (2) et de la pyrite (1) dans les fissures de quartz (6). Terril galerie Pavel (Hărțăgani). Nic. II; x25.

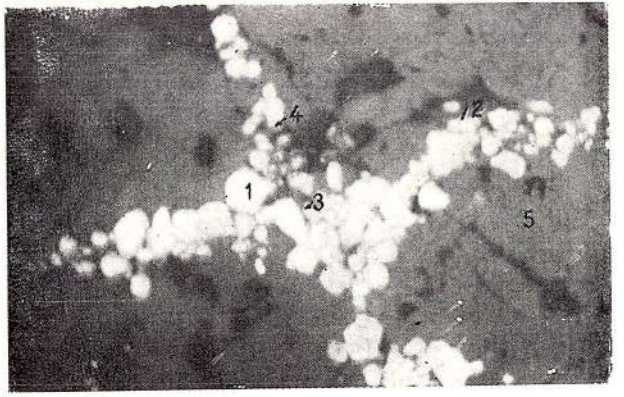
Institutul Geologic al României



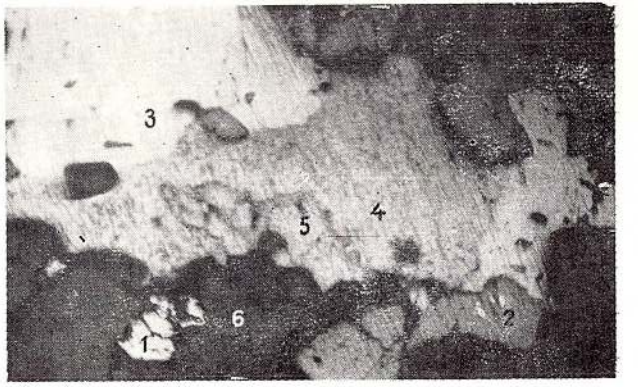
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA XVI

Fig. 1. — Cristal de calcopirită (1), bordat de agregate xenomorfe de tetraedrit (3) și petzit (2), în gangă de cuarț (4). Haldă galeria Pătru. Nic. II; x25.
Cristal de chalcopyrite (1), bordé d'agrégats xénomorphes de tétraédrite (3) et de petzite (2), dans la gangue de quartz (4). Terril galerie Pătru. Nic. II; x25.

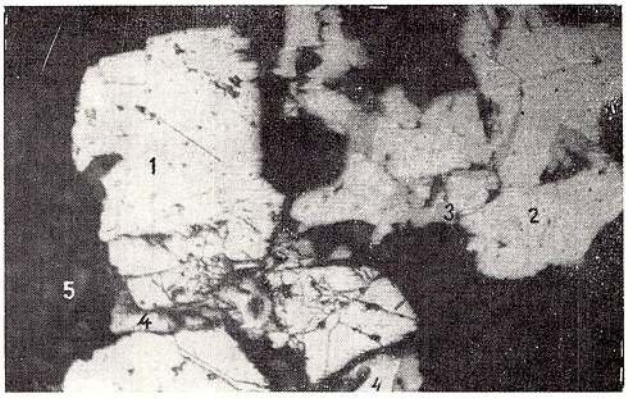
Fig. 2. — Klausthalit (4) în asociație cu tetraedrit (3), blendă (2) și pirită (1) în gangă de cuarț (6). Filon Felix m 1080 (Vălișoara). Nic. II; x25.
Klausthalite (4) en association avec de la tétraédrite (3), de la blende (2) et de la pyrite (1) dans la gangue de quartz (6). Filon Felix m 1080 (Vălișoara). Nic. II; x25.

Fig. 3. — Granul de aur (2) asociat cu calcopirită spartă (1) în gangă de cuarț (3) fumuriu. Filon Felix m 1000. Nic. II; x25.
Grain d'or (2) associé avec de la chalcopyrite brisée (1) dans la gangue de quartz (3) couleur de fumée. Filon Felix m 1000. Nic. II; x25.

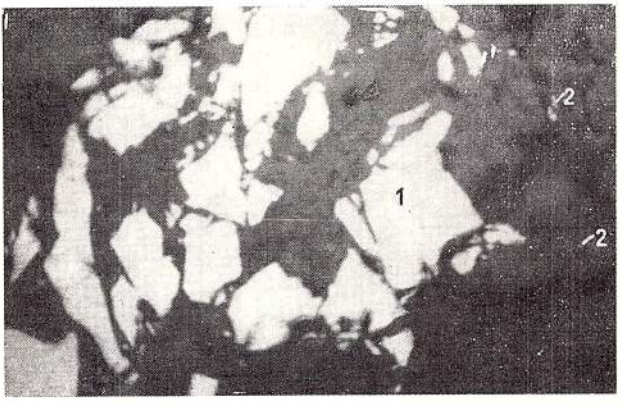
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLANCHE XVII

Carte géologique de la région de Săliște-Hărțăgani-Vălișcara-Almașu Mic (Monts Métallifères).

I. Roches sédimentaires. 1, Quaternaire supérieur. Holocène : a, alluvions ; b, cônes de déjection ; c, graviers et sables de terrasse ; d, éboulis ; 2, Pliocène : graviers ; 3, Sarmatien supérieur : grès muscovitiques, argiles et marnes, conglomérats et grès cinéritiques ; 4, Sarmatien moyen : grès fins muscovitiques, argiles, marnes et conglomérats mixtes ; 5, Sarmatien inférieur : a, conglomérats mixtes ; b, argiles, marnes et grès ; Tortonien supérieur : 6, conglomérats andésitiques mixtes, grès cinéritiques andésitiques, sables andésitiques (n) et dacitiques, marnes, argiles (m) et calcaires de Leitha (L) ; 7, grès cinéritiques et conglomérats mixtes ; 8, marnes, argiles à gypses (g) et conglomérats mixtes ; 9, Tortonien inférieur : marnes, argiles et grès ; 10, Helvétien supérieur ? ; a, conglomérats et graviers ; b, grès, sables et argiles ; c, conglomerats à éléments de rhyodacites ; d, grès quartzeux à ciment carbonaté ; e, argiles tuffacées ; f, tufs rhyodacitiques ; g, conglomérats calcaires ; Crétacé inférieur. 11, Albien : flysch aléuritique ; schistes argileuse et grès 12, Aptien : conglomérats, calcarénites, grès, argiles et marnes ; 13, Jurassique supérieur : calcaires massifs,

II. Roches éruptives. A. Magmatisme subséquent tardif. Cycle II. Tortonien supérieur-Pliocène ? : 14, andésites quartzifères à augite, hornblende, biotite et quartz (Zimbrița) : a, neck ; b, laves ; 15, andésites quartzifères à hornblende ± augite (filons) ; 16, dacites (Cetraș) : a, neck, dyke ; b, laves ; c, laves en ,,blocs'' ; d, agglomérats ; 17, andésites quartzifères à hornblende (Barza) ; a, neck, dyke ; b, laves ; c, brèche d'explosion ; 18, andésites quartzifères à hornblende et biotite (Vălișcara) ; a, neck, dyke ; b, laves ; c, laves en ,,blocs'' ; d, brèche d'explosion ; 19 andésites quartzifères à hornblende ± biotite (Știrba) ; a, dyke ; b, brèche d'explosion ; 20, andésites quartzifères à hornblende et biotite (Săcărîmb) ; a, neck, dyke ; b, laves ; c, laves en ,,blocs'' ; d, agglomérats ; e, brèche d'explosion ; 21, andésites quartzifères à hornblende verte, augite et biotite (laves) ; 22, andésites quartzifères à hornblende et biotite (Draica) : a, neck, dyke ; b, brèche d'explosion ; 23, andésites quartzifères à hornblende ± biotite ; a, laves, b, agglomérats ; c, brèche pyroclastique ; d, tufs ; 24, a, agglomérats dacitiques ; b, tufs dacitiques ; 25, andésites quartzifères à hornblende ; a, agglomérats ; b microagglomérats ; c, tufs lapilliques. Cycle I, Helvétien supérieur ?—Tortonien supérieur : 26, andésites à hornblende verte et quartz ; a, agglomérats ; b, microagglomérats ; c, cinérites lapilliques ; d, tufs ; 27, andésites à hornblende brune opacifiée et quartz ; agglomérats, brèches pyroclastiques et laves en ,,blocs'' ; 28, tufs dacitiques ; 29, tufs rhyodacitiques. B. Magmatisme laramique (banatitique) : 30, andésites à hornblende verte et quartz ; a, dyke ; b, filon ; c, andésites à hornblende brune et augite ; d, andésite à hornblende, augite et biotite ; 31, porphyres dioritiques ; 32, : a, aplites ; b, malchites c, spessartite ; d, lamprophyres ; 33, monzonite ; 34, diorites à hornblende ; 35, diorites à hornblende et quartz, a ; équigranulaires ; b, microgranulaires ; C. magmatisme initial ophiolitique. IIe phase : 36, rhyolites ; 37, andésites à hornblende verte ± augite ; a, dyke ; b, laves ; c, agglomérats ; 38, andésites vitreux à augite ; a, laves ; b, agglomérats ; c, filons ; 39, andésites à hornblende, augite et biotite ; a, agglomérats ; 40, andésites à hornblende et augite ± biotite : a, laves ; b, agglomérats ; c, filons ; 41, roches phillioniennes : a, oligophyres ; b, andésites à augite c, basaltes à augite ; d, albitophyres ; 42, a, agglomérates des andésites à augite ; b, agglomérats des basaltes porphyriques à augite ; 43, agglomérats basaltiques-andésitiques (niveau de transition). I^{ére} phase : 44, diorites à augite, hornblende et quartz ; 45, gabbros à augite et biotite ; 46, gabbros à augite (a), à augite et magnétite (b) ; 47, gabbros à diopside ; 48, melagabbros et pyroxénites ; 49, a, basaltes à augite ; b, anamésites ; c, dolérites ; d, andésites à augite (dyke et filon) ; 50, basaltes amigdaloïdes ; 51, basaltes vitreux à augite : 52,

Institutul Geologic al României

basaltes porphyriques à augite; 53, a, laves; b, dykes; c, filon; d, laves pyroclastiques; e, macroagglomérats; f, agglomérats; g, microagglomérats; h, cinérites lithocristalloclastiques i, tufs; 54, faille; 55, bréchification; 56, phénomènes de cuisson; 57, auréoles hydrothermales; 58, stockwerk et colonnes minéralisées; 59, filons; 60, source carbogazeuse; 61, direction et pendage de couche; 62, galerie; 63, forage; 64, point fossilifère; 65, coupe géologique.

PLANCHE XVIII

Coupes géologiques dans la région de Săliște-Hărțăgani-Vălișoara-Almașu Mic (Monts Métallifères).

I. Roches sédimentaires: 1, Quaternaire supérieur; a, alluvions; b, éboulis; Néogène, Pliocène: 2, graviers et complexe volcano-sédimentaire; Sarmatien supérieur: grès muscovitiques, argiles, marnes, conglomérats et grès cinéritiques. Sarmatien moyen: 4, grès fins muscovitiques, argiles, marnes et conglomérats mixtes; 5, Sarmatien inférieur: a, conglomérats mixtes; b, argiles, marnes et grès. Tortonien supérieur: 6, conglomérats andésitiques mixtes, grès cinéritiques andésitiques, sables andésitiques (n) et dacitiques, marnes, argiles (m) et calcaires de Leitha (L); 7, grès cinéritiques et conglomérats mixtes; 8, marnes, argiles à gypses (g) et conglomérats mixtes; Tortonien inférieur; 9, marnes, argiles et grès; 10, Helvétien supérieur?: a, conglomérats et graviers; b, grès, sables et argiles; c, grès quartzeux à ciment carbonaté; d, argiles tuffacées; e, conglomérats calcaires; 11, Albien: flysch aleuritique; schistes argileux et grès 12, Aptien: conglomérats, calcarénites, grès, argiles et marnes; 13, Jurassique supérieur: calcaires massifs.

II. Roches éruptives. A. Magmatisme subséquent tardif. Cycle II. Tortonien supérieur-Pliocène?: 14, andésites quartzifères à augite, hornblende, biotite et quartz (Zimbrița)-neck; 15, andésites quartzifères à hornblende ± augite (filons); 16, dacites (Cetraș): a, neck, dyke; b, laves; c, laves en "blocs"; d, agglomérats; 17, andésites quartzifères à hornblende (Barza): a, neck, dyke; b, brèche d'explosion; 18, andésites quartzifères à hornblende et biotite (Vălișoara): a, neck, dyke; b, brèche d'explosion; 19, andésites quartzifères à hornblende ± biotite (Știrba): a, dyke; b, brèche d'explosion; 20, andésites quartzifères à hornblende et biotite (Săcărîmb): a, neck, dyke; b, laves; c, laves en „blocs"; d, agglomérats; e, brèche d'explosion; 21, andésites quartzifères à hornblende verte, augite et biotite: a, neck, dyke; b, laves; 22, andésites quartzifères à hornblende et biotite (Draica); a, neck, dyke; b, brèche d'explosion; 23, andésites quartzifères à hornblende ± biotite: a, neck; b, laves; c, agglomérats; d, tufs; 24, andésites dacitiques: a, agglomérats; b, tufs; 25, andésites quartzifères à hornblende: a, agglomérats; b, microagglomérats; e, tufs lapilliques. Cycle I. Helvétien supérieur?-Tortonien supérieur: 26, andésites à hornblende verte et quartz: a, agglomérats; b, microagglomérats; c, cinérites lapilliques; d, tufs; 27, andésites à hornblende brune opacifiée et quartz; agglomérats, brèches pyroclastiques et laves en „blocs"; 28, tufs dacitiques. B. Magmatisme laramique (banatitique): 29, andésites à hornblende verte et quartz: a, dyke, b, filon; c, andésites à hornblende brune et augite; 30, porphyres dioritiques; 31, roches phylloniennes: a, aplites; b, lamprophyres; 32, monzonites; 33, diorites à hornblende; 34, diorites à hornblende et quartz: a, equigranulaires; b, microgranulaires. C. Magmatisme initial ophiolitique. II phase: 35, rhyolites; 36, andésites à hornblende verte ± augite: a, dyke; b, laves; c, agglomérats; 37, andésites vitreux à augite: a, laves; b, agglomérats; c, filons; 38, andésites à hornblende, augite et biotite: a, agglomérats; b, filons; 39, andésites à hornblende et augite ± biotite: a, laves; b, agglomérats; c, filons; 40, roches phylloniennes: a, oligophyres; b, andésites à augite;, c, basaltes à augite; d, albitophyres; 41, andésites à augite: a, dyke; b, agglomérats; c agglomérats des basaltes porphyres à augite; 42, agglomérats basaltiques andésitiques (niveau de tranzition); I phase: 43, diorites à augite, hornblende et quartz; 44, gabbros

Institutul Geologic al României

à augite et biotite ; 45, gabbros à augite (a), à augite et magnétite (b) ; 46, gabbros à diopside ; 47, melagabbros et pyroxénites ; 48, roches phylloniennes : a, basaltes à augite ; b, anamésites ; c, dolérites ; d, andésites à augite (dyke et filon) ; 49, basaltes amigdaloïdes ; 50, basaltes vitreux à augite ; 51, basaltes porphyriques à augite ; 52, a, laves ; b, dyke ; c, filon ; d, brèches pyroclastiques ; e, macroagglomérats ; f, agglomérats ; g, microagglomérats ; h, cinérites lithocristalloclastiques ; i, tufs ; 53, faille ; 54, bréchifications ; 55, cornifications ; 56, auréoles hydrothermales ; 57, stockwerk et colonnes minéralisées.

PLANCHE XIX

Carte tectonique de la région de Săliște-Hărțăgani-Vălișoara-Almașu Mic (Monts Métallifères).

I. Roches sédimentaires. 1. Quaternaire : terrasses, alluvions et cônes de déjection : 2, Miocène : dépôts terrigènes, épiclastiques et volcano-sédimentaires : 3, Crétacé inférieur : grès, argiles et marnes ; 4, Jurassique supérieur : calcaires.

II. Roches éruptives. 5, magmatisme subséquent tardif : andésites, dacites ; a, enracinements ; b, effusions ; c, extrusions ; 6, magmatisme laramique (banatitique) : diorites, monzonites et andésites ; 7, magmatisme ophiolitique : basaltes, gabbros, andésites et roches pyroclastiques. Fractures : 8, Trias inférieur ?-Crétacé inférieur ; 9, Crétacé supérieur?-Eocène (?) ; 10, Tertiaire ; 11, compartiment affaissé ; 12, compartiment soulevé ; 13, fissures ; 14, orientations de minéraux ; 15, stratification dans des roches éruptives tertiaires ; 16, direction d'écoulement de la lave ; 17, direction supposée du vent ; 18, alignements d'éruption ; 19, structures volcaniques partiellement détruites ; 20, éruptions de début ; 21, volcan polygène de type mixte ; 22, volcan composé ; 23, volcan simple indépendant ; 24, caldère d'effondrement évolué ; 25, caldère d'effondrement embryonnaire ; 26, dôme endogène ; 27, aiguillon (Ac) ; 28, structures propices aux sous-volcans ; 29, diagramme microstructurales ; 30, galerie.

PLANCHE XX

Carte métallogénique de la région de Săliște-Hărțăgani-Vălișoara-Almașu Mic (Monts Metallifères).

I. Roches sédimentaires. 1, Quaternaire ; 2, Miocène ; 3, Crétacé inférieur ; 4, Jurassique supérieur ; II. Roches éruptives. A. Magmatisme subséquent tardif. Cycle II. 5, dacites (Cetraș) ; 6, andésites quartzifères à hornblende (Barza) ; 7, andésites quartzifères à hornblende et biotite (Vălișoara) ; 8, andésites quartzifères à hornblende et biotite (Săcărîmb) ; 9, andésites quartzifères à hornblende et biotite (Draica). Cycle I. 10, andésites quartzifères à hornblende ± biotite : a, neck, dyke, brèches d'explosion ; b, effusions et extrusions. District à accumulations d'or natif, tellurures et sulfures polymétalliques : a, champ des concentrations à sulfures polymétalliques et sulfosels de Cu, Coasta Mare-Cetraș ; b, champ à concentrations de sulfures polymétalliques aurifères Valea Măcrișului ; c, champ à contentrations de sulfures polymétalliques aurifères Văleni (Vălișoara) ; d, champ à concencrations de pyrite aurifère, vallée de Truții-Vălișoara ; e, champ à concentrations de zéolites Știrba-Gurguiata (Hărțăgani) ; f, champ à concentrations de sulfures polymétalliques, sulfures de cuivre et tellurures aurifères Cordurea-Cerburca ; g, champ à concentrations de pyrite subordoné Pb, Zn, Au et Hg Ancii-Măcriș-Cetraș ; h, champ à gisements d'or natif, sulfosels d'argent et sulfures Draica-Cetraș ; i, champ à concentration d'hématite et de pyrite Valea Voia. Roches éruptives tertiaires à minéralogenèse non-localisée ; 11, andésites quartzifères à hornblende verte (extrusions) ; 12, andésites (Zimbrița). B. Magmatisme subséquent banatitique : 13, diorites, monzonites, andésites etc. ; zonne à sulfures hydro-

Institutul Geologic al României

thermales Vălişoara-Almaşu de Mijloc; district à sulfures hydrothermales Vălişoara-Voia-Almaşu Mic; champ à sulfures polymétalliques: a, vallée de Porcurea-Vallée Poiana-Almaşu de Mijloc; b, Voia; c, ruisseau Nemţilor. C. Magmatisme initial ophiolitique; 14, basaltes, gabbros, diorites, roches pyroclastiques etc. Zonne ferifère liquide-magmatique et de sulfures hydrothermales Buneşti-Poiana: district des accumulations à zéolites Poiana-Techereu: champ à accumulations de zéolites Poiana; district férifère liquid-magmatique et sulfures métalliques Buneşti-Poiana; champ à titanomagmatite: a, ruisseau Niculesc-ruisseau Meşteroaiei; b, vallée de Buneşti; c, ruisseau de Bitiş; d, vallée d'Oprişoarei. Morphologie des accumulations; 15, filon; 16, corp irrégulier; 17, impregnations. Genèse des accumulations; 18, hydrothermal; 19, liquide-magmatique. Elements tectoniques: 20, alignements d'éruption; 21, caldère d'effondrement embryonnaire; 22, caldère d'effondrement évolué; 23, fractures.

PLANCHE XXI

Plan géologique-minier avec la corrélation des données de surface et des travaux miniers (galerie Noroc Bun), dans la région de Valea Truţii-Valea Zăpozii (Vălişoara).

1. Quaternaire: a, terrils; b, alluvions, sol; 2, conglomérats à élements d'andésites (Pliocène?); 3, andésites quartzifères à amphiboles (Barza); 4, andésites quartzifères à amphiboles et biotite; 5, brèches andésitiques de cheminée; 6, complexe ophiolitique. Minéralisations. 7, colonne dans le souterrain; 8, colonne à la surface; 9, filon; 10, dissémination à pyrite. Altérations hydrothermales. 11, argilisations, séricitisation et carbonatations; 12, silicifications; 13, propylitisations; 14, bréchifications; 15, galerie d'exploitation; 16, galerie d'exploration; 17, coupe géologique.

PLANCHE XXII

Distribution de l'association microfaunique qui se trouve dans les dépôts miocènes de la région de Trestia-Săliste-Hărţăgani-Vălişoara (Monts Métallifères).
a, Tortonien inférieur; b, Tortonien moyen et supérieur; c, Sarmatien. 1, fréquence rare; 2, fréquence moyenne; 3, fréquence grande; 4, fréquence très grande.

Institutul Geologic al României

I. BERBELEAC

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII SĂLIŞTE - HĂRŢĂGANI - VĂLIŞOARA - ALMAŞU MIC
(MUNŢII METALIFERI)

0 250 500 750m

LEGENDA

I. ROCI SEDIMENTARE

CUATERNAR SUPERIOR — HOLOCEN
1. a. Aluviunile luncilor; b. conuri de dejecţie
2. a. Pietrişuri şi nisipuri de terasă; b. grohotiş

NEOGEN — PLIOCEN
3. Pietrişuri

SARMAŢIAN SUPERIOR
4. Gresii muscovitice, argile şi marne, conglomerate, gresii cineritice

SARMAŢIAN MEDIU
5. Gresii fine muscovitice, argile şi marne, conglomerate mixte

SARMAŢIAN INFERIOR
6. a. Conglomerate mixte; b. argile, marne şi gresii

TORTONIAN SUPERIOR
7. Conglomerate andezitice mixte, gresii cineritice andezitice, nisipuri andezitice (n) şi dacitice, marne, argile (m) şi calcare de Leitha (L)
8. Gresii cineritice, conglomerate mixte
9. Marne, argile cu gipsuri (g), conglomerate mixte

TORTONIAN INFERIOR
10. Marne, argile şi gresii

HELVEŢIAN SUPERIOR ?
11. a. Conglomerate, pietrişuri; b. Gresii, nisipuri, argile; c. conglomerate cu elemente de riodacite; d. Gresii cuarţoase cu ciment carbonatic; e. argile tufacee; f. tufuri riodacitice; g. conglomerate calcaroase

CRETACIC INF. — ALBIAN
12. Fliş aleuritic, şisturi argiloase şi gresii

APŢIAN
13. Conglomerate, calcarenite, gresii, argile şi marne

JURASIC SUP.
14. Calcare masive

II. ROCI ERUPTIVE

A. MAGMATISM SUBSECVENT TARDIV

Ciclul II

TORTONIAN SUPERIOR - PLIOCEN?

15. Andezite cu augit, hornblendă, biotit şi cuarţ (Zimbriţa): a. neck; b. lave
16. Andezite cuarţifere cu hornblendă ± augit (filoane)
17. Dacite (Cetraş): a. neck, dyke; b. lave; c. lave în „blocuri"; d. aglomerate
18. Andezite cuarţifere cu hornblendă (Barza): a. neck, dyke; b. lave; c. breccie de explozie
19. Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Vălişoara): a. neck, dyke; b. lave; c. lave în „blocuri"; d. breccie de explozie
20. Andezite cuarţifere cu hornblendă ± biotit (Ştirba): a. dyke; b. breccie de explozie
21. Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb): a. neck, dyke; b. lave; c. lave în „blocuri"; d. aglomerate; e. breccie de explozie
22. Andezite cuarţifere cu hornblendă verde, augit şi biotit (lave)
23. Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Draica): a. neck, dyke; b. breccie
24. Andezite cuarţifere cu hornblendă ± biotit: a. lave; b. aglomerate; c. breccie piroclastică; d. tufuri
25. a. Aglomerate dacitice; b. tufuri dacitice
26. Andezite cuarţifere cu hornblendă, a. aglomerate; b. microaglomerate; c. tufuri lapilice

Ciclul I

HELVEŢIAN SUP. - ? TORTONIAN SUP. - ?

27. Andezite cu hornblendă verde şi cuarţ a. aglomerate; b. microaglomerate; c. cinerite lapilice; d. tufuri
28. Andezite cu hornblendă brună, opacitizate şi cuarţ: aglomerate, breccii piroclastice şi lave în „blocuri"
29. Tufuri dacitice
30. Tufuri riodacitice

B. MAGMATISM LARAMIC (BANATITIC)

31. Andezite cu hornblendă verde şi cuarţ: a. dyke; b. filon; c. andezite cu hornblendă brună şi augit; d. andezite cu hornblendă, augit şi biotit
32. Porfire dioritice
33. Roci filoniene: a. aplite; b. malchite; c. sppesartite; d. lamprofire
34. Monzonite
35. Diorite cu hornblendă
36. Diorite cu hornblendă şi cuarţ: a. echigranulare; b. microgranulare

C. MAGMATISM INIŢIAL OFIOLITIC

Faza II

37. Riolite
38. Andezite cu hornblendă verde ± augit: a. dyke; b. lave; c. aglomerate
39. Andezite sticloase cu augit: a. lave; b. aglomerate; c. filoane
40. Andezite cu hornblendă, augit şi biotit: a. aglomerate
41. Andezite cu hornblendă şi augit ± biotit: a. lave; b. aglomerate; c. filoane
42. Roci filoniene: a. oligofire; b. andezite cu augit; c. bazalte cu augit; d. albitofire
43. Aglomeratele andezitelor cu augit
44. Aglomerate bazaltice - andezitice (nivel de tranziţie)

Faza I

45. Diorite cu augit, hornblendă şi cuarţ
46. Gabbrouri cu augit şi biotit
47. Gabbrouri cu augit (a); cu augit şi magnetit (b)
48. Gabbrouri cu diopsit
49. Melagabbrouri şi piroxenite
50. a. Bazalte cu augit; b. anamesite; c. dolerite; d. andezite cu augit: 1. filon; 2. dyke
51. Bazalte amigdaloide
52. Bazalte sticloase cu augit
53. Bazalte porfirice cu augit
54. a. Lave; b. dyke-uri; c. filon; d. breccii piroclastice; e. macroaglomerate; f. aglomerate; g. microaglomerate; h. cinerite litocristaloclastice; i. tufuri
55. Falie
56. a. Brecifieri; b. Brecie heterolitică
57. Fenomene de coacere
58. Aureole hidrotermale
59. Volburi şi coloane mineralizate
60. Filoane mineralizate
61. CO_2 Izvor carbogazos
62. Direcţie şi înclinare de strat
63. Galerie
64. Foraje executate
65. Punct fosilifer
66. Secţiune geologică

AMPLASAREA REG. STUDIATE PE HARTA R.S.R.

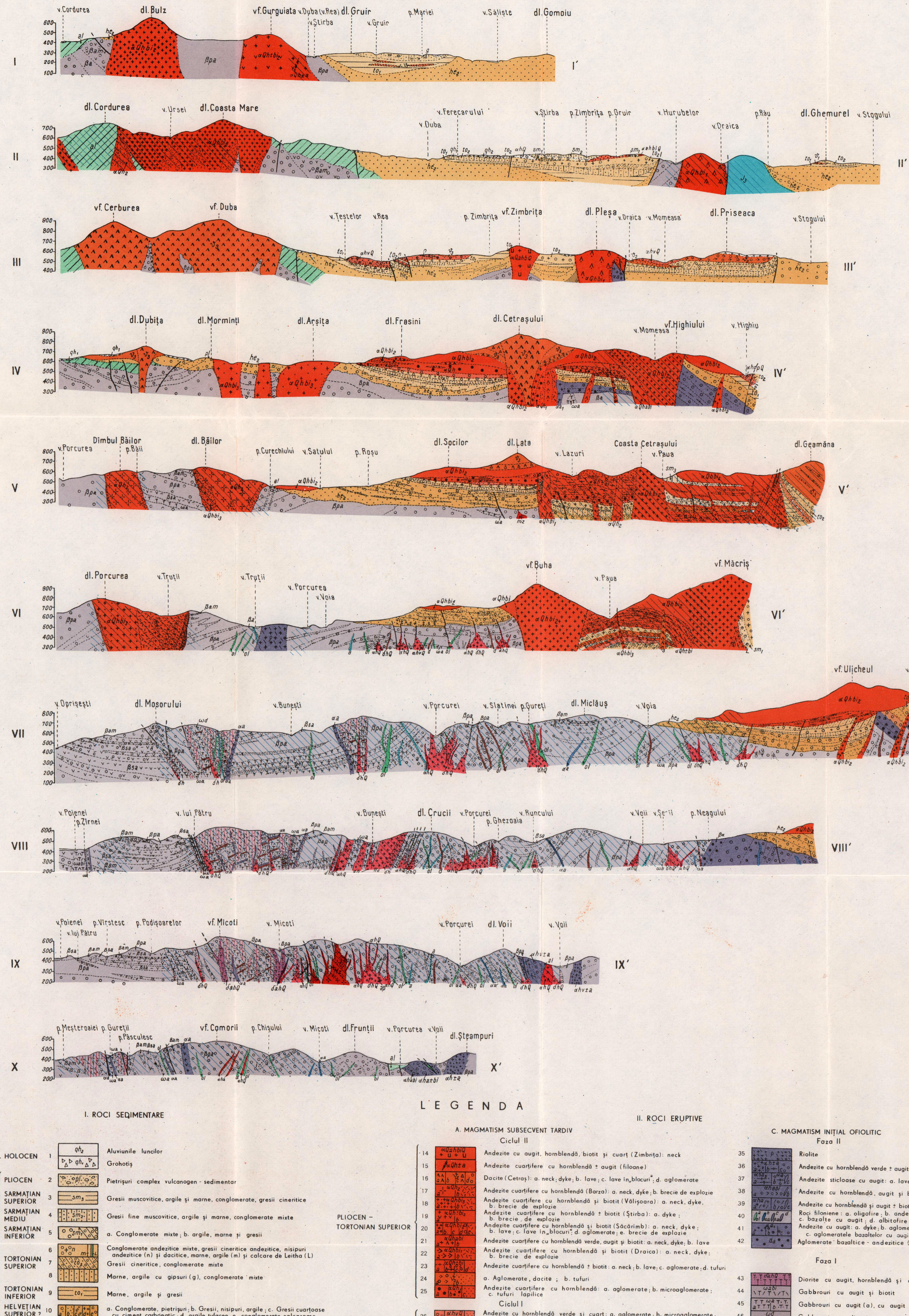
Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

I. BERBELEAC

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA SĂLIȘTE - HĂRȚĂGANI - VĂLIȘOARA - ALMAȘU MIC (MUNȚII METALIFERI)

0 250 500 750m



LEGENDA

I. ROCI SEDIMENTARE

CUATERNAR SUP. HOLOCEN	1	qh_2	Aluviunile luncilor
		qh_1	Grohotiș
NEOGEN — PLIOCEN	2	opl	Pietrișuri complex vulcanogen - sedimentar
SARMAȚIAN SUPERIOR	3	sm_3	Gresii muscovitice, argile și marne, conglomerate, gresii cineritice
SARMAȚIAN MEDIU	4	sm_2	Gresii fine muscovitice, argile și marne, conglomerate mixte
SARMAȚIAN INFERIOR	5	sm_1	a. Conglomerate mixte; b. argile, marne și gresii
TORTONIAN SUPERIOR	6	n m L	Conglomerate andezitice mixte, gresii cineritice andezitice, nisipuri andezitice (n) și dacitice, marne, argile (m) și calcare de Leitha (L)
	7	to_2	Gresii cineritice, conglomerate mixte
	8		Marne, argile cu gipsuri (g), conglomerate mixte
TORTONIAN INFERIOR	9	to_1	Marne, argile și gresii
HELVEȚIAN SUPERIOR ?	10	a b c d e	a. Conglomerate, pietrișuri; b. Gresii, nisipuri, argile; c. Gresii cuarțoase cu ciment carbonatic; d. argile tufacee; e. conglomerate calcaroase
CRETACIC INF. — ALBIAN	11	al	Fliș aleuritic, șisturi argiloase și gresii
APȚIAN	12	ap	Conglomerate, calcarenite, gresii, argile și marne
JURASIC SUP	13	J_3	Calcare masive

II. ROCI ERUPTIVE

A. MAGMATISM SUBSECVENT TARDIV

Ciclul II

PLIOCEN – TORTONIAN SUPERIOR	14	Andezite cu augit, hornblendă, biotit și cuarț (Zimbrița): neck
	15	Andezite cuarțifere cu hornblendă ± augit (filoane)
	16	Dacite (Cetraș): a. neck; dyke; b. lave; c. lave in „blocuri"; d. aglomerate
	17	Andezite cuarțifere cu hornblendă (Barza): a. neck, dyke; b. brecie de explozie
	18	Andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (Vălișoara): a. neck, dyke, b. brecie de explozie
	19	Andezite cuarțifere cu hornblendă ± biotit (Știrba): a. dyke; b. brecie de explozie
	20	Andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (Săcărimb): a. neck, dyke; b. lave; c. lave in „blocuri"; d. aglomerate; e. brecie de explozie
	21	Andezite cuarțifere cu hornblendă verde, augit și biotit: a. neck, dyke; b. lave
	22	Andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (Draica): a. neck, dyke; b. brecie de explozie
	23	Andezite cuarțifere cu hornblendă ± biotit: a. neck; b. lave; c. aglomerate; d. tufuri
	24	a. Aglomerate, dacite; b. tufuri
	25	Andezite cuarțifere cu hornblendă: a. aglomerate; b. microaglomerate; c. tufuri lapilice

Ciclul I

HELVEȚIAN SUP. – TORTONIAN SUP.	26	Andezite cu hornblendă verde și cuarț: a. aglomerate; b. microaglomerate; c. cinerite lapilice; d. tufuri
	27	Andezite cu hornblendă brună opacitizată și cuarț: aglomerate, brecii, piroclastice și lave în blocuri
	28	Tufuri dacitice

B. MAGMATISM LARAMIC (BANATITIC)

	29	Andezite cu hornblendă verde și cuarț: a. dyke; b. filon; c. andezite cu hornblendă brună și augit
	30	Porfire dioritice
	31	Roci filoniene a. Aplite; b. lamprofire
	32	Monzonite
	33	Diorite cu hornblendă
	34	Diorite cu hornblendă și cuarț: a. echigranulare; b. microgranulare

C. MAGMATISM INIȚIAL OFIOLITIC

Faza II

	35	Riolite
	36	Andezite cu hornblendă verde ± augit: a. dyke; b. lave; c. aglomerate
	37	Andezite sticloase cu augit: a. lave; b. aglomerate; c. filoane
	38	Andezite cu hornblendă, augit și biotit: a. aglomerate; b. filoane
	39	Andezite cu hornblendă și augit ± biotit: a. lave; b. aglomerate; c. filoane
	40	Roci filoniene: a. oligofire; b. andezite cu augit; c. bazalte cu augit; d. albitofire
	41	Andezite cu augit: a. dyke; b. aglomerate; c. aglomeratele bazaltelor cu augit
	42	Aglomerate bazaltice - andezitice (nivel de tranziție)

Faza I

	43	Diorite cu augit, hornblendă și cuarț
	44	Gabbrouri cu augit și biotit
	45	Gabbrouri cu augit (a), cu augit și magnetit (b)
	46	Gabbrouri cu diopsit
	47	Metagabbrouri și piroxenite
	48	Roci filoniene: a. bazalte cu augit; b. anamesite; c. dolerite; d. andezite cu augit; 1. dyke; 2. filon
	49	Bazalte amigdaloide
	50	Bazalte sticloase cu augit
	51	Bazalte porfirice cu augit
	52	a. Lave: b. dyke-uri; c. filon; d. brecii piroclastice; e. macroaglomerate; f. aglomerate; g. microaglomerate; h. cinerite litocristaloclastice; i. tufuri
	53	Falie
	54	a. Brecifieri; b. Brecie heterolitică
	55	Fenomene de coacere
	56	Aureole hidrotermale
	57	Volburi și coloane mineralizate

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

I. BERBELEAC

HARTA TECTONICĂ A REGIUNII SĂLIŞTE - HĂRŢĂGANI - VĂLIŞOARA - ALMAŞU MIC (MUNŢII METALIFERI)

0 250 500 750m

LEGENDA

I. ROCI SEDIMENTARE

CUATERNAR

1 Terase, aluviuni şi conuri de dejecţie

MIOCEN

2 Depozite sedimentare şi vulcano - sedimentare

CRETACIC INF.

3 Gresii, argile şi marne

JURASIC SUP.

4 Calcare

II. ROCI ERUPTIVE

MAGMATISM SUBSECVENT TARDIV

5 a b c Andezite, dacite : a. înrădăcinări; b. efuziuni; c. piroclastite

MAGMATISM LARAMIC (BANATITIC)

6 Diorite, monzonite şi andezite

MAGMATISM INIŢIAL OFIOLITIC

7 Bazalte, gabbrouri, andezite şi roci piroclastice

FRACTURI

8 Triasic inferior (?) – Cretacic inferior

9 Cretacic superior (?) – Eocen (?)

10 Terţiare

11 Compartiment căzut

12 Compartiment ridicat

13 75 Fisuri

14 Orientări de minerale

15 Stratificaţii în roci eruptive terţiare

16 Direcţia de curgere a lavei

17 Direcţia presupusă a vîntului

18 Aliniamente de erupţie

19 Structuri vulcanice parţial distruse

20 Erupţii premature

21 Vulcan poligen de tip mixt

22 Vulcan compus

23 Vulcan simplu independent

24 Calderă de prăbuşire

25 Calderă de prăbuşire embrionară

26 Dom endogen

27 Spin (Ac)

28 Structuri favorabile subvulcanilor

29 Fig. 1-7 Diagrame microstructurale

30 Galerie

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ, VOL. XLVI

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

I. BERBELEAC

HARTA METALOGENETICĂ A REGIUNII SĂLIŞTE - HĂRŢĂGANI - VĂLIŞOARA - ALMAŞU MIC (MUNŢII METALIFERI)

0 250 500 750m

LEGENDA

I. ROCI SEDIMENTARE

1 Cuaternar
2 Miocen
3 Cretacic inferior
4 Jurasic superior

II. ROCI ERUPTIVE

A. MAGMATISM SUBSECVENT TARDIV

Ciclul II

5 a Dacite (Cetraş) b
6 a Andezite cuarţifere cu hornblendă (Barza) b
7 a Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Vălişoara) b
8 a Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Săcărîmb) b
9 a Andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit (Draica) b

Ciclul I

10 a Andezite cuarţifere cu hornblendă ± biotit a. neck, dyke, brecie de explozie; b. efuziuni şi extruziuni b

ROCI ERUPTIVE CU METALOGENEZĂ NELOCALIZATĂ

11 Andezite cuarţifere cu hornblendă verde (extruziuni)
12 Andezite (Zimbriţa)

B. MAGMATISM SUBSECVENT BANATITIC

13 Diorite, monzonite, andezite, etc

C. MAGMATISM INIŢIAL OFIOLITIC

14 Bazalte, gabbrouri, diorite, roci piroclastice, etc.

MORFOLOGIA ACUMULĂRILOR

15 Filon
16 Corp neregulat
17 Impregnaţii

La culoarea elementului chimic predominant

GENEZA ACUMULĂRILOR

18 Hidrotermal
19 Lichid magmatic

ELEMENTE TECTONICE

20 Aliniamente de erupţie
21 Calderă de prăbuşire embrionară
22 Calderă de prăbuşire evoluată
23 Fracturi

METALOGENEZA ENDOGENĂ

DISTRICTUL CU ACUMULĂRI DE AUR NATIV TELURURI ŞI SULFURI POLIMETALICE

a. Cîmpul concentraţiilor cu sulfuri polimetalice şi sulfosăruri de cupru Coasta Mare - Cetraş
b. Cîmpul cu concentraţii de sulfuri polimetalice aurifere V. Măcrişului
c. Cîmpul cu concentraţii de sulfuri polimetalice aurifere Văleni (Vălişoara)
d. Cîmpul cu concentraţii de pirită auriferă V. Truţii - Vălişoara
e. Cîmpul cu concentraţii de zeoliţi Ştirba - Gurguiata (Hărţăgani)
f. Cîmpul cu concentraţii de sulfuri polimetalice, sulfosăruri de cupru şi telururi aurifere Cordurea - Cerburea
g. Cîmpul cu concentraţii de pirită subordonat Pb, Zn, Au şi Hg. Ancii - Măcriş - Cetraş
h. Cîmpul cu zăcăminte de aur nativ, sulfosăruri de argint şi sulfuri polimetalice Draica - Cetraş
i. Cîmpul cu concentraţii de hematit şi pirită V. Voia

ZONA CU SULFURI HIDROTERMALE VĂLIŞOARA-ALMAŞU DE MIJLOC
- DISTRICTUL CU SULFURI HIDROTERMALE VĂLIŞOARA - VOIA ALMAŞU MIC
  - Cîmpul cu sulfuri polimetalice: a. V. Porcurea - V. Poiana - Almaşu de Mijloc; b. Voia; c. P. Nemţilor
- DISTRICTUL ACUMULĂRILOR CU ZEOLIŢI POIANA-TECHEREU
  - Cîmpul cu acumulări de zeoliţi Poiana
- DISTRICTUL FERIFER LICHID MAGMATIC ŞI SULFURI METALICE BUNEŞTI - POIANA
  - Cîmpul cu titanomagnetit: a. P. Niculesc - P. Meşteroaiei; b. V. Bunesti; c. P. lui Bitiş; d. V. Oprişoaiei

ZONA FERIFERĂ LICHID MAGMATICĂ ŞI DE SULFURI HIDROTERMALE BUNEŞTI-POIANA

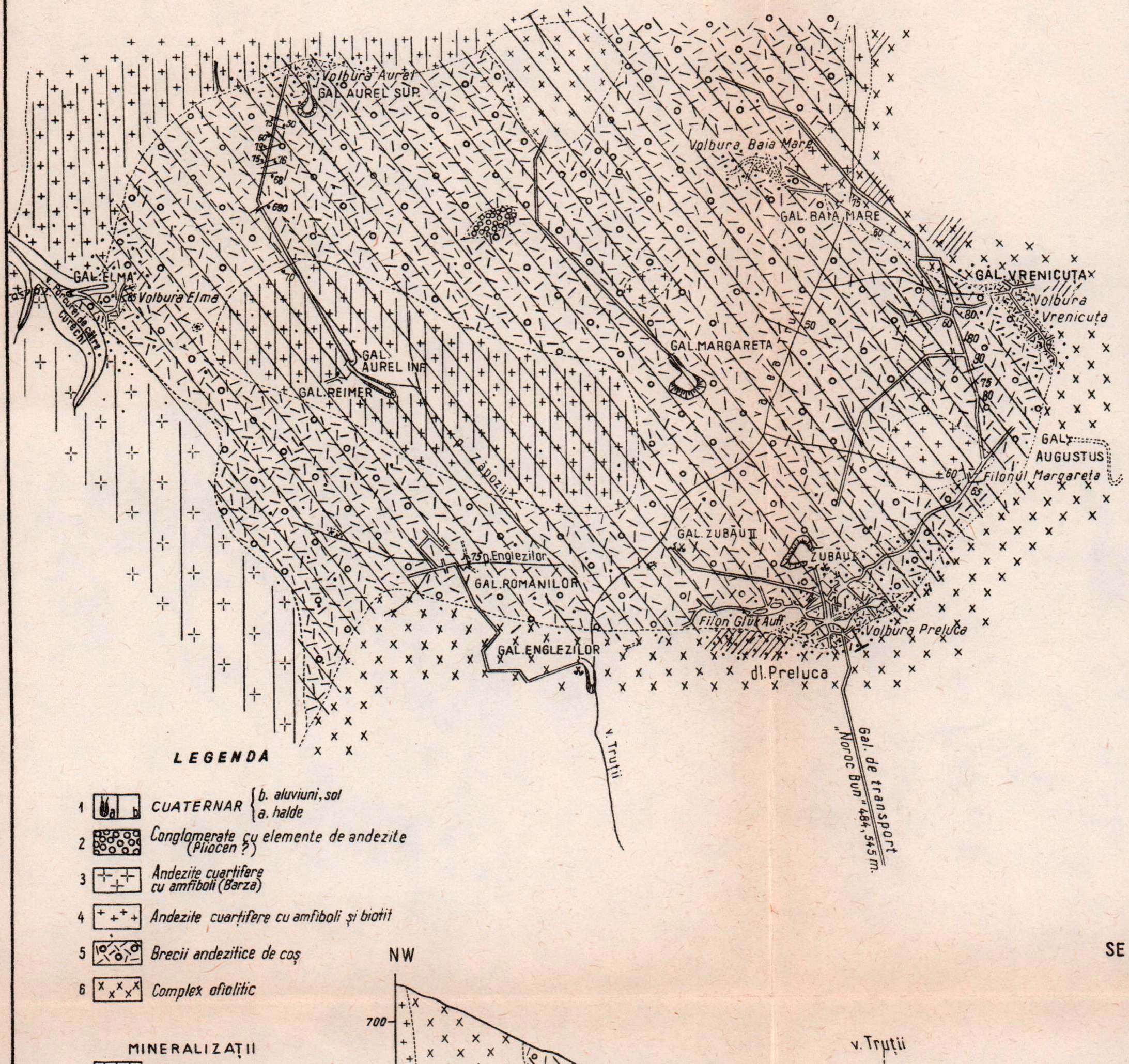
Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

I. BERBELEAC

PLANUL GEOLOGIC MINIER CU RACORDAREA DATELOR DE SUPRAFAȚĂ ȘI SUBTERANE (NIVELUL GAL. NOROC BUN) IN REG. V. TRUȚII – V. ZĂPOZII – VĂLIȘOARA

0 50 100 m.



LEGENDA

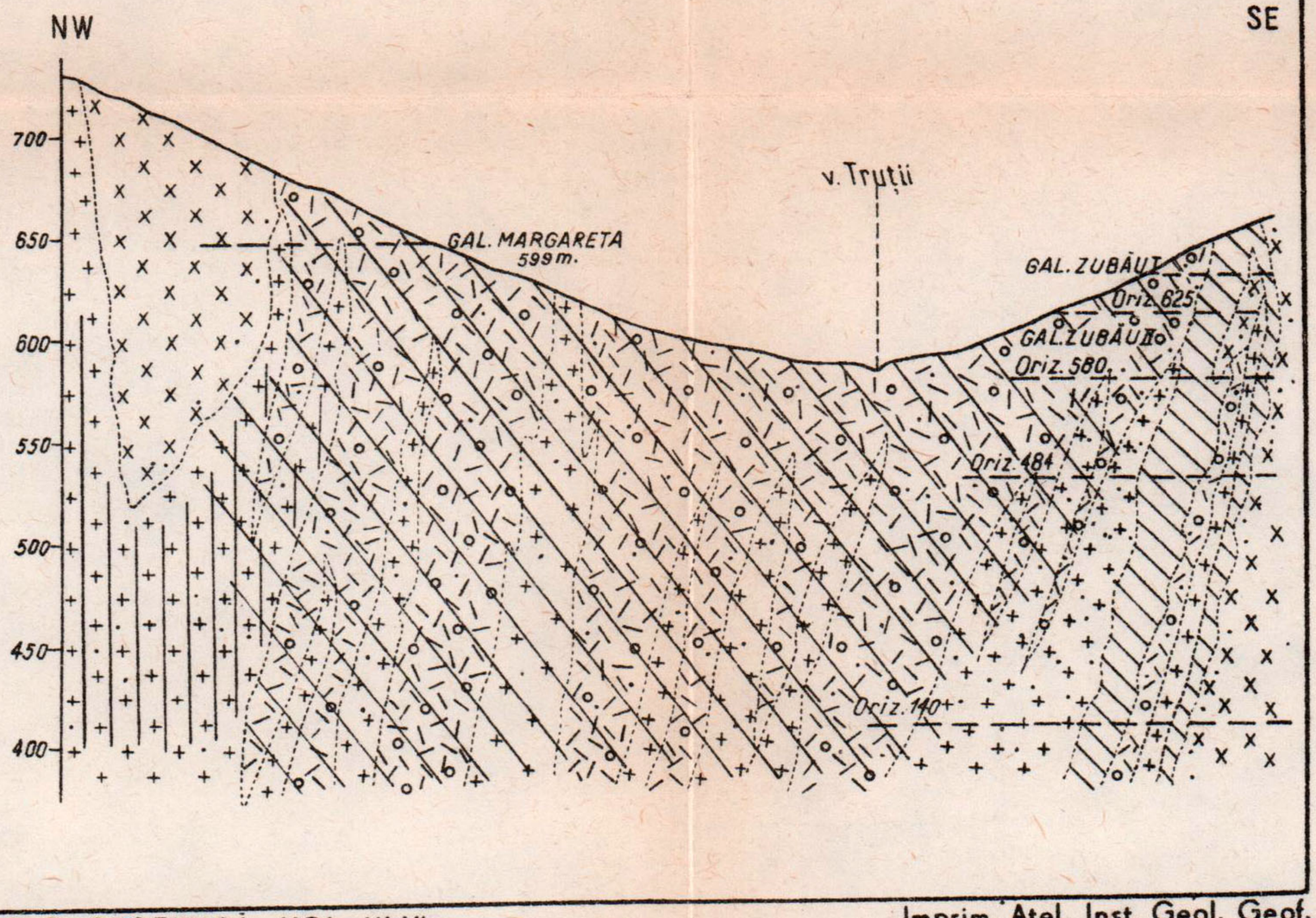
1 CUATERNAR { b. aluviuni, sol / a. halde
2 Conglomerate cu elemente de andezite (Pliocen ?)
3 Andezite cuarțifere cu amfiboli (Barza)
4 Andezite cuarțifere cu amfiboli și biotit
5 Brecii andezitice de coș
6 Complex ofiolitic

MINERALIZAȚII

7 Coloană în subteran
8 Coloană la suprafață
9 Filon
10 Diseminări cu pirită

ALTERAȚII HIDROTERMALE

11 Argilizări sericitizări carbonatări
12 Silicifieri
13 Propilitizări
14 Brecifieri
15 Galerie de exploatare
16 Galerie de explorare
17 Secțiune geologică



Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

DISTRIBUŢIA ASOCIAŢIEI MICROFAUNISTICE ÎNTÎLNITĂ ÎN DEPOZITELE MIOCENE DIN REGIUNEA TRESTIA - SĂLIŞTE - HĂRŢĂGANI - VĂLIŞOARA (MUNŢII METALIFERI)

a

ETAJ	V. TRESTIA	V. MOMEASA	V. ȘTIRBA V. ZIMBRIȚA V. PRISEACA	V. REA V. SATULUI	ZONA MICROPALEONTOLOGICĂ H.T. / MICROFAUNA
TORTONIAN INFERIOR — Marne cu globigerine și lamellibranchiate				—·	Asterigerina planorbis d'Orb
	—·				Bolivina Macfadyen
		—·	—·		Bolivina inflata Segueuza
				—·	Bolivina affinis d'Orb
				—·	Bolivina scalprata v. Macfadyen
				—·	Candorbulina universa Jede
	—·				Cassidulina laevigata d'Orb
		—·	—·	—·	Catapsydiax dissimilis (Cush. și Berm.)
	—·	—·		—·	Cibicides boueanus d'Orb
	—·	—·			Cibicides lobatulus (Walker și Iacob)
	—·	—·		—··	Cibicides pseudoungerianus (Cush)
				—··	Cibicides cocoaensis (Cush)
	—·			—··	Cibicides perlucidus (Nuttall)
				—··	Cibicides floridanus (Cush)
				—·	Cibicides conoideus (Czyzek)
		—·			Cibicides ungerianus (d'Orb)
				—·	Dentalina communis d'Orb
				—·	Dentalina vertebralis v. albatrossi (Cush)
				—·	Dentalina mueronata Neugeboren
		—·			Ellipsonodosaria elegans (d'Orb)
	—·				Ellipsonodosaria recte Palmer și Berm.
	—·				Eponides umbonatus (Reuss)
	—··	—··			Globigerina venezueleana Hedberg
		—·		—··	Globigerina concinna Reuss
		—·		—·	Globigerina foliata Bolli
	—·				Globigerina trilobus Reuss
	—··		—··	=·	Globigerina buloides d'Orb
				—·	Globigerina dehiscens (Chapman, Parr și Collins)
				—·	Globigerina bilobata d'Orb
		—·		—·	Globigerina scitula Brady
		—·			Globigerina inflata Bolli
		=·	—··	—·	Globigerina triloculariis d'Orb
	=··	—··	=·	=··=	Globigerinoides trilobus, trilobus (Reuss)
	—··	—··	=·=	=·	Globigerinoides trilobus immatura Le Roy
	—·			—·	Globigerinoides bisphaericus Todd
		—·	—·	—·	Globorotalina mayeri Cush și Ellisor
	—··	—·	—·	—·	Globorotalina praescitula Blow
	—·	—·		=·	Globorotalina scitula (Brady)
				—·	Globorotalina obesa Bolli
	—·		—··	—·	Globoquadrina altispira (Cush și Jarvis)
				—·	Glaudalina laevigata d'Orb
	—·			=·	Karreriella chilostoma Reuss
				—·	Lagena laevis d'Orb
				—·	Lenticulina peregrina (Schwager)
				—·	Marginulina bullata d'Orb
				—·	Marginulina cf. globra d'Orb
				—··	Martinottiella communis d'Orb
				—··	Nodosaria lonoiscata d'Orb
		—·		—·	Nodosaria rudis d'Orb
				—·	Nodosaria perversa Schwager
				—·	Nodosaria hirsuta d'Orb
				—·	Nodogenerina advena Cush și Laiming
				—·	Nonion pompiloides (Fichtel și Moll)
		—·		—·	Nonion soldanii (d'Orb)
	—·				Nonion comune (d'Orb)
	—·	—·		—·	Orbulina saturalis Bronn
				—·	Orbulina bilobata (d'Orb)
				—·	Planularia clara Cush
				—·	Pleurostomella alternans Schwager
				—·	Pleurostomella subnodosa Guppy.
				—·	Plectofrandicularia vaugani Cush
	—·				Plectofrandicularia farvisi Cush și Todd
				—·	Pyrulina cylindroides d'Orb
	—·		—·	—·	Pullenia quadriloba Reuss
		—·		—·	Pullenia buloides Cush
		—··			Pullenia alazanensis Cush
		—··			Pulvinulinella cf. culter Jones și Park.
				—·	Robulus accidentalis N. globratus (Cush)
	—·			—·	Robulus cultratus Montf.
				—·	Robulus alato limbatus Grümbel
	—·				Robulus plummerae Cole
				—··	Schenckiella sp.
		—··			Siphonodosaria adolphina d'Orb
		—·		=·	Sphaeroidina buloides (d'Orb)
		—·		—··	Sphaeroidinella cellata subotina
		—·		—·	Spiroplectammina cf. dentata Cush.
	—·			—·	Spiroplectammina coninata (d'Orb)
			—·	—·	Textularia bermudezi Cusch și Todd.
		—·		—··	Turbolotalina punctulata (d'Orb)
		—·	—·		Uvigerina laviculata Coryell și Rivero
				—·	Uvigerina gallowayi Cush.
				—·	Uvigerina urnula d'Orb
				—·	Uvigerina rutila Cush și Todd.
		—·			Uvigerina hispido-costata Cush și Todd.

b

ETAJ	V. TRESTIA	P. RÂU P. PRISEACA V. MOMEASA	P. GRUIR V. ȘTIRBA V. ZIMBRIȚA	DL. GUREȚII V. REA V. SATULUI	ZONA MICROPALEONTOLOGICĂ T_2+T_2b / MICROFAUNA
TORTONIAN SUPERIOR — TORTONIAN MEDIU — Marne cu Spirialis		—·			Ammonia beccarii (Linné)
			—·		Amodiscus globratus Cush. și Jarvis
			—·		Amodiscus polygyrus Reuss
		—·	—·		Asterigerina planorbis d'Orb
			—·		Astrononion stelligerum (d'Orb)
		—·			Astrorhiza cf. vermiformis Gaës
		—·			Bathysiphon filliformis M. Sars
					Bolivina dauvillensis Howe și Walace
					Bolivina punctulata d'Orb
	—·				Bolivina arta Macfadyen
	—·			—·	Bulimina inflata Seguenza
				—·	Bulimina pyrula d'Orb
	—·		—·		Bulimina aculeata d'Orb
			=·	—··	Bulimina elongata d'Orb
			—·		Bulimina ovata (d'Orb)
			—·		Biloculinella globosa (Bornemann)
		—·		—·	Catapsydrax dissimilis (Cush și Bermudez)
			—··		Cassidulina globosa (Hantkeh')
			—·		Cassidulina laevigata d'Orb
			—··		Chilostomella ovoidea Czjzek
	—·	=·	—·	—·	Cibicides perlucidus (Nutall)
	—·	—·		—·	Cibicides conoideus (Czjzek)
	—·	—·			Cibicides mexicanus Nutall
		—·	—··	—·	Cibicides pseudoungerianus (Cush)
	—·		—··		Cibicides boueanus (d'Orb)
	—··			—·	Cibicides lobatulus (Walker și Iacob)
			=·		Cibicides floridanus (Cush)
			—·		Cibicides cocoensis (Cush)
				—·	Cyclommina cancelata Brady
			—··	—·	Cyclommina pussilla Brady
			=·		Dendrophrya excelsa Grzyb
			=·		Discorbis saulcii (d'Orb)
		—·		—·	Discorbis orbicularis Terquem
	—·			—·	Ellipsonodosaria recta Palmer și Berm.
					Ellipsonodosaria elegans (d'Orb)
	—·	—·		—·	Elphidium nacelum (Fichtel și Moll)
					Elphidium alvarezianum (d'Orb)
		—·			Elphidium crispum (d'Orb)
			—·		Elphidium aculeatum (d'Orb)
			—·		Estomina elegans (d'Orb)
			—·		Estosolenia laevigata (d'Orb)
	—·		—·		Eponides umbonatus (Reuss)
		—·		—·	Glandulina laevigata (d'Orb)
	—··	=·=	—··	—·	Globigerinoides trilobus, trilobus (Reuss)
	—·	=·		—·	Globigerinoides bisphaericus Todd.
		—·	—·	—··	Globigerinoides trilobus immatura Le Roy
				—·	Globigerinoides trilobus antiapertura Bolli
				—·	Globigerinoides obliqua Bolli
	—·	—·	—·	—·	Globigerina foliata Bolli
	—·	—··		—·	Globigerina venezueleana Hedberg
		—··		—·	Globigerina concina Reuss
			—·	—·	Globigerina cf. trilocularis d'Orb
			—·		Globigerina ciperoensis ciperoensis Bolli
	—·	—··	—··	—·	Globigerina buloides d'Orb
	—·	—·			Globorotalina mayeri Cush și Ellisor
	—·				Globorotalia scitula (Brady)
	—··				Globorotalina praescitula (Blow)
	—·				Globorotalina obesa (Bolli)
					Globorotalina premenardii (Bolii)
	—·				Gyroidina soldanii d'Orb
	—·				Gyroidina girardana (Reuss)
			—·		Haplophragmeides scitulus (Brady)
			—·		Haplophragmoides glomeratus (Brady)
			—·		Haplophragmoides emaciatus
					Hyperammina elongata (Brady)
	—·	—··		—·	Karreriella chilostoma (Reuss)
		=·		—·	Martinottiella communis d'Orb
		—·			Marginulina cf. glabra (d'Orb)
					Miliolina circularis (Bornemann)
			—·		Miliolina laevigata (d'Orb)
			—·	—·	Nodosaria pyrula (d'Orb)
	—·	—··			Nonion c.f. comune (d'Orb)
		—··	—··	—·	Nonion pompiloides (Fichtel și Moll)
		—·	—·		Nonion soldanii (d'Orb)
				—·	Nonion depressulum (Walker și Iacob)
		—·		—·	Nonion granosum (d'Orb)
		—··		—·	Orbulina universa (d'Orb)
					Orbulina suturalis (Bronn)
		—·			Orbulina bilobata
	—·				Plectofrondicularia jarvisi Cush și Todd.
		—·			Pullenia quiqueloba (Reuss)
		=·		—·	Pullenia bulloides d'Orb
				—·	Pullenia trinitatensis Cush și Stainf.
	—·			—·	Robulus clericii (Fornasini)
	—··				Robulus cultratus Montf.
	—·				Robulus plunnerae Cole.
				—·	Robulus alato-limbatus (Grümbel)
				—·	Rotalia beccari (Linné)
			—·		Robulus melvilli (Cush și Reuz)
			—·		Rhabdammina discreta (Brady)
			—··		Rhabdammina abyssprum (M. Sars)
			—·		Saccorhiza ramosa (Brady)
			—·		Spiroloculina tenuis Czjzek
			—·	=·=	Sphaeroidina buloides (d'Orb)
			—·		Sphaeroidina variabilis (Reuss)
		—·	—·		Spiroplectammina carinata d'Orb
		—··	—·	—·	Spirialis hospes (Rolle)
			—·	—·	Spirialis andrussowi Kittl
	—·				Turborotalia punctulata (d'Orb)
	—·	=·			Uvigerina laviculata Coryel si Rivero
					Uvigerina asperula Czjzek
					Uvigerina hispido-costata (Cush și Todd.)
			—·		Uvigerina gardnerae v. texana Cush și Applin
		—·			Uvigerina mitidula Schwager
		—·			Uvigerina gallowayi Cush.
		—··	—·	—·	Valvulineria saulcii d'Orb
			—·		Valvulineria sp.
		—·			Virgulina schreiberiana Czjzek
			—·		Valvata simplex Fuchs
			—·		Valvata moesiensis F. Jekelins
			—·		Quinqueloculina seminulum (Linné)

c

ETAJ	V. ZIMBRIȚA	DL. GRUIR	P. GRUIR	V. ȘTIRBA	MICROFAUNA
SARMATIAN SUPERIOR					Asterigerina planorbis d'Orb
					Bulimina pupoides d'Orb
					Cibicides boueanus d'Orb
					Discorbis sauleii d'Orb
					Elphidium macelum (Fichtel și Moll)
					Elphidium crispum (Linné)
					Elphidium fichtellianum (d'Orb)
					Elphidium alvarezianum (d'Orb)
					Nonion granosum (d'Orb)
					Ostracoda 4Fi
					Rotalia beccarii (Linné)
					Quinqueloculina seminulum (Linné)
SARMATIAN MEDIU					Asterigerina planorbis
					Astronion sp.
					Cibicides pseudouungerianus (Cush)
					Cibicides lobatulus (Walker și Iacob)
					Discorbis sauleii (d'Orb)
					Elphidium macellum (Fichtel si Moll)
					Elphidium ungeri (Reuss)
					Elphidium fichtellianum (d'Orb)
					Leptocythere sp.
					Miliolina consorbrina (d'Orb)
					Miliolina circularis (Bornemann)
					Nonion pompiloides (Fichtel și Moll)
					Nonion comune (d'Orb)
					Reussella spinulosa (Reuss)
					Triloculina oblonga (d'Orb)
SARMATIAN INFERIOR	—·	—·			Ammonia beccarii (Linné)
	—··	—·			Asterigerina planorbis d'Orb
	—··				Astrononion stelingerum (d'Orb)
	—·				Bulimina inflata Seguenza
	—·				Bulimina tulloides d'Orb
	—·				Bulimina striata d'Orb
		=·			Cibicides lobatulus (Walker si Iacob)
		=·			Cibicides pseudoungerianus (Cush)
		—·			Cibicides conoideus Czjzek
		—·			Cyprideis torosa Jones
		—·			Cytheridea mülleri Munster?
	—··	=·			Elphidium macellum (Fichtel și Moll)
	—·				Elphidium hauerianum (d'Orb)
	—·				Elphidium laminatum (Terquem)
		—·			Elphidium ortenburgense (Egger)
		=·			Elphidium alvarezianum (d'Orb)
		—·			Elphidium crispum (Linné)
		—·			Elphidium sagrum (d'Orb)
		—·			Entosolenia orbygniana (d'Orb)
		—·			Eponides sp.
	—·				Globigerinoides trilobus immatura Le Roy
	—·	—·			Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss)
	—·				Globorotalia mayeri Cush și Elissor
		—··			Globulina gibba d'Orb
		—··			Miliolina cansobrina (d'Orb)
		—··			Miliolina circularis Bornemann
	—·	—··			Nonion commune (d'Orb)
	—·	—··			Nonion granosum (d'Orb)
		—·			Nonion germanicum (Ehrenb)
		—·			Nonion iucisum (Cush)
		—·			Nonion pompiloides (Fichtel și Moll.)
		—··			Nonion advenum (Cush)
		—·			Ostracoda 4,4F.
	—·	—·			Reussella sp.
		=·			Rotalia beccarii (Linné)
		—··			Rotalia beccarii v. parkinsoniana (d'Orb)
	—·	—·			Spiroplectammina dentata Cush și Jarvis

1 —· Frecvență rară

2 —·· Frecvență medie

3 =· Frecvență mare

4 =·= Frecvență f. mare

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

GENERAL OUTLOOK ON THE PALEOZOIC OF THE DANUBIAN AUTOCHTHONOUS (SOUTH CARPATHIANS)[1]

BY

SERGIU NĂSTĂSEANU[2]

Abstract

Vue d'ensemble sur le Paléozoïque de l'autochtone danubien des Carpates Méridionales. L'objet de cet ouvrage porte sur la stratigraphie et l'évolution tectono-sédimentaire des formations paléozoïques de l'autochtone danubien. Dans ce sens, l'auteur de l'ouvrage présente : le Cambrien discordant sur le soubassement assyntique, l'Ordovicien discordant sur le Cambrien supérieur, le Silurien discordant sur le Cambrien-Ordovicien, le Dévonien discordant sur les termes plus anciens, le Carbonifère supérieur et le Permien, également discordants. Pour conclure, l'auteur démontre que les formations paléozoïques sont le produit de l'activité de deux fosses géosynclinales (interne et externe), dans lesquelles plusieurs cycles de sédimentation se sont superposés, accompagnés par le métamorphisme pendant au moins trois phases (sarde ou taconique?, érique et de l'Erzgebirge).

CONTENTS

	Page
I. Historical Review	192
II. Prepaleozoic Basement	195
Precambrian	195
III. Stratigraphy of Paleozoic Formations	197
Lower Paleozoic	197
Cambrian	197
Cambrian-Ordovician	197
Ordovician	201
Silurian	202
Upper Paleozoic	202

[1] Paper received on May 17 th 1973 and presented in the Meeting of May 25 ht 1973.

[2] Institute of Geology and Geophysics str. Caransebeş 1, sect. 8 Bucharest.

Institutul Géologic al României

Devonian 202
Lower Carboniferous 207
IV. Tectonic and Paleogeographic Evolution 209
Assynthic Stage 209
Caledonian Stage 212
Hercynian Stage 213
References 215

The correlation of the Paleozoic formations of the Danubian Autochthonous is rather difficult to be performed, particularly owing to the lack of paleontologic evidence. However, in this work the author is attempting to achieve a new stratigraphic scheme relying on an ample bibliographic record and on the main stratotypes of the Paleozoic formations.

In the northern part of the Danubian Autochthonous several metamorphic formations and numerous anchimetamorphic ones have been recognized. Most of the metamorphic formations, displaying a pronounced epizonal character, are Precambrian in age and represent the product of the evolution of the Assynthic geosyncline. All the slightly metamorphosed formations as well as some of the metamorphic ones are Paleozoic in age. The latter are the product of several geosynclinal cycles controlled both by the Caledonian and the Hercynian diastrophism.

I. HISTORICAL REVIEW

In 1937 M a n o l e s c u records in the Vulcan Mts a slightly metamorphosed formation, located between the autochthonous crystalline basement and the Getic Nappe. He named this formation the „Infragetic Complex" assigning it to the Mesozoic. Later on (1940) the same author recorded some complementary data concerning the sequence and the age of the Infragetic Complex. When referring to the Oslea syncline he divided the Infragetic into an upper and a lower series. The Infragetic lower series begins with the horizon of laminated conglomerates, unconformably resting on amphibolites or on a clastic series. In his previous work (1937) M a n o l e s c u considered these conglomerates as the topmost member of the clastic series. The next member consists of sericitic quartzites, which are in turn followed by marbles forming a continuous horizon on both limbs of the Oslea syncline. The marbles are overlain by phyllites and grey-blackish phyllitic schists which imperceptibly grade into the Schela Formation. M a n o l e s c u assigned most of this series to the Lower Triassic-Jurassic time interval, and as concerns the basal conglomerates he assumed that they might be Permo-Carboniferous in age.

P a v e l e s c u (1953) separated, within the Infragetic Complex, the Paleozoic deposits from the Mesozoic ones. The Paleozoic deposits are described as the „Tulişa Formation". From bottom to top this for-

Institutul Geologic al României

mation consists of: conglomerates, quartzites, crystalline limestones, satinated schists and black graphitic phyllites.

This sequence of deposits was assigned by P a v e l e s c u to the Carboniferous considering its lithofacial features similar to the ones of other Carboniferous formations in the South Carpathians, and also its position bellow the Schela Formation.

P a v e l e s c u and R ă i l e a n u (1963) have stressed the unconformable position of the Tulişa Formation on the underlying crystalline series. They also pointed out the unconformable position of the upper members on the conglomerates and the older basement. According to these authors the basal conglomerates are correlable with the argillaceous shales outcropping in the Rîului Rece Valley (Ideg) and assumed to be Silurian in age, the platy limestones with the Ideg limestones (Dinantian) and the phyllito-graphitic schists with the formation formerly considered as „Culm facies of the Carboniferous" from Drencova. Thus a Silurian-Lower Carboniferous age was assigned to the Tulişa Formation.

P a v e l e s c u and P a v e l e s c u (1964) plotted the first detailed map of the Oslea Mts presenting the same stratigraphic sequence of the Tulişa Formation as the one previously described by P a v e l e s c u (1953). As regards the age of the Tulişa Formation, the authors resume the comparison with the Paleozoic deposits from the Rîului Rece Valley assigning the conglomerates to the Devonian (eventually the Silurian), and considering the limestones as well as the rest of the formation to be Lower Carboniferous in age.

Referring to the Jieţul graben P a v e l e s c u and P a v e l e s c u (1966) extended the deromination of Tulişa to quite distinct formations as concerns both lithology and metamorphism. Three members have been distinguished.

The lower one includes in ascending order: sernifites unconformably overlying the Drăgşan Series or granites; a thin member of white-reddish arkoses; white or grey platy limestones in some places connected by gradual passage to the former. However, in many cases the limestones are unconformably overlying the crystalline basement.

The middle one resting on the limestones of the lower formation, is composed of chloritic-sericitic schists, as well as chloritic epidotic schists with albite, zoizite, tremolite, etc.

The upper one, unconformably overlying the other two formations, consists of black, satiny graphitic phyllites and graphitic arkosian quartziferous schists.

When dealing with the distribution of the Rifean rocks in Romania, D e s s i l a - C o d a r c e a (1966) described three distinct cycles: 1) Lower Rifean including the Lainici-Păiuş and Lower Drăgşan Series; 2) Middle Rifean represented by the clastic series (Upper Drăgşan) and 3) Upper Rifean to which the basal part of the Tulişa Formation (laminated conglomerates) was assigned.

D e s s i l a - C o d a r c e a and C o d a r c e a (1968) proceeded for the first time to the subdivision of the Corbu Series which they considered to be Cambrian in age.

Institutul Geologic al României

On the Geological map of Romania, scale 1 : 200 000 (Codarcea et al., 1968), all the slightly metamorphosed formations of the Danubian Autochthonous were figured as „undivided Paleozoic", and according to Pavelescu and Răileanu (1963) designated as the Silurian-Lower Carboniferous „Tulişa Formation".

Năstăseanu (1968)[3] introduced the name of „Rîul Alb Formation" for slightly metamorphosed rocks outcropping south of Ţarcu and underlying those along the Rîul Rece Valley. Thus the term of „Tulişa Formation" underwent a first restriction as regards its content.

Within the „Tulişa Series" outcropping in the northern part of the Retezat Ridge, Micu and Pavelescu (1970) distinguished the following members in ascending order: metamorphosed conglomerates, crystalline platy limestones and chloritic-sericitic-graphitic schists. The latter yielded a microfloral association characteristic of the Upper Proterozoic-Cambrian (Visarion and Gherghea, according to Micu, Paraschivescu, 1970). The authors assume that the first two members are Upper Proterozoic in age, and assign the chloritic-sericitic and graphitic schists to the Lower and Middle Cambrian.

Taking into account the new paleontologic evidence from the Retezatu area, and referring to the Tulişa Formation from Oslea, Pavelescu and Pavelescu (1970) consider that the latter is represented only by the upper member, and is Cambrian in age.

On the Mîndra sheet of the 1 :50 000 geological map three divisions are also figured by Maria Pavelescu (1970) in the stratigraphic column of the Tulişa Formation: the lower one with limestones and conglomerates; the middle one consisting of green rocks, and the upper one of phyllitic-graphitic schists. But this time the upper member appears to be devoid of limestones, and the whole sequence of the three members amounting to 5 000—8 000 m in thickness, is also assigned to the Lower Paleozoic.

Stănoiu (1971) records a Silurian fauna within a slightly metamorphosed formation from the Mehedinţi Plateau (which he correlates with the upper part of the Tulişa Formation as understood by Pavelescu, 1953). A year later (1972), the same author referring to the Tulişa Formation (Pavelescu, Pavelescu, 1966) considers the initial definition (Pavelescu, 1953) as such, and therefore assigns the formation to the Devonian-Middle Carboniferous (Namurian) time interval. According to Stănoiu the Tulişa Formation is underlain by the Izvor Valley Formation with Upper Ordovician-Lower Silurian fauna, and the latter in turn is underlain by the „Cambrian" formation which yielded the microspores identified by Visarion and Gherghea (fide Micu and Paraschivescu, 1970).

[3] S. Năstăseanu. Geological Studies of the Paleozoic and Mesozoic Formations in the Ideg-Rîul Alb and Rîul Lung Valleys. 1968. Rep. Institute of Geology and Geophysics, str. Caransebeş nr. 1, sect. 8, Bucharest. (Manuscript).

Institutul Geologic al României

In the opinion of Savu et al. (1973) on the folded and metamorphosed Prebaikalian-Carpathian basement, a Baikalian geosyncline developed whose activity resulted in the accumulation of the Drăgşan and the Lainici-Păiuş Series, both of which are supposed to be underlain by the clastic series (Baikalian Flysch). The formations accumulated during the Baikalian cycle are considered by these authors as building up the infrastructure of the Danubian Autochthonous. After the emplacement of the Baikalian granitoids, the region underwent emersion and erosion. It is considered that in the Silurian and Devonian, probably also the Lower Carboniferous, the transgressive Tulişa Formation represents the superstructure of the region slightly metamorphosed and folded during the Bretonian phase. The Schela Formation s. str., which is assumed to belong to the same Hercynian cycle as the Tulişa Formation, is also included in this superstructure.

When completing the stratigraphic scheme proposed by Savu (1970), Schuster (1972) considered all the Danubian metamorphic formations as a product of the Baikalian cycle. He also assumes that the Caledonian system corresponds to a hiatus, and the Vidra and Tulişa Formations slightly metamorphosed in the Bretonian phase belong to the Hercynian system.

Năstăseanu (1973) distinguished in the western Jiul Basin the Oslea Formation including two members : the lower one unconformably overlying older formations (Tulişa, Upper Drăgşan, Lower Drăgşan and Lainici-Păiuş) ; the upper one conformable overlying the lower. The Oslea Formation is much lesser metamorphosed than all the underlying formations. Relying on stratigraphic evidence the author assigned the Oslea Formation to the Upper Paleozoic also discussing its assignment to the Devonian on the ground of some vague paleobotanic evidence. Through the separation of the Oslea Formation, at the upper part of the sequence previously designated as the Tulişa Formation, it is specified that not all the slightly metamorphosed formations in the South Carpathians could be included into the Tulişa Formation, and hence all cannot have its age, as considered in the last synthesis works (Map of Romania, scale 1 : 200 000).

Patrulius and Iordan (1974) pointed out the presence of the Lower Cambrian rocks in the area of the Moldavian Platform, a fact of primary importance as it will result from discussions relating to the geotectonic and paleogeographic evolution of the Paleozoic formations over the Romanian territory.

II. PREPALEOZOIC BASEMENT

Precambrian

Within the Danubian Autochthonous there are numerous intensely metamorphosed formations belonging to the Assynthic cycle (fig. 1). From these formations we will briefly describe the most representative

Institutul Geologic al României

ones, with the intention of rendering a more complete picture of the pre-Paleozoic geological framework.

The Neamțu Series (Codarcea, 1940) is composed of biotite gneisses associated with amphibolites and including scarce interbeds of quartzitic micaschists. In this series granitic masses and granitization phenomena do predominate. Among the most important granitic

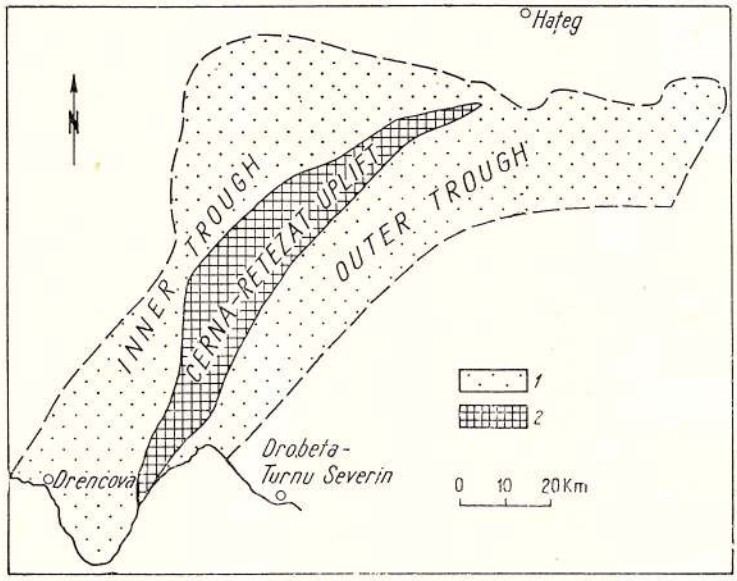


Fig. 1. — Geological sketch of the Danubian Autochthonous during the Paleozoic. 1, geosynclinal trough; 2, uplift.

bodies we quote those from the Cerna Valley and from the Ogradena area.

The Neamțu Series was assigned to the Precambrian (Dessila-Codarcea and Codarcea, 1968) as it is unconformably overlain by the Corbu Series which belongs to the Cambrian. In the southwestern part of the Danubian Autochthonous, another series — the Vodna Series — presumably also Cambrian in age lies between the Neamțu and the Corbu Series.

The Lainici-Păiuș Series (Manolescu, 1937) consists of quartzites and sericitic-chloritic schists associated with chloritous schists with plagioclase. The whole series is intersected by granitic apophyses and aplitic-pegmatitic injections. The latter have transformed most of the Lainici-Păiuș Series into gneisses.

The Drăgșan Series (Pavelescu and Pavelescu, 1964) is built up of two lithologically well individualized complexes, the lower one consisting of amphibolites, and the upper one formed of

Institutul Geologic al României

chloritic-sericitic schists. The upper complex (respectively the clastic series, Manolescu, 1937) is unconformably overlying the lower one as well as the Lainici-Păiuș Series. This situation indicates a possible correlation between the Lainici-Păiuș Series and the Drăgșan Series amphibolitic complex, and also points out the more recent age of the chloritic-sericitic complex.

The two complexes of the Drăgșan Series are intersected by granitoids, and their deposits have been granitized by acid postmagmatic solutions linked to the granitic massifs.

In some areas the Drăgșan Series is overlain by laminated conglomerates which seem to belong to the same sedimentation cycle and metamorphic phases.

The Barnița-Zăicani Series (Gherasi et al., 1968) represents the uppermost formation of the sequence of crystalline rocks in the Țarcu Massif where two other, probably equivalent series (Marga and Măru Series) have been recorded. It consists of chloritic-sericitic schists, metatuffites, basic metatuffs, amphibolitic schists and metagraywackes. The Barnița-Zăicani Series has been affected by migmatization processes caused by the aplitic solutions of the Muntele Mic granite

III. STRATIGRAPHY OF PALEOZOIC FORMATIONS

LOWER PALEOZOIC

The Precambrian formations are unconformably overlain by the deposits of the Caledonian cycle (fig. 1). In the relevant literature the latter are known under local names. The author will attempt to achieve their stratigraphic classification.

Cambrian

The Corbu Series (Codarcea, 1940) consists mainly of volcano-sedimentary rocks represented by metagabbros, metatuffs and basic as well as acid metatuffites with interbedded detrital rocks and scarce lenses of carbonate rocks. It is divisible into three members : peridotite member, gabbro member and greenschist member. The latter were assigned to the Cambrian (Dessila-Codarcea, Codarcea, 1968), being correlable with the Rifean-Cambrian ,,diabase-phyllotoid" formation, which crops out south of the Danube and contains Archaeociatids (Andjelković et al., 1967).

The age assigned to the Corbu Series may also be supported by the fact that the unconformable overlying formation including reworked gabbros contains microspores characteristic of the Lower Ordovician.

Cambrian-Ordovician

The Tulișa Formation (Pavelescu Maria, 1970) was redefined in the Parîng Mts, where it is divisible into three members. Based on the stratigraphic columns drawn by Pavelescu Maria

Institutul Geologic al României

(1970), as well as data yielded by a section on the northern flank of the „La Găuri" syncline, the author plotted a general column (pl., 1).

The lower member consists of quartzitic metasandstones (10—20 m) grading into crystalline limestones (300—500 m), occasionally with interbedded sequences of sericitic schists. It is unconformably overlying the Drăgşan Series or the granites intruding the latter. The laminated conglomerates frequently quoted as building up the base of this member (P a v e l e s c u, 1953, etc.) are known only from the Oslea Peak and from the Vîrful Tulişa-Vîrful Baicu ridge. However, in both places the conglomerates are unconformably overlain by the slighter metamorphosed deposits of the Oslea Formation, and display marked affinities with the Drăgşan Series to which they are closely linked as it has been observed by M a n o l e s c u (1937) and N ă s t ă s e a n u (1973).

The middle and thickest member displays a quite varied composition. In the green phyllites which compose this member are intercalated and alternate tuffites, tuffs, serpentinized peridotites, and more seldom limestones and cipolins. The middle member is considered to be unconformably overlying the lower one.

The upper member (500—1 000 m), likewise unconformably overlying the middle one, consists of graphitous schists with thin interbeds of sandstones and phyllites. This member builds up the axial zone of the syncline mentioned above in the region of the springs of the Jieţul river.

In the northern part of the Retezat Mts, the Tulişa Formation (M i c u, P a r a s c h i v e s c u, 1970) presents the same sequence of rocks as in the Parîng Mts, however, one may assume that its thickness is smaller, and no unconformities among its members have been recorded. We consider nevertheless that the middle member is unconformably overlying the Drăgşan Series, as it also results from the map drawn by authors, and that an important part of it is lacking due to the tectonic contact from the upper part of the sequence (pl., 2)

When corroborating data resulted from my personal observations with those proceeding from descriptions of the above mentioned authors, I could place in a stratigraphic column one of the fossiliferous localities, namely the Colţul Mare one, altitude 1 443 m. We may hence infer that the quoted microflora (*Stenozonoligotriletum depressum*, *S. sokolovi*, *S. validum*, *Trachioligotriletum minutum*, *T. incrasatum*, *T. nevelensis*, *Protoleisphaeridium conglutinatum*, *P. cambriense*, *Leioligotriletum compactum*, *L. ghemaceum*, *Mycterioligotriletum marmoratum*, *Tyloligotriletum asperum*, *Leiominuscula* sp., *Lophominuscula* sp.), is assuredly located immediately over the lower member of the Tulişa Formation, respectively at maximum 200 m stratigraphically higher in comparison with limestones. Taking into account the indications given by the authors (M i c u, P a r a s c h i v e s c u, 1970), namely that the quoted microfloral association was found again with the same content of genera and species in several samples situated at the same level, we may conclude that it is characteristic only of the middle member. Hence it is noteworthy that the middle member of the Tulişa Formation belongs to the Cambrian, as it contains a micro-

Institutul Geologic al României

flora, specific to the latter. The lower member could be older or even of the same age. The upper member is certainly more recent than the Cambrian because the Cambrian microflora placed so low in the stratigrapghic column cannot present a valid argument also for this member. Moreover the remains of echinoderms (Mirăuță Elena, 1967)[4] found in the upper member of the Tulișa Formation (along the Pilugul Valley) are indicative of a more recent age than the Middle-Upper Cambrian.

The Tulișa Formation which has been litho- and biostratigraphically redefined in the Parîng Mts and in the northern part of the Retezat Mts, will remain for us the sole stratotype of this formation as many times as we will refer to it in this work. Any other senses and meanings attributed to the notion of the Tulișa Formation are to be considered belonging to the past.

The Latorița Formation (Schuster, 1972)[5] was recognized in the Lotrul Mts where it is represented by a sequence of predominantly volcano-sedimentary deposits (slightly metamorphosed). This formation is unconformably overlying the Lainici-Păiuș Series, and presents, in general, three members. The lower composed of conglomerates and limestones, the middle well developed built up of greenschists, limestones and basic products, and the upper one consisting prevailingly of black graphitic schists. These members show a varied thickness ranging from 150 to 3 000 m. In the opinion of the author the relations among them display a conformable character; he emphazises the fact that no unconformities of the nature of those noticed in the Tulișa Formation have been pointed out. According to the author an obvious transgression relation, namely that between the middle member of the Latorița Formation and the Assynthic basement, does exist. Lithologically the Latorița Formation and the Tulișa Formation sequence in the Parîng Mts may be successfully correlated.

Schuster and Krăutner refer the Latorița Formation to the Ordovician-Silurian. We consider that the Latorița Formation represents the westward extension of the Tulișa Formation, and consequently is to be assigned to the Cambrian with the possibility to comprise the Terminal Precambrian at its basal part, and the Ordovician at its upper part.

The Rafailă Formation is represented in its most part by schists with chloritoid, chlorite-sericitic or graphitic schists, and subordinately by basic metasandstones and metaconglomerates. Occasionally, it also presents levels of basic metatuffs and lenses of crystalline schists. Frequent tectonic laminations have rendered difficult the establishment of a clear-cut stratigraphic sequence for the Rafailă Formation. It was recognized that the latter is unconformably overlying the Lainici-Păiuș Series or the granites intruding it.

---

[4] Elena Mirăuță. Studiul conodontelor din formațiunea de Tulișa. 1967. Arch. Inst. Geol. Geophys. Bucharest.

[5] A. C. Schuster. Oral information relating to the drawing of lithofacial maps of the Paleozoic formations from Romania (1972).

Institutul Geologic al României

The Rafailă Formation corresponds : to the basal part of the Schela Formation (Mrazec, 1899; Manolescu, 1937); to the Rafailă-Jiu Series, name proposed by Semaka (1963) and wrongly attributed to Manolescu (1937); to the Tulișa Formation (according to Pavelescu et al., 1964; Savu, 1970). Hence in agreement with Semaka we will maintain only the name of Rafailă. As contrasted to the affirmations of this author attention must be drawn upon the fact that the Rafailă Formation is more strongly metamorphosed than the Schela Formation (s. str.).

Through the separation of the Rafailă Formation the point of view also expressed by Savu (1970), who considers that the Schela Formation comprises two distinct formations, is supported.

As regards the age of the Rafailă Formation the conclusion is reached that it may be Cambrian or Ordovician owing to the above correlations with the Tulișa Formation.

Referring to the age of the Rafailă Formation prior assigned by Semaka and accepted by Stănoiu we notice that it is not substantiated and hence led to some confusions. Thus the presence of remains of *Sphaenophyllum longifolium* collected from the pebble along the left shore of the Jiu River (Monument of Dragalina), determined Semaka to conclude that the Rafailă Formation may be Carboniferous in age. We assume that the vegetable remains mentioned above proceed from the upper deposits, which show a marked resemblance with those of Schela-Vaida, and which upstream of the Dragalina monument are unconformably overlying the Rafailă Formation.

The Motru Formation („Cambrian"; Stănoiu, 1972) has been recognized in the Motrul Valley Basin. It unconformably underlies the formation along the Izvorul Valley, and is represented by chloritous-sericitic schists with recrystallized limestone lenses, basic tuffogenous rocks and graphitic schists. Stănoiu (1972) correlates it both lithologically and stratigraphically with the formations in the Parîng and Lotru Mts (previously presented as Tulișa and Latorița Formations, pointing out that the „Cambrian" formation is unconformably overlying the Drăgșan and Lainici-Păiuș Series.

The Motru Formation may be correlated with the Corbu and Rafailă Formations, and especially with the middle and upper members of the Tulișa and Latorița Formations.

The formations assigned to the Cambrian and Ordovician yielded some paleontologic arguments which would justify this general stratigraphic classification.

In conclusion, it is noteworthy that the basal elements which allowed the correlation of the formations under discussion were of the lithofacial nature, and displayed a geotectonical evolution.

In this sense the author attributed a primary importance to the volcano-sedimentary facies, to the unconformable position and, occasionally, to the lower metamorphism degree, which characterizes all the above mentioned formations. Concomitantly these factors constitute cri-

Institutul Geologic al României

teria that define their upper positions in relation to more intensely metamorphosed predominantly clastic formations, at the end of the Assynthic cycle.

Ordovician

The Rîul Alb Formation (Năstăseanu, 1968)[6] is unconformably underlying the Lias deposits and, probably, is also unconformably overlying the Corbu Series. Its relationships with the basement cannot be observed, this being due to a tectonic accident.

The Rîul Alb Formation is prevailingly built up of volcano-sedimentary deposits about 1 300 m thick (pl., 4). At its lower part sequences of phyllites and slightly chloritized quartz-sericitic schists with thin-bedded intercalations of metaconglomerates are observed. The latter consist of smaller-sized elements of gabbro or of rocks with more pronounced metamorphic facies belonging to the Corbu Series. The liant is sometimes phyllitic, slightly sericitic, or greenish tuffitic. Basic metatuff sequences occur even from the basement. There follow dominantly microconglomeratic rocks and grey sandstones showing a greenish hue, which hardly reveal tha t they have been affected by a metamorphic wave. A complex consisting of basic magmatic rocks, within which metagabbros and metatuffs predominate, is then encountered. It grades into an alternation of greenish phyllites with quartz-sericitic schists and with intercalations of tuffs and tuffites. In the upper third of the formation black argillites with intercalations of small conglomerates and grey-blackish sandstones, wherein some traces of fossil flora are found, do predominate.

The Rîul Alb Formation has been wholly assigned to the Lower and Middle Ordovician (Boldur, Visarion, 1972) relying on its microfaunal assemblage (*Leiofusa* sp., *Leioarachnitum vittatum*, *Lophosphaeridium rarum* etc.). The age attributed on the above basis would lead to the conclusion that the Upper Ordovician lacked. However, in the author's opinion, taking into account our present-day knowledge, the Ordovician-Silurian age is to be accepted ; concomitantly he envisages the possibility to establish a correlation between the formation under discussion and the upper part of the Tulişa and Latorița Formations, and eventually with the Valea Izvorului Formation.

The Baicu conglomerates (Gherasi, 1937) are unconformably resting on the Precambrian formation in the Țarcu Massif (pl., 3) and have been initially assigned to the Carboniferous. But their lithofacial resemblance to the conglomeratic sequences in the basement of the Rîul Alb Formation, as well as the lack of any affinities with the carboniferous deposits in other regions, have determined the author to consider them as the basal member of the Ordovician.

When summarizing the afore-said, one may consider that assuredly the Rîul Alb Formation, and probably the Baicu conglomerates would

---

[6] Op. cit. point 3

Institutul Geologic al României

belong to the Ordovician. The latter are underlying the above mentioned formation and represent the member which marked the beginning of the Ordovician transgression.

Silurian

The Izvorul Valley Formation (Stănoiu, 1972) unconformably overlies the Motru Formation (pl., 5). It begins with a level of metaconglomerates and whitish sericitic quartzites (about 100—150 m thick) and grades into a member consisting of weakly chloritized clayey-sericitic phyllites with greenish slightly tuffogenous quartzitic intercalation (about 250—300 m thick). Stănoiu (1971) points out that the fossiliferous level is located towards the basement of the phyllite member over a thickness of some 40 m. The faunal assemblage is composed of: celenterats (*Favosites* sp., *Halysites* sp., *Cyathophyllum* sp., ? etc.), bryozoars (*Fenestella*? sp.), brachiopods (*Dolerosthis* sp., *Eoplectodonta* sp., *Ygerodiscus* sp., aff *Y. undulatus* (*Atrypina* sp., aff. A. Barrandei, *Atrypa* sp., cf., *A. reticularis*, *Coelospira* aff. *C. hemisphaerica*, etc.) trilobits (*Eucrinus* sp., *Flexicalymene* sp., etc.) and crinoids (*Encrinites* cf. *E. doctus* and *Encrinites* aff. *E. artifex*?).

The author considers this fauna as specific to the Lower Silurian, and probably to the Upper Ordovician (?) and reaches the conclusion that the basal quartzitic level of the Valea Izvorului Formation would belong to the Upper Ordovician, and the phyllite member would represent the Lower and probably also the Middle Silurian. The fact that the genus *Flexicalymene* was sampled in the same fossiliferous locality, situated in a phyllite level only 3 m thick (according to our observations) led to the conclusion that the presence of two geological periods within the Valea Izvorului Formation is out of question; it deals only with a single one, the Silurian. Another important argument to support these conclusions is the unconformable position of the slightly metamorphosed sericitic quartzites, over the Motru Formation (more metamorphosed), and which would be due to the Presilurian Taconic phase.

UPPER PALEOZOIC

Subsequently to the exundation occurred at the end of the Caledonian orogenesis, there followed in an unconformable position the formations of the Hercynian cycle more slightly metamorphosed than the precedent ones. Among the latter only those belonging to the Devonian and the Lower Carboniferous will be presented.

Devonian

The Rîul Rece Formation (Năstăseanu, 1968)[7] consists almost exclusively of black or greenish argillites within which

[7] Op. cit. point 3

Institutul Geologic al României

sequences of greenish tuffites and basic rocks are frequently intercalated (pl., 7). The formation is well exposed especially along the Rîul Rece Valley. The basal part of deposits cannot be observed due to a tectonic accident, and hence neither its relationships with the Corbu Series(Cambrian). At the lower part a decimetrical bed of greenish tuffites, which supports a thick pile of compact grey-blackish argillites, may be seen. Higher, in the stratigraphic sequence, an interbedded decimetric bank of hard metabasite occurs. Then the profile continues with grey-blackish, occasionally greenish argillites, and intercalations of greenish tuffites or of basic rocks displaying varied sizes. This rather uniform and monotonous aspect continues up to the upper part of the formation whose thickness amounts to some 800—1 000 m.

The terminal part of the Rîul Rece Formation is not quite obviously exposed along the left side of the valley, still as contrasted, along the right bank it conspicuously crops out. One may observe there that along the last hundred metres, the grey-blackish argillites begin to present intercalations of grey limestones, first of centimetric and then of decimetric order so that at the uppermost part of the Rîul Rece Formation argillitic schists present insignificant thicknesses, whereas the limestones, arranged in compact banks showing a pronounced spathic character, will become predominant. Along the last hundred metres the grading from the predominantly argillous Devonian into the limy Lower Carboniferous is particularly conspicuous (Ideg limestones).

Along the eastern slope of the Cerni Vîr Summit, the author has sampled from black argillites remains of flora among which S e m a k a (1970)[8] determined the following : *Psilophyton goldschmidtii*, H a l l e, *P. kräusel*, O b r h e l, *Hostinella* sp. and *Pseudosporochnus* sp. The association is characteristic of the Devonian.

Taking into account the above mentioned floral association, and the progressive grading existing between the Rîul Rece Formation and the Ideg limestones (Tournaisian), the author assigned to the former the Devonian age. As a matter of fact a paleontologic argument is presented for this age, which formerly was based solely on stratigraphic criteria (C o d a r c e a et al., 1960).

T h e D r e n c o v a F o r m a t i o n developed in the Almajul Mts (pl., 6) where it probably unconformably overlies the Ielova Series, but in the outcrop zone the contact with this series is a tectonic one. Along the Weirauf Valley, the basal part of the formation may be observed, and it is represented by metric conglomerates consisting mostly of quartz and fragments of crystalline schists cemented by a sericitic chloritous liant. The latter show a restricted development and a thickness ranging from 100 to 200 m.

Along the Recica Valley, the conglomerates are overlain by black or greenish argillitic schists with scarce intercalations of clayey sandstones, quartzitic sandstones and even conglomerates associated with levels

[8] A l. S e m a k a. Studii asupra florei de la Ideg. 1970. Arch. Inst. Geol. Geophys. Bucharest. (Unpublished data).

Institutul Geologic al României

of magmatic rocks (diabases and spilites), agglomerates, tuffites and tuffs. This sequence of mixed deposits (terrigenous and magmatic rock) is some 1 000 m thick, and shows a strong likeness to the Rîul Rece Formation.

This formation has been previously attributed to the Carboniferous in the Culm facies. When studying it more thoroughly Răileanu and Rusu (1963) assigned it to the Visean since it would have reworked Tournaisian limestone blocks (Ideg limestone type). Năstăseanu and Bițoianu (1970) quoted a microfloral association (*Emphanisporites minutus*, Allen; *E. radiatus*, Mc. Gregor, etc.) which due to its characteristic features allowed to consider that the deposits containing it represent the lowermost part of the Devonian.

Taking into account the fact that the microfloral deposits are underlain by conglomerates, probably unconformably overlying the crystalline autochthonous (Ielova Series) one may conclude that the Drencova Formation obviously completes the basal part of the new sedimentation cycle which succeeded to the Caledonian one.

The marked resemblance between the grey-blackish argillites with intercalations of basic rocks and tuffites of both formations constitutes a good criterion for the lithofacial correlation. Due to this fact, already many years ago, attempts have been made to correlate the Rîul Rece Formations and the Drencova ones (Codarcea, 1940). A well substantiated correlation has been, however, achieved only after the identificaton of the flora from the Cerni Vîr Summit and of the microflora along the Recica Valley. It is only then that the author could prove that solely the lower part of the weakly metamorphosed deposits along the Rîul Rece Valley may be correlated with the upper part of the deposits along the Recica Valley.

In order to complete this correlative image it has been necessary to point out that in the Drencova Zone the alternation of argillites with the thin-bedded limestones, which makes the grading into the Ideg limestones as in the Rîul Rece, was not recognized. These deposits have been eroded in the period of the pre-Westphalian exundation. Their initial existence also in the Drencova Zone is supported by the presence of spathic limestone block of the Ideg type (Răileanu, Rusu, 1963), recognized in the dejection cone of a valley located immediately west of the Weirauf Valley.

When synthesizing the data relating to the above formations it results that the Drencova Formation is partly lower located than the Rîul Rece Formation, and the latter is still only partly higher than the former. Consequently both formations are stratigraphically equivalent only through the prevailingly argillitic sequences which might belong to the Middle Devonian.

Within the Danubian Autochthonous, besides the presented and paleontologically substantiated formations, others weakly metamorphosed, which might pertain to the Devonian, have been recognized. Among these formations we will refer to those identified in the Vulcan Mts, and which show a marked resemblance.

Institutul Geologic al României

The Oslea Formation (Năstăseanu, 1973) is unconformably resting on Precambrian or Cambrian formations in the Vulcan Mts (pl., 8) and is built up of two well-individualized complexes.

In most cases the lower complex begins with a sequence of quartzitic sandstones or arkoses 40 m thick. This sequence presents lenticular concentrations of magnetite and hematite, and towards its upper part grades into limy sandstones and then imperceptibly into limestones. Occasionally the sandstones and arkoses are missing being replaced by detrital limestones transgressively overlying older formations. The limestones are massive at their basal part, conspicuously bedded at their middle part, and thin-bedded at their upper one, building up a pile of 100—250 m in thickness.

The relationships of limestones with the upper deposits are quite clear-cut along the Gîrbovul Valley. There, in the upper third of the limy pile the first lenticular intercalation of black graphitous argillites, 3 m thick, does occur. At 20 m upwards (stratigraphically) another lens of the same type occurs, and over 15 m the limestones grade into a mixed sequence consisting of thin limestone banks which alternate with graphitic argillites. This sequence shows very clearly the progressive grading, and hence the conformity between the lower and upper complexes.

In its basal part the upper complex is composed of black graphitic argillites progressively grading into sandstones, microconglomerates and conglomerates amounting to 1 000—1 250 m in thickness. The author stresses the fact that, as contrasted with the precedent researchers (Pavelescu, 1953; Pavelescu and Pavelescu, 1964 and 1966), he pointed to the predominance of sandstones and conglomerates in comparison with argillites which are subordinately encountered and only in the basal part.

Resuming the detailed description of the upper complex, one may observe that over the mixed sequence (from the upper part of the lower complex) there conformably follow fine graphitic argillites alternating with gritty argillites on a stratigraphic thickness of about 150 m. Here and there thin intercalations of black fine sandstones or even microconglomerates may be noted. On the following hundred metres the predominance of psammitic material is stated. Argillites alternate with sandstones and microconglomerates also presenting rare intercalations of conglomerates. The remnant part of the upper complex on about 1 000 m of stratigraphic thickness consists of psephitic material. The sandstones (occasionally ferruginous) and coarse conglomerates alternate and grade the ones into the others without, however, to constitute guide mark levels. One may particularly notice the preservation of the sedimentary rock features in these conglomerates as contrasted with the more laminated conglomerates from the upper part of the Drăgşan Series in the Tulişa and Oslea Mts.

The upper complex cannot be confused with the other weakly metamorphosed formations due to its dominantly gritty-conglomeratic facies, unknown in other Paleozoic formations (along the Danubian Autochthonous) which include graphitic schists.

Institutul Geologic al României

The author insists upon these observations because, neglecting the psephitic aspect, the graphitic schists as well as the limy intercalations (lenticular), have been considered as correlation guide-marks. Thus the phyllitic schists with their intercalations of graphitic clays and limestones from the Peşti Valley and from the east have been assigned by P a v e l e s c u and P a v e l e s c u (1964) to the Tulişa Formation and considered as equivalent to those from Oslea (P a v e l e s c u, 1953), which stratigraphically are much higher. In the Peşti Valley (in contrast to Oslea) the schists are phyllitic (seldom graphitic) and do not grade into sandstones and conglomerates. In addition they present sills of laminated granites, rocks the author has also observed in the middle member of the Latorița Formation. The limestone intercalations are thicker than in the mixed complex from Oslea Formation. Moreover one may observe the way the first limestone bed (the lowest one) is progressively grading into the upper green phyllitic schists and the latter also progressively into the lower sericitic-quartzitic beds as recognized in the Latornița Formation sequence or in that of the Tulişa Formation sequence. The contact between the Tulişa Formation and the schists pertaining to the Lainici-Păiuş Series is not clear-cut (probably tectonic) being located immediately upstream of the confluence between the Valea de Peşti Valley and the Seaca Valley.

As regards the age of the formation, the author reminds of a vegetal rest with a rudimentary habitus which could have indicated the Devonian age (N ă s t ă s e a n u, 1973). If we also take into account the conformity which existed between the Devonian and the Carboniferous (in the inner part of the Autochthonous) it may be assumed that in the Oslea Formation a part of the Lower Carboniferous could be also comprised.

Until the Oslea Formation has been identified, all the slightly metamorphosed formations in the northern part of the Autochthonous were assigned to the „Tulişa" Formation (according to : P a v e l e s c u, 1953 ; P a v e l e s c u and P a v e l e s c u, 1964, 1966 and 1970) and correlated with the sequence of deposits in the Rîul Rece Valley considering the Ideg limestones as guide-marks. From the above presented informational data it clearly results what belongs to the Tulişa Formation, and what namely to the Oslea Formation. Consequently only the Oslea Formation could be correlated with the Upper Paleozoic deposit sequence from the Rîul Rece Valley.

T h e S l ă v e i F o r m a t i o n comprises, according to the sense we give it in this case, only a part of the Lower Paleozoic pointed out by M o r a r i u (1972) along the Lăpuşnicul Mare Valley.

On the right side of the Lăpuşnicul Mare, beginning from the Cracul Slăvei and up to its confluence with the Lăpuşnicul Mic, the Slăvei Formation consisting of two complexes, lithologically rather resembling those of the Oslea Formation, unconformably overlies the granites in the south-west of the Retezat Mts (pl., 9).

The lower complex (detrital and calcareous ; M o r a r i u, 1972) is built up of arkosian sandstones and calcareous sandstones which are

Institutul Geologic al României

grading into cryptocrystalline limestones. Within this complex two levels may be distinguished : the lower gritty one and the upper calcareous one.

The gritty level reaches a thickness of 200 m, and is built up of decimetric or metric beds of sandstones whose composition includes quartz grains, and subordinately feldspars. Towards the upper part of the level the cement of the sandstones is dominantly calcareous, and they grade into gritty limestones. Calcareous sandstones on the Slăvei Summit show lenticular magnetite and hematite concentrations with a high content of iron.

The calcareous level is much thinner than the precedent one amounting only to 50—60 m. It is composed of whitish or grey finely recrystallized limestones, which are massive on the most part of their thickness, and only towards the upper part present a conspicuous bedding. One may observe here, so as in the Oslea Formation, the occurrence of graphitic schists in the terminal part of the calcareous level, as well as intercalations of platy limestones in the basement of the graphitic complex overlying them. Hence a sequence, which consists of an alternation of limestones and graphitic schists, 2—3 m thick and showing the conformity of the complexes, may be observed.

The upper complex (or schistous, M o r a r i u, 1972) is conformably overlying the lower one, and is almost exclusively represented by black graphitic schists. It is well represented on the Slăvei Summit where it amounts to 450 m in thickness ; its composition is very uniform. Very seldom the graphitic schists present intercalations and beds of gritty argillites or black grey sandstones. In the whole its aspect is essentially approaching it to the formation I presented along the Garbovanul Valley as the basal part of the upper complex.

The examining of the Slăvei Formation revealed its close resemblance with the Oslea Formation, both formations having up to a certain elevation the same lithological levels which may be used as correlative guiding marks. However, a pronounced difference, is to be noted, namely the absence of the gritty conglomeratic level which should have closed the Lăpușnicul Mare sequence deposits, if a complete similitude with the Oslea Formation would have existed.

Referring to the age of the Slăvei Formation it must be emphasized that not even the least paleontological index is available. Through the parallels drawn with the Oslea Formation, due to common well outlined lithological guiding marks, we consider that the attribution of the Slăvei Formation to the Paleozoic is indicated.

Lower Carboniferous

T h e I d e g l i m e s t o n e s, or the member of spathic limestones (C o d a r c e a et al., 1960) is conformably overlying the Rîul Rece Formation (pl., 7).

The mixed sequence of argillites and grey platy limestones (of the Rîul Rece Formation) is immediately overlain by limestones stratified

Institutul Geologic al României

in decimetric and metric beds. The limestones are grey-black spathic, occasionally detrital with elements of black reworked schists. Upwards the limestones become ever more finer, and the thickness of beds is gradually decreasing. Concomitantly intercalations of black argillites do occur, first very thin but which progressively will wholly replace the limestones. Hence it is rather difficult to render cartographically the upper border as well. We adopted the principle to consider as the border between the platy limestones and the black argillites the area where the former disappear and only the latter are encountered.

From this description it results that in the basal part of the Ideg limestones we have established the border there where the schist intercalations come to an end, and the coarse crinoidal limestones begin to be met with, while the upper border above the last platy limestones despite the predominance of clayey schists starts lower. This distinction in drawing the upper border as compared with the lower one is due to paleontologic arguments quoted hereunder.

In the basement of the Ideg limestones, 250 m thick, a rich macrofauna characteristic of the Tournaisian is found (C o d a r c e a et al., 1960). Both along the Rîul Rece Valley and on the Iarba Moale Summit (at the source area of the Sevastrul Valley) the first beds of coarse limestones include, on a thickness of 5—10 m, numerous specimens of : *Productus* (*Dictyoclassatus*) *semireticulatus*, *P. antiquatus*, *P. cf. projectus*, *Spirifer tornacensis*, *S. clathratus*, *S. striatus*, *S.* (*Paleochoristites*) *cinctus*, *Syringopora ramulosa*, *Cyathoxonia rushiana*, *Zaphrentis cf. koninckı*, *Micheliana favosa*, *Syringothyris cuspidita*, *Chonetes cf. compresa*, *Potherocrinus cf. crassus* and *Phyllipsia gemulifera*.

Some among the quoted forms (*Michelina favosa*, *Syringopora ramulosa*, *Productus semireticulatus*, *Spirifer tornacensis*, *Syringothyris cuspidata* and *Phyllipsia gemulifera*) rather clearly define the Lower Carboniferous. This fact allowed us to draw the border line between the Devonian and the Carboniferous immediately beneath the above limestones, and we did not draw it there where the first thin limestone intercalations occur, in argillites from the upper part of the Rîul Rece Formation.

From the black fine-grained platy limestones found at the top of the Ideg limestones a form characteristic of Conodonts (*Siphonodella crenulata*), which is specific to the zone with *Pericyclus* and likewise to the Tournaisian, is quoted (M i r ă u ţ ă, 1964). Consequently, also the last thin limestone intercalations, which occur in the basement of the upper argillitic member, within the Rîul Rece Basin, do belong to the Tournaisian. Therefore we mapped the cartographic limit between the Ideg limestones and the following member above the last occurrence of the platy limestones so that the upper argillites should eventually belong to the Visean.

T h e S e v a s t r u c l a y s are conformably overlying the fine-grained limestones with Conodonts (pl., 7). They form a pile amounting to 600 m in thickness of a quite steadfast lithological aspect. One may observe the abundance of black finely satinated schistose clays, and very

Institutul Geologic al României

seldom intercalations of gritty argillites are noticed. Rather frequently there are intercalated basic rocks under the shape of beds ranging from 0.50—10 m in thickness, and mostly conformably overlying the clay stratification. Other times much more large-sized lens-shaped metabasite bodies are encountered. At the contact between clays and magmatites weak contact phenomena are disclosed by a slight alteration of argillites into hornfels.

The Sevastru clays somewhat resemble the Rîul Rece Formation argillites. However, their purity, their darker colour and particularly the lack of pyroclastic rocks render them easily recognizible.

No paleontologic arguments, which would allow us to minutely establish the age of the Sevastru clays, were found. Nevertheless their upper position as compared to the Ideg limestones and their conformity in relation to the latter enable us to assign them to the Visean.

The spreading of the Lower Carboniferous deposits is nowadays very restricted and it is confined only to the accumulation basin of the Rîul Rece Valley. An indefinable information on the existence of these deposits, still in the inner part of the Danubian Autochthonous, is the one yielded by the limestone block of the Ideg type from the above mentioned Drencova region. In the outer part of the Autochthonous the terminal part of the Oslea Formation should possibly belong to the Carboniferous.

IV. TECTONIC AND PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION

The structure as a whole and the paleogeographic outline of areas with metamorphic and anchimetamorphic formations, within the Danubian Autochthonous Area, are indicative of the tectono-sedimentary geosynclinal evolution wherein successive stages, characterized by their peculiar lithologic, metamorphic and tectonic facies, were distinguished. Their correlation has led to a new image as to the evolution during the Paleozoic of the eastern part of the South Carpathians (fig. 2).

ASSYNTHIC STAGE

In the upper part of the Precambrian the existence of at least one geosynclinal cycle is assuredly known. Within it the most metamorphosed formations, which were recognized in the region we are referring to, had occurred.

It is noteworthy that the Neamțu Series was considered as a flysch formation intruded by granodiorites and metamorphosed during a first tectonic cycle, while the Vodna Series as representing the products of a new geosyncline wherein the amphibolic schists would represent the product of the initial phase and metagraywackes of its flysch (Dessila-Codarcea, Codarcea, 1968).

The Drăgșan Series Upper Complex (= clastic series) was interpreted as representing a final flysch affected by Baikalian garnet-bearing rocks (Savu, 1972).

Institutul Geologic al României

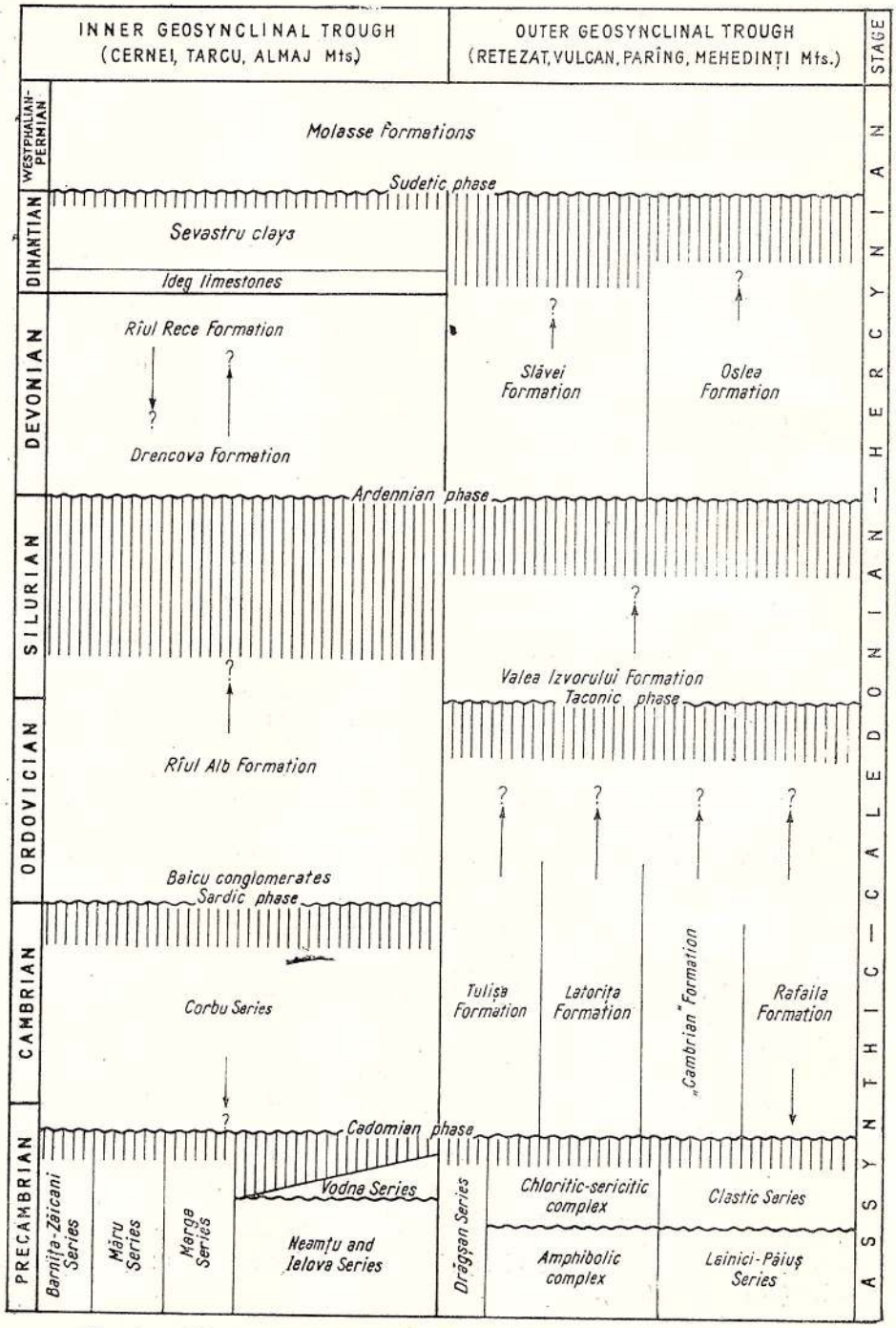


Fig. 2. — Scheme of the Danubian Autochthonous Paleozoic formations.

Institutul Geologic al României

As regards the crystalline series in the Ţarcu Massif (Măru amphibolites, Măgura-Marga Series and the Barniţa-Zăicani one) there is asserted that they were affected by intrusion of granitic rocks and were metamorphosed in an older phase; concomitantly there was proved that the Barniţa-Zăicani Series includes the sericitic-chloritous complex of the Drăgşan Series. In this case we would be inclined to consider that these three series, distinguished in the Ţarcu Massif, display rather a facies character than that of the chronostratigraphically superposed members. Thus the Măru Series amphibolites would have as a stratigraphic equivalent the basal part (with amphibolites) of the Măgura-Marga and Barniţa-Zăicani Series, and the terrigenous deposits of these series would be likewise equivalent and should be located at the upper part of the sequence referrable to the above mentioned crystalline series. In this way we could imagine a geosynclinal cycle wherein the amphibolites would represent the product of the initial phase, and the metagraywackes, quartzites and schists would belong to the flysch.

When correlating the so far known data related to the Neamţu Series, the Drăgşan Series and the Barniţa-Măru-Măgura Series there results that they are referrable to the same geosynclinal cycle, within which the basic rocks of the initial phase were followed by flysch formations, all of them being crossed by granitic intrusions. The formations of this cycle were closely folded and intensely affected by a regional metamorphism which has displayed in the Assynthic orogenesis through the Cadomian phase. The latter has been also assumed by Stănoiu (1972) for the outer part of the Danubian Autochthonous.

Reliable arguments as to the age of the metamorphism have not been as yet obtained because no organic remains have been found in these metamorphosed formations. Nevertheless several paleontological arguments support the existence of the Lower Cambrian or even the topmost Precambrian unconformably overlying the formations assigned to the Assynthic cycle.

The Tulişa Formation in the northern Retezat Mts yields an argument in this sense since it starts with metasandstones progressively grading through arkoses or limestones into graphitic schists with a Lower Cambrian microflora.

Relying on this profile as well as on those yielded by the Latoriţa Formation, the author reached the conclusion that the Baikalian phase (Dessila-Codarcea, 1966; Savu, 1972; Schuster, 1972), which allowed to presume that the Neamţu and Drăgşan Series, etc. were metamorphosed during this orogenesis, cannot be supported. To admit a Baikalian phase means to adopt the Riphean scheme proper to the southern part of the Ural Mts, where a sequence of formations from the Proterozoic to the Lower Cambrian inclusively is known, unconformably overlain by Ordovician rocks. As in the region the author is referring to, the closing of a geosynclinal phase before the end of the Upper Precambrian is rather conspicuous, and the latter and the Cambrian belong to another tectonic cycle, we consider that the comparison with the situation in the Armorican Massif is better grounded. There, in Nor-

Institutul Geologic al României

mandy, by the end of the Infra-Cambrian a folding phase (Cadomian) occurred, and in the unconformably overlying formation the trilobite *Ollenellus* (Lower Cambrian) has been quoted.

Even if we would rely on the fact that the Cambrian age of the Corbu Series is based on the presence of archaeocyathids — fossils frequently encountered in the upper part of the Eocambrian, in Central and Southern Europe — nevertheless this would not support the Baikalian phase because the archaeocyathids have been found in the upper part of the Corbu Series. Hence the closely underlying deposits may belong to the Lower Cambrian and even to the topmost Precambrian, and hardly the ones located beneath the unconformity, corresponding to the Cadomian phase, would pertain to the most part of the Upper Precambrian.

A similar situation when the Cadomian phase was pointed out has been recently mentioned within the Moldavian Plateau (P a t r u l i u s, I o r d a n, 1974).

CALEDONIAN STAGE

Owing to the Cadomian phase, the Danubian Autochthonous Area presented a new paleogeographic aspect. In the central zone an uplift formed, and in the more labile bordering zones two geosynclinal troughs arose. The inner one in the western part, and the outer one in its eastern part, both displaying a strong magnetic activity and a subsident sedimentation.

The Cerna-Retezat uplift trends SSW-NNE and developed alongside the Cerna Valley from the sources of the Jiul Românesc Valley and the Lăpușnicul Mare Valley up to the Retezat Massif where it subsided, thus yielding the possibility for a direct link (northwards) between the two geosynclinal troughs. This uplift is built up of the Neamțu and Drăgșan Series which represent the main source of terrigenous material deposited in the adjacent troughs. This configuration will be preserved also during the following stages with slight differences, conferring somewhat resembling features to the formations of the same age in both troughs.

The inner geosynclinal trough is located in the western part of the Danubian Autochthonous; in the region we are referring to, two more or less complete cycles occurred during its evolution.

T h e U p p e r P r e c a m b r i a n (?) - C a m b r i a n c y c l e is represented by the Corbu Series, in our opinion a typical ophiolitic formation, metamorphosed at the level of the greenschist facies and intruded by the Cherbelezu post-orogenic granites (D e s s i l a - C o d a r c e a, C o d a r c e a, 1968).

By the end of the Upper Cambrian, the formations of the first geosynclinal cycle in the inner trough were folded and metamorphosed probably during the Sardic phase. As a result of the activity displayed in the same phase it seems that the connection with the outer trough was interrupted, and the sedimentation in it probably continued with pelitic

Institutul Geologic al României

formations corresponding to the basal conglomerates of the following cycle in the inner trough.

The Ordovician-Silurian (?) cycle is unconformably overlying the first one. It started with the sedimentation of the Baicu conglomerates built up at the expense of the denudation of the recently exundated Corbu Formation, and continued with the Rîul Alb Formation. At the beginning the latter was rich in basic rocks (initialites), then progressively graded into pelitic deposits, which occasionally displayed a flysch-like aspect through the rythmicity of the alternation of phyllites and gritty argillites. The formations underwent a weak metamorphism process due to the Taconic (?) phase, or more probably to the Ardennian one.

The outer trough is located in the eastern part of the Danubian Autochthonous. Here, as in the inner trough, the superposition of two cycles may be still noticed, but with a different stratigraphic composition.

The Upper Precambrian (?)-Ordovician (?) cycle generated the Tulișa, Latorița, Rafailă and Motru Formations. These are characterized by very thick sequences of eugeosynclinal type. They begin with metasandstones unconformably overlying the Assynthic formations; they are conformably underlying the marmorized limestones, then thick piles of metabasites (initialites), phyllite schists and, occasionally, granites. They are strongly folded and metamorphosed at the level of the greenschist facies. It is rather difficult to establish for these formations the orogenic phase which caused their metamorphosis; it could have been a cumulated effect of the Sardic and Taconic phases or only of the latter.

The Silurian cycle is represented by the Izvorul Valley Formation. The latter is unconformably overlying those of the preceding cycle, and on the basis of its fauna one may rather assuredly assert that it succeeded to the Taconic diastrophism phase.

The less pronounced metamorphism of the Valea Izvorului formation in comparison with the subjacent formations indicates the Ardennian phase.

It is noteworthy that the Caledonian geosyncline stage, which began after the Cadomian phase, was probably closed by the Ardennian phase, or at latest by the Eric phase, as the first unconformably overlying deposits are Lower Devonian in age.

A more smooth tectonic style, gentler folds and a slighter metamorphism of the eugeosynclinal formations belonging to the Caledonian cycle represent the main features, which essentially differentiate them from the geosynclinal formations of the precedent phase.

HERCYNIAN STAGE

No essential paleogeographic changes are to be noted in this stage. To the exundation by the end of the Caledonian orogenesis the Devonian transgression was succeeding. A new tectono-sedimentary cycle began with it.

Institutul Geologic al României

The Cerna-Retezat uplift remained emerse along its whole northern extension, whereas the adjacent troughs continued their subsident activity as in the preceding stage. Nevertheless with the following difference : in the outer trough the formations of the new cycle display miogeosynclinal features while in the inner one they preserve those of the eugeosyncline.

The inner geosynclinal trough preserves the trend acquired during the preceding stage, but reveals a restriction of its area, thus the space between it and the outer trough becoming wider.

In this stage the sedimentation began with the Drencova conglomerates unconformably overlying an intensely metamorphosed Precambrian basement (Ielova Series). It probably continues without any interruption with the green argillites referrable to the Rîul Rece Formation, the whole sequence being Devonian in age. The presence of basic rocks at various levels in the Rîul Rece Formation pleads in favour of an initial phase in the Hercynian geosyncline.

The Ideg limestones followed by the Sevastru argillites and gritty clays conformably overlie the Rîul Rece Formation. The whole sequence shows traces of slight metamorphism progressively decreasing from bottom to top.

As the formations of the Hercynian cycle show no interruption of sedimentation from the Lower Devonian up to the end of the Visean, their metamorphism might be referred to the Sudetic phase. But since we are not aware if the Namurian sediments were deposited or eroded, it was assumed that the Erzgebirge phase was the one which caused the main interruption in the Hercynian sedimentation (N ă s t ă s e a n u et al., 1975). The amplitude of the Erzgebirge phase may be also proved by the fact that during the Lower Westphalian it had for the first time broken the conformity in the sequence of Hercynian deposits from the Moesian Platform (B e j u, 1971).

The evolution of this geosynclinal stage in the inner trough came to an end by the unconformable deposition of the Hercynian molasse deposits, being represented by the lagoonal and continental coal-bearing formations of the Westphalian-Permian interval (N ă s t ă s e a n u et al., 1973).

The trough of the outer geosyncline is less extended than the inner one. It covers the area of the Retezat, Vîlcan and Lotru Mts where the Oslea and Slăvei Formations were deposited.

The Devonian-Tournaisian cycle started with a thin member of quartzitic sandstones or arkoses, formed at the expense of the clastic series or of the granites of the basement. This member underlies recrystallized limestones which grade upwards into graphitic and sericitic schists, locally topped (only in Oslea) by a predominantly gritty-conglomeratic pile.

The stratigraphic outline we attributed to these formations (Devonian-Tournaisian?) would lead to the conclusion that in this trough the Hercynian cycle came to an end prematurely due probably to the Bretonian phase, phase during which the metamorphosis process displayed

Institutul Geologic al României

weakly, but the formations underwent a strong folding, especially the Oslea Formation, which deposited in a deeper zone of the outer trough. The Slăvei Formation which deposited in the peripheric zones close to the uplift is much thinner and very slightly folded as indicated by several small-sized limestones bearing synclines suspended on the right-side interfluves of the Lăpuşnicul Mare. The limestones represent outliers spared by erosion, normally resting on quartzitic or Arkosian sandstones which in turn are unconformably overlying the Retezat granites.

The more intense tectonization of the Oslea Formation, moreover observed particularly in the upper complex, is probably due to its peculiar behaviour with respect to orogenic forces. This behaviour was determined by the fact that the formation was located on the most labile zone of the basement of the outer trough.

The lithofacial aspect of the upper complex (of the Oslea Formation) closely resembles that of a molasse. This fact determines us to assume that it would actually represent an early mollasse of the Hercynian cycle incompletely developed in the outer trough.

The true Hercynian molasse is represented in this trough too by typical continental formations subsequent to the Erzgebirge phase such as the red Permian gritty-argillaceous deposits along the Scorota Valley and Lăpuşnicul Mare (Retezat) Valley, and eventually some sandstones and conglomerates from the Schela-Vaidei region, which could pertain to the Westphalian-Permian (S e m a k a, 1963). The Saalic or the Pfaltzian phase closed the Hercynian diastrophism, followed by a long period of emersion when a strong denudation of the relief took place.

REFERENCES

A n d j e l k o v i ć M., G r u b i ć A., S i k o s e k B. (1967) Structural Facial Zones of the East-Serbian Part of the Carpatho-Balkan Arch. In ,,A Geological Survey of the East-Serbian Part of the Carpatho-Balkan Arch". *Carp. Balk. Geol. Assoc., VIIIth Congr.* Belgrad.

B e j u D. (1971) Contribuţii la studiul palino-protistologic al Paleozoicului din Platforma Moesică. Univ. ,,Al. I. Cuza". Iaşi.

B e r c i a I., B e r c i a E l v i r a (1962) Contribuţii la studiul serpentinelor din Banatul de sud. *An. Inst. geol.*, XXXII, p. 425—481. Bucureşti.

B o l d u r C., V i s a r i o n A. (1972) Asupra prezenţei Ordovicianului în regiunea Feneş (Carpatii Meridionali-Banatul de est). *D. S. Inst. geol.*, LVIII/4, 1971, p. 5—10. Bucureşti.

C o d a r c e a Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinţi. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 2—71, Bucureşti.

— R ă i l e a n u Gr., N ă s t ă s e a n u S. (1960) Carboniferul inferior de pe valea Idegului. *Stud. cerc. geol. Acad. R.S.R.*, V/3, p. 407—419. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) *Ghidul excursiilor C — Carpaţii Meridionali.* Asoc. geol. carpato-balc., Congr. V, p. 4—126. Bucureşti.

— Pavelescu L. (1963) Considerations sur la genèse des roches granitoides de l'autochtone danubien des Carpates Méridionales. *Assoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V,* II, 1961, p. 9—17. Bucarest.

— Bercia I., Boldur C., Constantinof D., Maier O., Marinescu F., Mercus D., Năstăseanu S. (1968) Geological Structure of the Southwestern Carpathians. *Guide to Excursion 49—AC, International Congress,* XXIII Session, p. 5—49. Prague.

— Răileanu Gr., Năstăseanu S., Bercia I., Biţoianu C. (1968) Harta geologică sc. 1 : 200 000, L—34—XXIX, 32. Baia de Aramă. Inst. geol., p. 7—41. Bucureşti.

Dessila-Codarcea Marcela (1966) Problema orizontării şi răspîndirii Riffeanului în România. *An. Inst. geol.,* XXXV, p. 105—165. Bucureşti.

— Codarcea Al. (1968) Consideraţii asupra paleolitologiei şi paleotectonicii zonelor de şisturi cristaline din partea de SE a Banatului. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., Geol.,* 13, 1, p. 17—25. Bucureşti.

Giuşcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of Tectonomagmatic pre-Alpine Cycles on the Territory of Romania. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.,* 13, p. 221—235. Budapest.

Gherasi N. (1937) Etude géologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Ţarcu (Carpates Méridionales). *An. Inst. geol.,* XVIII, p. 1—79. Bucureşti.

— Zimmerman Voichiţa, Zimmerman P. (1968) Structura şi petrografia şisturilor cristaline din partea de N a munţilor Ţarcu (Banatul de est). *D. S. Inst. geol.,* LIV/1, p. 53—80. Bucureşti.

Kräutner H. (1970) Die hercynische Geosynclinalerzbildung in den rumänischen Karpaten und ihre Bezeihungen zu der hercynischen Metallogenese Mitteleuropas. *Mineral. Deposita,* 5, p. 323—344. Berlin.

— Năstăseanu S., Patrulius D., Iordan Magdalena (1973) Atlas litofacial : 1, Precambrian superior şi Paleozoic ; 2, Corelări stratigrafice. Inst. geol.. Bucureşti.

Manolescu Gh. (1937) Etude géologique et pétrographique dans les Munţii Vulcan (Carpates Méridionales), Roumanie. *An. Inst. geol.,* XVIII, p. 79—173. Bucureşti.

Micu C., Paraschivescu C. (1970) Contribuţii la cunoaşterea geologiei părţii de nord a munţilor Retezat, între Rîul Alb — Rîul Nucşoarei, cu privire specială asupra ivirilor de talc. *D. S. Inst. geol.,* LVI/2, 1968, p. 71—88. Bucureşti.

Mirăuţă Elena (1964) O formă caracteristică de conodonte în Carboniferul de pe valea Idegului (Banat). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geogr., geofiz., geol.,* 9, 1, p. 193—194. Bucureşti.

Mrazec L. (1899) Contributions à l'histoire de la Vallée du Jiu. *Bul. Ser. ştiinţe Bucureşti,* VIII, 4—5. Bucureşti.

Morariu D. (1972) Paleozoicul inferior din valea Lăpuşnicului Mare. *D. S. Inst. geol.,* LVIII/4, 1971, p. 11—21. Bucureşti.

Murgoci M. G. (1910) The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. Congr. Geol. Internat.,* p. 871—880. Stockholm.

Institutul Geologic al României

Năstăseanu S., Savu H. (1968) Harta geologică Baia de Aramă, sc. 1 : 200 000, Com. Stat Geol., Inst. geol. Bucureşti.

— Bițoianu Cornelia (1970) Devonianul de la Drencova (Banat). *D. S. Inst. geol.* LVI/4, p. 19—27, 1969. Bucureşti.

— (1973) Notă preliminară privind Paleozoicul anchimetamorfic (formaţiunea de Oslea) din Carpaţii Meridionali. *D. S. Inst. geol.*, LIX/4, 1972, p. 71—84. Bucureşti.

— Stănoiu I., Bițoianu Cornelia (1973) Corelarea formaţiunilor molasei hercinice (Westfalian-Permian) din partea vestică a Carpaţilor Meridionali. *An. Inst. geol.*, XL, 1970—1971, p. 71—109. Bucureşti.

— Bleahu M., Stănoiu I. (1975) Evolution paléogéographique des terrains carbonifères. Aperçu général sur le Paléozoique de Roumanie (sub tipar). Compte rendu, band IV, Septième Congres International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, 1971. Krefeld.

Patrulius D., Iordan Magdalena (1974) Asupra prezenţei pogonoforului *Sabellidites Cambriensis* Ian şi a algei *Vendotaeina antiqua* Gnil. în depozitele detritice presiluriene din Podişul Moldovei. *D. S. Inst. geol.*, LX/4, 1973. Bucureşti.

Pavelescu L. (1953) Studiul geologic şi petrografic al regiunii centrale şi de sud-est a munţilor Retezat. *An. Com. Geol.*, XXV, p. 119—211. Bucureşti.

— Răileanu Gr. (1963) Consideraţii generale asupra vîrstei şisturilor cristaline din autohtonul Carpaţilor Meridionali. *Asoc. Geol. Carp.-Balc.*, II, 1961, p. 181—186. Bucureşti.

— Pavelescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări petrografice şi structurale în defileul Jiului între Bumbeşti şi Iscroni. *D. S. Inst. geol.*, L/1 1963. Bucureşti.

— Pavelescu Maria (1964) Geologia şi petrografia Văii Jiului românesc între Oslea şi Petroşani. *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 80—143. Bucureşti.

Pavelescu L., Pavelescu Maria (1966) Cercetări geologice şi petrografice în bazinul Văii Jiului transilvănean şi al Jieţului. *Acad. R.S.R. Stud. cerc.*, 11, 1, p. 156—171. Bucureşti.

Pavelescu Maria (1970) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 500 000, foaia 107, c, Mîndra, Inst. geol. Bucureşti.

Răileanu Gr., Năstăseanu S. (1963) Asupra prezenţei formei de *Atrophycus alleganiensis* în Carpaţii Meridionali. *Comun. Acad. R.S.R.*, XIII/5, p. 439—445. Bucureşti

— Rusu A. (1963) Contribution à la connaissance du Carbonifère inférieur dans la zone de Drencova (Banat), *Rev. géol., géogr. Acad. R.S.R.*, VII, 1, p. 5—10. Bucureşti.

— Bercia I., Pop Gr. (1967) Asupra vîrstei unor roci granitoide din munţii Vulcan (Carpaţii Meridionali). *D. S. Inst. geol.*, LIII, 1965—1966, p. 127—141. Bucureşti.

Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Şuşiţa şi relaţiile sale cu formaţiunile autohtonului danubian (Carpaţii Meridionali). *D. S. Inst. geol.*, LVI/5, p. 123—153. Bucureşti.

— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa (1971) Studiul petrografic şi geochimic al granitoidelor sinorogene şi tardeogene din zona plutonului de Şuşiţa (Carpaţii Meridionali). *An. Inst. geol.*, XXXIX, p. 178—257. Bucureşti.

— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa (1972) Geneza granitoidelor şi şisturilor cristaline din regiunea valea Sadului-Stînceşti (Munţii Parîng). *D. S. Inst. geol.*, LVIII/1, p. 216—239. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Schuster A. (1972) Considerații asupra evoluției domeniului Danubian-Carpații Meridionali. *D. S. Inst. geol.*, LVIII/5, 1971, p. 151—171. București.

Semaka Al. (1963) Despre vîrsta formațiunii de Schela. Asoc. Carp.-Balc., Congr. V, III/2, 165—175. București.

— Givulescu R. (1965) Flora fossilis rumana catalogus genera et species plantarum. *Paleontolographica*, Bd. 116, Abt. B, p. 55—90. Stuttgart.

Stănoiu I. (1971) Notă preliminară asupra prezenței Silurianului fosilifer în Carpații Meridionali. *D. S. Inst. geol.*, LVII/4, 1969, 1970, p. 5—15. București.

— (1972) Încercare de reconstituire a succesiunii Paleozoicului din partea de est a autohtonului danubian, cu privire specială asupra regiunii de la obîrșia văii Motru (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. geol.*, LVIII/4, p. 56—71. București.

Institutul Geologic al României

S. NĂSTĂSEANU

CORRELATED STRATIGRAPHIC COLUMNS OF THE DANUBIAN PALEOZOIC FORMATIONS

0 m 150 300 m

7. Târcu S.E.

8. Vulcan

9. Retezat S.V.

6. Almaj

4. South-Târcu

5. Mehedinți

1. Paring

3. Târcu

2. North Retezat

SEVASTRU CLAYS

IDEG LIMESTONES

RÎUL RECE FORMATION

DRENCOVA FORMATION

OSLEA FORMATION

Upper complex

Lower complex

SLĂVEI FORMATION

RÎUL ALB FORMATION

BAICU CONGLOMERATES

TULIȘA FORMATION

Upper member

Middle member

Lower member

VALEA IZVORULUI FORMATION

MOTRU FORMATION

LEGEND

1 Clays.
2 Graphitous schists.
3 Phyllites.
4 Sandy clays.
5 Limestones.
6 Crystalline limestones.
7 Calcareous sandstones.
8 Quartzitic sandstones.
9 Arkosian sandstones.
10 Sandstones.
11 Microconglomerates.
12 Conglomerates.
13 Tuffites.
14 Tuffs.
15 Basic rocks.
16 Peridotites.
17 Granites.
18 Precambrian formations.
19 Conodonts.
20 Macrofauna.
21 Macroflora.
22 Microflora.
23 Fault.
24 Angular unconformity.

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

PARTICULARITÉS DES TYPES DE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL PRÉALPIN SUR LE TERRITOIRE DE LA ROUMANIE[1]

PAR

HARALAMBIE SAVU[2]

Abstract

Peculiar Features of the Pre-Alpine Metamorphism Types over the Territory of Romania. In this paper the author presents in a brief analysis the regional metamorphism types from the old basement of the Carpathian Foreland and the mobile zone of the Romanian Carpathians. The Archean-Carelian crystalline schists from the basement of the Carpathian Foreland build up two metamorphic provinces, the strongly migmatized Archean and the Carelian characterized by low pressure metamorphism processes. The pre-Assynthian, Assynthian and Hercynian geosynclines, which succeed in the Carpathian area, partly also in the intracratonic mobile zone in Dobrogea, are characterized by an intense sedimentation which generated important sediment piles. In these geosynclines the geothermal gradient is generally low, its value amounting to about 25°/km. For this reason the pre-Assynthian, late Assynthian and Hercynian regional progressive metamorphism begins its display only when the sedimentary formations reached an essential thickness; this accounts both for its development under the middle and high pressure conditions and its longer duration. Thus three Carpathian, pre-Alpine metamorphic provinces, a pre-Assynthian, Assynthian and a Hercynian have formed, all of them characterized by the Barrowian metamorphism type, nevertheless each with its peculiarities. Concomitantly with the progressive regional metamorphism and the folding of formations from the three tectono-magmatic cycles, in each cycle displayed a synorogenic plutonism which led to the formation of important synkinematic granitoid massifs, frequently accompanied by artherite migmatization processes. Under the influence of heat released by these plutons, by artherite migmatic solutions and by the formation source of granitoid magma, in the deep-seated levels of the earth's crust the temperature conditions of the regional Barrowian metamorphism type were modified, the geothermal gradient in the affected zones amounting to 50—60°/km under an approximately constant pressure. These modifications in the normal evolution of the regional metamorphism show a local character both during the pre-Assynthian cycle and the Hercynian one, being noticed around small granitoid bodies or occurring as ,,thermic domes'' in migmatized complexes above the plutons. Regionally these phenomena reach essential proportions in late-Assynthian movements, especially within the Danubian Autochthonous

[1] Ouvrage reçu le 3 juillet 1974 et accepté pour publication le 16 novembre 1974.

[2] Institut de Géologie et de Géophysique 1, rue Caransebeș, Bucarest.

Institutul Geologic al României

Domain, where the synorogenic plutonism is much more active. Thus the peculiar metamorphism type did arise — the high temperature synkinematic contact metamorphism type — which displayed either locally or regionally (Danubian metamorphism type). Under the influence of this metamorphism at various levels of lithostatic pressure crystalline schists with mineral parageneses characterizing the intermediate metamorphism of Buchan type or the low pressure one of the Abukuma and Pyreneean types did form. Therefore considered at the scale of the Carpathian Domain the low pressure metamorphism products occur as small islands or subprovinces (Danubian Autochthonous) on the large background especially of two middle and high pressure pre-Hercynian metamorphic provinces.

CONTENU

Page

Introduction 220
Types de métamorphisme dans l'avant-pays carpatique 221
Types de métamorphisme dans le domaine carpatique 223
a) Particularités du métamorphisme préassyntien 223
b) Particularités du métamorphisme assyntien tardif 230
c) Particularités du métamorphisme hercynien 234
Conclusions 236
Bibliographie 237

Introduction

Depuis que Barrow a établi dans les schistes du Dalradien de l'Écosse la succession classique de zones métamorphiques, le problème de la zonalité du métamorphisme progressif a fait objet d'études pour bon nombre de chercheurs dans le domaine de la pétrologie métamorphique. L'intérêt tout particulier manifesté pour la zonalité du métamorphisme vient du fait que le procédé de séparer sur les cartes géologiques détaillées des schistes cristallins les zones (isogrades) métamorphiques est beaucoup plus objectif que celui d'y délimiter les faciès ou les subfaciès. Ces derniers sont des concepts très généraux, leur nombre pouvant varier d'un auteur à l'autre et dans leur cadre les roches métamorphiques étant réparties suivant différents critères de classification pouvant être modifiés d'un système à l'autre.

Il y a longtemps que les recherches concernant la zonalité du métamorphisme régional et de ses différents faciès débutèrent dans les Carpates de Roumanie. Nous mentionnons que Ghika-Budeşti (1940) a séparé dans les terrains métamorphiques des Carpates Méridionales plusieurs zones constituées de roches métamorphiques à minéraux typomorphes tels : sillimanite, disthène, grenat et biotite en alternance avec des zones structurales, des zones migmatiques, des zones à roches carbonatées et à roches amphiboliques.

Institutul Geologic al României

17086

Sous l'influence du courant déterminé par l'apparition du concept de faciès métamorphiques (Eskola, 1920) et plus tard de leurs subfaciès (Turner, 1949) les cartes rédigées pendant cette période, sur lesquelles sont séparées les formations mésométamorphiques et épimétamorphiques, présentent un caractère principalement pétrographique. Dans les ouvrages déjà publiés les roches à différents degrés de métamorphisme ont été réparties aux faciès et aux subfaciès métamorphiques. On a même rédigé une carte des faciès et des subfaciès métamorphiques du Paléozoïque des Monts Poiana Ruscă (Pavelescu et al., 1964), et une carte des schistes cristallins de la Roumanie montrant leur degré de métamorphisme (Codarcea-Dessila, 1967).

Depuis 1960 on a repris l'investigation des terrains métamorphiques à partir des zones de métamorphisme en utilisant les minéraux index (Savu et Micu, 1964) et plus tard on a introduit sur les cartes géologiques et dans les travaux publiés le concept d'isograde de métamorphisme (Savu, 1969; 1970 a).

Sur la carte géologique de la Roumanie au 1/50 000e (sous presse) sont représentées aussi les zones métamorphiques.

Afin de déterminer l'intensité du métamorphisme régional on a effectué des recherches géothermométriques basées sur les inclusions fluides des cristaux de quartz, notamment Savul et Pomîrleanu (1960) dans les Carpates Orientales et Borcoş et Dimitrescu (1969) dans les Monts Apuseni.

Les résultats des recherches effectuées par différents chercheurs dans les terrains métamorphiques de Roumanie, tout spécialement cette dernière décennie, nous ont permis de tenter à établir l'intensité du métamorphisme de ces formations, les facteurs dont il a subi le contrôle, et de présenter une classification des types de métamorphisme dans cette région des Carpates. À ce but nous allons examiner le „stage" de métamorphisme des formations (Winkler, 1970), et pour les caractériser nous allons présenter les paragenèses spécifiques à chaque zone (isograde) métamorphique fondé sur l'opinion que la zone métamorphique séparée en terrain, compte tenu de l'aire de distribution d'un minéral index, est une réalité dans la nature qui devrait être prise comme unité de base pour les différents systèmes de classification des processus métamorphiques.

À la constitution géologique du territoire de la Roumanie participent deux grandes unités structurales, représentées par l'avant-pays carpatique et par la chaîne carpatique (planche), constituées au cours de deux étapes importantes (Giuşcă et al., 1969) et en conditions de métamorphisme différentes.

Types de métamorphisme dans l'avant-pays carpatique

L'avant-pays carpatique est représenté par la plateforme moldave et par la plateforme moesienne, à présent recouvertes par des dépôts sédimentaires récents. Leurs soubassements sont constitués par les parties

Institutul Geologic al României

marginales de sud-ouest du bouclier est-européen, dont les formations débutent dans l'Archéen et s'achèvent par les mouvements caréliens.

Aux approches de Iaşi, le soubassement archéen de la plateforme moldave, situé à une profondeur de 900 m en dessous des dépôts sédimentaires, est constitué d'une série migmatique traversée de granites et de pegmatites de couleur rouge (Ianovici et Giuşcă, 1961). Dans le paléosoma des migmatites prédominent les paragneiss oligoclastiques et les gneiss amphiboliques similaires à ceux qui affleurent dans le bouclier d'Ukraïne dans la vallée du Bug. Ces formations s'étendent vers le sud jusqu'au soubassement de la plateforme moesienne, car elles ont été interceptées par le forage de Palazu Mare (Dobrogea de sud), où elles sont représentées par des gneiss granitiques et des migmatites. Les données concernant l'âge de ces formations obtenues par la méthode K/Ar révèlent l'âge de 1400—1500 m.a. des roches du forage de Iaşi et de 1600—1800 m.a. des roches du forage de Palazu Mare (Giuşcă et al., 1967).

La paragenèse caractéristique pour les roches du paléosoma des migmatites archéennes est la suivante :

(1) Quartz-sillimanite-almandin-biotite-plagioclase(-andalousite).

La présence de la sillimanite et les processus poussés de migmatisation trahissent le degré avancé du métamorphisme de ces formations cristallines survenu dans les conditions de l'isograde de la sillimanite. Cette paragenèse est caractéristique au métamorphisme de basse pression.

Le forage de Palazu Mare, situé au N de Constanţa, qui intercepte le soubassement de la plateforme moesienne à 500 m de profondeur, révèle que les migmatites archéennes supportent une formation ferrugineuse, rubanée, constituée de quartzites, micaschistes, schistes amphiboliques et pyroxéniques à magnétite et cummingtonite, similaires aux schistes largement métamorphisés de la région de Krivoi-Rog et à l'horizon ferrugineux de la partie basale des formations caréliennes que nous avons investigué en 1973, à l'occasion d'une visite en Finlande. Le métamorphisme de cette série cristalline plus récente a affecté les gneiss archéens du soubassement, fait qui explique également l'âge K/Ar de 1600—1800 m.a. de ces derniers. Ces valeurs trahissent le moment du métamorphisme de la formation ferrugineuse au cours des mouvements caréliens.

La paragenèse caractéristique pour les roches d'origine pélitique des formations ferrugineuses est la suivante :

(2) Quartz-sillimanite-andalousite-almandin-muscovite.

Cette association de minéraux montre que le métamorphisme de cette formation est lui aussi de basse pression et approche du métamorphisme de type Abukuma, étudié par Miyashiro (1961), mais il s'est manifesté probablement à une pression un peu plus haute que celle au cours de laquelle s'est déployé ce dernier (Giuşcă et al., 1967). La puissante pile de formations sédimentaires récentes a entravé l'investigation détaillée de ces deux provinces métamorphiques, si bien que les relations d'entre elles ne pourront être établies que plus tard.

Institutul Geologic al României

Au début du Protérozoïque moyen (?) ce bouclier reprend le cours de son évolution, et alors en Dobrogea septentrionale se constitue une zone mobile intracratonique, moment qui coïncide avec le début de l'évolution du domaine carpatique et se prolonge au Paléozoïque et au Mésozoïque avec le dépôt des formations non-métamorphisées de plateforme.

Types de métamorphisme dans le domaine carpatique

L'évolution du domaine carpatique s'amorce au Protérozoïque moyen sur un soubassement océanique (Giuşcă et al., 1969) fait attesté par les éléments microphitoplanctoniques identifiés par Adina Visarion dans le complexe inférieur des plus anciens schistes cristallins des Monts Semenic (voir Savu, 1973). Cette évolution se déroule le long de plusieurs cycles tectonomagmatiques (tab.1) jusqu'au Néozoïque, quand ce domaine s'affermit définitivement engendrant la chaîne carpatique constituée par les Carpates Orientales, Carpates Méridionales et les Monts Apuseni (planche). Au cours de cette longue évolution les schistes cristallins revenant au Protérozoïque et au Paléozoïque se sont constitués durant trois cycles tectonomagmatiques préalpins, notamment : le cycle préassyntien [2] (Protérozoïque moyen), le cycle assyntien (Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur ou moyen) et le cycle hercynien (Paléozoïque).

a) *Particularités du métamorphisme préassyntien*

Les schistes cristallins préassyntiens-postcaréliens représentent les plus anciennes formations géologiques des Carpates de Roumanie. Leurs équivalents, en Dobrogea septentrionale, reposent sur le soubassement archéen-carélien et sont surmontés par la „formation des schistes verts" qui revient au Protérozoïque supérieur.

Ces schistes cristallins sont plus répandus dans la nappe gétique des Carpates Méridionales, où ils ont été attribués à plusieurs séries métamorphiques. Des schistes cristallins du même âge apparaissent également dans les Carpates Orientales et les Monts Apuseni. Leur métamorphisme a eu lieu au cours d'une phase d'orogenèse préassyntienne, dont l'âge

[2] En vue d'établir des corrélations entre l'évolution géologique des Carpates de Roumanie et l'évolution préalpine d'Europe, nous considérons nécessaire d'utiliser les dénominations dérivées du terme „assyntien" au lieu d'utiliser celles dérivées du terme „baïkalien" employées jusqu'à présent par la plupart des géologues. Dans ce sens nous allons utiliser les termes „préassyntien" au lieu de „prébaïkalien" et celui de „assyntien" au lieu de „baïkalien", auxquels correspondent les mouvements préassyntiens (838 m.a.) survenus entre le Protérozoïque moyen et le Protérozoïque supérieur, et les mouvements assyntiens tardifs (500—550 m.a.) survenus approximativement durant le Cambrien moyen. De ce schèma manquent les mouvements assyntiens = cadomiens (600 m.a.) qui dans le domaine carpatique n'ont eu lieu que sous forme de mouvements de bascule du géosynclinal qui se situent à la limite entre le Protérozoïque supérieur et le Cambrien. Ces mouvements n'ont été accompagnés ni de processus de plissement, ni de métamorphisme.

Institutul Geologic al României

déterminé par G. P. Bagdasarian[3] en utilisant la méthode Rb/Sr est de 838 m.a., âge qui dénote que cette phase d'orogenèse pourrait être approximativement équivalente à la phase des mouvements de la fin du cycle dalslandien (900 m.a.), adopté dans la légende de la carte tectonique d'Europe.

Il en résultèrent des schistes cristallins métamorphisés, du plus haut degré jusqu'à un faible degré de métamorphisme, associés souvent à des migmatites anatectiques et percés par des granitoïdes synorogènes.

TABLEAU 1

Succession des cycles tectonomagmatigues et des phases téctonogénétigues préalpines dans le domaine carpatique

Age des formations	Cycle tectono-magmatique	Phase tectonogénétique	Age du métamorphisme
Carbonifère inférieur Cb_1-Silurien S-Ordovicien Or	Hercynien	Hercynienne bretonne-sudète	320—280 m.a. K/Ar
Cambrien moyen-Ordovicien. Discordance stratigraphique — exondation — érosion très forte			
Cambrien moyen Cm — Protérozoïque supérieur Pt III	Assyntien (Baïkalien)*	Assyntienne tardive (baïkalienne)	500—550 m.a. K/Ar
		Assytienne s. str. — mouvements de bascule du géosynclinal	—
Discordance stratigraphique (?)			
Protérozoïque moyen Pt II — Protérozoïque inférieur Pt I(?)	Préassyntien (Prébaïkalien) Dalslandien	Préassyntienne (Prébaïkalienne) Dalslandienne	838 m.a. Rb/Sr

* Entre les paranthèses sont indiquées les anciennes dénomminations utilisées.

Ils constituent des structures caractérisées par de larges plis groupés en faisceaux ou en virgations qui suivent la direction de la chaîne carpatique, respectivement les bords de l'ancien continent archéen-carélien de l'avant-pays, zone dans laquelle survenaient des processus de subduction.

Les schistes cristallins du cycle préassyntien ont été minutieusement investigués dans les Monts Semenic (Savu et Micu, 1964; Savu, 1969, 1970 a). La structure en virgation de ce massif a permis de poursuivre les isogrades de métamorphisme autant que la succession stratigraphique, constituée par la série de Sebeş-Lotru avec cinq complexes cristallins dans le stade de métamorphisme à haut degré (faciès almandin-

[3] Communication personnelle

Institutul Geologic al României

amphibolitique), la série de Miniș dans le stade de métamorphisme à degré moyen (faciès albite-épidote-amphibolite) et la série de Buceava (faciès des schistes verts). Ces séries cristallines totalisent à présent une épaisseur d'approximativement 24 km, non compris l'épaisseur de la série de Buceava en une large mesure érodée ; fort probablement l'épaisseur initiale des formations sédimentaires dépassait 35 km.

Le métamorphisme régional qui a affecté cet empilement de dépôts sédimentaires et volcaniques a conduit à la formation de sept isogrades — chlorite, biotite, almandin, staurotide, staurotide + disthène, disthène et sillimanite — au sein desquels, en fonction de la composition chimique des roches et de la variation des facteurs PT avec la profondeur, les minéraux index caractéristiques s'associent en différentes paragenèses avec les autres minéraux composants de la roche (planche, d).

Pareilles séries d'isogrades ont été mises en évidence ces derniers temps aussi dans d'autres régions comportant des formations cristallines du même âge des Carpates. Ainsi dans l'extrémité orientale des Monts Făgăraș Savu et Schuster (1971) on a séparé dans un empilement de schistes cristallins puissant de 7 km, constitué par les séries de Cumpăna et de Făgăraș, les isogrades de la biotite, almandin, staurotide et staurotide + disthène (planche, c).

Dans la série de schistes cristallins équivalente des Carpates Orientales, surmontée en discordance par les formations faiblement métamorphisées de la série de Tulgheș du cycle assyntien, Streckeisen (1968) a séparé les isogrades de la biotite, almandin, staurotide et sillimanite (planche, b) dans une suite de schistes cristallins puissante de 10 km. Il y a lieu de remarquer que de cette succession fait défaut l'isograde du disthène.

Dans les roches amphiboliques de Preluca, qui présentent un métamorphisme très avancé, Kalmar (1972) distingue les isogradəs du pyroxène, clinozoïsite et épidote (planche, a).

Les paragenèses caractéristiques à la série des isogrades des Monts Semenic, formées dans les roches silico-alumineuses d'origine pélitique, suivant l'intensité du métamorphisme, sont :

(1) Quartz-chlorite-séricite (muscovite)-albite ;
(2) Quartz-biotite (-chlorite)-muscovite-plagioclase ;
(3) Quartz-almandin-biotite-muscovite-plagioclase (-chloritoïde) ;
(4) Quartz-staurotide-almandin-biotite-muscovite;
(5) Quartz-staurotide-disthène-almandin-muscovite-biotite-plagioclase ;
(6) Quartz-disthène-almandin-muscovite-biotite-plagioclase ;
(7) Quartz-sillimanite-almandin-muscovite-biotite-plagioclase.

Toute une série de successions paragénétiques apparaissent également chez les roches formées aux dépens de matériaux avec une autre composition chimique, telles les roches carbonatées, les amphibolites et les formations abondant en fer et en manganèse. On a également remarqué que dans la zone à métamorphisme avancé, les paragenèses normales peuvent être modifiées si dans la composition du matériel initial a prédominé l'un des composants chimiques, ou si la roche a pris directement

Institutul Geologic al României

contact avec une roche plus riche en un certain composant chimique majeur. Au niveau des isogrades de la sillimanite et du disthène se sont constitués de cette manière quelques paragneiss à clinopyroxène situés au contact avec les dolomies, et des „skarns de réaction" contenant du forstérite et du salite.

En déterminant les épaisseurs des complexes métamorphiques et des intervalles compris entre les isogrades, éléments qui ont été mis en corrélation avec des données concernant les conditions thermodynamiques

TABLEAU 2

Conditions PT du métamorphisme préassyntien (Monts Semenic)

Séries métamorphiques	Faciès métamorphique (Eskola, 1920)	„Stage" métamorphique (Winkler, 1970)	Isograde (zone métamorphique)	Épaisseur des formations, m	Profondeur km	Pression kb	Température °C
Série de Buceava partiellement érodée)	Faciès des schistes verts	Très faible-faible	Chlorite	13 000—14 000	0—14	0—4	0—450
Série de Miniș	Faciès-albite-épidote-amphibolitique	Faible	Biotite	1 500	14—15,5	⩾4	450—470
			Almandin	1 500	15,5—17	⩾4—4,5	470—545
Série de Sebeș — Lotru	Faciès almandin-amphibolitique	Moyennement élevé	Staurotide	1 000	17—18	4,5—5	545—⩽600
		Élevé	Staurotide + Disthène	15 000	18—33	5—8	600—650
			Disthène	3 000	33—36	8—9,5	650—700
			Sillimanite	2 000	36—48	9,5—>10	⩾700

dans lesquelles se sont formés les minéraux index au laboratoire, on a obtenu dans les Monts Semenic un tableau général (tab. 2) avec les conditions dans lesquelles s'est manifesté le métamorphisme régional et avec les facteurs qui l'ont contrôlé (Savu, 1969). À partir de ces données on a déduit les conditions thermodynamiques du métamorphisme régional, notamment : la température a touché 700°C et la pression a dépassé 10 kb (fig. 1). La courbe des conditions *PT* (3) dénote que le gradient géothermique a été dans le géosynclinal préassyntien d'approximativement 22—25°/km. Des données similaires ont été obtenues par la même méthode aussi sur les schistes cristallins de la partie orientale des

Institutul Geologic al României

Monts Făgăraş, d'où il s'ensuit que le métamorphisme préassyntien s'est manifesté en conditions de PT similaires dans toutes les régions des Carpates où apparaissent des schistes cristallins d'âge protérozoïque moyen. Cette conclusion a été également confirmée par les déterminations géothermométriques effectuées par B o r c o ş et D i m i t r e s c u (1969)

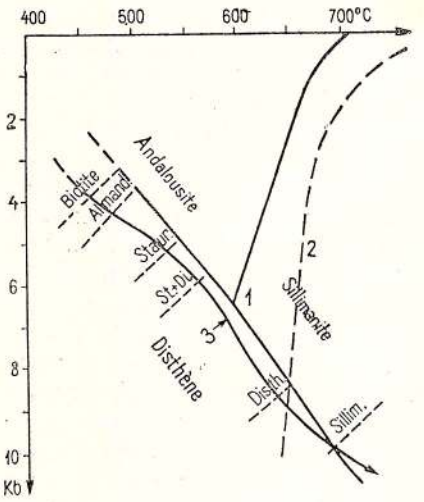


Fig. 1. — Diagramme $P-T$ concernant le métamorphisme préassyntien.
1, point triple (A l t h a u s, 1967); 2, courbe de la fonte du granite (T u t t l e et B o w e n, 1958); 3, courbe du métamorphisme de type barrowien (S a v u, 1969).

sur les inclusions fluides des cristaux de quartz des schistes cristallins préassyntiens des Monts Apuseni.

Les paragenèses des minéraux de ces schistes cristallins et les conditions thermodynamiques attestent que les formations métamorphique préassyntiennes constituent une province métamorphique de haute et moyenne pression. Le métamorphisme préassyntien où la pression est supérieure à 10 kb est un métamorphisme de type barrowien, caractérisé par la série des faciès standard disthène-sillimanite, dans le sens établi par M i y a s h i r o (1961). La haute pression qui a contrôlé le métamorphisme préassyntien a favorisé la formation dans les Monts Sebeş, au niveau de l'isograde du disthène, de quelques corps d'éclogites intercalés dans les gneiss quartz-feldspathiques, les roches migmatiques, les micaschistes, les amphibolites à magnétites et les calcaires des complexes inférieurs de la série de Sebeş-Lotru (P a v e l e s c u, 1957). Ces roche contiennent la paragenèse omphacite-pyrope (-hornblende), où le pyroxène est substitué par l'amphibole.

Généralement les isogrades du métamorphisme se succèdent dans le même sens que la stratigraphie des formations, cependant leur surfaces sont sub-parallèles aux surfaces des complexes métamorphiques. Étant donné que la valeur des facteurs qui contrôlent le métamorphisme augmente à mesure que les formations du géosynclinal s'épaississent et que les mouvements tangentiels s'accentuent, il en résulte que le métamorphisme s'est parachevé au cours d'une longue période de temps,

Institutul Geologic al României

de l'ordre des millions d'années, et qu'il est progressif, fait qui résulte de la variation de la composition chimique des grenats pyralspitiques et des biotites de différentes zones (isogrades) de métamorphisme.

Aussi a-t-on supposé que les isogrades se sont succédé au cours du métamorphisme de bas en haut, les paragenèses des minéraux se modifiant en fonction des conditions thermodynamiques. Des témoins en ce sens sont les inclusions de staurotide dans des porphyroblastes d'almandin, entourées à leur tour par des cristaux de sillimanite, que nous avons saisies dans les schistes cristallins de la série de Sebeş-Lotru des Monts Lotru. À l'appui de cette conclusion vient aussi la présence d'une large zone métamorphique, située entre les isogrades de la sillimanite et du disthène saisie par H â r t o p a n u (1973) dans la partie méridionale des Monts Sebeş, zone caractérisée par la paragenèse quartz-disthène-staurotide-almandin-biotite (-muscovite)-sillimanite ; ce dernier minéral est intimement enchevétré à la biotite, aux dépens de laquelle, selon toute vraisemblance, il se forme.

Dans les zones plus profondes, au niveau des isogrades du disthène et de la sillimanite, où la température est supérieure à 600°C (fig. 1) les roches sont affectées par des phénomènes d'anatexie partielle avec mobilisation des minéraux ,,facilement fusibles'' tels le quartz et les feldspaths. Ces solutions s'accumulent dans certains niveaux engendrant, dans différentes régions des Carpates et des Monts Apuseni, des complexes migmatiques d'origine anatectique (vénites) auxquels s'associent ordinairement des filons de quartz et des corps de pegmatites abondant en micas et en feldspaths.

Bien que les conditions thermodynamiques qui ont contrôlé le métamorphisme préassyntien fussent les mêmes dans toutes les régions du domaine carpatique, elles ont subi localement des modifications dues à la variation de la température, la pression se maintenant approximativement constante. Quoique locales, ces modifications jettent une lumière nouvelle sur la genèse des différents types de métamorphisme. Elles apparaissent en deux occurrences :

1. On observe qu'aux contacts des plutons synorogènes, dont l'intrusion a lieu approximativement en même temps que le métamorphisme régional — ce dernier commençant un peu avant — se sont constituées des roches schisteuses à foliation parallèle à celle des schistes cristallins de la région, mais présentant des associations de minéraux différentes de celles de ces derniers. Ainsi autour du corps de granitoïde de Buchin-Poiana des Monts Semenic (S a v u, 1969), au niveau de l'isograde staurotide-disthène, se constitue la paragenèse quartz-sillimanite-staurotide-almandin-muscovite-biotite. Autour du pluton de granotoïde de Sichevița (Banat), au niveau de l'isograde staurotide, se constitue la paragenèse quartz-andalousite-staurotide-almandin-biotite-muscovite-plagioclase, alors qu'au niveau de l'isograde de l'almandin se constitue la paragenèse quartz-cordiérite-biotite-muscovite-plagioclase. Dans les xénolithes du pluton de granitoïdes de Muntele Mare (Monts Gilău) et dans les schistes cristallins qui l'entourent au niveau de l'isograde de l'almandin

Institutul Geologic al României

se sont constituées les paragenèses quartz-sillimanite-cordiérite-almandin biotite-muscovite et quartz-andalousite-almandin-biotite-muscovite (D i m i t r e s c u, 1966).

La texture schisteuse de ces ,,roches de contact'' et l'orientation des minéraux, tels l'andalousite et la sillimanite, dans le plan de la foliation trahissent leur formation en conditions syncinématiques, concom-

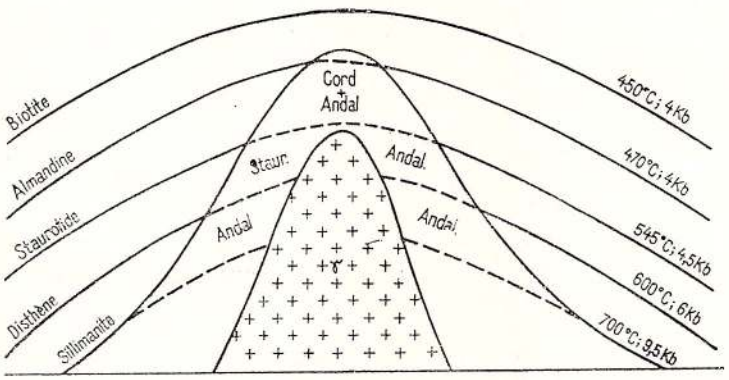


Fig. 2. — Succession des isogrades dans une structure anticlinale recoupée par un pluton de roches granitoïdes (γ) et les minéraux métamorphiques caractéristiques.

mitentes au métamorphisme et à l'intrusion du pluton de granitoïde. La montée sensible de la tempèrature jusqu'à 700 C due à la chaleur dégagée par les intrusions syncinématiques est responsable du fait que l'isograde de la sillimanite dépasse son niveau de métamorphisme régional s. str. et aboutit, comme la figure 2 le relève, jusqu'au niveau de l'isograde de la biotite. À la place des minéraux index, qui auraient pu être engendrés dans les conditions du métamorphisme régional normal, apparaissent d'autres minéraux stables dans les nouvelles conditions de température les paragenèses constituées à différents niveaux de pression étant tout à fait différentes de celles du reste de la région.

Ainsi dans l'isograde de la sillimanite les paragenèses ne se modifient pas car la température de l'intrusion est ordinairement égale à celle des schistes cristallins en voie de métamorphisme. Dans l'isograde du disthène, situé à une pression appréciable, apparaît l'association à sillimanite et andalousite ; en conditions spéciales le disthène se maintient en association avec l'andalousite et la sillimanite. Dans l'isograde de la staurotide ce minéral se maintient plus loin aussi dans les nouvelles conditions, étant selon toute vraisemblance le meilleur indicateur de pression ($P = 4{,}5-5$ kb) et le minéral le plus stable dans des conditions thermodynamiques variables, mais il apparaît en association avec la sillimanite, l'andalousite et éventuellement la cordiérite. Dans les isogrades de l'almandin et de la biotite, situés à un niveau de basse pression, se constituent des paragenèses à sillimanite, cordiérite $\pm$ andalousite. Les autres minéraux tels

Institutul Geologic al României

l'almandin, la biotite et la muscovite peuvent apparaître dans tous les isogrades mentionnés.

2. La seconde occurrence est l'apparition locale de quelques paragenèses à sillimanite, andalousite et cordiérite dans les schistes cristallins preassyntiens métamorphisés dans les conditions du métamorphisme de type barrowien, sans que ces zones soient en liaison directe avec un corps granitoïde synorogène.

Ainsi dans les Monts Plopiş (planche, 1), dans l'isograde du staurotide apparaissent des schistes cristallins avec la paragenèse quartz-andalousite-staurotide-almandin-biotite ; dans les Monts Lotru (planche, 2) dans l'isograde de la sillimanite se constitue la paragenèse quartz-sillimanite-cordiérite-feldspath potassique-almandin-biotite-muscovite. Dans le lambeau de recouvrement des Monts Godeanu, B e r c i a (sous presse) a mis en évidence dans l'isograde du disthène des associations avec sillimanite, andalousite et cordiérite.

Ces paragenèses qui dans l'aire du métamorphisme de type barrowien apparaissent sur des surfaces restreintes, peuvent elles aussi être expliquées à la lumière des conclusions ci-dessus signalées (fig. 2) même si elles ne sont pas en relation directe avec un corps granitoïde synorogène. Néanmoins dans tous les cas, la région où apparaissent ces roches est migmatisée. Selon toute vraisemblance les migmatites sont des artérites dues aux solutions granitoïdes dégagées des profondeurs qui font monter le régime thermique de la zone. Il est bien évident que dans tous les cas la composition chimique des roches a joué un rôle important quant à l'apparition de ces paragenèses.

Des données ci-dessus il s'ensuit qu'il y a des cas où le métamorphisme régional préassyntien du type de la série des faciès standard disthène-sillimanite peut présenter localement des transitions vers le métamorphisme intermédiaire de type Buchan voire même vers celui de type Abukuma (S a v u, 1970 a). Ces cas exceptionnels sont dûs à un type de métamorphisme de contact qui se manifeste dans les conditions du mouvement orogénique.

b) *P a r t i c u l a r i t é s d u m é t a m o r p h i s m e a s s y n t i e n t a r d i f*

Les schistes cristallins du cycle assyntien reposent sur les formations métamorphisées du cycle antérieur. Dans le domaine carpatique ils sont répandus dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales, dans l'autochtone danubien et dans la nappe gétique des Carpates Méridionales, dans les Monts Leaota et dans les Monts Apuseni. Dans l'avant-pays carpatique ils apparaissent en Dobrogea septentrionale et centrale où ils sont représentés par un complexe de schistes cristallins faiblement métamorphisés et par la „formation des schistes verts" anchimétamorphique (planche).

Ces schistes cristallins ont été métamorphisés durant la phase d'orogenèse assyntienne tardive, dont l'âge absolu, déterminé sur des miné-

Institutul Geologic al României

raux participant à la composition des schistes cristallins (V î j d e a, 1968) autant que sur des roches granitoïdes synorogènes qui achèvent ce cycle (G i u ş c ă et al., 1968 ; S o r o i u et al., 1970) est d'approximativement 500—550 m.a. Excepté l'autochtone danubien, dans toutes les régions mentionnées le métamorphisme régional a été généralement faible, se maintenant au niveau du faciès des schistes verts et du faciès albite-épidote-amphibolitique (D i m i t r e s c u, 1966 ; B e r c i a et B e r c i a, 1970 ; K r ă u t n e r et K r ă u t n e r, 1970).

Les plus caractéristiques paragenèses des roches silico-alumineuse d'origine pélitique de ces terrains métamorphiques sont :

(1) Quartz-muscovite-chlorite (-albite) ;
(2) Quartz-muscovite-biotite-albite ;
(3) Quartz-almandin-muscovite-biotite-plagioclase.

Ces paragenèses montrent que le métamorphisme se maintient au niveau des isogrades du chlorite, de la biotite et de l'almandin. Il y a lieu de remarquer que D i m i t r e s c u (1966) signale dans les Monts Apuseni la présence de la sillimanite et de l'almandin dans les roches affectées par les intrusions et les processus de migmatisation de cette phase métamorphique. La présence du chloritoïde dans quelques roches de la „formation des schistes verts" de la Dobrogea centrale (I a n o v i c i et al., 1967) nous fait présumer que le métamorphisme régional assyntien s'est généralement déroulé en conditions de moyenne pression.

Dans l'autochtone danubien des Carpates Méridionales (planche) le métamorphisme assyntien tardif se manifeste d'une manière tout à fait différente de celle des autres régions. Les séries cristallines situées à un niveau stratigraphique supérieur, telles la série de Vulcan et la série de Măgura, développées dans la partie septentrionale de l'autochtone danubien, présentent un faible métamorphisme, caractérisé par des paragenèses de minéraux similaires à ceux décrits dans les autres séries cristallines assyntiennes [4].

(4) Quartz-albite-muscovite-chlorite ;
(5) Quartz-albite-épidote-biotite.

Longeant vers le sud la vallée du Jiu, la série de Drăgşan et tout spécialement la série de Lainici-Păiuş montrent un métamorphisme de plus en plus avancé à mesure que les processus de migmatisation artéritique et l'intensité de manifestation du plutonisme synorogène s'accentuent (planche), en passant par l'isograde de l'almandin et aboutissant à l'isograde de la sillimanite, dont les paragenèses caractéristiques sont :

(6) Quartz-almandin-plagioclase-biotite-muscovite ;

[4] Dans la partie de SW de l'autochtone danubien la situation est encore moins claire car à partir de la ligne tectonique préhercynienne de Izvoarele Motrului-Iscroni on ne connaît pas avec précision si la série de Poiana Mraconia et les autres formations, à métamorphisme plus avancé de cette région, sont des equivalents de la série de Lainici-Păiuş ou si elles représentent une série du soubassement préassyntien du géosynclinal, étant donné que ces formations contiennent, par endroits, des paragenèses à disthène et staurotide (B e r c i a, 1968 ; I a n c u, 1974 ; B e r z a, S e g h e d i, sous presse).

Institutul Geologic al României

(7) Quartz-sillimanite-cordiérite (pinite)-almandin-biotite-muscovite-feldspath pertitique-plagioclase ;

(8) Quartz-sillimanite-cordiérite-andalousite-almandin-biotite (-muscovite).

Les roches dolomitiques de l'isograde de la sillimanite laissent voir des paragenèses à forstérite et clinopyroxènes et certaines amphibolites montrent des parogenèses à diopside.



Fig. 3. — Gneiss à porphyroblastes de sillimanite (blanche) orientée parallèlement à l'axe de la structure anticlinale majeure. Monts Vulcan.

Les paragenèses de ces schistes cristallins, dont font défaut la staurotide et le disthène, indiquent un métamorphisme de basse pression, fait constaté localement aussi dans les auréoles des granitoïdes synorogènes préassyntiens. La structure des roches à porphyroblastes allongés de sillimanite (fig. 3) orientés parallèlement aux axes des structures anticlinales et aux axes des plutons de granitoïde synorogènes localisés ordinairement dans la zone axiale de ces structures, dénote que ces schistes cristallins ont été métamorphisés durant la formation des structures anticlinales et concomitemment avec l'intrusion des plutons synorogènes.

Ces processus se sont déroulés dans les conditions d'un métamorphisme de type particulier, qui a résulté du métamorphisme régional assyntien tardif contrôlé par la température dégagée des plutons granitoïdes en ascension et par les solutions migmatiques responsables de la montée du gradient géothermique du géosynclinal jusqu'à 50—60°/km fait qui résulte de la figure 4 (S a v u et al., 1973). À ce métamorphisme

Institutul Geologic al României

on a donné le nom de métamorphisme de type danubien ou de métamorphisme de contact syncinématique régional (S a v u, 1970 b).

En déterminant le niveau stratigraphique des formations on a établi que si le métamorphisme régional s. str. à lui seul avait affecté les schistes cristallins, ceux-ci auraient été métamorphisés dans les conditions des isogrades de la biotite et de l'almandin. En corrélant ces données avec la

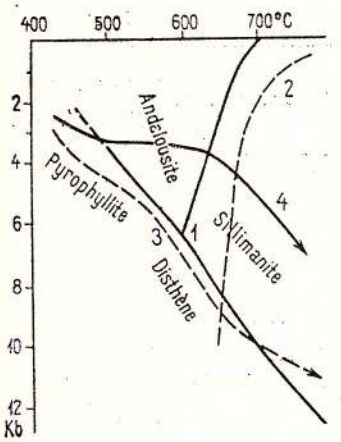


Fig. 4. — Diagramme $P-T$ concernant le métamorphisme de type danubien.
1, point triple (A l t h a u s, 1967); 2, courbe de la fonte du granite (T u t t l e et B o w e n, 1958); 3, courbe du métamorphisme de type barrowien (S a v u, 1969); 4, courbe du métamorphisme de type danubien (S a v u et al., 1973).

température à laquelle se forme la sillimanite on a conclu que le métamorphisme de type danubien s'est déroulé dans des conditions thermodynamiques où la température a touché 700°C et la pression s'est maintenue autour de 4—5 kb. La surface des isogrades de ce type de métamorphisme est discordante à la surface des complexes stratigraphiques.

Le métamorphisme de type danubien se distingue du métamorphisme de contact s. str. dont les conditions de formation ont été récemmant discutées par R e v e r d a t t o et al. (1970), du fait qu'il s'est manifesté sous pression et en conditions syncinématiques (stress) et du métamorphisme régional s. str. par la montée inaccoutumée de la température dans le niveau lithostatique dans lequel il se produit. La position de ce type de métamorphisme par rapport aux autres types est figurée dans le tableau 3.

Vu ses particularités, le métamorphisme de type danubien approche des autres types de métamorphisme de basse pression (Abukuma) décrits par M i y a s h i r o (1961) et H i e t a n e n (1967); néanmoins de tous ces types de métamorphisme il approche peut-être devantage, quant à sa manière de se manifester, du type pyrénéen décrit par G u i t a r d (1970).

Donc, dans ce cas, tout comme dans le cas du métamorphisme préassyntien, sur le fond général d'un métamorphisme régional de pression moyenne et de température variable, en certaines conditions se développe un métamorphisme de basse pression et de température élevée.

Institutul Geologic al României

c) *Particularités du métamorphisme hercynien*

Dans toutes les régions où ils apparaissent les schistes cristallins paléozoïques (Ordovicien-Carbonifère inférieur) reposent transgressivement sur les formations des cycles antérieurs. Dans les Carpates Orientales ceux-ci sont représentés par la série de Repedea (Kräutner, 1970),

TABLEAU 3

Corrélations entre les principaux types de métamorphisme

Métamorphisme	Facteurs		Conditions $P-T$	Types reconnus	Séries des faciès standard
	Stress + gradient géothermique	Magmatiques			
Contact	—	Intrusions post-orogéniques	$P = 0$ ou très faible $T =$ très elevée	Mull Banatitique	—
Contact syncinématique	Stress + gradient géothermique élevé	Intrusions synorogéniques	$P =$ modérée à élevée $T =$ élevée (variable)	Abukuma Pyréneen Danubien	Andalousite-sillimanite
Régional	Stress + gradient géothermique faible	—	$P =$ variable $T =$ variable	Barrowien Pré-assyntien. Semenic	Disthène-sillimanite

dans les Carpates Méridionales par la série de Tulişa (Pavelescu, 1953) et quelques autres séries équivalentes de l'autochtone danubien et de la nappe gétique telles les séries des Monts Poiana Ruscă et de Banat (Maier, 1974), et dans les Monts Apuseni par la série de Păiuşeni (Savu, 1962) et quelques autres séries de ce même âge. Dans la zone labile de la Dobrogea de N, les formations paléozoïques sont représentées par des dépôts sédimentaires fossilifères montrant un anchimétamorphisme.

Dans le domaine carpatique les séries constituées par des métaconglomérats, des quartzites, phyllites, calcaires et dolomies cristallies, autant que par des roches métaéruptives basiques et acides présentent le plus faible degré de métamorphisme des Carpates de Roumanie, étant métamorphisées dans les conditions du faciès des schistes verts.

Le métamorphisme régional hercynien qui a affecté ces séries cristallines est généralement de type barrowien. En considérant dans ce cas

Institutul Geologic al României

aussi les formations silico-alumineuses d'origine pélitique, le métamorphisme hercynien est caractérisé par les paragenèses suivantes, rencontrées partout dans les phyllites paléozoïques :

(1) Quartz-séricite (muscovite)-chlorite-albite ;

(2) Quartz-séricite (muscovite)-albite.

Moins souvent, comme par exemple dans le massif de Drocea des Monts Apuseni on rencontre dans les phyllites la paragenèse (S a v u, 1962) :

(3) Quartz-muscovite (paragonite)-chloritoïde-albite (oligiste).

Dans les Monts Poiana Ruscă, où l'empilement de schistes cristallins paléozoïques, constitué par plusieurs séries, présente une épaisseur d'approximativement 14 000 m, l'intensité du métamorphisme régional progressif de type barrowien augmente dans les complexes inférieurs jusqu'au sub-faciès à biotite (M u r e ş a n, 1973). Ce métamorphisme dans les roches pélitiques se caractérise par la paragenèse suivante :

(4) Quartz-muscovite-chlorite-biotite.

Généralement, dans les Carpates l'orogenèse hercynienne n'a pas été accompagnée d'intrusions granitoïdes. Dans le massif de Highiş et de Drocea des Monts Apuseni les schistes cristallins paléozoïques métamorphisés dans les conditions de l'isograde du chlorite sont traversés par des intrusions granitoïdes et alcalines paléozoïques.

Les formations paléozoïques de la Dobrogea sont elles-aussi traversées par des intrusions de roches granitoïdes chalco-alcalines et alcalines-hercyniennes.

Autour de ces plutons se sont constituées des auréoles de contact syncinématiques, ordinairement minces, qui ont été affectées par de faibles processus de migmatisation artéritique. Tout spécialement dans les Monts Apuseni ont été engendrés des schistes de contact à biotite et foliation évidente, à métamorphisme plus intense que celui déterminé par le métamorphisme régional s. str. dans les formations métamorphiques encaissantes. Dans les roches silico-alumineuses d'origine pélitique se sont constituées les paragenèses suivantes (S a v u, 1965) :

(5) Quartz-(±albite)-muscovite-biotite ;

(6) Quartz-albite-épidote-muscovite-biotite.

Parfois au contact des filons tardifs de granites hercyniens, postcinématiques, dans les roches d'origine pélitique se sont constituées des cornéennes à cordiérite, engendrées en conditions statiques, quand le stress avait disparu. Ce fait a permis la formation de certaines roches à texture massive caractéristiques, dépourvues de foliation, qui approchent sensiblement des cornéennes constituées au contact des intrusions alpines.

Toutes ces observations confirment elles aussi, que dans les conditions de faible métamorphisme se manifestent aussi des interactions entre le métamorphisme régionale et le métamorphisme de contact manifesté en conditions syncinématiques.

Institutul Geologic al României

Conclusions

Des données ci-dessus présentées il en résulte que les schistes cristallins d'âge archéen-carélien du soubassement de l'avant-pays carpatique constituent deux provinces métamorphiques dont l'une archéenne largement migmatisée et l'autre carélienne caractérisée par des processus de métamorphisme de basse pression.

Les géosynclinaux préassyntiens, assyntiens et hercyniens qui se sont succédés dans le domaine carpatique, et partiellement aussi dans la zone labile intracratonique de la Dobrogea, se caractérisent par une sédimentation intense qui a engendré d'importants empilements de sédiments.

Généralement dans ce géosynclinal le gradient géothermique est faible, sa valeur se maintenant, dans l'ensemble, autour de 25°/km. Aussi le métamorphisme régional progressif préassyntien, assyntien tardif et hercynien ne se manifeste-t-il que si les formations sédimentaires ont touché des épaisseurs appréciables, et en conséquence ne se déroule-t-il qu'en conditions de moyenne et haute pression et dure une très longue période de temps.

Trois provinces métamorphiques carpatiques-préalpines se sont constituées, notamment : préassyntienne (dalslandienne), assyntienne et hercynienne, caractérisées par un métamorphisme de type barrowien, présentant cependant chacune des particularités bien distinctes.

En même temps que le métamorphisme régional progressif et que le plissement des formations des trois cycles tectonomagmatiques, dans chacun de ces cycles se manifeste un plutonisme synorogène qui a conduit à la formation de quelques importants massifs granitoïdes syncinématiques, accompagné souvent par des processus de migmatisation artéritique.

Sous l'influence de la chaleur dégagée par ces plutons, par les solutions migmatiques artéritiques et par la source de formation du magma granitoïde, dans les niveaux profonds de l'écorce terrestre, les conditions de température du métamorphisme régional de type barrowien sont modifiées. Le gradient géothermique aboutit à 50—60°/km et la pression se maintient approximativement constante. Ces changements dans l'évolution normale du métamorphisme régional présentent un caractère local durant le cycle préassyntien et se maintiennent autour des corps granitoïdes de faibles dimensions ou apparaissent sous forme de „dômes thermiques" (S a v u, 1972) dans les parties migmatisées surjacentes ; ces phénomènes prennent une ampleur régionale au cours des mouvements assyntiens tardifs, tout spécialement dans le domaine de l'autochtone danubien, où le plutonisme synorogène est de beaucoup plus actif.

Dans ces conditions prend naissance un type particulier de métamorphisme, notamment — le métamorphisme de contact syncinématique de haute température — local ou régional (métamorphisme de type danubien). Sous l'influence de ce type de métamorphisme, à différents niveaux de pression lithostatique se sont constitués les schistes cristallins à paragenèses de minéraux qui caractérisent le métamorphisme intermédiaire de type Buchan ou celui de basse pression de type Abukuma et Pyrénéen.

Institutul Geologic al României

Voilà pourquoi les produits du métamorphisme de basse pression envisagés à l'échelle du domaine carpatique apparaissent sous forme de petits îlots ou de subprovinces (autochtone danubien) formés sur le vaste fond des deux provinces métamorphiques de moyenne et haute pression.

Le métamorphisme hercynien, dont l'intensité se maintient dans les conditions du faciès des schistes verts, est lui-aussi de type barrowien. Dans les Monts Highiş-Drocea où les schistes cristallins sont traversés par des intrusions granitoïdes hercyniennes se sont constituées des auréoles, de faibles dimensions, de schistes de contact syncinématiques, à foliation évidente, dans lesquelles le métamorphisme est plus accusé que celui régional s. str. est dans lesquelles apparaissent des paragenèses à biotite, et très rarement à cordiérite.

Les phénomènes ci-dessus décrits ont parfaitement démontré que durant l'évolution d'une zone à mobilité prolongée, telle celle des Carpates, formée sur les marges de la plaque continentale est-européenne, au cours de n'importe quel cycle tectonomagmatique ont eu lieu des processus d'interaction entre le métamorphisme régional et le métamorphisme de contact syncinématique. Les produits de ces processus dépendent des facteurs qui contrôlent les deux types de métamorphisme, c'est-à-dire de leur intensité, et évidemment de la composition chimique des roches et des solutions migmatiques.

BIBLIOGRAPHIE

Althaus E. (1967) The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. *Contr. Miner. and Petrol.*, 16, 1, p. 29—44. Berlin.

Bercia I. (1968) Text explicativ la Harta R. S. România scara 1 : 200 000, foaia Baia de Aramă. Inst. Geol. Bucureşti.

Bercia I. (sous presse) Metamorfitele din partea centrală şi de sud a masivului Godeanu.

Bercia I., Bercia Elvira (1970) Contribuţii la cunoaşterea geologiei regiunii Vatra Dornei—Iacobeni (Carpaţii Orientali). *An. Inst. Geol.* XXXVIII, p. 7—50. Bucureşti.

Berza T., Seghedi Antoaneta (sous presse) Asupra prezenţei distenului în complexul amfibolitic al seriei de Drăgşan din bazinul Motrului.

Borcoş M., Dimitrescu R. (1969) Contribuţii la determinarea condiţiilor fizice ale metamorfismului regional din Munţii Apuseni. *Stud. Cercet. Geol.*, 14, 2, p. 363—374. Bucureşti.

Codarcea-Dessila Marcela (1967) La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines. *Rev. roum. de Géol. Géophis. et Géogr., série de Géologie.*, 12, 1, p. 57—63. Bucureşti.

Dimitrescu R. (1966) Muntele Mare, studiul geologic şi petrografic. *An. Com. Stat. Geol.* XXXV, p. 165—236. Bucureşti.

Eskola P. (1920) The Mineral Facies of Rocks. *Norsk. Geol. Tidsskr.* 6, 4, p. 143—194. Oslo.

Ghika-Budeşti St. (1940) Les Carpates Meridionales Centrales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, p. 175—220. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Giuşcă D., Ianovici V., Mînzatu Silvia, Soroiu M., Lemne Maria, Tănăsescu Anca şi Ioncică Magdalena (1967) Asupra vîrstei absolute a formaţiunilor cristaline din vorlandul orogenului carpatic. *Stud. Cercet. Geol.* 12, 2 p. 287—296. Bucureşti.

Giuşcă D., Savu H., Borcoş M. (1968) La stratigraphie des schistes cristallins des Monts Apuseni. *Rev. Roum. Geol.* 12, 2, p. 143—159. Bucureşti.

Giuşcă D., Savu H., Bercia I. and Kräutner H. (1969) Sequence of Tectonomagmatic pre-Alpine Cycles on the Territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Scient. Hung.* 13, p. 221—234. Budapest.

Guitard G. (1970) Le métamorphisme hercynièn mésozonal du massif du Canigou (Pyrénées orientales) *Mémoires du B.R.G.M.*, 63. Paris.

Hietanen Anna (1967) On the Facies Series in Various Types of Metamorphism. *J. Geol.*, 75, 2, p. 187—214. Chicago.

Hârtopanu I. (1973) Rocile cu sillimanit din munţii Sebeş. *D. S. Inst. Geol.*, LIX, 1, p. 193—206. Bucureşti.

Iancu Viorica (1974) Consideraţii privind geologia formaţiunilor metamorfice şi a rocilor granitoide asociate din zona Vîrful lui Stan — pîrîul Paltinului (Munţii Cernei). *D. S. Inst. Geol.* LX, 1, p. 87—108. Bucureşti.

Ianovici V., Giuşcă D. (1961) Date noi asupra fundamentului cristalin al Podişului Moldovenesc şi al Dobrogei. *Stud. Cercet. Geol.* VI, 1, p. 153—160. Bucureşti.

Ianovici V., Ionescu C., Ignat V. şi Codarcea Venera (1967) Studiul proceselor de deformare plastică a şisturilor verzi din Dobrogea centrală. *Stud. Cercet. Geol.* 12, 1, p. 31—39. Bucureşti.

Kalmar I. (1971) Asupra unor roci amfibolice din masivul Preluca. *D. S. Inst. Geol.* LVIII, 1, p. 221—241. Bucureşti.

Kräutner H. (1970) Die hercynische Geosynklinalerzbildung in den rumänischen Karpaten und ihre Beziechung zu der hercynischen Metallogenese Mitteleuropas. *Miner. Deposita*, 5, p. 323—344. Berlin.

Kräutner H. G., Kräutner Florentina (1970) Formaţiunile cristaline din versantul nordic al masivului Rodna. *D. S. Com. Stat. Geol.* LV, 1, p. 173—196. Bucureşti.

Maier O. W. (1974) Studiul geologic şi petrografic al masivului Locva. *Stud. Tehn. Econ.*, seria I, 5, p. 1—173. Bucureşti.

Miyashiro A. (1961) Evolution of Metamorphic Belts. *J. Petrology* 2, 3, p. 277—311. Oxford.

Mureşan M. (1973) Formaţiunile epimetamorfice din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă (Carpaţii Meridionali). *An. Inst. Geol.* XLII, p. 7—337. Bucureşti.

Pavelescu L. (1953) Studiul geologic şi petrografic al regiunii centrale şi de SE a munţilor Retezatului. *An. Com. Geol.* XXV, p. 119—210. Bucureşti.

Pavelescu L. (1957) Contribuţii la studiul unor eclogite din Munţii Sebeş. *Bul. Acad. R.P.R.*, II, 1, p. 187—200. Bucureşti.

Pavelescu L., Maier O., Kräutner H., Mureşanu M., Kräutner Florentina (1964) Structura şi stratigrafia şisturilor cristaline din regiunea Ruşchiţa (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol.* XXXIV, 1, p. 115—157. Bucureşti.

Reverdatto V. V., Sharapov V. N., Melamed V. G. (1970) The Controls and Selected Peculiarities of the Origin of Contact Metamorphic Zonation. *Contr. Mineral. and Petrol.* 29, 4, p. 310—337. Berlin.

Institutul Geologic al României

Savu H. (1969) Sur les conditions thermodynamiques qui ont controlé la genèse des zones métamorphiques des Monts Semenic. *Acta Geol. Acad. Sc. Hung.* 13, p. 323—329. Budapest.

Savu H. (1970, a) Stratigrafia şi izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din Munţii Semenic. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, p. 223—311. Bucureşti.

Savu H. (1970, b) Structura plutonului granitoid de Susiţa şi relaţiile sale cu formaţiunile autohtonului danubian (Carpaţii Meridionali). *D. S. Inst. Geol.*, LVI, 5, p. 123—153. Bucureşti.

Savu H. (1972) Pre-Hercynian Types of Metamorphism in Romania and their Relationships to the Synorogenic Plutonism. Précambrien des zones mobiles de l'Europe. Conférence de Liblice 29 mai—5 (7) juin 1972 (résumés), p. 19—20. Liblice (sous presse).

Savu H. (1973) Stratigrafia, tectonica şi metamorfismul formaţiunilor din etajul superior al Precambrianului mediu din regiunea Bozovici (Banat). *Stud. Cercet. Geol., Geofiz., Geogr. seria Geol.*, 18, 1, p. 13—28. Bucureşti.

Savu H., Micu C. (1964) Contribuţii la cunoaşterea geologiei şi petrografiei părţii centrale a Munţilor Semenic *D. S. Com. Geol.* XLIX, 1, p. 39—50. Bucureşti.

Savu H., Schuster A. C. (1971) Structura şi petrologia şisturilor cristaline din regiunea Şinca Nouă-Holbav (Munţii Făgăraş). *D. S. Inst. Geol.* LVII, 1, p. 89—114. Bucureşti.

Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa (1973) Faciesurile granitoidelor din plutonul tardeorogen de la Cărpiniş-Novaci (Munţii Parîng); petrologia şi geochimia lor. *An. Inst. Geol.* XXXX, p. 225—305. Bucureşti.

Savul M. und Pomîrleanu V. (1960) Paleogeotermisches Profil in den Ostkarpathen den differenzierten Quartz der Kristallinen Schieffer betreffend. *Anal. St. Univ. „Al. I. Cuza"* Iaşi, *secţ. II, şt. nat.*, VI, 2, p. 335—344. Iaşi.

Soroiu M., Popescu G., Gherasi N., Arsenescu V. and Zimmermann P. (1970) K — Ar Dating by Neutron Activation of some Igneous and Metamorphic Rocks from the Southern Branch of the Romanian Carpathians. *Eclogae Geol. Helvet.* 63, 1, p. 323—334. Berna.

Streckeisen A. (1968) Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpathen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 48, 3, p. 751—780. Basel.

Turner F. J. (1949) Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks. *Geol. Soc. Amer., Memoir* 30. New York.

Tuttle O. F. and Bowen N. L. (1958) Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $NaAlSi_3O_8$—K Al Si_3O_8—SiO_2—H_2O. *Geol. Soc. Amer., Memoir* 74. New York.

Vijdea Eleonora (1968) Contribuţii privind datarea unor galene din R.P.R. pe baza determinării compoziţiei lor izotopice. *D. S.Com. Stat Geol.* LIII, 3, p. 397—410. Bucureşti.

Winkler H. G. F. (1970) Abolition of Metamorphic Facies; Introduction of the four Division of Metamorphic Stage and of a Classification Based on Isogrades in Common Rocks. *N. Jb. Miner. Mh.* 5, p. 189—248. Stuttgart.

107086

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

H. SAVU

DISTRIBUTION DES TYPES DE MÉTAMORPHISME PRÉALPIN SUR LE TERRITOIRE DE LA ROUMANIE

0 25 50 75Km.

R. P. d'HONGRIE

U.

R.

Preluca

Mts. Rodna

CARPATES ORIENTALES

Mts. Piatra Craiului

MTS. APUSENI

Mts. Gilău

PLATEFORME MOLDAVE

S. Prut

IAŞI

a

Epidote

Clinozoisite

Clinopyroxène

b

Chlorite

Biotite

Almandin

Staurotide

Sillimanite

c

Biotite

Almandin

Staurotide

Staurolite + Disthène

Zone migmatique

CARPATES MÉRIDIONALES

Mts. Sebeş

Mts. Lotru

Mts. Făgăraş

Autochtone

3

BANAT

Mts. Semenic

R. S. F. d'YUGOSLAVIE

d

St + Di

St

Disthène

Silim.

Staurot. + Dist.

Staurolide

Biotite

Almandin

PLATEFORME MOESIENNE

BUCUREŞTI

DOBROGEA

CONSTANŢA

MER NOIRE

Danube

R. P. de BULGARIE

LÉGENDE

1 Formations alpines

2 Granitoides hercyniens

3 Métamorphisme hercynien

4 Granitoides assyntiens (baïkaliens)

5 Métamorphisme assyntien tardif; a. Métamorphisme de type danubien.

6 Granitoides préassyntiens

7 Métamorphisme préassyntien ; 1-3. andalousite ± cordierite ± staurotide ± sillimanite

8 Isograde (Biotite)

9 Faille

10 Faille de chevauchement

11 Charriage alpin

12 Axe de synclinal

13 Axe d'anticlinal

14 a-d Schémas des isogrades

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor

Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME XLVI

Institutul Geologic al României