

INSTITUTUL GEOLOGIC
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA I

Mineralogie—Petrografia

Nr. 10

STUDIU GEOLOGIC AL REGIUNII
VALEA PUNTEI—GIUMALĂU

DE

VIOREL ERHAN

BUCUREŞTI
1974



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorului**



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA I

Mineralogie – Petrografie

Nr. 10

STUDIUL GEOLOGIC AL REGIUNII VALEA PUTNEI–GIUMALĂU

D E

VIOREL ERHAN

BUCUREŞTI
1974



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

STUDIUL GEOLOGIC AL REGIUNII VALEA PUTNEI—GIUMALĂU (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

VIOREL ERHAN²

Abstract

The Geological Study of Putna Valley-Giumalău Region (The East Carpathians). Putna Valley-Giumalău region is constituted, in its most part, of crystalline rocks, and subordinately of basic magmatic rocks and Mesozoic sedimentary formations. The crystalline rocks belong to two metamorphic series, normally superposed: a mesometamorphic series and an epimetamorphic one. The mesometamorphic rocks resulted from the metamorphism, in the conditions of the almandine-amphibolitic facies both of some pelito-psammitic deposits pierced by magmatic rocks of the granodiorites, diorite quartzites or plagiogranites type, which occurred as lenticular bodies, and of some early intrusive veins or sheets of basic lavas. The epimetamorphic rocks result from the metamorphism, in the green schist facies, of some pelito-psammitic sediments, which alternated with lava flows of an acid and intermediate composition, and tufts and tuffites. The Mesozoic sedimentary formations, represented by conglomerates sandstones, dolomitic limestones and jaspers are transgressively and unconformable overlying the crystalline schists. The eruptive rocks occur as vein effusive and intrusive bodies (sills and dykes) in the mass of the crystalline schists, being represented by diabases, porphyritic diabases, dolerites, spilites and camptonites.

TABLA DE MATERII

Abstract	3
I. Introducere	5
Istoricul cercetărilor geologice	7
II. Geologia regiunii	13
A. Formațiunile cristalofiliene	14

¹ Teză de doctorat susținută la 18 aprilie 1970, la Facultatea de biologie-geografie, Universitatea „Al. I. Cuza” din Iași.

² Facultatea de biologie-geografie, Universitatea „Al. I. Cuza” Iași.



1. Seria de Bistrița Barnar	14
a) Paragnaise	14
b) Micașisturi	17
c) Amfibolite	17
d) Calcare dolomitice cristaline	24
2. Seria gnaiselor de Rărău	28
a) Șisturi cuarțitice micacee cu granat	29
b) Micașisturi cu granat	31
c) Paragnaise micacee cu granat	32
d) Gnaise oculare	33
e) Amfibolite	42
Studiul chimic al granaților	43
3. Seria epimetamorfică de Tulgheș	46
Complexul inferior terigen	47
a) Șisturi cuarțito-sericitice și sericito-cloritice	47
b) Șisturi grafitoase	52
c) Cuarțite negre grafitoase	53
d) Cuarțite cenușii rubanate	54
e) Șisturi cuarțito-sericitice cu muscovit ± biotit	55
f) Șisturi sericitice cu calcit	55
g) Porfiroide biotitice	55
Complexul median sedimentogen-vulcanogen acid	56
a) Șisturi cuarțitice sericito-cloritice cu albă	56
b) Cuarțite cenușii și albe	58
c) Șisturi albitive cu epidot și zoizit	59
d) Rocă carbonatace cristaline	61
e) Porfiroide	64
Complexul superior tufogen bazic și grafito-calcaros	73
a) Șisturi verzi clorito-albitice-epidotice	73
b) Șisturi clorito-amfibolice	74
c) Calcare cristaline	74
Considerații generale asupra chimismului formațiunilor cristalo-filiene	76
Filoane de cuarț	79
III. Geotermometrie	83
a) Considerații generale	83
b) Studiu incluziunilor	86
c) Determinarea temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide primare din formațiunile cristalo-filiene	87
1. Seria de Bistrița-Barnar	87
2. Seria gnaiselor de Rărău	92
3. Seria epimetamorfică de Tulgheș	96
B. Formațiuni sedimentare	106
1. Triasicul	106
a) Werfenian inferior (conglomerate și gresii)	106
b) Werfenian superior (calcare negre)	109



c) Werfenian superior-Anisian (calcare dolomitice și dolomite calcaroase	112
d) Ladinian (calcare)	117
e) Rheițian (calcare)	119
2. Jurasicul	120
a) Callovian-Oxfordian (depozite silicioase)	121
b) Kimmeridgian-thitonic (depozite detritice grezoase)	122
3. Cuaternarul	123
C. Formațiuni eruptive bazice	124
1. Corpuri efusive	124
2. Corpuri filoniene	127
a) Diabaze	129
b) Diabaze porfirice	130
c) Dolerite	130
d) Chimismul rocilor eruptive bazice filoniene	131
V. Tectonica regiunii	135
Bibliografie	143
Rezumat	151

I. Introducere

Regiunea Valea Putnei-Giumalău care constituie obiectul prezentei lucrări, face parte din zona cristalino-mezozoică a părții de nord a Carpaților Orientali. Administrativ ea aparține județului Suceava, fiind situată în raza localităților Botoș, Fundul Moldovei, Pojorita, Valea Putnei, Mestecăniș, Rusca, Călinești și Chirilu. Regiunea este delimitată în partea de N—NV de pîrul Delnița; în partea de E—NE de flancul intern al cuvetei marginale mezozoice; în partea de sud, de rîul Bistrița, din aval de Cheile Bistriței pînă în amonte de confluența pîrului Rusca cu Bistrița în dreptul satului Rusca; în partea de V—SV de pîrul Rusca de la confluența cu Valea Bistriței pînă la izvoare, continuînd pe culmea ce constituie cumpăna apelor care desparte bazinul văii Bistrița de bazinul văii Moldova, începînd de la Pioana Ticșeni pe la Poiana Fierului, pasul Mestecăniș, vîrful Mestecăniș pînă la Orata. Din punct de vedere geomorfologic, regiunea are un aspect muntos, caracterizîndu-se printr-un relief foarte fragmentat de natură tectono-erozivă, cu o dispoziție paralelă a culmilor, a căror orientare generală este NNV—SSE, conformă cu structura întregului lanț muntos ce constituie Carpații Orientali, din care se desprind lateral culmi secundare. Se observă în general manifestări ale eroziunii diferențiale, datorită prezentei rocilor de durități diferite. Rocile mai dure constituie punctele mai proeminente ale reliefului, determinînd importante rupturi de pantă acolo unde apar pe versanți. Maximum de înălțime este



atins de vîrful Giumalău (1857 m). Minimum de înălțime este situat în albia Moldovei la localitatea Pojorita (750 m). Din harta energiei reliefului întocmită de Morariu et. al. (1957) reiese că unitatea studiată se încadrează în limitele unei energii de relief de 400–1000 m. Fragmentarea orizontală a reliefului (densitatea fragmentării reliefului) este relativ mare, fiind cuprinsă în limitele: 500–700 m în nord-est și 700–900 m, în rest (Morariu et al. 1959). Acest fapt se explică prin existența unui număr mare de torenți și văi secundare care compartimentează versanții principali. Se remarcă existența în regiune a două nivele de eroziune și anume: un nivel în jurul înălțimii de 1500–1600 m, corespunzător Poienii Ciungilor și un al doilea nivel în jurul înălțimii de 1100–1200 m corespunzător Obcinei Arseneasa.

Rețeaua hidrografică este tributară râurilor Moldova și Bistrița. Râul Moldova în cadrul perimetrlui cercetat are direcția generală NV–SE, având prin urmare caracter longitudinal. Afluenții mai importanți ai Moldovei de pe partea dreaptă, pîrîul Delnița, pîrîul Colacul, pîrîul Arsenesa, pîrîul Valea Putnei, au direcția de curgere SV–NE, iar cei de pe partea stîngă, pîrîul Moroșan, pîrîul Tonigărești, pîrîul Timonului, pîrîul Robului (Tunsului) și pîrîul Cailor au direcția NE–SV. Se remarcă deci, că atât afluenții de pe partea dreaptă cât și cei de pe partea stîngă ai Moldovei prezintă cursuri transversale, secționind astfel diversele formațiuni geologice. Rîul Bistrița care limitează în partea de sud regiunea cercetată are direcția SV–NE secționînd în majoritatea cazurilor structurile întinute. Numai afluenții de pe partea stîngă a rîului Bistrița străbat perimetru cercetat. Mai importanți sunt: pîrîul Rusca, pîrîul Călugărului, pîrîul Arseneasa, pîrîul Colbului etc., a căror direcție generală este NNV–SSE. Rîurile Bistrița și Moldova precum și afluenții lor, deoarece traversează roci de durată diferite, au largimea văilor variaabilă. În unele secțoare apar adevărate chei, ca cele de pe pîrîul Delnița săpate în cuarțite, cele din pîrîul Colacului săpate în porfiroide, cele de pe pîrîul Arseneasa săpate în amfibolite, precum și Cheile Bistriței din aval de Zugreni.

Rețeaua hidrografică se caracterizează, în general, printr-un curs permanent cu debit constant. Există totuși și numeroase văi torențiale care la rîndul lor fragmentează relieful. Este evident că apele curgătoare au jucat un rol însemnat în modelarea reliefului acestei regiuni.

În ceea ce privește vegetația, regiunea este în întregime acoperită de păduri de conifere și mai puțin de finețe și pășuni. Acest lucru face ca deschiderile geologice să fie destul de rare, fiind cantonate în special pe cursurile de apă și văile torențiale și mai rar pe creste.



Studiul acestei regiuni a fost posibil datorită sprijinului acordat de conducerea Universității „Al. I. Cuza” din Iași, care mi-a pus la dispoziție fondurile necesare pentru deplasarea pe teren, cît și materialele și aparatula pentru lucru în laborator.

Primele îndrumări privind cercetarea de teren și laborator le-am primit de la mult regretatul prof. acad. M. S a v u l, cu care am făcut primele ieșiri pe teren și totodată prima cunoștință cu zona cristalină din diferitele sectoare ale munților Bistriței. De aceea, aducând modesta mea contribuție la cunoașterea unei regiuni atât de îndrăgită de ilustrul meu profesor, gîndul meu de recunoștință se îndreaptă spre cel care mi-a oferit neprețuitul său sprijin.

La fel de îndatorat mă simt și față de prof. dr. docent R. D i m i t r e s c u, conducătorul meu științific, căruia îi exprim nerămurita mea recunoștință pentru deosebita bunăvoie pe care m-a îndrumat în determinările petrografice, precum și la întocmirea și redactarea acestei lucrări.

Tin să mulțumesc și pe această cale prof. dr. docent N. M a c a r o v i c i pentru bunăvoie și îndrumările pe care mi le-a acordat.

O deosebită recunoștință nutresc pentru prof. dr. docent O. Nichita de la Institutul Politehnic din Iași din partea căruia, încă de la începutul pregătirii mele geologice, m-am bucurat de un prețios sprijin științific și de încurajări părintești.

Un sprijin deosebit de valoros am primit din partea lui G h. B e n d e s c u, șeful atelierului de mecanică fină de la Universitatea din Iași, care a conceput și a dirijat construirea instalației de determinări geotermometrice, fapt pentru care îi exprim cele mai călduroase mulțumiri.

Mulțumesc din inimă cadrelor didactice și personalului tehnic de la laboratoarele de mineralogie, geologie și geografie ale Universității din Iași, care m-au sprijinit în vederea întocmirii acestei lucrări.

Istoricul cercetărilor geologice

Carpații Orientali în ansamblul lor, dar mai ales unitatea centrală, din care face parte și perimetru cercetat de noi, au constituit obiectul de studiu a numerosi cercetători încă de la începutul secolului trecut.

Primele observații geologice aparțin unor geologi străini și au un caracter informativ, referindu-se la constituția petrografică și mineralogică a șisturilor cristaline. Astfel, L i l i e n b a c h (1834) cu ocazia unei călătorii efectuate în Bucovina și Transilvania semnalează în Carpații



Orientali prezența șisturilor cristaline care formează o zonă continuă începînd de la granița de nord a țării pînă la sud de Sîndominic. După descrierea lui L i l i e n b a c h a fost întocmită de către B o u é (1834) o hartă geologică la scara 1 : 1.900.000. Pe această hartă sînt trecute, în sectorul Rusca-Chirilu, șisturi cristaline reprezentate prin micașturi, șisturi talcoase, șisturi argiloase, gnaisse, care se continuă neîntrerupt în nord pînă în regiunea Fundul Moldovei-Iacobeni. În partea lor ENE, cît și la nord de Fundul Moldovei, apar gresii carpatici. Pe cristalin sînt trecute o serie de lentile de calcare ale sistemului cretacic.

Harta geologică a Transilvaniei întocmită de B i e l z (1834) la scara 1 : 864.000 care este reprodusă și în mineralogia lui A c k n e r (1855), nu aduce nimic nou față de harta lui B o u é.

C o t t a (1855), în lucrarea publicată privind zăcămintele din Bucovina, face o descriere a principalelor tipuri de roci întîlnite. Lucrarea este însotită de o hartă geologică.

În anul 1876 apare lucrarea lui P a u l privind geologia Bucovinei, însotită de o hartă geologică la scara 1 : 288.000. Pe hartă, în afară de diversele formațiuni geologice, sînt trecute și o serie de linii mineralizate avînd o dezvoltare direcțională. P a u l împarte formațiunile geologice din Bucovina în trei zone structurale: zona carpatică, zona neogenă și zona podolică.

În legătură cu sedimentarul de pe cristalin P a u l compară conglomeratele și gresiile curațitice de la baza calcarelor dolomitice, cu cele ale faciesului de Verrucano considerîndu-le astfel de vîrstă permiană. Dolomitele cenușii care urmează peste conglomerate și gresii, au fost atribuite Triasicului inferior. Restul de calcare ce apar la partea superioară aparțin toate Triasicului superior. Zona de jaspuri care se rezamă pe dolomitu cenușiu, este considerată ca intermediară între Triasicul inferior și superior. Autorul semnalează de asemenea, prezența în masa șisturilor cristaline a unor roci bazice, considerîndu-le, o parte, serpentine, iar o altă parte, melafire sărace în augit, avînd în general forme sferoidale.

Tot în anul 1876 apare și lucrarea lui B r u n o W a l t e r cu privire la zăcămintele din Bucovina de Sud. În legătură cu șisturile cristaline propune o nouă clasificare deosebind trei grupe: o grupă inferioară reprezentată prin cuartite, o grupă mijlocie reprezentată prin micașturi și o grupă superioară în care intră filite, gnaisse, șisturi cu hornblendă și calcare cristaline.

U h l i g, în anul 1889, publică rezultatele cercetărilor geologice efectuate în bazinul văilor Moldova și Bistrița. În cadrul Carpaților Orient-



tali separă mai multe zone tectonice : o zonă cristalină, o zonă sedimentară mai veche, căreia îi urmează înspre exterior zona flișului, pe care o atrăbuie Neocomianului.

În anul 1896, Uhlig separă în cadrul Carpaților Orientali, două unități, cutate în timpuri diferite. O unitate mai veche, în care intră formațiunile cristaline cu depozitele permo-mezozoice de pe ele și o unitate mai nouă care cuprinde zona flișului.

În 1907, Uhlig, ocupîndu-se de tectonica Carpaților Orientali, elaborează concepția privind structura în pînză a șisturilor cristaline.

În perioada 1898–1909 Athanasiu cu ocazia studiilor din nord-vestul Moldovei, atribuie șisturilor cristaline vîrstă paleozoică. El determină de asemenea, căderea spre vest, cu $40-50^{\circ}$, a formațiunilor cristaline de la contactul cu flișul care în mod regulat au sub ele stratele flișului. Același autor face remarcă, că la vest de clipa dolomită Adam și Eva, pe lîngă micașisturi apare o fișie de gnais eruptiv cu microclin, care este continuarea celui descris pe clina de vest a Rarăului, la fundul pîrîului Toașelor.

Nicolau (1905), pe lîngă un studiu petrografic privind gnaisul de Rarău, pe care îl numește gnais cu microclin, efectuează și prima analiză chimică a acestuia.

Kräuter (1929), efectuînd cercetări geologice în cadrul cuvetei marginale mezozoice a Bucovinei, se ocupă sumar și de fundamentul cristalin al flancului intern și extern al acesteia. El remarcă existența, în regiunea Rarăului, a unei ridicări axiale longitudinale a cristalinului cu mezozoicul vechi de pe el, de sub sedimentele neocomiene. Șisturile cristaline le atribuie grupului II al cristalinului fiind constituite din : șisturi sericitoase și cloritoase, filite, filite cuarțoase, cuarțite negre și intercalării de calcare cristaline. În formațiunile cristaline slab metamorfozate, apare la marginea sinclinalului mezozoic, un gnais fibros ocular, asemănător cu gnaisul de Cozia, pe care-l denumește „gnais de Rarău”. Kräuter consideră gnaisul de Rarău ca un ortognais tipic, injectat, care, la contactul cu șisturile cristaline, a provocat pe o mică distanță un metamorfism mai intens al cristalinului. Peste șisturile cristaline, el constată, în unele sectoare, existența unor conglomerate cuarțitice, gresii roșii sau albe, micacee, asemănătoare cu verrucano. La partea lor superioară urmează calcară dolomitice și dolomite masive, atribuite Triasicului inferior. Peste dolomite, în unele sectoare, apar gresii dure cenușii sau albastre, care pot fi uneori direct transgresive peste cristalin și care par a fi jurasice. În general la partea superioară a dolomitelor, se găsesc jaspuri, avînd vîrstă oxford-



dian-calloviană, ce ating uneori o dezvoltare mare. Același autor, în anul 1930, în urma unor observații efectuate în munții Bistriței, arată importanța cuarțitelor negre, atât ca orizont reper, cât și ca valoare economică, întrucât, legate de ele, se găsesc importante zăcăminte de mangan.

S a v u l et al. se ocupă în perioada 1952—1953 de prospectarea zăcămintelor de sulfuri cantonate în șisturile cristaline din regiunea Fundul Moldovei-Pojorîta-Pîrîul Colbului-Crucea. El stabilește că zăcămintele de sulfuri sunt localizate în zona de contact a rocilor albe porfiogene care constituie culcușul acestora. În acoperiș, zăcămintele au șisturi sericito-cloritoase, uneori grafitoase. Pentru zona mineralizată cu sulfuri situată în apropierea marginii externe a cristalinului Carpaților Orientali, se stabilește următoarea succesiune stratigrafică: șisturi sericito-cloritoase, coplexul rocilor porfiogene, zăcămîntul de sulfuri, șisturi sericito-cloritoase cu intercalații de lentile de calcar cristalin, gnaise de Rarău.

În 1957 M. Ilie, în studiul efectuat în regiunea Rarău-Pîrîul Cailor — deși se limitează la o zonă restrînsă de șisturi cristaline, care mărginește în partea de vest și sud-est perimetrul studiat — face o serie de aprecieri privind aceste formațiuni. Astfel, consideră că fundamentalul cristalin al zonei Rarău-Breaza este reprezentat prin următoarele tipuri de roci: șisturi epizonale (calcare cristaline, cuarțite negre, filite, șisturi sericito-cloritoase); ortognaise; șisturi cristaline din învelișul de contact; roci porfiogene.

Soții Minzatu (1959) efectuează cercetări geologice în regiunea masivului Giumalău, unde, pe baza unui studiu geologic și petrografic, separă în cadrul șisturilor cristaline din perimetrul cercetat, trei categorii de roci: șisturi cristaline de mezozonă; șisturi cristaline de tranziție; șisturi epizonale care sunt grupate în două complexe: un complex vulcanogen provenit din metamorfozarea unor materiale sedimentar-vulcanogene de tipul lavelor și a tufurilor acide și un complex sedimentogen provenit din metamorfozarea unor sedimente de natură calcaro-grezoasă-argiloasă.

I. Rădulescu et. al., în perioada anilor 1959—1964 întreprind cercetări geologice în regiunea Pojorîta-Fundul Moldovei-Lucina, sintetizate în lucrarea din anul 1967. În afară de o prezentare succintă a diferențierilor tipuri de roci cristaline, sedimentare și eruptive, autorii se ocupă în mod special de stratonomia șisturilor cristaline. În cadrul perimetrlui cercetat ei deosebesc: a) șisturi mezometamorfice reprezentate prin mica-șisturi cu două mice, micașisturi cu granați, șisturi cuarțito-micacee, paragnaise micacee, amfibolite și gnaise oculare „de Rarău”. Autorii



consideră că gnaisele oculare reprezintă efectul unei intense feldspatizări, potasice, postmetamorfică și nu rezultatul consolidării sinorogene a unei intruziuni granitice după cum le considerau cercetătorii anteriori; b). șisturi epimetamorfice reprezentate prin șisturi sericito-cuarțitice, cuarțite negre grafitoase, șisturi cuarțito-grafitoase, porfirogene riolitice, șisturi sericito-cloritoase, șisturi grafitoase, calcare cristaline, porfirogene, șisturi verzi tutogene.

În cadrul cristalinului epimetamorfic, Rădulescu et al. separă trei complexe petrografice distincte și anume: complexul cuarțito-sericitos (manganifer); complexul sericito-cloritos vulcanogen; complexul tufogen grafitos.

Fiecare complex cuprinde la rândul său mai multe orizonturi.

Idriceanu și Erhan (1960), analizînd și interpretînd petrografic rezultatele analizelor chimice efectuate pentru rocile porfirogene din cristalinul Bistriței și Moldovei, ajung la concluzia că acestea provin din metamorfozarea unor porfirite sau cuarț-porfirite de compoziție ușor variată în condiții de epizonă.

Pitulea și Mușat (1965) publică o notă prin care semnalează roci gabbroice în pîrîul lui Iacob, affluent al pîrîului Valea Putnei. Ivirea de gabbro se situează la intersecția unor anomalii geofizice. Autorii fac presupunerea, că de această rocă ar putea fi legate comagmatic toate filoanele eruptive, întîlnite destul de frecvent în cristalinul Carpaților Orientali.

Kräutner (1965) ocupîndu-se de geneza zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali, consideră că ele reprezintă atât formațiuni vulcanogen-sedimentogene, cât și hidrotermale, metamorfozate regional. Ele sunt legate genetic de magmatismul acid precambrian antemetamorfic, care a generat metatufurile acide.

Pitulea (1966) publică o serie de date noi referitoare la stratigrafia și geologia regiunii Pojarita—Valea Putnei—Giumalău. Lucrarea este însotită de o hartă geologică la scara 1:50.000. În cadrul acestei regiuni, el deosebește formațiuni cristalofiliene mezometamorfice și epimetamorfice, precum și depozite sedimentare triasice, cretace și cuaternare.

Erhan et al. (1966—1968) publică o serie de lucrări privind petrografia și chimismul amfibolitelor, calcarelor cristaline și triasice, precum și diversele tipuri de șisturi cristaline din zona Giumalău. În urma interpretării petrografice a analizelor chimice au fost trase o serie de concluzii privind geneza acestor roci.

Bîgu et al. (1966) publică o lucrare privind tectonica regiunii Valea Putnei—Valea Stînei. Se determină cu această ocazie existența unei



structuri geologice complicate cauzată de o dislocație tectonică direcțională, care a făcut ca șisturile epimetamorfice să încalece peste formațiunile sedimentare triasice, de la NE către SV.

I driceanu et al. (1966) studiind petrografic și chimic gnaisul din zona Rarău-Pojarita ajung la concluzia că acesta provine din metamortozarea unor roci magmatice cuarțo-feldspatice suprasaturate în silice.

Nichita et al. (1967) stabilesc că mineralizația de la Delnița-Cîrligătura se prezintă sub formă de acumulări de carbonați și oxizi de fier, precum și lentile de sulfuri complexe. Ea este cantonată în partea inferioară a calcarelor triasice și în gresiile și conglomeratele de tip verrucano.

Bercia et al. (1967) delimită în cadrul zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali mai multe unități tectonice direcționale, pe baza constituției petrografice. De la est la vest au fost separate următoarele unități tectonice: unitatea epimetamorfică marginală; unitatea gnaiselor de Rarău; unitatea epimetamorfică centrală; unitatea mezometamorfică centrală. În cadrul perimetrului cercetat de noi apar numai formațiunile unității gnaiselor de Rarău și ale unității epimetamorfice centrale. Acești autori ocupându-se și de stratonomia șisturilor cristaline stabilesc pentru cristalinul Bistriței următoarea succesiune a seriilor stratigrafice: seria gnaiselor de Rarău; seriile de Bretila, Vatra Dornei-Iacobeni și Bistrița-Barnar; seria sedimentogen-vulcanogenă acidă.

În anul 1968 apare harta geologică a României la scara 1:200.000. În textul explicativ al acestei foi redactat de J o j a et al. (1968), șisturile cristaline din regiune sunt atribuite Ante-Proterozoicului superior, Proterozoicului superior-Paleozoicului și Paleozoicului.

Structural, cristalinul Bistriței ar fi constituit dintr-o unitate autohtonă formată din rocile mezometamorfice ale seriei de Bretila și Vatra Dornei-Iacobeni, din învelișul lor paleozoic slab metamorfozat, care a fost separat sub denumirea de seria de Repedea, cît și din depozite sedimentare mezozoice. Autohtonul apare în fereastră de sub pînza de Bistrița formată din rocile epimetamorfice ale seriei de Tulgheș. Peste pînza de Bistrița se găsește pînza de Barnar, reprezentată prin roci mezometamorfice și epimetamorfice, aparținând seriei de Bistrița-Barnar, iar în regiunea Rarăului – unitatea gnaisului de Rarău.

Cu ocazia Congresului internațional de geologie, J o j a , M u t i h a c și M u r e ș a n (1968) redactează un ghid al excursiilor, în care este cuprinsă și zona cristalino-mezozoică a Munților Bistriței. În cadrul acestei zone au-



torii separă următoarele unități tectonice : unitatea mezometamorfică de Vatra Dornei-Iacobeni ; unitatea epimetamorfică de Mestecăniș (pînză) ; unitatea epimetamorfică de Fundul Moldovei (pînză) ; unitatea mezometamorfică de Bistrița-Barnar (pînză) ; unitatea mezometamorfică a gnaisului de Rarău (pînză). Cu privire la stratigrafia șisturilor cristaline autorii dau următoarea succesiune stratigrafică : seria mezometamorfică a gnaisului de Rarău ; seria mezometamorfică de Bretila, Vatra Dornei-Iacobeni și Bistrița-Barnar ; seria epimetamorfică sedimentogen-vulcanogenă acidă. În perioada 1964—1968, D e s s i l a -C o d a r c e a , singură și în colaborare, publică mai multe lucrări aducind noi date privind terenurile metamorfice din Carpații Orientali.

I. Rădulescu (1969), ocupîndu-se de stratigrafia și structura cristalinului Munților Bistriței nu acceptă ipoteza pîzelor și ajunge la concluzia că masivul cristalin este constituit din două unități suprapuse normal, individualizate ca timp de formare și alcătuire stratigrafică : o unitate mezometamorfică de fundament și o unitate epimetamorfică superioară. Unitatea mezometamorfică de fundament provine din transformarea metamorfică de intensitate ridicată a unei stive vulcanogen-sedimentare, într-un prim ciclu metamorfic.

În privința raportului dintre cele două unități, autorul admite că acestea s-au format succesiv în decursul a două cicluri metamorfice independente, suprapuse.

II. GEOLOGIA REGIUNII

Regiunea cercetată este constituită, în cea mai mare parte, din roci cristalofiliene, avînd subordonate roci magmatice bazice și formațiuni sedimentare mezozoice.

Formațiunile cristalofiliene aparțin mai multor serii metamorfice care la rîndul lor au fost atribuite, fie faciesului almandin-amfibolitic, fie feciesului șisturilor verzi, în funcție de gradul de metamorfism și mineralele index. Seriile metamorfice care apar în perimetrul regiunii sunt : seria de Bistrița-Barnar, seria gnaiselor de Rarău și seria epimetamorfică de Tulgheș.

Peste șisturile cristaline urmează trangresiv și discordant formațiuni sedimentare mezozoice.

Rocile eruptive se prezintă sub formă de corpuri efuzive și intruziuni filoniene în masa șisturilor cristaline, fiind reprezentate prin diabaze, diabaz-porfirite, dolerite, spilite și camptonite, toate de vîrstă mezozoică.



A) FORMAȚIUNILE CRISTALOFILIENE

1. Seria de Bistrița-Barnar

Rocile cristalofiliene care alcătuiesc această serie ocupă o suprafață restrinsă în cadrul regiunii cercetate de noi, formând o fișie îngustă, discontinuă, la limita de SE a regiunii. Petrografic seria este constituită din șisturi cuarțitice cu biotit și calcit, paragnaise cu muscovit și biotit \pm granat și sillimanit, micașisturi cu biotit, granat și sillimanit, având intercalații de amfibolite și de calcare dolomitice cristaline, uneori cu tremolit.

În cadrul acestei serii au fost separate, în ultimul timp, două complexe stratigrafice bine individualizate : unul inferior și altul superior, având între ele relații normale.

În perimetru cercetat de noi apar numai formațiunile complexului inferior, care cuprinde partea cea mai profundă a seriei mezometamorfice. Rocile acestui complex inferior au caracter tipic mezozonal, aparținând faciesului almandin-amfibolitic, subfaciesului cu sillimanit, fiind reprezentate prin diverse tipuri de micașisturi și paragnaise, șisturi cuarțitice cu biotit, având intercalații de amfibolite și calcare cristaline, uneori cu tremolit.

Micașisturile, șisturile cuarțitice cu biotit și paragnaisele au o răspindire redusă în zona cercetată. După compozitia mineralogică am putut separa mai multe tipuri de paragnaise și micașisturi uneori cu trecere spre șisturile cuarțitice cu muscovit și biotit. Printre paragnaise am separat microscopic : paragnaise cu epidot și calcit ; paragnaise cu biotit \pm granat ; paragnaise cu hornblendă ; paragnaise cu sillimanit. Între micașisturi am separat : micașisturi cu muscovit și biotit \pm granat ; micașisturi cu biotit și sillimanit ; șisturi cuarțitice cu muscovit și biotit \pm granat.

Între diversele tipuri de paragnaise, micașisturi și șisturi cuarțitice există treceri gradate, îndințări sau alternanțe, aşa încit ele nu pot fi separate macroscopic și prin urmare nu au fost separate cartografic.

a) **Paragnaise.** Paragnaisele cu epidot și calcit apar destul de rar, fiind cantonate în apropierea lentilelor de calcare cristaline.

Sunt roci slab șistoase de culoare cenușie și frecvent cu aspect rubanat datorat alternanței de benzi cuarțo-micacee cu benzi calcitice. Au textură paralelă și structură granoblastică, fiind mineralogic constituite din granule de cuarț cu contur neregulat și extincție ondulatorie, biotit, epidot, calcit, feldspat plagioclaz, muscovit, magnetit, rareori titanit și zoizit.



Feldspatul, uneori este în cantitate scăzută, paragnaisele respective treând în sisturi cuarțitice cu biotiti, epidot și calcit.

Paragnaisele cu biotit ± granat, sănt, de asemenea, puțin răspândite, întâlnindu-se în zona pîriului Călimănești și Arseneasa. Au culoare cenușie închisă, textură paralelă și structură granoblastică, pînă la granolepidoblastică.

Mineralogic sănt constituite din curaț, biotit, epidot, muscovit, granat, feldspat plagioclaz, zoizit, titanit și magnetit.

Paragnaisele cu hornblendă apar sub forma unor benzi înguste la contactul dintre amfibolite și micașisturi sau paragnaise, făcînd trecerea între acestea. Se deosebesc de amfibolite prin procentul mai mare de cuarț și biotit pe care-l conțin, iar de micașisturi și paragnaise, prin prezența amfibolului. Sunt roci de culoare cenușie închisă cu textură rubanată. Microscopic prezintă o structură granonematoblastică fiind constituite mineralogic din cuarț, hornblendă verde, sub formă de baghete alungite, epidot, zoizit, feldspat plagioclaz, biotit, titanit și magnetit.

Paragnaisele cu sillimanit au fost întîlnite într-un singur punct și anume, pe pîrul Arseneasa, la aproximativ 1 000 m. în amonte de confluența cu valea Bistriței, unde apar împreună cu micașisturile cu biotit și sillimanit. Sunt roci fin granulate de culoare cenușie închisă cu textură șistoasă. Pe suprafața de șistozație se observă, cu ochiul liber, foițe de biotit. Sub microscop prezintă o structură granoblastică fiind constituită mineralogic din cuarț, biotit, muscovit, feldspat plagioclaz cu 30—32% An, sillimanit, granat, zircon, magnetit și foarte rar apatit.

Este de remarcat faptul că biotitul de culoare brun roșcată se prezintă sub formă de cristale larg dezvoltate, avînd 0,04—4 mm. Muscovitul este mult mai rar ca biotitul. Cuarțul apare sub formă de granule cu contur neregulat și cu extincție ondulatorie. Granatul se întîlnește destul de rar, fără a avea contur cristalografic; el include mici granule de cuarț. Sillimanitul se prezintă, atât sub formă de ace tine incluse în cuarț cât și sub formă de agregate fibroradiare.

Analiza chimică a unui paragnais cu sillimanit (proba 431) executată de către C. Căruțu a dat următoarele rezultate (în %): $\text{SiO}_2 = 53,32$; $\text{TiO}_2 = 1,02$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 24,73$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,73$; $\text{FeO} = 6,32$; $\text{MnO} = 0,11$; $\text{MgO} = 1,21$; $\text{CaO} = 4,41$; $\text{Na}_2\text{O} = 2,20$; $\text{K}_2\text{O} = 4,12$; $\text{H}_2\text{O}^{105^\circ} = 0,14$ (Total = 100,31).

Din datele analizei chimice se constată o valoare scăzută a SiO_2 (53,32%) și o valoare ridicată a Al_2O_3 (24,73%) și K_2O (4,12%). Valoarea scăzută a SiO_2 și ridicată a Al_2O_3 și K_2O este un prețios indiciu în fa-

voarea originii pelitice a rocilor din care au provenit paragnaisele și micașisturile cu sillimanit.

Din rezultatele analizei chimice au fost calculați coeficienții N și g , și parametri ACF și $A'KF$: $si = 160,5$; $al = 43,7$; $fm = 27,7$;

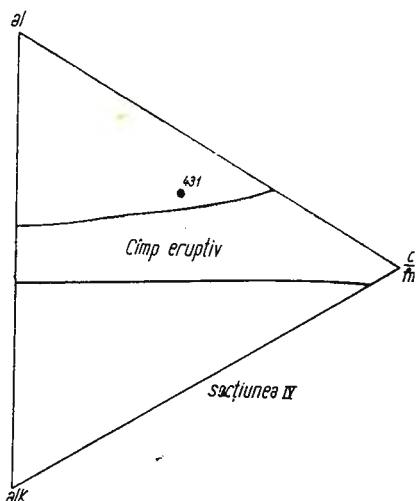


Fig.1.—Proiecția parametrilor „al”, „alk”, „c + fm”.
Projection des paramètres „al”, „alk”, „c + fm”.

$$c = 14,3; \quad alk = 14,3; \quad k = 0,56; \quad mg = 0,20; \quad qz = 3,3; \quad c/fm = 0,52. \\ A = 47,6; \quad C = 20,9; \quad F = 31,5; \quad A' = 34,0; \quad K = 17,8; \quad F = 48,2.$$

Valoarea redusă a qz -ului indică, că nu avem exces de silice, roca fiind saturată. Din proiecția valorilor coeficienților „al”, „alk” și „c + fm” în tetraedrul de concentrație (fig. 1), proba analizată cade în cîmpul sedimentelor argiloase.

Proiectînd valorile parametrilor ACF și $A'KF$ în diagrama faciesurilor metamorfice, paragnaisele și micașisturile respective, pe baza mineralelor componente, se încadrează în faciesul almandin-amfibolitic, subfaciesul sillimanit-almandin-ortoclaz. Este subfaciesul de cea mai înaltă temperatură a faciesului almandin amfibolitic.

Prezența sillimanitului ne permite să atribuim rocile respective acestui facies, cu toate că muscovitul este încă prezent. Acest subfacies se caracterizează, după Winkler (1967), prin dispariția muscovitului și apariția sillimanitului în locul cianitului sau pe seama muscovitului. A fost stabilit pe cale experimentală (Winkler 1967) că dispariția completă a muscovitului este posibilă la o presiune de 4000 bari și o temperatură mai mare de 680° – 690°C . În aceste condiții are loc anatexia parțială a rocilor. A mai fost stabilit că transformarea polimorfă de la

cianit la sillimanit are loc, de asemenea, la începutul subfaciesului sillimanit-almandin-ortoclaz, odată cu ridicarea temperaturii. Această transformare se produce la o temperatură care nu afectează cu nimic sfera de stabilitate a muscovitului, astfel că acesta poate coexista cu sillimanitul un anumit timp. Întrucât în paragnaisele analizate coexistă muscovitul cu sillimanitul, înseamnă că sănem la partea de cea mai joasă temperatură a subfaciesului sillimanit-almandin-ortoclaz.

Sillimanitul din rocile analizate poate proveni eventual din următoarea reacție : staurolit + cuarț \rightleftharpoons sillimanit + almandin + apă.

Asociația de minerale tipice pentru acest subfacies este :

cuarț + sillimanit + almandin + ortoclaz \pm plagioclaz.

Întrucât rocile analizate conțin muscovit, care coexiste cu sillimanitul, înseamnă că feldspatul potasic încă nu și-a făcut apariția, din cauză că nu au fost atinse condițiile de temperatură la care muscovitul să devină instabil. Pentru rocile noastre asociația de minerale tipice este următoarea :

cuarț + sillimanit + muscovit + almandin + plagioclaz + biotit.

Ea este redată în fig. 29, în care considerăm că muscovitul este încă prezent.

b). **Micașisturi.** Micașisturile cu muscovit și biotit \pm granat, cit și cele cu biotit și sillimanit, precum și șisturile micacee, sănem asociate paragnaiselor, fiind puse în evidență numai microscopic. Se deosebesc de paragnaise prin cantitatea redusă de feldspați, sau lipsa totală a acestor minerale.

c). **Amfibolite.** Amfibolitele constituie mai multe intercalații în masa paragnaiselor și micașisturilor din zona cuprinsă între pîriul Rusca și Zugreni. Se deosebesc megascopic de șisturile sănem intercalate, prin masivitate, culoare închisă și compoziția mineralologică specifică.

Intercalațiile de amfibolite au dimensiuni foarte variate, fiind cuprinse între zeci de metri și mai multe sute de metri în grosime. Au o culoare închisă, verde-negricioasă, adeseori compacte, uneori șistoase și chiar rubanate avînd o cristalinitate pronunțată. Macroscopic se pot recunoaște cristale prismatice sau aciculare de hornblendă, biotit, epidot și cuburi de magnetit, iar ca minerale de neoformăție, calcitul, care apare pe fisuri. În masa rocii mai apar vine și lentile de cuarț, care, de cele mai multe ori, au culoare cenușie albăstruie. Ele reprezintă produse de segregăție.

În cadrul intercalațiilor de amfibolite am putut separa microscopic mai multe tipuri, în funcție de compoziția mineralologică. Între diversele tipuri separate există treceri gradate, încit în cadrul unei singure intercalații pot fi întâlnite toate tipurile separate mineralogic. În afară de aceasta, în masa amfibolitelor apar și separații de epidot sub formă de benzi sau lentile. Au fost separate următoarele tipuri: amfibolite cu placiociaz; amfibolite cu biotit și calcit; amfibolite cu biotit și epidot.

Amfibolitele cu plagioclaz se întâlnesc destul de rar și numai în cadrul intercalațiilor din sectorul Morărești și Sunători. Au culoare cenușie verzuie și textură masivă cu slabă tendință de orientare a mineralelor componente.

Sub microscop, prezintă o structură nematoblastică având ca constituent principal hornblenda. Aceasta se prezintă sub formă de cristale prismatice alungite și orientate, având culoarea verde după *Ng*, galben verzuie după *Np* și verde albăstruie după *Nm*. Unghiul de extincție este de $16^{\circ} - 18^{\circ}$ corespunzînd hornblendei comune. Alături de hornblendă care formează majoritatea rocii, apar granule de feldspat plagioclaz, rareori maclat, cuarț, epidot, calcit, biotit și minereu reprezentat prin magnetit.

Amfibolitele cu biotit și calcit sunt cele mai frecvent întâlnite, formind marea majoritate a ivirilor de amfibolite din această zonă. Sunt de culoare cenușie închisă, cu nuanțe verzuie și textură masivă, uneori slab sistoasă sau rubanată, constituită din strate leucocrate și melanocrate, arătând întotdeauna tendință de orientare a mineralelor componente. Au structură care variază de la granoblastică la granolepidoblastică sau nematoblastică, în funcție de predominarea calcitului, biotitului sau hornblendei. Sunt constituite din hornblendă comună, verde, care este sub formă de cristale prismatice alungite, uneori larg dezvoltate, apărînd ca fenoblaste. Se observă urme de clivaj pe una sau două direcții și uneori o serie de fisuri transversale și incluziuni de epidot și magnetit. Rareori fenoblastele de hornblendă sunt sfârimate, având fisurile umplute cu calcit. Culoarea amfibolului este verde albăstruie după *Ng*, verde pal după *Np* și galben verzuie după *Nm*, având unghiul de extincție, după *Ng*, cuprins între 16° și 22° , corespunzînd la hornblenda comună.

Biotitul apare atât sub formă de lamele alungite pe direcție, cât și sub formă de granule larg dezvoltate. Este colorat de la galben brun la brun închis.



Calcitul este la majoritatea probelor subordonat biotitului, existind totuși și cazuri, cînd predomină față de biotit, urmînd după hornblendă. Apare sub formă de granule izometrice răspîndite neuniform în masa rocii sau constituind o serie de benzi paralele cu stratificația; frecvent umple diversele crăpături din rocă. Este maclat polisintetic.

În compoziția amfibolitelor cu biotit și calcit se mai pot întîlni următoarele minerale: cuarț, epidot, magnetit și rareori pirită și titanit.

Amfibolitele cu biotit și epidot se deosebesc de primele prin faptul că calcitul este în cantitate redusă, în locul lui predominînd epidotul, care apare atât sub formă de cristale mărunte xenomorfe și idiomorfe, răspîndite neuniform în masa rocii, cât și sub formă de cristale bine dezvoltate cu conture neregulate. Epidotul mai formează și cuburi compacte, fin granulare, cât și şiraguri paralele.

Biotitul este frecvent sub formă de cristale larg dezvoltate, de culoare brună închisă după *Ng* și galben brună după *Np*, avînd incluziuni de epidot. În masa rocii mai apare zoizit în prisme alungite, cuarț, magnetit și rareori titanit.

În masa intercalațiilor de amfibolite, și mai rar în paragnaise și micașisturi, apar lentele și benzi constituite din separații epidotice avînd dimensiuni foarte diferite de la milimetri la mai mulți centimetri grosime și cu lungimi care ating mai multe zeci de centimetri, formînd epidotite. Sub microscop aceste separații sunt constituite peste 95% din epidot sub formă de indivizi mari cu contur neregulat, sau din granule mărunte și microlite idiomorfe. Pe lîngă epidot apare cuarț, calcit și clorit în cantități reduse. Este de menționat faptul că în una din aceste separații cuarțul apare sub formă de granule larg dezvoltate cu extincție ondulatorie, conținînd incluse în el ace de sillimanit izolate și dispuse în snopi (planșa VI fig. 2).

Studiul chimic. Pentru caracterizarea geochemicală a amfibolitelor s-au efectuat un număr de 7 analize chimice complete (tabelul 1) și 13 analize de Co și Ni (tabelul 4).

Pentru probele analizate au fost calculate valorile parametrilor **Niggli** (tabelul 2).



TABELUL 1
Compoziția chimică a amfibolitelor

Proba	17 Pirul Arseneasa Amfibolit cu calcit și biotit	20 Morărești Amfibolit cu plagioclaz	31 Sunători Amfibolit cu plagioclaz	39 Rusca Amfibolit cu epidot și biotit	269 Sunători Amfibolit cu epidot și biotit	271 Sunători Amfibolit cu biotit și calcit	275 Morărești Epidotit
Oxizi							
SiO ₂	51,07	46,45	46,75	48,68	45,44	42,96	51,64
TiO ₂	0,24	0,51	1,15	0,53	0,46	0,40	0,13
Al ₂ O ₃	13,06	15,86	18,88	17,28	16,60	15,89	12,17
Fe ₂ O ₃	7,96	1,83	1,16	1,21	1,71	3,36	8,07
FeO	1,76	10,11	10,24	9,80	10,08	9,29	1,83
MnO	0,21	0,10	0,05	0,22	0,11	0,07	0,09
MgO	6,14	7,04	6,82	6,70	7,25	10,30	6,20
CaO	17,91	14,20	11,09	12,08	14,78	10,66	18,46
K ₂ O	0,21	0,71	0,80	0,71	0,63	2,47	0,16
Na ₂ O	1,12	2,53	2,66	2,01	2,34	3,61	1,09
H ₂ O ⁺	0,21	0,52	0,10	0,20	0,73	0,50	0,19
H ₂ O ⁻	0,09	0,13	0,17	0,59	0,24	0,59	0,10
Total	99,98	99,99	99,97	100,01	100,37	100,10	100,13

Analiști: geochimist C a m e l i a I d r i c e a n u (17, 20, 31, 39); geochimist C. Căruntu (269, 271, 275)

TABELUL 2
Parametri Ni g g li

Parametri	st	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
Proba								
17	109	17,1	37,4	42,8	2,7	0,11	0,55	1,14
20	76	15,2	44,7	33,6	6,5	0,16	0,52	0,75
31	97	23,0	40,9	24,7	11,4	0,17	0,52	0,61
39	110	22,6	43,1	28,9	5,4	0,19	0,52	0,67
269	93	20,0	42,2	32,4	5,4	0,14	0,56	0,77
271	87	18,2	49,8	22,2	9,8	0,31	0,66	0,44
275	115	15,9	37,7	43,9	2,5	0,10	0,85	1,16

Proiectind valorile parametrilor „al”, „alk”, „fm” și „c” în diagrama de diferențiere (fig. 2), care are în abscisă valoarea lui „st”, se constată că amfibolitele analizate, avînd valoarea lui „st” cuprinsă între 76 și 105, se încadrează în tipul de magmă gabbroică, subtipul de la normal gabbroică la normalnoritică pînă la piroxenitică și hornblenditgabbroică.



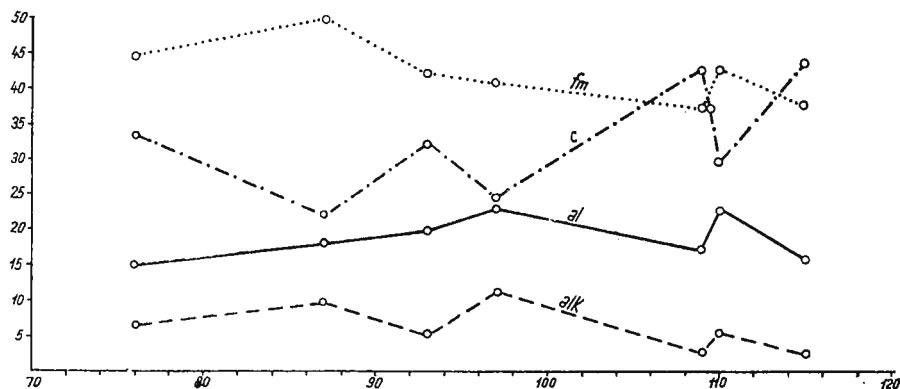


Fig. 2. — Diagrama de diferențiere a amfibolitelor.

Diagramme de différenciation des amphibolites.

Proiectînd valorile parametrilor „al”, „alk” și „c” + „fm” în tetraedrul de concentrație (fig. 3), toate probele analizate se grupează în cîmpul eruptiv în secțiunile IV, V și VI, care au raportul c/fm cuprins

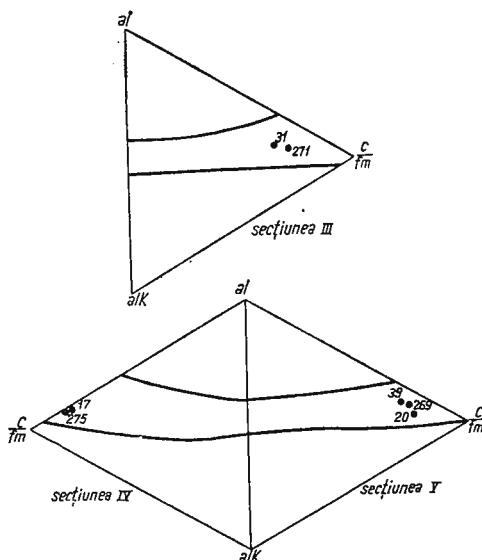


Fig. 3. — Tetraedrul de concentrație al lui Niggli cu proiecția parametrilor „al”, „alk”, „c + fm”.

Tétraèdre de concentration de Niggli avec la projection des paramètres „al”, „alk”, „c + fm”.

între 0,43 și 1,5. Din această diagramă reiese, că rocile din care au provine amfibolitele, erau de natură eruptivă, reprezentînd vechi filoane intrusive sau pînze de lave care au fost metamorfozate odată cu rocile sedimentare, între care erau cuprinse. Din rocile sedimentare au rezultat paragnaisele și micașisturile, iar din corporile de roci bazice, amfibolitele.

Pentru a constata gradul de alcalinitate al amfibolitelor am folosit diagrama din fig. 4, în care am luat pe abscisă valoarea lui „ al ”, iar pe ordonată valoarea lui „ alk ”.

Din proiecția obținută se constată că majoritatea probelor fac parte din grupa rocilor sărace în alcalii, având pe $alk < al/2$; două probe fac parte din grupa rocilor intermediare având pe alk cuprins între $2/3$ al și $1/2 al$.

Din datele analizei chimice au fost calculați și parametri ACF (tabelul 3).

Proiectând valorile parametrilor ACF în diagrama faciesurilor metamorfice fig. 29, amfibolitele studiate se încadrează în faciesul alman-

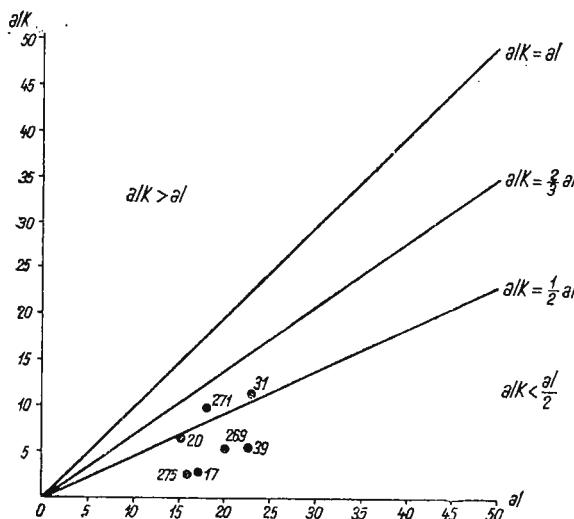


Fig. 4. — Diagrama alcalinității.
Diagrame de l'alcalinité

din amfibolitic, subfaciesul sillimanit-almandin-ortoclaz, ca și paragnai-
sele și micașisturile între care sînt intercalate.

TABELUL 3

Parametri ACF

Proba \ Parametri	17	20	31	39	269	271	275
A	24,0	17,0	21,5	20,8	18,2	13,9	22,9
C	48,6	36,9	30,4	32,7	36,8	28,5	49,8
F	27,4	46,1	48,1	46,5	45,0	57,6	27,3



Asociația de minerale caracteristică pentru rocile bazice metamorfozate ale acestui subfacies este :

hornblendă + plagioclaz \pm diopsid \pm cuarț.

Din studiul petrochimic reiese că amfibolitele provin din metamorfozarea unor roci magmatice bazice, fiind astfel ortoamfibolite.

Pentru a întări această concluzie au fost efectuate 13 analize de Co și Ni (tabelul 4).

Din datele tabelului 4 reiese că conținutul de Co variază între 28 p.p.m. și 153 p.p.m., având media de 61,08 p.p.m., iar cel de Ni între

TABELUL 4
Conținutul în Co și Ni al amfibolitelor

Proba nr	Co p.p.m.	Ni p.p.m.	Ni/Co	Tipul de rocă
3	51	110	2,16	Epidotit
17	63	115	1,83	Amfibolit cu calcit și biotit
18	55	100	1,82	Amfibolit cu calcit și biotit
20	41	60	1,46	Amfibolit cu plagioclaz
24	53	96	1,81	Amfibolit cu plagioclaz și biotit
31	124	141	1,14	Amfibolit cu plagioclaz
32	90	133	1,48	Amfibolit cu biotit și epidot
34	153	172	1,12	Amfibolit cu biotit și magnetit
39	38	165	4,34	Amfibolit cu epidot și biotit
41	35	80	2,29	Amfibolit cu epidot și biotit
269	28	134	4,79	Amfibolit cu epidot și biotit
271	35	249	7,11	Amfibolit cu biotit și calcită
275	28	149	5,32	Epidotit

Analiști : geochimist C a m e l i a I d r i c e a n u (3, 17, 18, 20, 24, 31, 32, 34, 39, 41) geochimist C. C o c i r ă (269, 271, 275).

60 p.p.m. și 249 p.p.m., având media de 131,08 p.p.m. Raportul Ni : Co prezintă variații însemnante fiind cuprins între 1,12 p.p.m. și 7,11 p.p.m., având media de 2,15 p.p.m. Se constată că la majoritatea probelor raportul concentrației de Ni : Co se menține în jurul valorii de 2,1 (fig. 5).

Acest lucru întărește concluzia că majoritatea amfibolitelor studiate au origine comună. Concentrațiile mai mari ale acestor elemente pot fi puse, fie pe seama caracterului bazic, mai evident, al unor tipuri de amfibolite, fie pe seama conținutului mai ridicat al unor minerale din masa rocii, cum este de exemplu magnetitul, care atrage după sine un conținut mai ridicat în Ni. De altfel se constată că amfibolitele cu biotit și magnetit precum și cele cu biotit și calcit, au cea mai mare cantitate de Co și Ni.

G r e e n (1959) în tabelele geochimice dă următoarele conținuturi medii pentru principalele roci sedimentare : calcare 0,2—2 p.p.m. Co



și 20 p.p.m. Ni; gresii 1–10 p.p.m. Co și 2–10 p.p.m. Ni; argile 12 p.p.m. Co și 21 p.p.m. Ni.

Savul et al. (1960) dau pentru depozitele senoniene, eocene și oligocene din flișul marginal al Carpaților Orientali următoarele valori medii: calcare 0,77 p.p.m. Co și 5,76 p.p.m. Ni; argile 10,60 p.p.m. Co și 73,5 p.p.m. Ni; gresii 1,98 p.p.m. Co și 11,74 p.p.m. Ni.

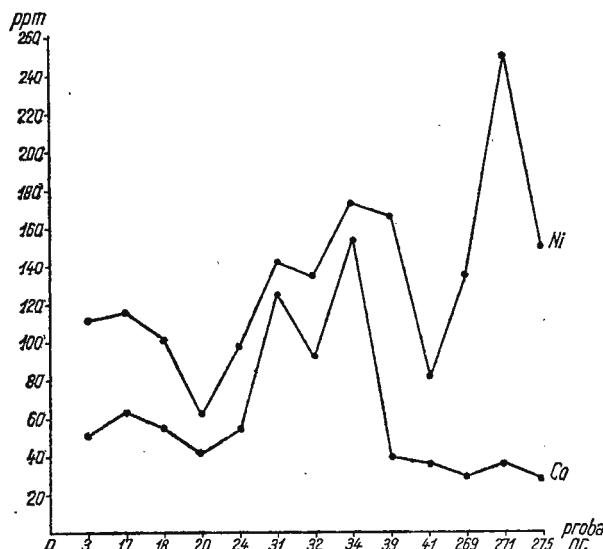


Fig.. 5 — Diagrama comparativă a variației Co și Ni din amfibolite.
Diagramme comparatif de la variation du Co et Ni des amphibolites.

Pentru sedimentele Platformei ruse au fost obținute următoarele valori: Co între 6 și 24 p.p.m., având media de 11,8 p.p.m., iar Ni între 10 și 38 p.p.m., având media de 29,6 p.p.m.

Pentru rocile magmatice bazice, de tipul diabazelor, valoarea Co variază între 34 și 95 p.p.m., iar a Ni între 123 și 284 p.p.m.

Comparind valorile Co și Ni, obținute pentru amfibolite, cu cele din literatură, se constată o apropiere evidentă cu valorile date pentru rocile magmatice bazice. Datele obținute, pentru Co și Ni, sunt un argument în plus, pentru a putea considera amfibolitele ca provenind din metamorfozarea unor roci eruptive.

d) **Calcare dolomitice cristaline.** Orizontul superior al paragnaiselor și micașisturilor este reprezentat prin calcare dolomitice cristaline uneori cu tremolit care constituie mai multe iviri de dimensiuni reduse în zona pârâului Călinești și Arseneasa, precum și o mică ivire în aval de confluența pârâului Colbu cu Bistrița, în sectorul Cheilor Bistriței. Din totalul ivirilor de calcare dolomitice, una singură, situată pe partea stângă a

pîrîului Arseneasa, la aproximativ 800 m de confluența acestuia cu Valea Bistriței, conține cristale prismatice alungite de tremolit care se întretaie în toate direcțiile. Cristalele de tremolit uneori formează cuiburi în masa dolomitului. Calcarele dolomitice sunt roci microcristaline cu textură masivă fără tendință de orientare. Au culoare cenușie deschisă, fiind străbătute de fine diaclaze umplute cu calcit.

În cadrul ivirilor menționate se pot deosebi microscopic, pe baza mineralelor constitutive, următoarele tipuri: calcare dolomitice microcristaline cu muscovit și cuart; calcare dolomitice cu tremolit.

Calcarele dolomitice cu muscovit și cuart sunt roci omogene, cu structură granoblastică, fiind constituite peste 97%, din calcit și dolomit, maclate polisintetice. Muscovitul apare sub forma unor lamele răspândite neuniform în masa rocii fără a avea tendință de orientare. Uneori el poate lipsi. Cuartul apare sub formă de granule inechigranulare, care, atunci când au o dezvoltare mai mare, prezintă extincție ondulatorie. Extincția ondulatorie se mai observă rareori și la unele granule de calcit care au și urmele de clivaj și maclă puțin îndoite.

Calcarele dolomitice cu tremolit se deosebesc de cele cu muscovit și cuart prin prezența unor cristale columnare, prismatice, aciculare, uneori radiare de tremolit, răspândite neuniform în masa rocii. Cristalele de tremolit au culoare alb cenușie și luciu sticlos, avînd pînă la 4 cm lungime. În masa fundamentală granoblastică, constituînd din granule de calcit și dolomit, apar porfiroblaste de tremolit, care în unele porțiuni constituie concentrații, roca avînd structură granonematoblastică. Foarte rar se constată o trecere a tremolitului în talc.

Pentru calcarele dolomitice cristaline au fost efectuate patru analize chimice, ale căror rezultate sunt date în tabelul 5.

Pentru caracterizarea rocilor analizate, rezultatele analizelor chimice au fost proiectate în triunghiul lui V i s n e a k o v de clasificare a rocilor carbonatate (fig. 6).

Din diagramă reiese că proba 349 se proiectează în celula 20 (dolomit argilos calcaros), iar probele 429, 455 și 457 în celula 17 (calcar dolomitic).

Variatiile valorilor procentuale ale oxizilor determinați sunt normale, avînd în vedere faptul că rocile analizate aparțin la două tipuri diferite.



TABELUL 5

Compoziția chimică a calcarelor dolomitive cristaline

Proba Oxizi %	349 Calcar dolomitic cu muscovit și cuarț	429 Calcar dolomitic cu tremolit	455 Calcar dolomitic cu muscovit	457 Calcar dolomitic cu muscovit și cuarț
SiO ₂	2,15	1,15	0,71	1,82
Al ₂ O ₃	1,35	0,90	0,58	0,35
Fe ₂ O ₃	6,70	1,50	2,15	0,98
MgO	15,24	12,31	12,11	11,95
CaO	26,77	38,91	40,22	39,44
TiO ₂	0,75	0,30	urme	0,36
CO ₂	47,44	44,88	44,55	45,36
Total	100,40	99,95	100,32	100,26
CaCO ₃	47,65	69,25	71,59	70,20
MgCO ₃	32,00	25,85	25,43	25,09
CaMg(CO ₃) ₂	69,76	55,41	55,43	54,69
CaCO ₃ din dolomit	37,76	30,56	30,00	29,60
CaCO ₃ în exces	9,89	38,69	41,59	40,60

Analist: geochimist G. h. Popa

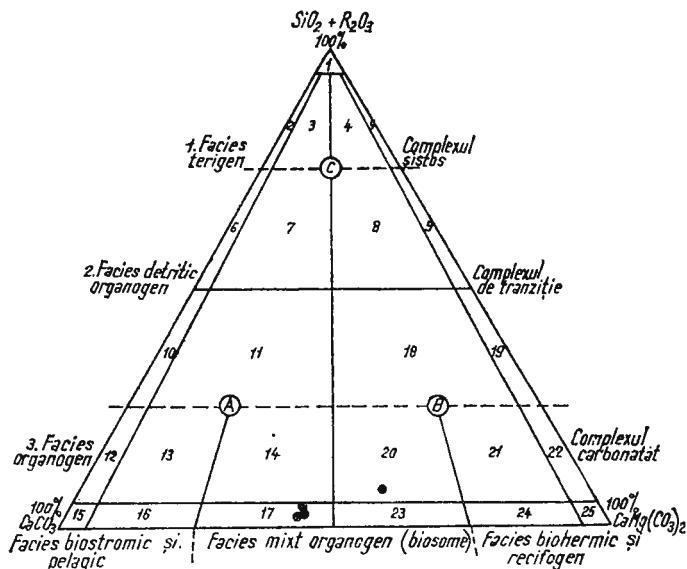


Fig. 6. — Proiecția chimismului rocilor carbonatațe cristaline în triunghiul lui S. G. Vîșneakov.

Projection du chimisme des roches carbonatées cristallines dans le triangle de S. G. Vîșneakov.



Analiza termică diferențială (fig. 7), efectuată pentru șase probe din diferitele iviri amintite, pune în evidență două picuri endoterme caracteristice dolomitelor.

Primul pic, de la temperatură cuprinsă între 745° — 780°C , este datorat trecerii MgCO_3 în pericolaz. Cel de al doilea pic de temperatură

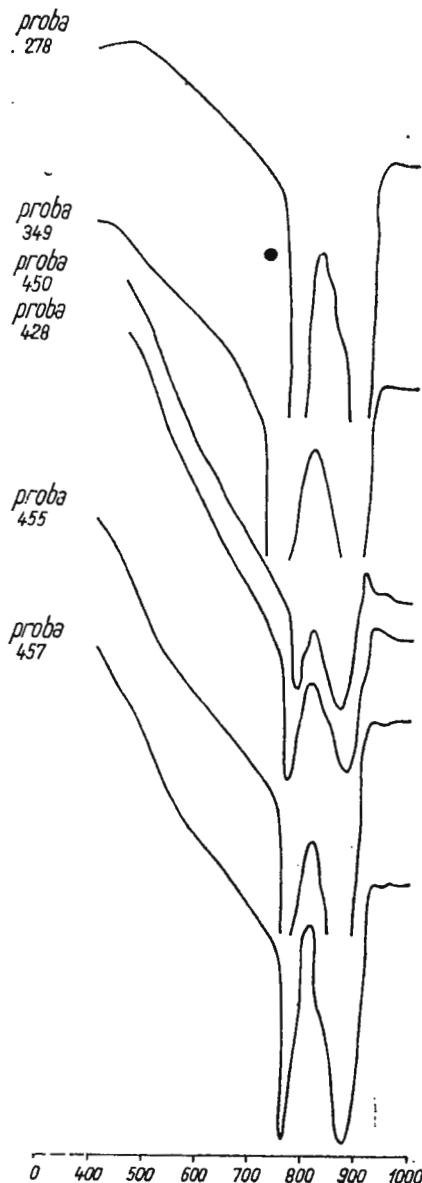


Fig. 7. — Curbele termice diferențiale pentru calcarele dolomitice și dolomitele calcaroase.

Courbes thermiques différencielles pour les calcaires dolomitiques et les dolomies calcaires.

mai ridicată, cuprins între 875° — 890°C , este datorat descompunerii CaCO_3 .

Din studiul petrochimic reiese că rocile carbonatace analizate fac parte din grupa calcarelor dolomitice și a dolomitelor calcaroase având cantitatea procentuală de MgCO_3 cuprinsă între 25,09% și 32%.

2. Seria gnaiselor de Rarău

Șisturile cristaline care alcătuiesc această serie sunt reprezentate prin roci mezometamorfice având o cristalinitate pronunțată, formind o fâșie continuă, dar îngustă, situată în extremitatea nord-estică a regiunii cercetate.

Această fâșie este delimitată în partea de nord-vest de șisturile seriei epimetamorfice de Tulgheș, iar în partea de nord-est este acoperită, pe toată întinderea, de formațiuni sedimentare mezozoice care maschează contactul cu zona învecinată.

Se constată din observațiile de teren o situație anormală, datorată suprapunerii rocilor seriei mezometamorfice peste cele epimetamorfice. Acest lucru ar putea fi datorat unei dislocații direcționale după cum arată Rădulescu (1959), dar ar putea, tot atât de bine, să fie datorat unui fenomen de recutare a rocilor seriei mezometamorfice, având ca urmare formarea unor cute în evantai. În afara de aceste două ipoteze am mai putea admite că seria mezometamorfică a gnaiselor de Rarău s-ar datora unui metamorfism care a progresat de jos în sus, ale cărui cauze pînă în prezent încă nu le putem explica.

Seria gnaiselor de Rarău este constituită din diverse varietăți de micașisturi, paragnaise, gnais de injecție, șisturi cuarțitice micacee, șisturi cuarțitice cu hoînblendă și foarte rar amfibolite. Provine din metamorfozarea unui complex sedimentar pelito-psamitic străbătut de roci magmatice de tipul granodioritelor, dioritelor cuarțifere sau plagiogranitelor care formau o serie de lentile de dimensiuni variabile, în general mult alungite și puțin îngroșate, care au fost metamorfozate odată cu complexul sedimentar.

În urma metamorfismului sedimentelor pelito-psamitice au rezultat șisturi cuarțitice micacee cu granat, șisturi cuarțitice cu hornblendă și granat, micașisturi cu granat, paragnaise cu biotit și granat și amfibolite cu clorit. Din lentilele de roci magmatice au rezultat ortognaise care însă au suferit ulterior o serie de transformări metasomatice ce au afectat și o parte din șisturile cristaline în urma căror s-au format migmatitele oculare denumite de Kräutner (1929) „gnaise de Rarău”.



a) **Şisturi cuarțitice micacee cu granat.** Aceste roci sunt dezvoltate în special în zona dealul Muncelu-Bîrca Nițanului cuprinsă între Rarău și Pojorîta, deoparte și alta a fișiei de gnais care formează în acest sector un corp bine individualizat.

Sunt roci destul de dure cu șistozitate redusă și orientare evidentă. Pe suprafața de șistozitate se observă nodule constituite din granule de granat neuniform răspândite, ale căror dimensiuni variază de la cîțiva milimetri la peste 2 cm.

Rocile au o culoare cenușie închisă, slab verzuie, uneori argintie, cu luciu accentuat datorită mineralelor micacee. Pe suprafața de șistozitate se pot distinge lamele de muscovit, biotit și paiete de sericit, pe lîngă granulele de granat. În cadrul șisturilor cuarțitice se pot separa șisturi cuarțitice cu muscovit și granat, șisturi cuarțitice cu biotit și granat și șisturi cuarțitice cu hornblendă și granat.

Prezintă o structură granoblastică cu treceri spre granolepidoblastică în care se dezvoltă porfiroblaste de granat.

Mineralogic roca este constituită, în cea mai mare parte, din granule de cuarț de dimensiuni variabile, în general alungite, slab orientate, cu extincție ondulatorie. Mai apare muscovit sub forma unor lamele alungite și biotit sub formă de lamele scurte care sunt diseminate în masa rocii, formînd uneori și concentrații.

Granatul se prezintă ca porfiroblaste, în general cloritizat pe margini și cu frecvente incluziuni de cuarț.

În masa rocii mai apare minereu reprezentat prin pirită, magnetit și hematit. Rareori se întâlnește sfen și feldspat plagioclaz sub formă de granule mici. Cloritul și penitul sunt formate pe seama granatului și mai rar pe cea a biotitului.

Pentru șisturile cuarțitice am efectuat un număr de trei analize chimice ale căror rezultate sunt date în tabelul 6.

Din calculul parametrilor N_{iggl} (tabelul 7) se obține o valoare ridicată pentru qz , la probele 243 și 308, ceea ce pune în evidență existența de cuarț liber.

Proiectînd valorile parametrilor „ al ”, „ alk ” și „ $c + fm$ ” în tetraedrul de concentrație se constată că toate rocile analizate se grupează în cîmpul sedimentelor argiloase și anume : proba 308 în secțiunea IV avînd raportul c/fm cuprins între 0,42 – 0,67, iar probele 242 și 243 în secțiunea V, care are raportul c/fm cuprins între 0,67 – 1,00 (fig. 8).

Din această diagramă se poate trage concluzia că rocile din care au rezultat șisturile cuarțitice micacee cu granat au fost sedimente argiloase.



TABELUL 6
Compoziția chimică a sistemelor cuarțitice micacee cu granat

Oxizi	Proba		
	242	243	308
SiO ₂	54,16	75,72	67,41
TiO ₂	0,94	0,71	0,75
Al ₂ O ₃	28,27	13,02	16,85
Fe ₂ O ₃	0,11	0,73	1,05
FeO	5,56	3,12	4,63
MnO	0,04	0,01	0,07
MgO	1,47	0,28	0,65
CaO	3,61	2,78	2,94
K ₂ O	4,29	2,42	3,12
Na ₂ O	1,02	1,79	2,81
H ₂ O la 105°	0,19	0,08	0,06
Total	99,66	100,66	100,34

Analist : geochimist C. Căruntu

TABELUL 7

Parametri Niggli

Proba	Parametri								
	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	c/fm
242	174,1	53,4	22,4	12,3	11,9	0,74	0,32	26,5	0,55
243	434,8	44,1	20,0	16,9	19,0	0,47	0,12	258,8	0,84
308	289,2	42,5	23,9	13,4	20,2	0,42	0,17	108,4	0,56

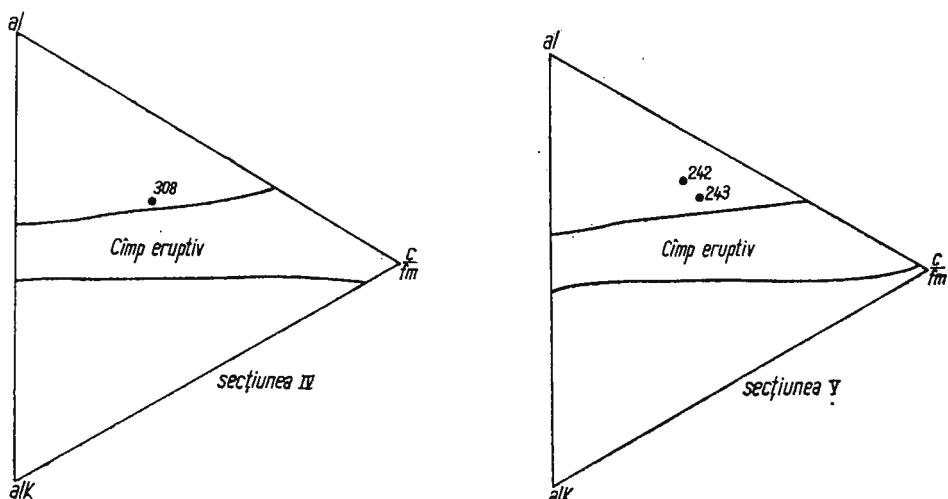


Fig. 8. — Tetraedrul de concentrație al lui Niggli cu proiecția parametrilor „al”, „alk” și „c + fm”.

Tétraèdre de concentration de Niggli avec la projection des paramètres „al”, „alk” et „c + fm”.



Din analiza chimică am calculat și parametri ACF și $A'KF$ (tabelul 8).

Proiectând valorile ACF și $A'KF$ în diagrama faciesurilor metamorfice, probele analizate pe baza minerarelor componente, se încadrează în faciesul almandin-amfibolitic, subfaciesul staurolit-almandin (fig. 28).

TABELUL 8
Parametri ACF și A'KF

Proba \ Parametri	A	C	F	A'	K	F
242	54,8	16,3	28,9	14,8	36,6	48,6
243	43,8	27,8	28,4	24,0	26,0	50,0
308	41,2	23,0	35,8	23,5	22,1	54,4

Asociația de minerale caracteristice pentru șisturile pelitice ale acestui subfacies este :

muscovit + biotit + almandin + cuarț ± plagioclaz + epidot.

b). Micașisturi cu granat. În sectorul cuprins între Pojorita și Botoș predomină micașisturile cu granat, având subordonat intercalări de paragnease, șisturi cuarțitice micacee și migmatite oculare.

Micașisturile sunt roci care prezintă o structură granolepidoblastică, lepidogranoblastică, sau lepidoblastică, în funcție de predominarea cuarțului, sau a mineralelor micacee. Mineralogic sunt constituite din minerale micacee, între care predomină muscovitul, întâlnindu-se și cazuri în care biotitul este mineralul predominant. Biotitul apare în general ca cristale idiomorfe având incluziuni cu aureole pleocroice. Cuarțul se prezintă sub formă de granule mărunte, rareori apărând și fenoblaste cu extincție ondulatorie. Granatul formează porfiroblaste, uneori fiind în cantitate apreciabilă. Porfiroblastele de granat apar megascopic de culoare brună negricioasă, cu forme de dodecaedru romboidal. În secțiuni subțiri au o culoare slab rozie, fiind izotropă. Ele prezintă incluziuni de cuarț și rareori minerale micacee. Frecvent sunt cloritizate spre margini și înconjurate de minerale micacee.

În masa rocii mai apare grafit, care uneori este destul de abundant, formând chiar concentrații. Albitul se întâlnește rareori sub formă de granule mărunte. Ca minerale accesorii apar magnetitul, titanitul și apatitul.

Parageneza caracteristică pentru aceste roci este următoarea : cuarț + muscovit + biotit + granat.



Având în vedere faptul că idioblastele de granat din micașisturi sunt transformate în zona periferică în clorit care se prezintă sub forma unei mase verzui, izotropă, se pare că aceste roci au fost supuse diaforezei posterior metamorfozării lor.

c). **Paragnaise micacee cu granat.** Apar destul de rar sub forma unor benzi, atât în masa săsturilor cuarțitice micacee din zona dealul Muncelul-Bitea Nițanului, cît și în masa micașisturilor din zona Pojorita-Botoș și anume în pîrîul Timonului și în pîrîul lui Moroșan. Sînt roci cu textură sîstoasă și structură granolepidoblastică.

Paragnaisele constituie faciesul marginal al migmatitelor oculare. Mineralogic sînt constituite din minerale micacee reprezentate prin muscovit și biotit, cuarț, feldspat plagioclaz, granat, minerale opace, grafit, sfen, rareori feldspat potasic și clorit. Mineralele micacee uneori formează fișii în alternanță cu fișii cuarțo-feldspatice. În aceste roci granatul, datorită unei dezvoltări mult mai largi decît restul mineralelor, imprimă rocii caracterul porfiroblastic. Se mai constată din studiul secțiunilor subțiri o largă variație în ceea ce privește raporturile procentuale dintre diferitele minerale constituente ale rocilor. La unele varietăți predomină mineralele micacee în special muscovitul care totdeauna este în cantitate mai mare decît biotitul. La alte varietăți predomină mineralele cuarțo-feldspatice, cele micacee fiind subordonate.

Porfiroblastele de granat sînt frecvent transformate în clorit reprezentat prin varietatea penin. În unele cazuri această transformare este aproape completă, încit în locul granatului apare atît cloritul ca o masă verzuie, izotropă, cît și peninul.

Feldspatul plagioclaz, ușor alterat, se prezintă sub formă de granule mărunte sau larg dezvoltate, maclate polisintetic după legea albitalui.

Feldspatul potasic care se întânește destul de rar, și anume sub forma unor granule mărunte, este reprezentat prin microclin.

Formarea cloritului pe seama granatului ne face să considerăm și aceste roci, ca și micașisturile în care sînt intercalate, ca aparținînd unei serii retromorfe.

Pentru paragnaisele micacee cu granat a fost efectuată o analiză chimică (proba 312) obținîndu-se următoarele rezultate (în %): $\text{SiO}_2 = 75,12$; $\text{TiO}_2 = 0,48$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,50$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,46$; $\text{FeO} = 2,51$; $\text{MnO} = 0,04$; $\text{MgO} = 0,30$; $\text{CaO} = 2,11$; $\text{Na}_2\text{O} = 2,56$; $\text{K}_2\text{O} = 2,30$; $\text{H}_2\text{O la } 105^\circ = 0,08$; (total = 100,46). Procentul ridicat de SiO_2 (75,12%) și de Al_2O_3 (14,50%) ne indică originea sedimentară pelitică a acestor roci.



Calculind parametrii Niggli am obținut următoarele valori: $si = 425,8$; $al = 48,3$; $fm = 16,3$; $c = 13,3$; $alk = 22,1$; $k = 0,37$; $mg = 0,14$; $qz = 237,4$; $c/fm = 0,81$.

Valoarea ridicată a qz (237,4) ne arată că paragnaisele conțin cuarț liber.

Proiectând valorile parametrilor „ al ”, „ alk ”, și „ $c + fm$ ” în tetraedrul de concentrație (fig. 9.) se constată că aceste roci se proiectează în cimpul

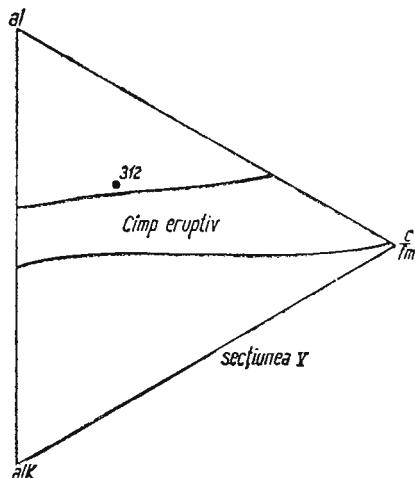


Fig. 9. — Tetraedrul de concentrație al lui Niggli cu proiecția parametrilor „ al ”, „ alk ” și „ $c + fm$ ”.
Tetraèdre de concentration de Niggli avec la projection des paramètres „ al ”, „ alk ” et „ $c + fm$ ”.

sedimentelor argiloase secțiunea V care are raportul c/fm cuprins între $0,67 - 1,00$.

Pentru analiza efectuată am calculat și valorile ACF și $A'KF$ obținind următoarele rezultate: $A = 49,7$; $C = 24,2$; $F = 26,1$; $A' = 36,5$; $K = 23,1$; $F = 40,4$.

Proiectând valorile parametrilor ACF și $A'KF$ în diagrama faciesurilor metamorfice cu exces de silice și Al_2O_3 , proba analizată, după compozitia mineralogică, se incadrează, ca și micașisturile, în faciesul almandin-amfibolitic, subfaciesul staurolit-almandin (fig. 28).

d). **Gnais oculare.** În cadrul zonei mezometamortice amintite se individualizează mai multe lentile de gnais oculare. Aceste lentile, cind sunt mult alungite pe direcție, dau aspectul unei benzi continue.

Din cercetările întreprinse am putut constata că gnaisle oculare constituie numai lentile mult alungite, cu dimensiuni foarte diferite, intercalate în masa șisturilor mezometamorfice. Grosimea lentilelor de gnais, în cadrul perimetrlui cercetat, este cuprinsă între cîțiva metri

și maximum 40 m, iar lungimea între mai multe zeci de metri și peste 1 km. Aceste dimensiuni sunt valabile numai pentru gnaisul ocular masiv.

Lentilele de gnais ocular sunt cel mai bine dezvoltate în dealul Muncelului, Bîrca Nițanului și Bîrca Hohnenilor, toate în zona cuprinsă între Rarău și Pojorita.

Aceste lentile se deosebesc megascopic foarte ușor de rocile micacee granatifere, atât prin compactitate, cât și prin prezența în masa lor a numeroase ochiuri roșii sau albe de feldspat potasic.

În zona cuprinsă între Pojorita și Botoș situația este inversă și anume: lentilele de gnais ocular sunt în total subordonate micașisturilor cu granat și paragnaiselor.

Iviri de gnaise oculară au fost semnalate în masa șisturilor cristaline începând din Valea Ceremușului, continuând în sud, cu unele intreruperi, pînă în regiunea Hăgimașului Mare, de către primii cercetători ai acestor regiuni.

Astfel, Cotta (1855), Herbig (1873), Paul (1876), Athanasiu (1899), încă din secolul trecut, menționează prezența gnaiselor oculară în zona Fundul Moldovei-Pojorita-Rarău. Paul consideră gnaisele ca fiind localizate în partea superioară a șisturilor cristaline, sub forma unor intercalații lenticulare cu o grosime de maximum 50 cm.

Asupra formării gnaiselor oculară, în general, au fost propuse, de diversi cercetători, următoarele interpretări genetice (Dmitrescu 1964):

a). Origine pur magmatică, consolidarea fiind concomitentă cu o tectonizare (protoclază) sau cu o laminare ulterioară (cataclază).

b). Îmbogățire metasomatică în alcalii, fie datorită unor fluide, fie prin difuziune în stare solidă.

c). Diferențiere metamorfică prin segregarea mineralelor cuarțofeldspatice.

Pentru a putea aduce o oarecare contribuție la elucidarea problemei privind formarea gnaiselor din zona Rarăului, am întreprins un studiu petrografic și chimic completat cu observații de teren.

Macroscopic se pot separa mai multe varietăți de gnaise în funcție de textură și de predominarea anumitor minerale: 1) o varietate cu textură masivă și aspect granitic, în care nu apar fenoblaste de feldspat potasic roșu și la care orientarea mineralelor componente este abia vizibilă; 2) o varietate sistoasă, cu textură lenticulară, la care se observă o evidentă orientare a mineralelor, iar fenoblastele de feldspat potasic roșu sau alb-gălbui, sunt înconjurate de foite lamelare de mică; 3) o



varietate foarte șistoasă la care fenoblastele de feldspat sunt rare, predominând mineralele micacee și cuarțul.

Gnaisul, în general, este constituit dintr-o masă cenușie roșcată, cu reflexe argintii, formată din cuarț, feldspat potasic și sodic, mică albă și neagră, cu granulație mijlocie, în care sunt prinse fenoblastele de feldspat potasic roșu sau alb galbui, cu dimensiuni care variază între 0,5—4 cm în lungime și 0,5—2 cm în lățime, care-i dau aspect ocular.

Sub microscop, diferențele varietăți amintite prezintă structură diferită care poate fi porfiroblastică, granoblastică sau chiar granolepidoblastică. A fost întîlnită și structura porfiroclastică cu porfiroclaste prinse într-un agregat mărunt heteroclasic.

Mineralogic, gnaisul este constituit din fenoblaste de feldspat potasic, reprezentat prin microclin, având caracteristică macla în rețea, uneori cu structură pertitică. Alături de acestea mai apar și cristale nemaclate. Fenoblastele de feldspat potasic sunt prinse într-o masă fundamentală, formată predominant din cuarț, biotit, muscovit, feldspat plagioclaz și sericit, la care se adaugă granat, epidot, zircon, rutil, apatit, precum și aglomerări fine de hidroxizi și oxizi de fier.

Microclinul apare atât ca fenoblaste dind caracterul ocular al gnaiseelor, cât și ca microblastă în masa fundamentală alături de cuarț, feldspat plagioclaz și mică. Ochiurile de microclin au în general formă ovală, uneori neregulată. Sunt proaspete și au caracteristică macla în rețea. Uneori prezintă o slabă extincție ondulatorie, fiind fragmentate și având spărturile recimentate cu cuarț. Posedă incluziuni de cuarț, muscovit, feldspat plagioclaz și biotit. Întrucât microclinul este foarte proaspăt în comparație cu restul feldspașilor, admitem că a crescut metasomatic înlocuind o parte din mineralele preexistente.

Micropertitul este predominant în unele secțiuni. Acesta conține de asemenea incluziuni de cuarț și mică, întîlnindu-se atât în masa rocii, cât mai ales sub formă de fenoblaste. La fel ca și microclinul este în mare majoritate proaspăt.

Feldspatul potasic nemaclat se întâlnește mai rar atât în masa fundamentală, cât și sub formă de ochiuri. În general este sericitizat, posedând și incluziuni de cuarț. În secțiuni se mai observă o serie de fenoblaste de feldspat alterate și transformate în sericit, care se prezintă sub forma unor baghete alungite ce străbat cristalul în toate direcțiile.

Feldspatul plagioclaz apare și în masa fundamentală sub formă de cristale mici, idiomorfe și nealterate, maclate după legea albitului, corespunzând unui conținut în anortit cu frecvență maximă de 26% An,



un oligoclaz. Apare și ca incluziuni în cristalele de feldspat potasic, prezintând uneori urme de coroziune. La unele cristale de plagioclaz se constată o îndoire a lamelor de maclă, ceea ce denotă că au fost supuse unor solicitări mecanice.

Cuarțul apare fie sub formă de cristale mărunte, xenomorfe, răspândite neuniform în masa fundamentală a rocii, sau grupindu-se în benzi, fie sub formă de zone (ochiuri) constituite din aglomerări de cristale. Considerăm că acestea din urmă provin din sfârșimarea cristalelor de cuarț, constituind roca magmatică din care, în urma metamorfismului, a rezultat gnaisul. Aglomerările de cuarț apar foarte frecvent la secțiunile care provin din gnaisul cu textură masivă cu aspect granitic, rar la cel cu textură sistoasă lenticulară și niciodată la varietatea sistoasă.

Mineralele micacee sunt reprezentate prin muscovit, biotit și sericit. În funcție de structura rocii ele constituie mineralul predominant sau subordonat cuarțului și feldspatului.

Muscovitul se prezintă sub formă de cristale care înconjoară fenoblastele de feldspat și aglomerările de cuarț, sau formează în masa rocii benzi care imprimă rocii o sistozitate accentuată. Apare și ca incluziuni în feldspat.

Sercitul apare frecvent sub forma unor paiete scurte, care se întâlnesc atât în masa fundamentală, cât, mai ales, în cristalele de feldspat pe care le străbate în toate direcțiile. Ele provin în urma procesului de alterare a feldspatului.

Biotitul, uneori destul de frecvent, se prezintă sub formă de lamele largi, frecvent îndoite. Se poate separa după nuanță un biotit brun-roșcat închis, cu aureole pleocroice datorate incluziunilor de zircon, și un biotit galben-brun, slab verzui, care se prezintă sub forma unor lamele alungite și îndoite, care, alături de muscovit, înconjoară fenoblastele de feldspat și granulele de cuarț. Apare și ca incluziuni în cristalele de feldspat potasic.

Granatul se întâlnește destul de rar sub forma unor granule mărunte, în secțiunile de gnaisse granitice cu textură masivă; este însă frecvent, formând porfiroblastă, în cele cu textură sistoasă-lenticulară și foarte frecvent în cele sistoase în care fenoblastele de feldspat potasic sunt rare. Are forme ovale cu contur neregulat, conținând incluziuni de cuarț, sericit și rareori biotit. În unele cazuri este fisurat și zdrobit. Porfiroblastele de granat au conturul distrus, fiind cloritizate, începând din partea inferioară spre margini, iar unele granule sunt complet transformate în clorit.



Restul mineralelor, cum ar fi zirconul, rutilul, apatitul, oxizii și hidroxizii de fier, apar sporadic în masa fundamentală a gnaisului sau sub formă de incluziuni în mineralele amintite. Se poate cita că în una dintre secțiuni rutilul este foarte abundant, prezentându-se sub formă de cristale aciculare orientate în toate direcțiile.

Din observațiile microscopice se poate constata că : gnaisele oculare au fost supuse unor solicitări mecanice, care se concretizează prin extincțiiile ondulatorii la cuarț și feldspat, deformarea și îndoarea lamelor de macă la feldspatul plagiociaz, îndoarea și răsucirea lamelelor de muscovit și biotit, precum și sfârșimarea și tisurarea granulelor de granat. Acțiunea mecanică a fost însoțită de circulația unor soluții, care au avut ca efect sericitizarea feldspatului.

Cloritizarea granatului ne face să admitem că și gnaisele oculare au fost supuse posterior metamorfozării lor, diaftorezei, care a afectat întregul complex al seriei niezometamorfice a gnaiselor de Rărău.

Pentru a putea face o caracterizare chimică a gnaisului au fost efectuate un număr de zece analize chimice (tabelul 9) ale căror rezultate au fost interpretate folosind metoda Niggli.

Din datele analizelor chimice se poate constata că gnaisele oculare conțin un procent ridicat de SiO_2 , care este cuprins între 66,44% și 75,46%. Diferența de 9,02% a SiO_2 dintre diversele probe analizate este datorată faptului, că au fost analizate roci diferite, care aparțin la cele trei tipuri de texturi descrise.

TABELUL 9
Compoziția chimică a gnaiselor oculare

Oxizi \ Proba	3	5	6	12	20	25	27	296	301	302
SiO_2	74,96	74,95	73,20	68,58	70,56	75,46	72,40	66,44	70,70	70,69
TiO_2	0,80	0,80	0,53	0,34	0,63	0,98	0,43	0,77	0,26	0,31
Al_2O_3	15,20	15,70	13,69	16,11	15,99	14,20	13,71	15,23	12,83	16,15
Fe_2O_3	0,75	0,76	0,96	1,06	0,75	0,85	1,03	0,71	1,32	0,96
FeO	0,90	0,89	0,72	1,85	1,76	0,50	0,84	5,14	2,15	1,69
MgO	0,52	0,42	0,39	2,59	2,01	0,61	0,43	2,19	1,64	2,13
CaO	1,34	1,32	1,40	3,13	2,84	1,23	1,82	2,86	2,71	2,40
K_2O	3,20	3,50	4,83	3,45	3,19	4,17	4,92	3,69	4,22	3,35
Na_2O	2,15	2,04	3,94	2,15	2,62	2,05	3,60	2,58	3,11	2,19
H_2O	0,67	0,42	0,39	0,60	0,63	0,88	0,41	0,98	0,35	0,85
Total	100,49	100,80	100,05	99,86	100,98	100,93	99,59	100,59	99,29	100,72

Analist : geochimist G. h. Popa



TABELUL 10
Coeficientii Niggli

Coefficient Proba \	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>qz</i>	<i>c/fm</i>
3	469,9	53,8	12,6	8,7	24,9	0,49	0,52	270,3	0,69
5	480,5	58,1	10,9	7,8	23,2	0,50	0,41	287,5	0,72
6	419,2	44,7	10,6	6,9	37,8	0,45	0,29	168,0	0,65
12	292,3	40,4	26,8	14,4	18,4	0,51	0,71	118,7	0,54
20	333,3	44,5	23,8	14,4	17,3	0,47	0,67	164,1	0,60
25	448,5	49,6	15,0	7,9	27,5	0,57	0,68	238,5	0,53
27	387,3	43,0	11,3	10,3	35,4	0,47	0,48	145,7	0,91
296	266,7	35,9	32,3	12,3	19,5	0,48	0,44	38,7	0,38
301	328,2	35,1	25,0	13,4	26,5	0,47	0,55	122,2	0,54
302	327,3	43,9	24,4	11,9	19,8	0,51	0,70	148,1	0,49

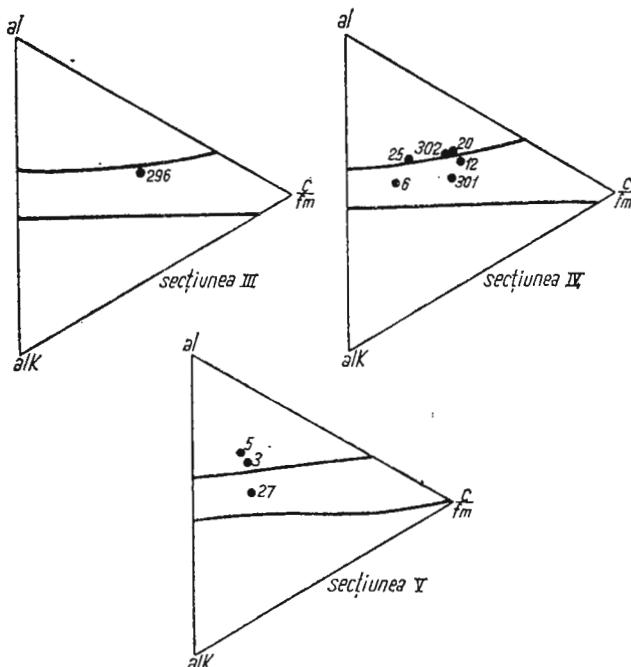


Fig. 10. — Tetraedrul de concentrație al lui Niggli cu proiecția parame trilor „*al*”, „*alk*” și „*c + fm*”.

Tétraèdre de concentration de Niggli avec la projection des paramètres „*al*”, „*alk*” et „*c + fm*”.



La restul oxizilor variațiile procentuale între diferitele probe analizate sunt restrînse. La toate probele analizate se constată un conținut mai ridicat al K_2O față de Na_2O . Acest lucru este explicabil, avînd în vedere că feldspatul predominant este cel potasic.

Cantitatea procentuală de CaO , care uneori este destul de ridicată față de cea de Na_2O , nu este datorată unui feldspat plagioclaz cu un conținut mai mare de anortit, ci granatului care, odată cu creșterea sistozitatii rocii, devine din ce în ce mai abundant.

În vederea interpretării rezultatelor analizelor chimice am calculat valorile coeficienților N_{iggl} (tabelul 10).

Proiectînd valorile „ al ”, „ alk ” și „ $e + fm$ ” în tetraedrul de concentrație (fig. 10) se constată că probele 6,12, 27, 296, 301, cu textură masivă și aspect granitic, cad în cîmpul eruptiv; probele 20, 25 și 302 cu textură lenticulară sistoasă, cad la limita dintre cîmpul eruptiv și cel al sedimentelor argiloase, iar probele 3 și 5 cu textură sistoasă, cad în cîmpul depozitelor argiloase.

Proiectînd valorile parametrilor „ al ”, „ alk ”, „ fm ” și „ e ” în diagrama de diferențiere (fig. 11) se constată că gnaisul ocular, avînd valoarea lui „ si ” cuprinsă între 266,7 și 480,1 se încadrează între tipurile de magme granitice și dioritice cu subtipurile engadinitgranitică, normalgranitică, granodioritică și trondhjemitică.

Pentru a reda gradul de alcalinitate al gnaisului am folosit diagrama din fig. 12, în care am trecut pe abscisă valoarea lui „ al ” iar pe ordonată valoarea lui „ alk ”. Din diagramă se observă că probele analizate prezintă varietăți destul de însemnate ale parametrilor „ al ” și „ alk ”, încadrîndu-se în domeniul cuprins între $alk = al$ și $alk < al/2$ care corespunde rocilor alcalini, intermediare și sărace în alcalii.

Din datele analizelor chimice au fost calculați și parametri ACF și $A'KF$ (tabelul 11).

Proiectînd valorile parametrilor ACF și $A'KF$ în diagrama faciesurilor metamorfice (fig. 28), probele analizate pe baza mineralelor componente, se încadrează în faciesul almandin-amfibolitic subfaciesul staurolit almandin.

Din studiul petrografic și chimic se poate afirma, că seria gnaiselor de Rarău este o serie mezometamorfică, prevenită în urma unui metamorfism izochimic și allochimic atît a unor formațiuni sedimentare pelito-psamitice, cît și a rocilor magmatische cuarțo-feldspatice prinse în formațiuni sedimentare. Întreaga serie a fost mai întîi supusă unui metamorfism

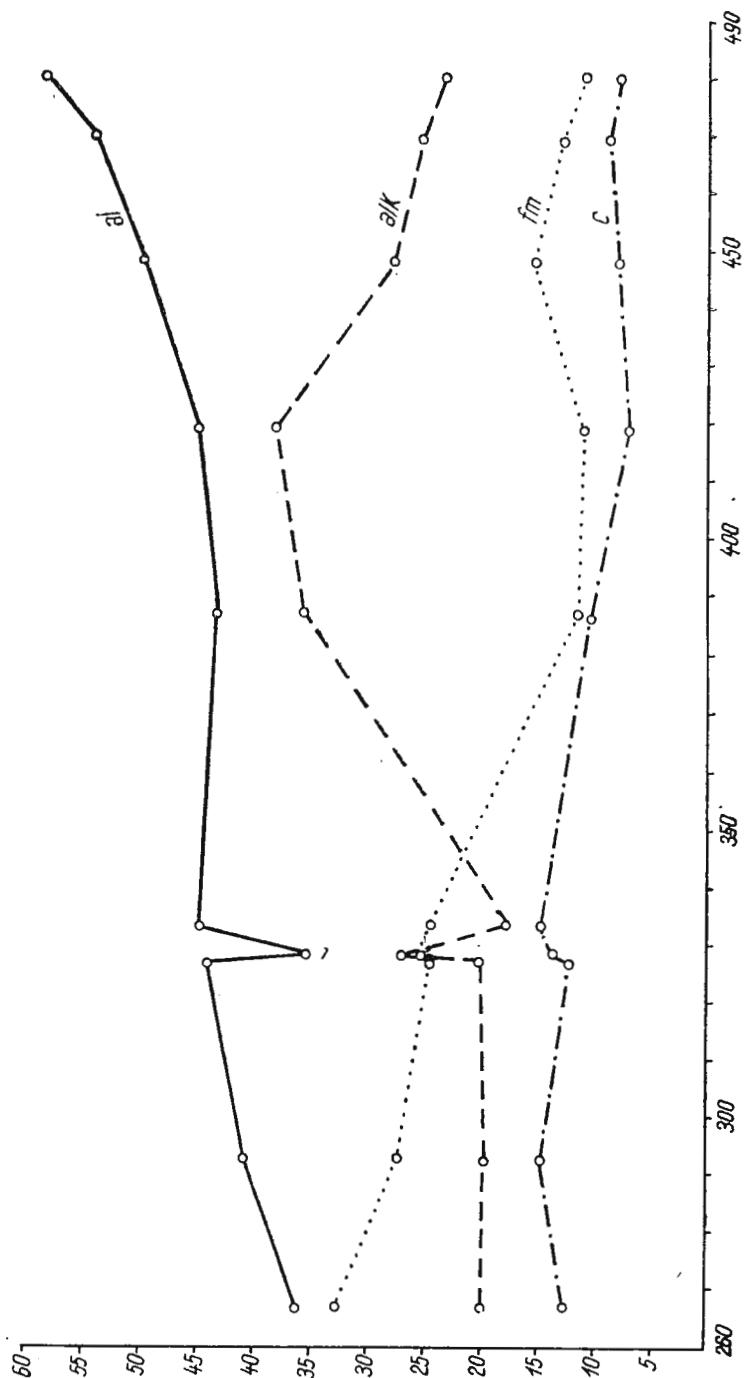


Fig. 11. — Diagrama de diferențiere a gnaieselor.
Diagramme de différenciation des gneiss.

izochimic care a avut ca efect recristalizarea rocilor preexistente, formînd micașisturile, paragnaisele, amfibolitele și gnaisele cu textură masivă și aspect granitic (fig. 13).

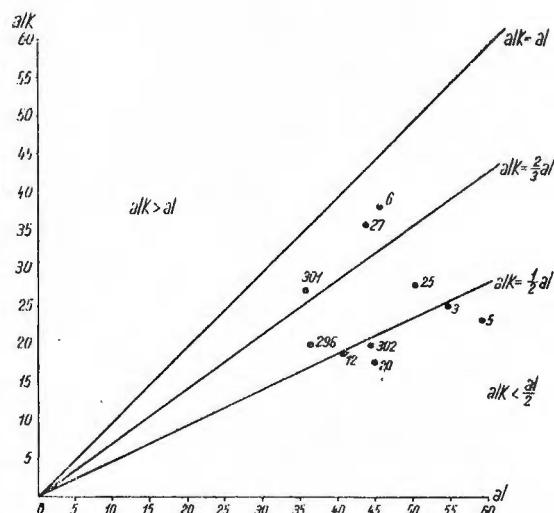


Fig. 12. — Diagrama alcalinității.
Diagramme de l'alcalinité.

TABELUL 11

Parametri ACF și A'KF

Proba \ Parametri	A	C	F	A'	K	F
Proba						
3	63,4	17,9	18,7	48,7	29,6	21,7
5	70,2	14,9	14,9	58,3	25,0	16,7
6	40,0	30,8	29,2	0,0	72,5	27,5
12	38,8	23,3	37,9	19,0	23,4	57,6
20	39,9	24,5	35,6	19,6	26,8	53,6
25	60,4	19,8	19,8	37,7	41,5	20,8
27	35,4	37,6	27,0	—	—	—
296	28,9	20,5	50,6	9,4	21,4	69,2
301	24,2	29,8	46,0	—	—	—
302	43,9	20,3	35,8	28,2	23,1	48,7

A urmat probabil un metainorfism allochimic cu un aport de alcalii și anume potasiu, avînd ca rezultat dezvoltarea metasomatică a microclinului care înlouiește o bună parte din mineralele șisturilor cristaline preexistente și în special al micașisturilor și paragnaiselor. Se formează pe lîngă gnaisele cu textură masivă pe care le considerăm ortognaise, gnais mixte,

care se deosebesc de primele prin prezența unor fenoblaste de feldspat potasic și printr-o textură șistoasă lenticulară.

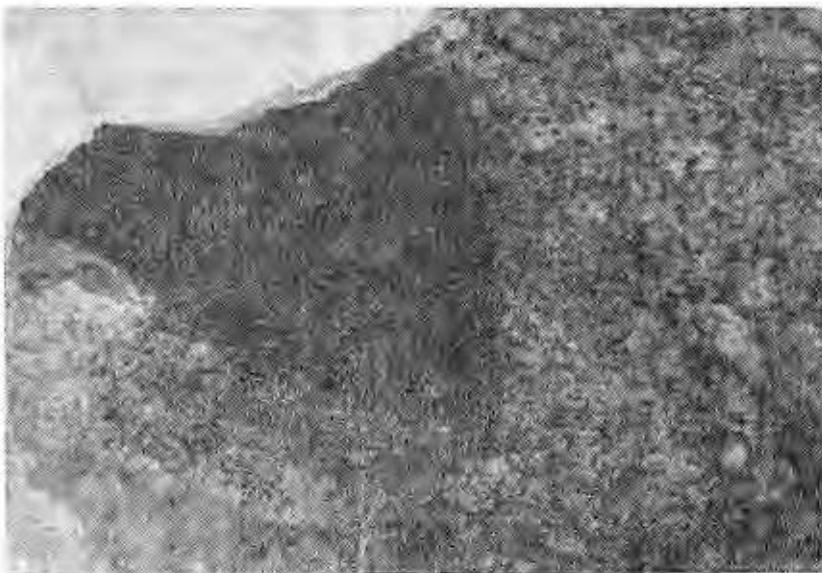


Fig. 13. — Enclavă de micașist cu granat în gnaisul granitic.
Enclave de micaschiste à grenat dans le gneiss granitique.

În același timp sau chiar anterior feldspatizării s-a produs sericitizarea feldspatului din ortognaise.

Ulterior întregul complex a fost supus unei fisurări pe mai multe sisteme de fragmentare a mineralelor, fisuri umplute cu un mortar cuarț-feldspatic.

e). **Amfibolite.** În cadrul seriei gnaiselor de Rărău am separat și două iviri de amfibolite, dintre care una în zona Bitcii Nițanului, iar cea de a doua în punctul numit „La Rîpa”, situat în partea de nord-est a localității Botoș.

În Bitca Nițanului apare o ivire de amfibolit șistos, de dimensiuni reduse, intercalată în masa gnaisului ocular. La microscop roca prezintă o structură granonematoblastică fiind constituită în cea mai mare parte din hornblendă comună verde, și epidot. În masa rocii mai apare muscovit, cuarț, magnetit și cristale mărunte și rare de feldspat plagioclaz, un oligoclaz cu 28–30% An.

Cea de a doua lentilă de amfibolite apare în zona „La Rîpa”, fiind situată la contactul dintre șisturile cuarțitice sericitocloritice ale seriei epimetamorfice și micașisturile cu granat, ale seriei gnaisului de Rarău. Amfibolitele au culoare închisă, negricioasă-verzuie, cu orientare evidentă a mineralelor constitutive. Au structură granonematoblastică pînă la nematoblastică și textură lineară. Mineralogic sunt constituite în cea mai mare parte din cristale prismatice de hornblendă, de culoare verde pală, slab pleocroică. Mai apare epidot, zoizit, cuarț, magnetit, granat, precum și feldspat plagioclaz în cantitate redusă. Plagioclazul este un oligoclaz cu 28%–30% An. Existența în amfibolitele seriei gnaisului de Rarău a oligoclazului ne face să trecem întreaga serie la faciesul almandin-amfibolitic, subfaciesul cu staurolit-almandin.

Studiul chimic al granațiilor. Șisturile cristaline, care formează seria mezometamorfică a gnaiselor de Rarău, conțin nodule neuniform răspândite pe suprafața de șistozitate, constituite din granule de granat, ale căror dimensiuni variază de la cîțiva milimetri la 2 centimetri. Granulele de granat, deși frecvent alterate la suprafață, au totuși forme regulate de dodecaedru romboidal, la care muchiile sunt, în general rotunjite.

La microscop se constată în multe cazuri o cloritizare a lor, uneori destul de avansată, cît și prezența unor incluziuni de cuarț și minerale micacee. Întrucât granații fac parte dintre mineralele sensibile la schimbarea condițiilor de temperatură și presiune, fiind considerați ca minerale index, a căror compoziție chimică se schimbă în funcție de gradul de metamorfism, am efectuat un studiu chimic al lor, în vederea stabilirii faciesului metamorfic din care face parte seria gnaisului de Rarău. În vederea determinării compoziției chimice și a celei normative a granatului, au fost analizate patru probe.

Rezultatele analizelor chimice sunt date în tabelul 12. Din datele analizei chimice am calculat compoziția normativă a granațiilor (tabelul 13).

Din calculul normei rezultă că granații din seria gnaiselor de Rarău fac parte din grupa granațiilor piralspitici, fiind almandinici cu un procent variabil de andradit, cuprins între 12,7% și 22,3% și de pirop, cuprins între 11,7% și 14,6%.

T r ö g e r (1959) clasifică rocile cu granați pe baza compoziției normative a acestora în mai multe clase. Comparînd rezultatele compoziției normative a granațiilor seriei gnaiselor de Rarău, cu cele date de



Trăgăre se constată că ei provin din micașisturi cu granați almandin-andraditici.

Pentru a stabili faciesul metamorfic în care s-au format granații, am folosit diagrama ternară elaborată de V el i c o s l o v i n s k i (1965) care folosește compoziții principali ce intră în soluția solidă a granaților și anume : almandin-spessartin-pirop.

TABELUL 12
Compoziția chimică a granaților

Proba \ Oxizi	717	719	731	744
<chem>SiO2</chem>	43,25	43,94	44,75	40,33
<chem>TiO2</chem>	1,32	1,22	0,85	0,63
<chem>Al2O3</chem>	20,24	19,53	20,55	21,72
<chem>Fe2O3</chem>	5,43	5,45	4,96	6,32
<chem>FeO</chem>	20,30	20,89	22,13	21,77
<chem>MnO</chem>	1,15	1,52	1,45	0,86
<chem>MgO</chem>	2,24	2,20	2,71	2,49
<chem>CaO</chem>	5,79	5,85	3,32	5,52
Total	99,72	100,60	100,72	99,64

Analist : geochimist C. Coeciră.

TABELUL 13
Compoziția normativă a granaților

Proba \ Tipul de granat	717 moli %	719 moli %	731 moli %	744 moli %
Pirop	12,3	11,7	14,6	12,9
Almandin	61,7	61,7	68,3	64,1
Spessartin	3,5	4,5	4,4	2,5
Andradit	22,3	21,7	12,7	20,5
Grossular	0,2	0,4	—	—

Proiectind cele trei compoziții în diagrama din fig. 14 se constată, că granații analizați se proiectează în partea centrală a faciesului amfibolitelor cu almandin.

În urma stabilirii compoziției normative a rămas un rest care variază între 19,55% și 24,08% dat de către SiO2 + Al2O3, care se datorează



inclusiunilor de cuarț și minerale micacee pe care le conțin granulele de granat și care nu au putut fi îndepărtate cu mijloacele de care dispune laboratorul nostru, date fiind dimensiunile reduse ale inclusiunilor și concreșterea lor intimă cu granații. Întrucât restul de $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ are

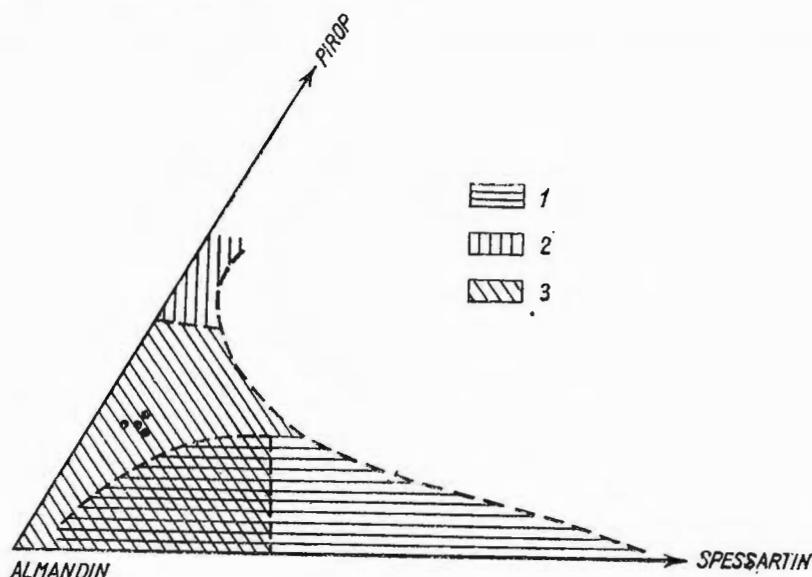


Fig. 14. — Diagrama almandin — spessartin-pirop.

Diagramme almandin-spessartin-pyrose.

TABELUL 14
Compoziția ideală a granaților

Proba \ Oxizi	717	719	731	744
SiO_2	36,19	36,22	36,15	36,37
TiO_2	1,74	1,57	1,10	0,79
Al_2O_3	15,96	16,11	17,94	16,37
Fe_2O_3	7,17	7,00	6,43	7,95
FeO	26,81	26,82	28,68	27,37
MnO	1,52	1,95	1,88	1,08
MgO	2,96	2,82	3,51	3,13
CaO	7,65	7,51	4,31	6,94
Total	100,00	100,00	100,00	100,00

o valoare destul de ridicată, am recalculat valorile obținute pentru diversii oxizi obținând astfel compozitia ideală a granaților (tabelul 14).

În vederea stabilirii subfaciesului, din care fac parte rocile cu granat, am folosit și diagrama lui N a n d i (1967), care are pe abscisă valoarea oxizilor de $\text{FeO} + \text{MgO}\%$, iar pe ordinată valoarea oxizilor de $\text{CaO} + \text{MnO}\%$. Această diagramă este împărțită în trei zone și anume : zona granatului, zona cianitului și zona sillimanitului (fig. 15).

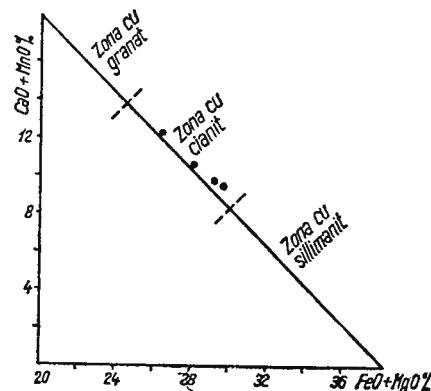


Fig. 15. — Diagrama lui Nandi cu proiecția granaților analizați.

Diagramme de Nandi avec la projection des grenats analysés.

Probele analizate se proiectează în zona cu cianit, făcind astfel parte din subfaciesul staurolit-almandin al faciesului almandin-amfibolitic, de tip Barrow.

Din datele obținute, privind compoziția chimică a granaților din rocile analizate, se pot trage următoarele concluzii, care arată condițiile de metamorfism ce au dus la formarea acestor roci.

Granații din seria gnaiselor de Rarău fac parte din grupa granaților piralspitici, fiind reprezentați prin almandin cu conținut variabil de andradit și pirop.

S-au format în condițiile unui metamorfism „almandinic”, care, după M i y a s h i r o (1953), reprezintă metamorfismul de presiune înaltă, în faciesul almandin-amfibolitic de tip Barrow, subfaciesul staurolit-almandin.

3. Seria epimetamorfică de Tulgheș

Rocile cristalofiliene care intră în alcătuirea acestei serii, constituie cea mai mare parte din perimetrul regiunii cercetate. Ele aparțin unității epimetamorfice centrale, fiind formate sub acțiunea unui metamorfism izochimic, de intensitate scăzută, asupra unor formațiuni sedimentar-vulcanogene, în condițiile faciesului șisturilor verzi. În cadrul acestei unități au fost

separate în ultimul timp, de către diversii cercetători ai regiunii, mai multe complexe stratigrafice pe care I. Rădulescu (1969) le grupează în următoarele trei complexe, cu caracter regional, pe care le separă și cartografic: 1) complexul inferior terigen manganifer; 2) complexul median vulcanogen; 3) complexul superior tufogen bazic.

După harta întocmită de I. Rădulescu (1969), în perimetru cercetat de noi nu apare decât complexul vulcanogen și subordonat complexul inferior terigen manganifer. În urma cercetărilor întreprinse de noi am separat și formațiuni caracteristice complexului superior tufogen bazic. Aceste formațiuni au o dezvoltare redusă, apărând sub forma unei fâșii înguste cu direcția NV–SE în zona cuprinsă între Botoș și pîrul Tunsului de la Fundul Moldovei, pe partea stîngă a rîului Moldova.

În cadrul seriei epimetamorfice de Tulgheș am separat și descriș următoarele tipuri de roci: șisturi cuarțito-sericitoase și sericito-cloritice, șisturi cuarțito-sericitice cu muscovit ± biotit, șisturi sericitice cu calcit, șisturi cuarțitice sericito-cloritice cu albit, cuarțite cenușii și albe, șisturi albitice cu epidot și zoizit, șisturi verzi clorito-albitice-epidotice, șisturi clorito-amfibolice, roci carbonatace cristaline și diverse tipuri de porfiroide. Aceste tipuri de roci au fost grupate în următoarele trei complexe stratigrafice: complexul inferior terigen; complexul median sedimentogen-vulcanogen acid și complexul superior tufogen bazic și grafito-calcaros. Este de menționat faptul că același tip de rocă poate fi întîlnit în toate cele trei complexe menționate, alături de o serie de roci care sunt caracteristice pentru fiecare complex în parte.

Complexul inferior terigen

Formațiunile complexului inferior terigen, care stratigrafic reprezintă partea inferioară a seriei epimetamorfice, în cadrul regiunii cercetate apar pe o suprafață restrînsă, fiind reprezentate prin diverse tipuri de roci care vor fi descrise mai jos.

a). **Șisturi cuarțito-sericitice și sericito-cloritice.** Reprezintă rocile cele mai frecvent întîlnite și cele mai caracteristice pentru seria epimetamorfică. Se întîlnesc în toate cele trei complexe stratigrafice. Cu toate că ocupă o suprafață apreciabilă, prezintă caractere comune, rezultate, atât din observațiile megascopice cât și microscopice.

Megascopic aceste roci se caracterizează printr-o șistozitate pronunțată, fiind uneori puternic microcutate (fig. 16), avînd culoare care variază de la cenușiu deschis pînă la cenușiu închis, cu reflexe argintii



sau verzui negricioase, în funcție de predominarea sericitului sau cloritului. Conțin frecvente intercalații sub formă de lentile și benzi de cuarț alb, având dimensiuni care variază de la cîțiva milimetri la mai mulți centimetri grosime. Lentilele și benzile de cuarț sunt concordante cu șistozitatea. Ele reprezintă produse ale diferențierii metamorfice. Sunt roci

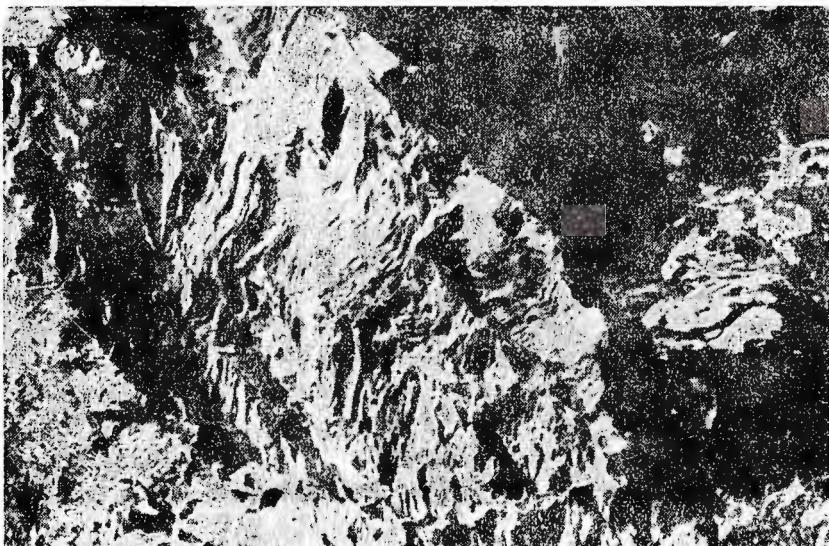


Fig. 16. — Microcute in șisturile sericito-cloritice din apropierea Virfului Mestecăniș
Microplis dans les schistes séricito-chloritiques dans le voisinage du sommet Virful Mestecăniș

fin granulare, omogene, putindu-se deosebi pe suprafața de șistozitate lamele de sericit cu orientare evidentă. În apropierea zonelor mineralizate cu sulfuri, șisturile capătă o nuanță gălbuiie-ruginie, la început sub formă de pete, care însă, odată cu apropierea de zona mineralizată se măresc, rezultînd șisturi limonitice. Uneori sunt stratificate, fiind constituite dintr-o alternanță de strate îmbogățite în sericit cu strate cuarțitice.

Microscopic marea majoritate a acestor roci au o structură granoblastică, pînă la granolepidoblastică, întlnindu-se totuși și structura lepidoblastică și blastopsamitică.

Mineralogic sunt constituite, în principal, din cuarț, sericit, clorit, penin, pîrită, magnetit, limonit, în proporții variabile, la care se adaugă muscovit, rutil, apatit, zircon, epidot, feldspat plagioclaz, grafit, leucoxen care apare destul de rar și în cantitate redusă. Prezintă o granulație care variază de la foarte fină la mijlocie, fiind constituite, fie dintr-o

masă granoblastică de cuarț, fie din pături cuarțitice, care alternează cu pături de minerale micacee, putind să predomine unele sau altele.

Cuarțul se prezintă, în general, sub forma unor granule cu contur neregulat și cu aspect echigranular. Se întâlnesc granoblaste de cuarț, care totdeauna au extincție ondulatorie pronunțată.

Sericitul apare în toate rocile analizate, fiind în proporții diferite și întotdeauna subordonat cuarțului. Cloritul se prezintă atât în lamele fine, răspândite neuniform în masa rocii, sau îa parte alături de sericit la alcătuirea păturilor micacee, cît și sub formă de granule larg dezvoltate, care, în bună parte, reprezintă varietatea penin și care, în unele cazuri, sunt dispuse aproape perpendicular pe sistozitate.

În masa rocii mai apar minerale opace, reprezentate prin pirită, magnetit, limonit, în proporții diferite.

Pentru caracterizarea chimică a acestor roci am efectuat un număr de zece analize chimice complete, ale căror rezultate sunt date în tabelul 15.

Probele analizate au fost colectate din puncte diferite, urmărind, pe cît posibil, să acoperim întreaga regiune cercetată.

Din datele analizei chimice, redate în tabelul 15, reiese că din totalul oxizilor, doi, și anume SiO_2 și Al_2O_3 , sunt cei care prezintă variații

TABELUL 15

Compoziția chimică a sistemelor cuarțito-sericitice și sericito-cloritice

Proba	120	133	200	216	330	406	466	486	499	505
Oxizi										
SiO_2	72,95	56,94	62,26	51,81	79,29	52,74	57,11	70,06	60,87	70,11
TiO_2	0,82	0,76	0,70	1,17	0,70	1,05	0,88	0,55	0,78	0,15
Al_2O_3	13,46	23,75	20,61	27,99	10,86	26,26	23,62	16,98	22,50	16,58
Fe_2O_3	1,38	1,85	7,29	1,99	0,87	2,25	0,78	1,21	1,42	1,13
FeO	2,94	6,03	0,42	3,34	2,19	5,67	5,58	4,49	5,42	1,86
MnO	0,06	0,08	0,12	0,04	0,05	0,05	0,15	0,13	0,04	0,05
MgO	2,14	1,09	0,28	0,54	0,55	0,92	1,12	0,82	1,83	2,12
CaO	2,05	4,53	3,78	4,20	2,82	4,20	4,36	1,20	2,47	2,87
Na_2O	0,32	0,49	0,59	1,03	1,40	0,84	1,15	1,18	1,24	0,68
K_2O	3,04	4,11	3,72	8,00	1,72	5,46	4,13	3,06	2,99	4,95
H_2O la 105°	0,13	0,12	0,23	0,09	0,12	0,16	0,10	0,04	0,05	0,08
Total	99,29	99,75	100,00	100,20	100,57	99,60	99,18	99,67	99,61	100,59

Analist: geochimist C. Gărunțu.

destul de însemnate. Astfel SiO_2 este cuprins între 51,81% și 79,29% iar Al_2O_3 între 10,86% și 27,99%.

Restul oxizilor au valori normale pentru asemenea roci. Un procent, uneori ceva mai ridicat, prezintă atât Fe_2O_3 cît și FeO. Acest fapt se datorează



rează cantității diferite de minerale opace pe care le conțin rocile respective. La toate probele analizate se constată excesul de K_2O , care are valori procentuale cuprinse între 1,72% și 8,00% față de Na_2O , ale cărui valori procentuale sunt cuprinse între 0,32% și 1,40%.

Variațiile, mai mult sau mai puțin însemnate ale diferenților oxizi, se datorează compoziției materialului inițial sedimentar din care au rezultat aceste roci în urma procesului de metamorfism.

Procentul mare de aluminiu și potasiu indică originea sedimentară pelitică a acestor roci, iar cel de SiO_2 indică o scădere a fracțiunii pelitice și o creștere a celei psamitice.

Din datele analizei chimice au fost calculați parametri N_{iggl} ale căror valori sunt redate în tabelul 16.

TABELUL 16
Parametri N_{iggl}

Parametri Proba	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	c/fm
120	361,3	38,4	32,3	10,7	18,6	0,86	0,48	86,9	0,33
133	175,5	43,1	24,7	15,0	17,2	0,84	0,20	6,7	0,61
200	246,4	48,0	24,9	15,9	11,2	0,81	0,07	101,6	0,64
216	161,6	51,3	15,5	14,1	19,1	0,83	0,16	-14,8	0,91
330	528,4	42,4	21,6	20,0	16,0	0,45	0,26	364,4	0,92
406	164,8	48,2	24,4	14,1	13,3	0,81	0,18	11,6	0,57
466	193,5	47,0	24,5	15,9	12,6	0,71	0,24	43,1	0,64
486	346,6	49,3	29,4	6,2	15,1	0,63	0,20	186,2	0,21
499	223,1	48,4	30,5	9,7	11,4	0,61	0,33	77,5	0,32
505	315,8	43,8	25,1	13,8	17,3	0,83	0,57	146,6	0,55

Proiectînd valorile parametrilor „ al ”, „ alk ” și „ $c+fm$ ” în tetraedrul de concentrație (fig. 17) se constată că toate probele se proiectează în cîmpul depozitelor argiloase, mai aproape, sau mai departe, de limita cîmpului eruptiv.

Apropierea de cîmpul eruptiv sau proiectarea chiar pe linia de despartire a celor două cîmpuri, ne face să admitem, că o parte din depozitele sedimentare pelitice, din care au provenit sisturile, conțineau eventual și o mică cantitate de material vulcanic, rezultat din eruptions care au avut loc în timpul sedimentării.

Pentru probele analizate am calculat valorile parametrilor ACF și $A'KF$ (tabelul 17).

Proiectînd parametri ACF și $A'KF$ în diagrama faciesurilor metamorfice, sisturile analizate, după compoziția mineralologică, fac parte din



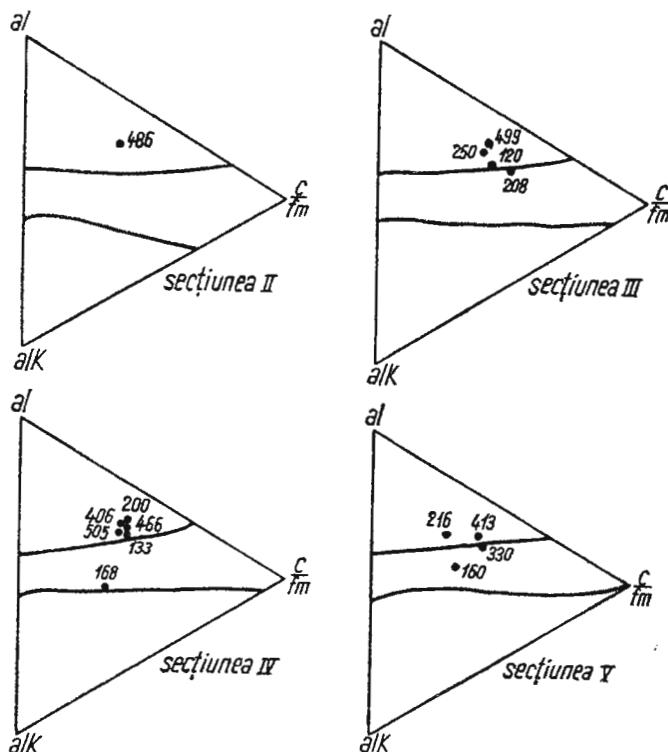


Fig. 17. — Tetraedrul de concentrație al lui Niggli cu proiecția para metrilor „al”, „alk” și „c + fm”.

Tétraèdre de concentration de Niggli avec la projection des paramètres „al”, „alk” et „c + fm”.

TABELUL 17
Parametri ACF și A'KF

Proba \ Parametri	A	C	F	A'	K	F
120	43,8	15,8	40,4	31,4	17,3	51,3
133	49,9	21,0	29,1	39,1	17,2	43,7
200	70,8	23,8	5,4	61,7	27,7	10,6
216	57,9	23,0	18,5	40,2	35,3	24,5
330	43,0	30,3	26,7	20,5	23,9	56,4
406	53,0	19,9	27,1	41,0	21,4	37,6
466	48,1	21,5	30,4	37,1	18,0	44,9
486	54,2	9,2	36,6	45,0	15,3	39,7
499	51,7	12,9	35,4	44,8	11,5	43,7
505	44,7	21,7	33,6	26,3	29,6	44,1

seria faciesurilor de tip Barrow și anume din faciesul șisturilor verzi sub-faciesul cuarț-albit-muscovit-clorit.

Din proiecția în diagramă (fig. 26) reiese următoarea parageneză caracteristică :

cuarț-clorit-muscovit \pm epidot \pm albit.

b). **Șisturi grafitoase.** Șisturile grafitoase formează intercalații lenticulare, sau benzi prinse în masa șisturilor cuarțito-sericitice și sericito-cloritice, fiind concordante cu acestea. Sunt de culoare cenușie închisă pînă la neagră, datorită unui pigment grafitos, care se concentrează, în special, pe suprafața de șistozitate, sub forma unor strate subțiri. Sunt răspîndite, în general, în partea de est a regiunii, unde formează mai multe benzi, avînd lungimi de la sute de metri, la mai mulți Km și lățimi maxime de aproximativ 400 m. În restul regiunii apar cu totul sporadic, fiind, în cea mai mare parte, în legătură cu ivirile de cuarțite negre grafitoase. În unele sectoare din zona pîrîului Izvorul Stînii, pîrîul Colbului, pîrîul Timenului etc., șisturile grafitoase sunt impregnate cu pirită sub formă de cristale cubice răspîndite neuniform în masa rocii, cît și sub formă de mici filonașe. Se mai întînesc și concentrații de limonit, atît sub formă de cuiburi, cît și de eflorescențe, puse în evidență prin culoarea gălbui-ruzinie, care contrastează cu culoarea neagră și luciul metalic ale șisturilor grafitoase. În masa rocii mai apar lentile și benzi subțiri de cuarț alb, concordante cu șistozitatea.

Sub microscop roca prezintă o structură granoblastică sau grano-lepidoblastică fiind constituită dintr-o masă cuarțitică microgranulară, sau mediu granulară, în care se separă fișii sericitice, uneori abundente, alteori rare. În masa de bază mai apare clorit, magnetit, pirită în cristale idiomorfe, limonit, și rareori, granule rotunjite de zircon. Pigmentul grafitos formează frecvente concentrații sub forma unor benzi concordante cu șistozitatea ; este, de asemenea, dispersat neuniform în masa rocii sau formează cuiburi. Se constată o îmbogățire în pigment opac grafitos a fișilor sericitice. Textura, fin șistoasă a rocii, este datorată alternanței unor fișii paralele, cu structură lepidoblastică pînă la granolepidoblastică, cu altele granoblastice microgranulare, sau de granulație medie.

Din șisturile grafitoase am efectuat o analiză chimică (proba 250), colectată de la confluența pîrîului Bașca cu pîrîul Rece, afluenti ai pîrîului Colbu. În această zonă, între șisturile grafitoase, se găsesc intercalate două lentile de pirită, fin granulară și compactă. Lentilele de pirită au aproximativ 6—7 m lungime vizibilă și 0,80—1,40 m grosime. Mai apar și cîteva zone limonitizate.



Analiza chimică a dat următoarele rezultate (în %) : $\text{SiO}_2 = 54,42$; $\text{TiO}_2 = 0,96$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 24,72$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,07$; $\text{FeO} = 7,18$; $\text{MnO} = 0,11$; $\text{MgO} = 1,25$; $\text{CaO} = 2,45$; $\text{Na}_2\text{O} = 2,65$; $\text{K}_2\text{O} = 3,37$; H_2O la $105^\circ = 0,13$ (total = 99,31).

Din datele analizei chimice am calculat parametri N și g , obținând următoarele valori : $si = 173,9$; $al = 46,4$; $fm = 30,1$; $c = 8,4$; $alk = 15,1$; $k = 0,45$; $mg = 0,20$; $qz = 13,5$; $c/fm = 0,28$.

Proiectând valorile parametrilor „ al ”, „ alk ” și „ $c+fm$ ” în tetraedrul de concentrație (fig. 17), proba 250, având raportul $c/fm = 0,28$, se proiectează în secțiunea III, în cimpul sedimentelor argiloase.

Prezența pigmentului grafitos ne face să admitem, că rocile pelitice, din care au rezultat șisturile grafitoase în urma metamorfismului regional, izochimic, conțineau și substanță organică, care uneori era în cantitate apreciabilă.

Pentru analiza efectuată am calculat și valorile parametrilor ACF și $A'KF$ obținând următoarele rezultate : $A = 50,2$; $C = 12,5$; $F = 37,3$; $A' = 41,6$; $K = 12,6$; $F = 45,8$.

Proiectând aceste valori în diagrama faciesurilor metamorfice, proba analizată se încadrează, după compoziția mineralologică, în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit (fig. 26).

c). **Cuarțite negre grafitoase.** Formează numeroase lentile, de dimensiuni reduse, răspândite neuniform în masa șisturilor epimetamorfice. Se întâlnesc atât în văile râurilor cât și pe creste. Mai frecvent apar în blocuri izolate, care provin din distrugerea unor lentile sau benzi, de dimensiuni reduse.

Sunt roci dure, de culoare neagră, cu luciu metalic pe suprafețele de stratificație, datorat pulberii de grafit, care uneori este destul de abundantă. Au spărtură așchioasă, sunt slab șistoase, stratificate, fiind constituite din strate subțiri de cuarț impregnat cu grafit, care alternează cu strate îmbogățite în grafit.

În masa cuarțitelor apar lentile și vine concordante cu stratificația de cuarț alb, de dimensiuni reduse, pe care il considerăm ca produs al diferențierii metamorfice. Pe harta întocmită am căutat, pe cît posibil, să trecem marea majoritate a lentilelor de cuarțite negre întâlnite. Sunt puternic frămintate și cutate. Pe suprafață prezintă limonitizări, care uneori formează cuiburi de dimensiuni reduse. Prezența limonitizărilor a determinat, săparea a două galerii de mică adâncime, în lenta de cuarțit

situată pe partea stângă a pîriului Valea Putnei, în marginea estică a calcarului, din aval de pîrul Tiniș.

Cuarțitele negre grafitoase constituie un orizont reper în cadrul seriei epimetamorfice. În extremitatea de nord a regiunii, în cuarțitele negre, sunt cantonate zăcăminte de mangan care formează exploatarea Orata.

Sub microscop rocile prezintă o structură granoblastică cu textură paralelă, rubanată, fiind constituită din benzi de cuarț foarte slab pigmentate sau lipsite de grafit, cu granulație mai mare, care alternează cu benzi microgranulare de cuarț puternic impregnat cu grafit, sau numai pigment grafitos. Pe lingă cuarț și grafit, care reprezintă pînă la 98%, mai apare sericit, limonit, magnetit și pirită, toate în cantitate redusă.

d). **Cuarțite cenușii rubanate.** Au dezvoltare tipică în zona muntelui Giumentău. Ele formează mai multe aflorimente lenticulare, situate la altitudinea de aproximativ 1600 m, care par să înconjoare vîrful Giumentău. Întrucît în Dealul Cald formează o lentilă care poate fi ușor identificată, le vom denumi cuarțite de tip Dealul Cald. Apar la altitudinea corespunzătoare nivelului de eroziune a poienii Ciungilor de la înălțimea de 1500 – 1600 m. Lentile, din aceste cuarțite, se întîlnesc și pe versantul nord-vestic al muntelui Giumentău pînă la altitudinea de aproximativ 1300 m în dealul Tiniș.

Megascopic sunt roci dure, de culoare cenușie închisă, rubanate, fiind constituite din strate cuarțitice de culoare cenușie mult mai dezvoltate care alternează cu benzi de culoare albă. Benzile de cuarț alb sunt în mareă majoritate puternic cutate și microcute. Cuarțitele cenușii se deosebesc evident de cuarțitele negre prin lipsa aproape completă a grafitalui.

Sub microscop prezintă structură granoblastică uniform și mai rar neuniform, granulară. Cuarțul este mineralul care reprezintă între 97 – 99 % din rocă, prezentîndu-se sub forma unor granule cu contur neregulat și extincție ondulatorie. Mai apare sericit – în păiete subțiri și mult alungite; grafit – în pulbere foarte fină, răspîndită neuniform, apoi limonit, magnetit, hematit și, rareori, clorit și muscovit. În cadrul lentilelor de cuarțit tipic apar uneori intercalări subțiri, ceva mai îmbogățite în grafit, fără însă a se putea confunda cu cuarțitele negre grafitoase de la baza complexului terigen. Cuarțitele de tip Dealul Cald le considerăm ca fiind situate în partea superioară a complexului inferior terigen.



e). **Şisturi cuarțito-sericitice cu muscovit ± biotit.** În cadrul perimetrlui cercetat am separat două lentile de astfel de sisturi: una în zona pasului Mestecăniș, iar cea de-a doua în zona dealului Muncelu-Piatra Stinii.

Sunt roci cu structură granolepidoblastică și textură evident șistoasă.

Rocile ce constituie lentila din zona pasului Mestecăniș, mineralogic sunt constituite din cuarț, muscovit, sericit, pirită, clorit și rareori microclin și albit. Cele din zona dealului Muncelu-Piatra Stinii sunt constituite mineralogic din cuarț, biotit, muscovit, sericit, feldspat potasic maclat, clorit, hematit, leucoxen, pirită și rare granule de zircon.

f). **Şisturi sericitice cu calcit.** Din diferitele tipuri de sisturi separate, acestea sunt cele mai puțin răspândite. Într-un singur punct și anume pe pîriul Valea Putnei, aproximativ 400 m în aval de gara Valea Putnei, am separat o lentilă de sisturi sericitice cu calcit, care trec în sisturi calcaroase. Sunt intercalate în masa sisturilor cuarțito-sericitice.

Sunt roci de culoare cenușie deschisă, cu reflexe argintii sau verzui, rubanate, sau compacte. Au structură granolepidoblastică, fiind constituite din cuarț cu extincție ondulatorie, sericit, muscovit, calcit, care, uneori, este în cantitate apreciabilă, feldspat plagioclaz în granule rotunjite și maclate, clorit, magnetit, limonit, și rareori epidot.

g). **Porfiroide biotitice.** Se întâlnesc destul de rar, în partea de sud-vest a regiunii și anume pe pîriul Rusca, apoi la obîrșia pîriului Roșu înspre vîrful Chilia și vîrful Giumentău, precum și pe versantul stîng al pîriului Arseneasa, înspre vîrful Giumentău. Sunt roci masive, cu slabă șistozitate și culoare predominantă cenușie închisă. Cele din lentilele din spre vîrful Chilia au culoare alb-gălbui cu textură paralelă.

Macroscopic se deosebesc fenocristale de feldspat, și cuarț cu aspect lentiliform, care, la unele probe este de culoare albastră violacee.

Sub microscop roca prezintă o structură blastoporfirică fiind constituită din fenocristale relicte de feldspat plagioclaz, cuarț, și feldspat potasic (microclin) prinse într-o pastă granolepidoblastică, uneori cu fișii microcristalini.

Fenocristalele relicte de feldspat plagioclaz sunt maclate polisintetic, avînd atît contur idiomorf cît și neregulat. Au un conținut de 38–55% An. Fenocristalele relicte de cuarț sunt xenomorfe avînd marginile colțuroase și urme de coroziune magmatică. Au extincție ondulatorie. În afară de fenocristale apar și îngrămadiri lenticulare de cristale mărunte care reprezintă resturi de fenoeristale, zdrobite și recristalizate. Fenocristalele



relicte de feldspat potasic sînt reprezentate prin microclin, la care se constată substituiri cu albit. Biotitul se prezintă sub formă de lamele alungite, diseminate în masa rocii, fiind uneori cloritizate. Pasta rocii este constituită predominant din granule neregulate de cuarț. Mai apare microclin, sericit, feldspat plagioclaz maclat, clorit, penin, muscovit, hematit, ilmenit, leucoxen, zircon și foarte rar clinozoizit.

Această rocă după compoziția mineralogică, provine dintr-un metatuf de compoziție probabil andezitică, metamorfozat.

Complexul median sedimentogen-vulcanogen acid

Formațiunile complexului median sedimentogen-vulcanogen acid urmează peste cele ale complexului inferior, ocupînd în cea mai mare parte regiunea cercetată.

a). **Șisturi cuarțitice sericito-cloritice cu albit.** Sînt roci puțin și sporadic răspîndite, constituind mai multe lentile și benzi prinse în masa șisturilor cuarțitice sericito-cloritice, fiind concordante cu acestea.

Megascopic cu greu pot fi deosebite de șisturile între care sînt intercalate. Sînt roci destul de compacte, cu șistozitate slabă, de culoare cenușie-verzuie, uneori argintie, alteori pătate cu limonit. Nuanța de culoare este dată de mineralele predominante și în special clorit sau sericit. La o parte din probe, atât pe suprafața de șistozitate, cât, mai ales, în spărtură transversală, apar granule ovale de culoare albă, de mărime submilimetrică, care au fost determinate miroscopic ca fiind feldspat plagioclaz. La majoritatea probelor prezența feldspatului plagioclaz este pusă în evidență numai microscopic. Lentile și benzi de asemenea roci am întîlnit în zona vîrfului și pasului Mestecăniș, în zona pîriului Tiniș, în pîriul Colbului, pîriul Rusca și dealul Muncelu. Se poate constata, din harta întocmită, că aceste roci sînt mai frecvent întîlnite în partea de sud, sud-est a perimetruului cercetat, unde se întîlnesc mai multe benzi cu lungime de mai mulți Km și lățime maximă de aproximativ 400 m.

Sub microscop roca prezintă o structură granoblastică pînă la grano-lepidoblastică, în care, uneori, se dezvoltă porfiroblaste de albit devenind porfiroblastice. Feldspatul plagioclaz, la majoritatea rocilor din această grupă, intră în constituția masei fundamentale, prezentându-se sub forma unor granule și avînd, aproximativ, aceeași mărime cu restul mineralelor constitutive ale rocii. În cazuri mai rare, granulele de albit, au o dezvoltare



mai pronunțată. Atât granulele mărunte, cât și porfiroblastele de albit, au contur neregulat, în majoritatea cazurilor, oval.

Mineralogic masa fundamentală a acestor sisturi este constituită din cuarț, sericit, clorit, penin, albit, muscovit, pirită, rutil, limonit, pulbere de grafit și rare granule de zircon.

Analiza chimică a două probe de sisturi cuarțitice sericito-cloritice cu albit, colectate din zone diferite, una din zona vîrfului Mestecăniș (proba 160) și alta din zona pîriului Rusca (proba 413), au dat următoarele rezultate (în %) :

Proba 160 : $\text{SiO}_2 = 57,53$; $\text{TiO}_2 = 0,58$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 24,18$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,10$; $\text{FeO} = 5,31$; $\text{MnO} = 0,07$; $\text{MgO} = 0,47$; $\text{CaO} = 4,48$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,27$; $\text{K}_2\text{O} = 3,79$; H_2O la $105^\circ = 0,15$ (Total = 99,93).

Proba 413 : $\text{SiO}_2 = 49,61$; $\text{TiO}_2 = 1,31$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 26,60$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,25$; $\text{FeO} = 6,75$; $\text{MnO} = 0,10$; $\text{MgO} = 0,56$; $\text{CaO} = 5,67$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,82$; $\text{K}_2\text{O} = 6,11$; H_2O la $105^\circ = 0,11$ (Total 99,89).

Pentru probele analizate am calculat valorile parametrilor Niggli obținind următoarele rezultate redate în tabelul 18.

TABELUL 18

Parametri Niggli

Proba	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	c/fm
160	160,6	39,7	18,9	13,4	28,0	0,66	0,11	-51,4	0,71
413	143,9	45,5	23,3	17,6	13,6	0,83	0,10	10,5	0,75

Proiectind valorile parametrilor „al”, „alk” și „c+fm” în tetraedrul de concentrație, se constată că proba 160 se proiectează în cîmpul eruptiv secțiunea V avind raportul $c/fm = 0,71$, iar proba 413 în cîmpul depozitelor argiloase, secțiunea V, avind raportul $c/fm = 0,75$ (fig. 17).

Excesul de Al_2O_3 (26,60 %) și K_2O (6,11 %) în proba 413 este un argument în favoarea originii sedimentare pelitice a acesteia.

Pe baza valorilor obținute pentru parametri Niggli proba 160, care se proiectează în cîmpul eruptiv, se încadrează în seria potasică, tipul de magmă sienitică, subtipul leucosienitică.

Din datele analizei chimice am calculat și parametri ACF și A'KF (tabelul 19).



TABELUL 19

Parametri ACF și A'KF

Proba	A	C	F	A'	K	F
160	53,2	22,4	24,4	43,3	17,9	38,8
413	48,8	25,0	26,2	32,4	25,7	41,9

Proiectind valorile ACF și $A'KF$ în diagrama faciesurilor metamorfice, rocile analizate, pe baza mineralelor componente, fac parte din faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit (fig. 26).

Din datele petrografice și chimice rezultă că șisturile cuarțitice sericito-cloritice cu albit, provin din depozite argiloase și din material vulcanic, aparținând tipului de magmă sienitică, subtipul leucosienitică. Provinn din depozite argiloase șisturile în care albitul nu este porfiroblastic. În cazul în care avem șisturi cu porfiroblaste de albit, acestea provin din metatufuri de compoziție trahitică.

b). Cuarțite cenușii și albe. Apar în zona Delnița-Cîrligătura, unde formează mai multe lentile prinse în masa șisturilor cuarțitice sericito-cloritice. În pîrîul Ursului, în aval de confluența cu pîrîul Delnița, ele formează adevărate chei, cu pereți abrupti, care se întind pe o lungime de aproximativ 250 m.

Sînt roci masive, slab rubanate, constituite, aproape în întregime, din cuarț (99%). Au culoare care variază de la alb la cenușiu închis, fiind intens fisurate și cu spărtură aşchioasă.

În cadrul lentilelor de cuarțite se pot separa următoarele tipuri : cuarțite cenușii de diferite nuanțe ; cuarțite albe ; cuarțite șistoase.

Cuarțitele cenușii au culori care variază de la cenușiu deschis pînă la negru. Sînt compacte, uneori rubanate, fisurate, spărgîndu-se în fragmente aşchioase de dimensiuni mici cînd sunt lovite cu ciocanul. Au structură granoblastică, fiind constituite din granule de cuarț cu contur neregulat, zimțat pe margini și cu extincție ondulatorie. În masa rocii mai apare, în cantitate redusă, pulbere foarte fină de grafit, diseminată neuniform, formînd, rareori, cuiburi, precum și rare paiete de sericit. Pe fisuri uneori apar pelicule fine de limonit.

Cuarțitele albe sunt mai puțin răspîndite, deosebindu-se de cele cenușii, în primul rînd, prin culoare. Au structură granoblastică fiind con-

stituită din granule neregulate de cuarț, cu extincție ondulatorie. Rareori apare sericit sub forma unor paiete mult alungite.

Cuarțitele șistoase sunt dezvoltate spre limita lentilelor de cuarțite, deosebindu-se de acestea, atât prin aspectul exterior, cât și prin compoziția mineralogică. Au structură granoblastică, pînă la granolepidoblastică, fiind constituite din cuarț, sericit, grafit, hidroxizi de fier și calcit, în zona din apropierea calcarelor cristaline.

Alături de cuarț se găsește granat, care se prezintă sub forma unor granule neregulate, dispuse în benzi discontinui, aproape paralele. În cantități reduse mai apare sericit, magnetit, limonit și rareori epidot și zircon.

Întrucît aceste cuarțite au dezvoltare tipică în zona Delnița, ar putea fi denumite cuarțite de tip Delnița, pentru a putea fi deosebite de alte tipuri de cuarțite care apar în cristalinul epimetamorfic.

c). Șisturi albitice cu epidot și zoizit. În complexul șisturilor cuarțito-sericitice și sericito-cloritice am putut separa mai multe benzi de șisturi albitice cu epidot și zoizit. Asemenea roci apar în zona vîrfului Mestecăniș, în zona pîriului Valea Putnei, precum și în drumul care duce de la Rarău la vîrful Giumalău, în apropiere de cota 1460 m.

Sunt roci de culoare cenușie deschisă, pînă la cenușiu verzuie, uneori compacte, alteori slab șistoase și chiar rubanate. În spărtură transversală, cât și pe suprafața de șistozitate, la o serie de probe, se disting cu ochiul liber granulele de albit, de culoare albă avînd maximum 1,5 mm. Granulele de albit se observă bine, macroscopic, numai la eșantioanele cu textură șistoasă. La cele compacte ele au dimensiuni reduse încît se observă destul de greu.

Sub microscop prezintă o structură granolepidoblastică sau porfiroblastică cu masa de bază granoblastică, sau granolepidoblastică.

Mineralologic, masa de bază este constituită din sericit, muscovit, epidot care apare fie sub formă de granule mărunte cu contur neregulat, fie sub formă de cristale prismatice, uneori formînd mici aglomerări, fiind pleocroic (incolor după *np*, galben deschis după *nm* și gălbui după *ng*), zoizit în general sub formă de granule neregulate și mai rar în forme prismatice, incolore, clorit, feldspat plagioclaz, cuarț, magnetit, pirită, leucoxen și rareori biotit. În masa rocii, la unele probe, apar porfiroblaste de albit maclate, la altele albitul lipsește.

Pentru o caracterizare mai completă a acestor roci am efectuat și două analize chimice ale căror rezultate sunt date în tabelul 20.



TABELUL 20

Compoziția chimică a șisturilor albitice cu epidot și zoizit

Oxizi %	Proba nr.	168		208	
		Drumul Tătarilor	pirlul Valea Putnei	Drumul Tătarilor	pirlul Valea Putnei
SiO ₂		63,36		58,00	
TiO ₂		0,72		0,91	
Al ₂ O ₃		19,71		17,90	
Fe ₂ O ₃		1,41		6,28	
FeO		4,13		4,47	
MnO		0,06		0,06	
MgO		1,95		1,68	
CaO		3,47		3,50	
Na ₂ O		1,85		1,06	
K ₂ O		3,93		6,06	
H ₂ O 105°		0,11		0,07	
Total		100,70		99,99	

Analist : geochimist C. Căruntu.

Pentru probele analizate am calculat parametri Niggli a căror valoare este redată în tabelul 21.

TABELUL 21

Parametri Niggli

Proba	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	c/fm
168	173,7	31,8	20,6	10,2	37,4	0,58	0,39	41,1	0,49
208	193,7	35,1	36,7	12,4	15,8	0,79	0,23	31,3	0,34

Proiectînd valorile parametrilor „al”, „alk”, și „c+fm” în tetraedrul de concentrație, ambele probe cad în cîmpul eruptiv și anume : proba 168 în secțiunea IV, avînd raportul $c/fm = 0,49$, iar proba 208 în secțiunea III, avînd raportul $c/fm = 0,34$ (fig. 17).

Pe baza valorilor obținute pentru parametri „si”, „al”, „alk”, „fm”, și „c”, șisturile albitice cu epidot și zoizit, fac parte din seria potasică, tipul de magmă sienitică, subtipul leucosienitică (proba 168) și lamprosienitică (proba 208).

Din datele analizelor chimice au fost calculați și parametri ACF și $A'KF$ (tabelul 22).



TABELUL 22
Parametri ACF și A'KF

Proba	A	C	F	A'	K	F
168	43,5	20,7	35,8	28,4	20,2	51,4
208	44,3	20,7	35,0	15,9	31,9	52,2

Proiectînd valorile parametrilor ACF și $A'KF$ în diagrama faciesurilor metamorfice șisturile albitice cu epidot și zoizit, pe baza mineralelor constitutive, se încadrează în seria faciesurilor de tip Barrow și anume, în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-epidot-biotit (fig. 27).

d). **Roci carbonatate cristaline.** Rocile carbonatate care aparțin acestei serii sunt intercalate în masa șisturilor cristaline, fiind reprezentate prin dolomite calcaroase și rareori calcare cristaline.

Macroscopic au o culoare care variază de la alb la cenușiu închis. Sunt în marea majoritate compacte, cu textură masivă, rubanate și, mai rar, slab șistoase, fine, pînă la mijlociu granulare.

Dolomitele calcaroase cristaline constituie o serie de iviri lentiliforme care apar în zona cuprinsă între Delnița și pîriul Roșu, pe mai multe aliniamente, fiind situate deasupra calcarelor triasice pe care le încalecă. Astfel de situații avem în pîriul Ursului (Delnița), pîriul Cîrligăturii, pîriul Colacului, pîriul Hăului, pîriul Valea Putnei, pîriul Strungilor, pîriul lui Iacob, pîriul Văcăriei etc.

Calcarele cristaline formează o singură lentilă situată înspre izvoarele unui affluent al pîriului Șurei, sub vîrful Chilia. Se deosebesc de dolomitele cristaline printr-o granulație mai pronunțată și sunt însotite de șisturi calcaroase.

Microscopic, dolomitele cristaline prezintă structuri care diferă de la o ivire la alta datorită gradului de cristalinitate. Se întlnesc structuri microgranulare, uneori neuniforme, mozaicate, marmoreene granoblastice mijlociu granulare și granoblastice grăunțoase. Ivirile din zona Delnița-Colacul și cele din pîriul Hăului sunt constituite mineralogic din carbonați (dolomit, calcit), maclați polisintetic. Pe lingă carbonat unele aflorii

mente conțin o cantitate apreciabilă de cuarț care face ca roca fin granulară să devină aspră la pipăit. Acesta are extincție ondulatorie și contur neregulat. Mai apare limonit, în special pe diaclaze.

Dolomitele calcaroase din pîriul Hăului pe lingă carbonați și cuarț mai conțin sericit, muscovit, pirită și magnetit, toate în cantitate redusă.

Ivirile din zona Valea Putnei-pîriul Tiniș sunt constituite din 98—99% carbonat. Cuarțul, muscovitul și sericitul sunt rare. Mai apare magnetit. Cuarțul are extincție ondulatorie.

Calcarele cristaline sunt constituite mineralogic, din calcit care apare sub formă de granule izometrice, maclate polisintetic, slab pleocroice. În unele cazuri au, atît urmele de clivaj, cît și cele de macle, puțin deformate. Alături de calcit apare cuarțul care în unele secțiuni reprezintă pînă la 35%. Granulele de cuarț au contur neregulat și extincție ondulatorie. La compoziția rocii mai iau parte, în cantitate redusă, sericitul, magnetitul, pirita și rareori feldspat plagioclaz.

Din ivirile de dolomit calcaros cristalin din zona Delnița-Colacul și Valea Putnei-pîriul Tiniș am efectuat cinci analize chimice, ale căror rezultate sunt date în tabelul 23.

TABELUL 23

Chimismul dolomitelor calcaroase cristaline

Proba	71	72	73	215	314
	Delnița	Colacul	Delnița	Valea Putnei	pîriul Tiniș
Rezidu insolubil	2,63	3,55	1,75	1,08	3,42
Fe_2O_3	0,61	0,49	1,60	0,96	1,05
MgO	21,48	17,76	19,43	20,17	18,38
CaO	29,23	32,14	31,41	29,73	30,19
MgCO_3	44,93	37,13	40,63	42,35	38,59
CaCO_3	52,17	57,36	56,06	52,91	53,73
$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	96,13	81,21	89,26	92,36	84,12
CaCO_3 din dolomit	52,17	44,08	48,33	49,97	45,53
CaCO_3 în exces	—	13,28	7,73	2,94	8,20
MgCO_3 în exces	0,96	—	—	—	—

Analiști: geochimist G. h. Popa (215, 314), geochimist: C. Căruntu (71, 72, 73).

Din datele analizelor chimice reiese că oxidul de magneziu este cuprins între 17,76% și 21,48% iar oxidul de calciu între 29,23% și 32,14%. Ambii oxizi prezintă variații restrinse.



Din oxizii analizați a fost calculat procentul de carbonat de magneziu care este cuprins între 37,13% și 44,93% și carbonatul de calciu, care este cuprins între 52,17% și 57,36%. Din $MgCO_3$ a fost calculat $CaMg(CO_3)_2$, care prezintă o valoare ridicată, fiind cuprins între 81,21% și 96,13%.

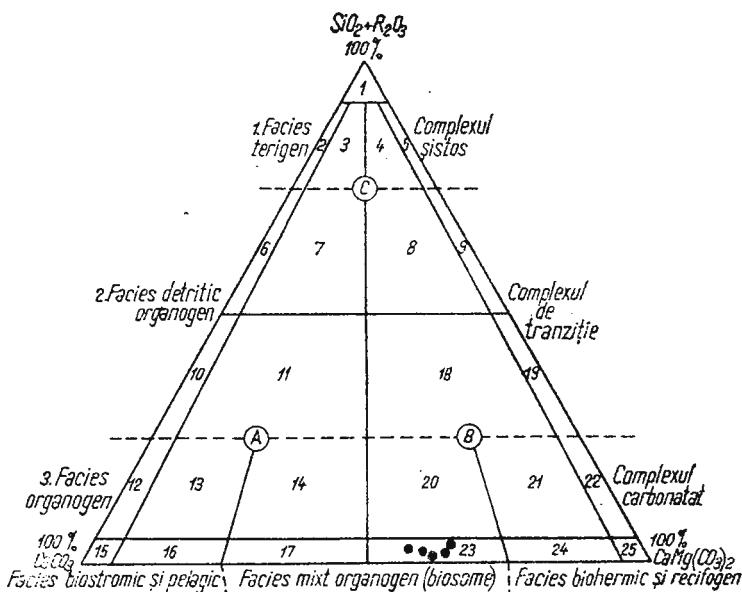


Fig. 18. — Proiecția chimismului dolomitelor calcaroase cristaline în triunghiul lui S. G. Vîsneakov.

Projection du chimisme des dolomies calcaires cristallines dans le triangle de S. G. Vîsneakov.

Pentru a caracteriza rocile analizate am proiectat rezultatele analizelor chimice în triunghiul lui Vîsneakov, de clasificare a rocilor carbonatace (fig. 18).

Din analiza acestei diagrame reiese, că toate rocile analizate se grupează în celula 23 care aparține dolomitelor calcaroase.

Analiza termică diferențială a fost efectuată pentru un număr de 11 probe din zona Delnița-Valea Putnei și 3 probe din lentila situată în zona Virful Chilia.

Din cele 11 probe din zona Delnița-Valea Putnei, fig. 19 (a, b, c) 10 posedă două picuri endoterme caracteristice mineralului dolomit.

Primul pic este la o temperatură mai scăzută, cuprinsă între 775°C și 790°C și corespunde trecerii $MgCO_3$ în periclaz. Cel de al doilea pic de temperatură mai ridicată, cuprinsă între 870–900°C, este datorat descompunerii $CaCO_3$. O singură probă prezintă un singur pic endoterm, la

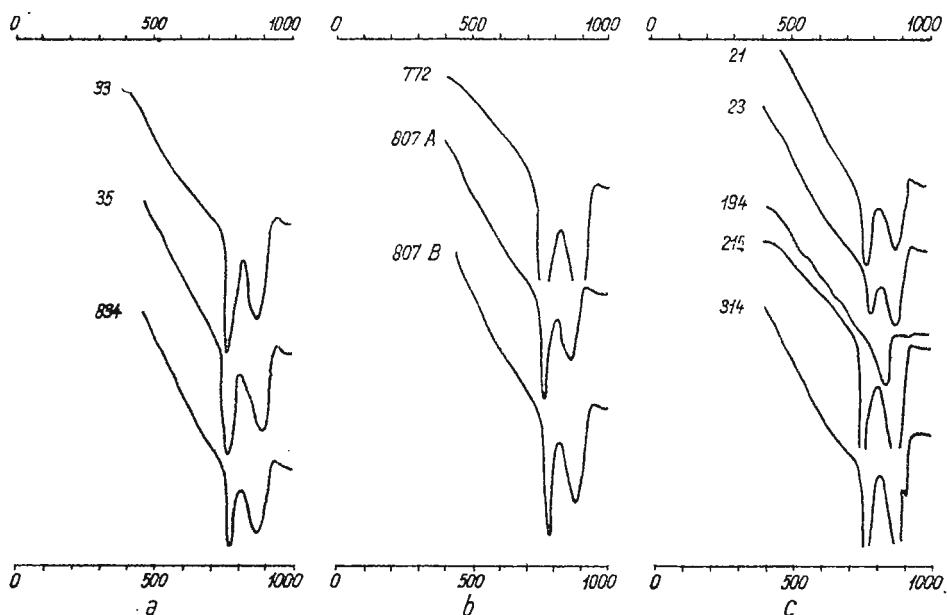


Fig. 19. — Curbele termice diferențiale pentru dolomitelor calcaroase cristaline. a. — Delnița
b. — Piatra Hăului; c. — Valea Putnei.

Courbes thermiques différencielles pour les dolomies calcaires cristallines. a. — Delnița ;
b. — Piatra Hăului ; c. — Valea Putnei.

temperatura de 845°C, datorat descompunerii $CaCO_3$. Această probă reprezintă un șist calcaros care formează o bandă îngustă în masa dolomitelor calcaroase.

Cele 3 probe din zona Virful Chilia (fig. 20) au pus în evidență un singur pic endoterm, de temperatură ridicată, cuprinsă între 870°–910°C, care este datorat descompunerii $CaCO_3$.

Din analiza termică reiese că rocile din zona Delnița-Valea Putnei, fac parte din grupa dolomitelor calcaroase, iar cele din zona Virful Chilia din grupa calcarelor.

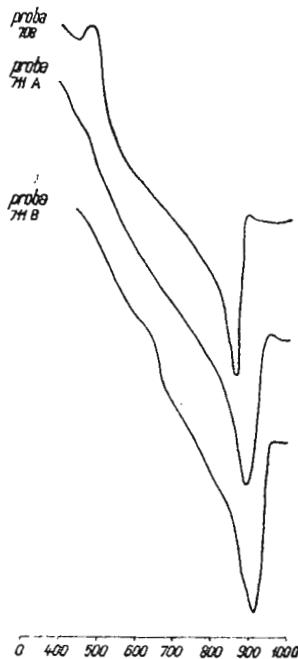


Fig. 20. — Curbele termice diferențiale pentru calcarele cristaline din zona Virfului Chilia.

Courbes thermiques différencielles pour les calcaires cristallines de la zone de Virful Chilia.

e). **Porfiroide.** Prin termenul de porfiroide ne vom referi la tipurile de roci, asemănătoare cu cele care au fost descrise de către A t a n a s i u (1928) în regiunea Tulgheş și S a v u l (1938) în munții Bistriței, sub denumirea de „roci albe porfirogene”.

Sînt roci destul de variate, atît ca aspect exterior, cît și ca compoziție mineralogică și structură. Au fost semnalate pentru prima dată de A t h a n a s i u (1899) în regiunea Cheilor Bistriței, dîndu-le denumirea de roci porfiroide și Hâlleflinte.

Porfiroidele apar ca intercalății concordanți în masa șisturilor cuarțitice sericito-cloritice, prezintîndu-se sub forma unor benzi sau lentile, a căror dimensiune este foarte diferită. Ele au grosimi cuprinse între cîțiva metri și peste 800 metri (în pîrîul Arseneasa, affluent al Moldovei) și lungimi care variază între sute de metri și mai mulți kilometri.

Pe baza studiului microscopic, efectuat pe un număr de 124 secțiuni, am separat, în funcție de compoziția mineralologică următoarele cinci tipuri de porfiroide: porfiroide metadacitice; porfiroide sericitice; porfiroide cloritice; porfiroide biotitice; porfiroide epidot-zoizitice.

Porfiroidele metadacitice sunt roci dure, fin granulare, cu textură masivă, uneori rubanate, cu orientare evidentă, avînd culoare de la alb lăptoasă pînă la cenușiu verzuie.

Megascopic, în masa rocii, se observă fenocristale bipiramidale de cuarț, care uneori au aspect lentiliform, cît și prisme de feldspat cu luciu sticlos.

Se întâlnesc destul de rar, prezentându-se sub forma unor benzi cu dimensiuni reduse față de restul tipurilor de porfiroide, precum și sub forma unor lentele. Atât benzile, cît și lentele, sunt prinse în șisturile cuarțitice sericito-cloritice, fiind concordante cu acestea. Aflorimente de asemenea roci pot fi menționate în zona părții Tiniș-Vîrful Alunul, precum și în zona părții Colbu unde formează mai multe benzi paralele.

Se caracterizează printr-o structură blastoporfirică, constituită din fenoblaste de cuarț, feldspat potasic și plagioclaz, prinse într-o masă microcristalină. Fenocristalele relicte de cuarț, în majoritatea cazurilor, au contur neregulat, având marginile colțuroase, prezentând fenomene de coroziune magmatică. Se întâlnesc și cristale cu marginile rotunjite, precum și aglomerări de cristale, care provin din fragmentarea fenocristalelor de cuarț din compoziția rocilor magmatice inițiale. Cuarțul, prezintă frecvent extincție ondulatorie.

Fenocristalele relicte de feldspat sunt reprezentate, atât prin feldspat potasic, cît și plagioclaz. Feldspatul potasic este frecvent microclin, cu urme de macle slab evidențiate. Majoritatea cristalelor de microclin sunt albitizate, albitizare care în unele cazuri, este totală sau aproape totală, iar în altele apar zone restrinse cu forme diferite de feldspat plagioclaz dezvoltate în masa cristalului de microclin. Au contur aproape idiomorf. Fenocristalele relicte de feldspat plagioclaz (andezin) în unele secțiuni sunt subordonate feldspatului potasic, în altele însă sunt predominante. Conțin uneori incluziuni de muscovit și clorit, fiind maclate polisintetic, având contur idiomorf și un conținut de 33–38% An. Această compoziție a plagioclazului situează fără îndoială rocile respective în categoria dacitelor. Conținutul ridicat de anortit al fenocristalelor de plagioclaz din porfiroidele metamorfozate în faciesul șisturilor verzi, este desigur relict, deoarece în condițiile faciesului de șisturi verzi, compoziția lor (în cazul atingerii echilibrului chimic) ar fi trebuit să tindă spre cea albitică.

Masa fundamentală a acestor porfiroide are, fie o structură microcristalină și textură fluidală, fie o structură granoblastică microcristalină cu textură paralelă.

În masa rocii apar cristale de cuarț, feldspat plagioclaz, maclat polisintetic, microclin cu maclă caracteristică (în grătar) mai bine definită decât la fenocristale și muscovit, care uneori este sub formă de cristale larg dezvoltate, putând fi trecut în grupa fenoblastelor, dar care obișnuit se prezintă sub forma unor cristale mărunte, puțin răspândite. Mai apare



biotit care totdeauna este cloritizat, apoi sericit, clorit, magnetit, limonit și foarte rar epidot și zircon.

După compoziția mineralologică, structură și textură, aceste roci pot fi considerate ca reprezentând curgeri de lavă, de compoziție dacitică, metamorfozate în condițiile faciesului șisturilor verzi.

Porfiroide sericitice. Dintre tipurile de porfiroide separate, cele sericitice sunt cel mai frecvent întâlnite, constituind marea majoritate a benzilor și lentilelor întâlnite în regiune.

Megascopic nu se deosebesc de cele metadacitice, prezintă structură blastoporfirică, având masa de bază lepidogranoblastică sau granolepidoblastică uneori microcristalină.

Fenocristalele relicte sunt reprezentate prin feldspat plagioclaz care predomină prin feldspat potasic și prin cuarț. Se mai poate menționa faptul că, în unele secțiuni apar și porfiroblaste de calcit alături de feldspat și cuarț. Fenocristalele relicte de plagioclaz apar atât sub formă de cristale cu contur neregulat, cât, mai ales, cu forme idiomorfe. Sunt maclate polisintetice, fiind uneori sfârimate sau având urmele de macă indoite. Au un conținut de 19—35% An fiind un oligoclaz-andezin. Cristalele de plagioclaz conțin rareori incluziuni de sericit.

Fenocristalele relicte de cuarț au contur neregulat cu marginile colțuroase sau rotunjite, având totdeauna extincție ondulatorie pronunțată. Rareori se întâlnesc în masa rocii și aglomerări de cristale cu forme lenticulare.

În masa de bază predomină cuarțul sau sericitul, în funcție de care aceasta are o structură lepidogranoblastică sau granolepidoblastică. Cuarțul din pastă are mărimi și forme foarte diferite, fiind mai rar cu extincție ondulatorie. Sericitul este unul din mineralele predominante, constituent al pastei rocii. Se prezintă sub formă de paiete mărunte, mult alungite. În masa rocii mai apare cloritul, rare granule mărunte de microclin, magnetit, limonit, pirită, zircon, calcit cu incluziuni de cuarț, rutil și foarte rar, biotit cloritizat, ortit, leucoxen și epidot.

După compoziția mineralologică, structură și textură, porfiroidele sericitice ar reprezenta metatufuri și metatufite dacitice metamorfozate.

Porfiroide cloritice. Se întâlnesc destul de rar sub forma unor benzi de dimensiuni reduse. Iviri de porfiroide cloritice avem pe pîrul Rusca, unde apare o bandă îngustă, care prezintă uneori, trecheri spre porfiroidele sericitice, apoi în pîrul Valea Putnei-Vîrful Strungilor și în pîrul Piciorul Stinii.

Sînt de culoare cenușie verzuie, cu textură slab șistoasă. Atât pe suprafață de șistozitate, dar mai ales în spărtura perpendiculară pe șis-



tozitate, se văd fenocristale de feldspat de formă prismatică de culoare albă, care contrastează cu masa de bază cenușiu verzuie și mai rar fenocristale de cuart.

Roca prezintă sub microscop o structură blastoporfirică. În pasta rocii apar frecvente fenocristale de feldspat plagioclaz, mai rar de cuart și uneori feldspat potasic. Fenocristalele relicte de feldspat plagioclaz sunt, atât idiomorfe, cât și cu contur neregulat, uneori sfărimate. Sunt maclate polisintetic, având un conținut de 8–28% An. Fenocristalele de feldspat sunt orientate transversal față de direcția de sistozitate a rocii, dată de cristalele care alcătuiesc masa de bază. Ele formează unghiuri diferite față de direcția de sistozitate. Fenocristalele de cuart sunt rare, având contur neregulat și extincție ondulatorie. Fenocristalele de feldspat potasic sunt de asemenea rare, prezentând totdeauna tendința de albitizare.

Pasta rocii are structură granolepidoblastică, fiind constituită din granule de cuart cu contur neregulat, feldspat plagioclaz, clorit, sericit, rareori calcit și muscovit, pirită, magnetit, limonit, ilmenit, și leucoxen.

După compoziția mineralologică și caracterul fenocristalelor de feldspat plagioclaz, porfiroidele cloritice provin din metatufuri și metatufite de compoziție acidă, metamorfozate.

Porfiroide epidot-zoizitice. Sunt neuniform răspândite în perimetrul regiunii cercetate formând mai multe benzi prinse în masa șisturilor cuarțitice sericito-cloritice. Se deosebesc de restul porfiroidelor descrise prin prezența epidotului și zoizitului în masa de bază. Au culoare, în general cenușie verzuie, uneori cu nuanțe deschise.

Microscopic prezintă caractere comune cu porfiroidele din celelalte tipuri descrise mai sus.

Fenocristalele relicte de feldspat plagioclaz posedă uneori incluziuni de sericit, clorit și rareori epidot. Au un conținut de 27–34% An. Epidotul se prezintă atât sub formă de cristale prismatice cât mai ales sub formă de granule fine. Prezintă pleocroism destul de accentuat. Zoizitul apare sub formă de granule neregulate, mai rar cu contur prismatice. Este incolor, cu extincție paralelă.

După compoziția mineralologică porfiroidele epidot-zoizitice provin din metatufuri și metatufite de compoziție cuart-andezitică.

Chimismul porfiroidelor. Pentru o caracterizare cât mai complectă a complexului porfiroidelor, pe lîngă studiul petrografic, am efectuat și



un studiu chimic, pe un număr de zece probe din tipuri diferite. Rezultatele analizelor chimice sunt date în tabelul 24.

Din datele analitice, reiese că toți oxizi prezintă variații, uneori destul de importante, atât de la un tip de rocă la altul, cât și în cadrul

TABELUL 24
Compoziția chimică a porfiroidelor

Oxizi \ Proba	156 ¹	180	267	326 ¹	351	358	411 ¹	419	515	1641
SiO ₂	83,68	65,46	79,31	83,08	79,32	68,89	73,32	71,75	78,72	79,07
TiO ₂	0,13	0,32	urme	0,30	urme	0,62	0,76	0,97	0,09	urme
Al ₂ O ₃	8,11	19,31	11,10	9,41	10,94	17,17	12,99	14,64	13,17	11,55
Fe ₂ O ₃	1,16	1,39	1,15	1,27	1,33	2,68	1,24	1,49	0,10	0,86
FeO	0,56	2,80	0,39	0,91	0,17	0,51	5,34	2,83	1,25	0,29
MgO	0,48	0,41	0,25	0,76	0,17	0,46	2,51	2,29	0,34	0,1)
CaO	0,54	2,36	0,13	0,80	0,62	1,66	1,03	2,37	1,12	0,24
Na ₂ O	0,61	3,81	5,57	1,60	5,15	5,69	1,69	1,26	3,89	5,02
K ₂ O	4,25	3,63	2,27	1,54	1,79	1,47	1,30	2,13	1,65	2,67
H ₂ O -	0,12	0,22	0,08	0,09	0,10	0,44	0,41	0,21	0,06	0,04
Total	99,64	100,11	100,25	99,76	99,59	99,59	99,59	99,74	100,39	99,84

156 = porfiroide sericitice; 180 = porfiroide cloritice; 267 = porfiroide metadacitice; 326 = porfiroide epidot-zoizitice; 351 = porfiroide cloritice; 358 = porfiroide epidot-zoizitice cu biotit; 411 = porfiroide cloritice; 419 = porfiroide epidot-zoizitice; 515 = porfiroide sericitice; 1641 = porfiroide metadacitice.

(¹) Analist: E. Gândrabura (156, 326, 411)

acelorași tipuri. Acest lucru este explicabil, având în vedere, că atât compoziția mineralologică a acestor roci, cât și cantitatea procentuală a minera-lelor constituente, este foarte diferită. Predominarea unuia sau altuia dintre minerale are ca rezultat o schimbare în compoziția chimică, schimbare care face ca valoarea unor oxizi să crească foarte mult.

Pentru interpretarea rezultatelor analizelor chimice am calculat valorile parametrilor N i g g l i (tabelul 25).

Proiecțind valorile parametrilor „al”, „alk” și „c+fm” în tetraedrul de concentrație (fig. 21) se constată că porfiroidele metadacitice (probele 267 și 1641) cad în cîmpul eruptiv și anume proba 267 în secțiunea I, iar proba 1641 în secțiunea II.

Porfiroidele sericitice se proiectează, de asemenea, în cîmpul eruptiv și anume: proba 156 în secțiunea III, iar proba 515 în secțiunea V.

Porfiroidele cloritice (probele 180, 351 și 411) se proiectează atât în cîmpul eruptiv (probele 180 și 351), în secțiunea V, și secțiunea IV, cât și în cîmpul sedimentelor argiloase (proba 411) în secțiunea II.



Porfiroidele epidot-zoizitice (probele 326, 358 și 419) se proiectează, de asemenea, atât în cimpul sedimentelor argiloase (proba 326 și 419) ambele în secțiunea III, cît și în cimpul eruptiv (proba 358) în secțiunea IV.

TABELUL 25
Parametri Niggli

Proba	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>qz</i>	<i>c/fm</i>
156	779,28	44,59	18,99	5,59	30,73	0,82	0,35	556,36	0,29
180	269,52	46,71	16,49	12,10	24,70	0,39	0,14	70,72	0,73
267	528,80	43,60	10,00	0,80	45,60	0,21	0,24	252,40	0,08
326	706,65	46,94	24,49	7,14	21,43	0,38	0,40	520,93	0,29
351	546,22	44,21	9,09	4,55	42,15	0,19	0,18	277,62	0,50
358	319,80	46,80	14,76	38,36	30,08	0,15	0,23	99,58	0,57
411	355,43	37,46	45,13	5,32	12,09	0,34	0,41	207,07	0,12
419	347,79	41,98	32,24	12,24	12,54	0,53	0,50	197,63	0,37
515	512,60	50,40	10,50	7,80	31,30	0,21	0,30	287,00	0,74
1641	542,36	46,50	7,00	1,64	44,86	0,26	0,18	262,92	0,23

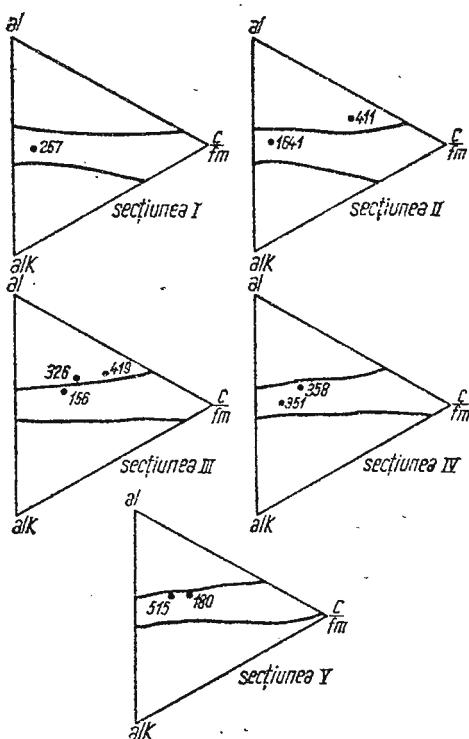


Fig. 21. — Tetraedrul de concentrație al lui Niggli cu proiecția parametrilor „*al*”, „*alk*” și „*c + fm*”.

Tétraèdre de concentration de Niggli avec la projection des paramètres „*al*”, „*alk*” et „*c + fm*”.



Proiectarea unor probe de porfiroide în cîmpul sedimentelor argiloase înspre contactul cu cîmpul eruptiv, este normală, întrucât aceste probe, după cum am arătat în studiu microscopic, provin din metatufite de compoziție diferită. După cum se vede din figură, rocile se proiectează în

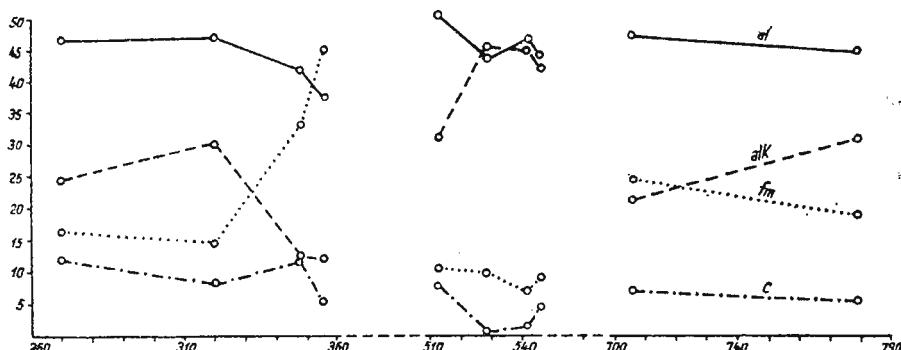


Fig. 22. — Diagrama de diferențiere a porfiroidelor.

Diagramme de différenciation des porphyroïdes.

imediata apropiere a limitei cu cîmpul eruptiv, ceea ce denotă că cantitatea de material eruptiv, este mai mare ca cea de material sedimentar.

Proiectind valorile „*al*”, „*fm*”, „*c*” și „*alk*” în diagrama de diferențiere (fig. 22), în care avem pe abscisă valoarea parametrului „*si*”, se constată variații importante ale parametrilor „*fm*” și „*alk*” și normale ale parametrilor „*al*” și „*c*”.

În funcție de valorile obținute pentru parametri N i g g l i porfiroidele din regiunea cercetată aparțin la următoarele tipuri de magmă:

Porfiroidele metadacitice fac parte din seria sodică tipul de magmă alcaligranitică.

Porfiroidele sericitice fac parte, atât din seria potasică (proba 156) — tipul de magmă granito-sienitică (cuarț sienitic) subtipul rapakivitică, cit și din seria calcică (proba 515) — tipul de magmă dioritică, subtipul plagioclaz granitică.

Porfiroidele cloritice fac parte, atât din seria calcică tipul de magmă dioritică (proba 180), subtipul plagioclaz granitică, cit și din seria sodică (proba 351) tipul de magmă alcaligranitică.

Proba (411), care face parte din aceeași grupă de roci, datorită faptului că reprezintă un tufit metamorfozat, parametri calculați au valori care nu corespund cu cei ai rocilor magmatice tipice.

Porfiroidele epidot-zoizitice, în cazul în care nu provin din tufite (proba 326), fac parte din seria calcică, tipul de magmă dioritică, subtipul trondhjemitică (proba 358) și subtipul cuarț-dioritică (proba 419).

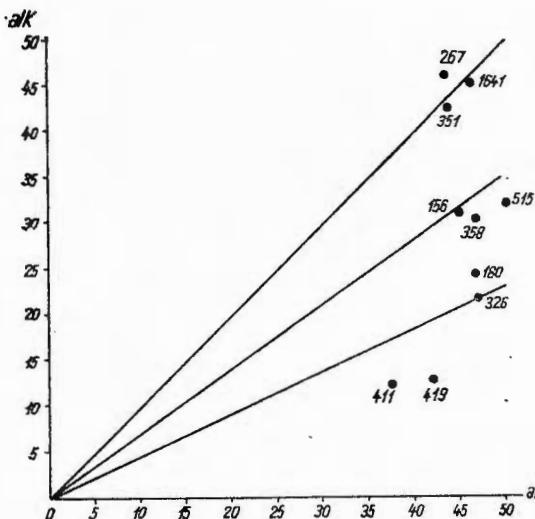


Fig. 23. — Diagrama alcalinității.
Diagramme de l'alcalinité.

Pentru a determina gradul de alcalinitate a porfiroidelor analizate am folosit diagrama din fig. 23, în care am trecut, pe abscisă, valoarea parametrului „al”, iar pe ordinată, cea a parametrului „alk”.

Porfiroidele prezintă și aici, variații foarte importante, făcind parte din toate tipurile de roci și anume: roci peralcaline (proba 267), care se caracterizează prin aceea că au „alk” mai mare decât „al”; roci alcaline (probele 351, 1641), la care „al” este mai mare decât „alk”, mai mare decât $2/3$ al; roci intermediare (probele 156, 180, 358 și 515), la care $2/3$ „al” este mai mare decât „alk” mai mare decât „al/2” și roci sărăcătoare în alcalii (probele 326, 411 și 419), la care „alk” este mai mic decât „al/2”.

Din datele analizelor chimice au fost calculați și parametri ACF și $A'KF$ (tabelul 26).

Proiectând valorile parametrilor ACF și $A'KF$ în diagrama faciesurilor metamorfice, porfiroidele pe baza mineralelor componente se încadrează în seria faciesurilor de tip Barrow și anume, în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-muscovit (fig. 26) și subfaciesul cuarț-albit-epidot-biotit (fig. 27).

TABELUL 26
Parametri ACF și A'KF

Proba	A	C	F	A'	K	F
156	51,61	16,13	32,26	25,29	51,72	22,99
180	50,00	25,00	25,00	31,21	30,49	38,30
267	13,33	13,33	73,34	—	—	—
326	55,77	13,46	30,77	47,83	17,39	34,78
351	43,33	36,67	20,00	7,41	70,37	22,22
358	61,11	23,81	15,08	57,32	19,51	23,17
411	37,75	7,23	55,02	33,48	6,17	60,35
419	6,76	28,38	64,86	36,36	12,30	51,34
515	32,30	12,90	54,80	40,90	23,90	35,20
1641	45,00	20,00	35,00	12,50	70,00	17,50

Complexul superior tufogen bazic și grafito-calcaros

Formațiunile complexului superior tufogen bazic și grafito-calcaros, stratigrafic, apar la partea superioară a seriei epimetamorfice, având în cadrul regiunii cercetate o dezvoltare redusă.

a). **Șisturi verzi clorito-albitice-epidotice.** Șisturile verzi clorito-albitice-epidotice, apar în colțul de nord-est al regiunii, între pîriul Tunsului (Robului) și valea Moldovei la Botușul Brăneștilor, ca intercalății în șisturile cuarțito-sericitice și sericito-cloritice.

Sînt roci compacte, uneori stratificate, fin granulare, de culoare verde închisă pînă la verde gălbui. În masa rocii se observă cristale prismatice de amfiboli și uneori de magnetit și feldspat plagioclaz.

Sub microscop majoritatea probelor prezintă o structură granoblastică, pînă la granolepidoblastică, uneori cu tendințe porfiroblastice. Ivirea de la Botoș are structură granonematoblastică, dată de prezența cristalelor de hornblendă.

Mineralogic sînt constituite din clorit, epidot, feldspat plagioclaz, calcit, magnetit, cuarț, leucoxen, amfibol, sericit și foarte rar biotit cloritizat.

Parageneza caracteristică pentru aceste roci este reprezentată prin : clorit + epidot + albit ± cuarț ± amfibol.

Pe baza mineralelor constitutive și a structurii, în cadrul șisturilor verzi clorito-albitice, se pot separa șisturi tufogene fără amestec sedimentogen și șisturi tufitogene.

Masa de bază este constituită, în cea mai mare parte, din lamele de clorit, diferite ca mărime, având aceeași orientare. Alături de clorit apar granule mărunte și prisme scurte de epidot. Granulele și prisme de epidot sunt răspândite neuniform în masa rocii. Mai apar cristale prismatice de albit rareori maclate, granule de cuarț, calcit, magnetit, hematit și limonit. În masa rocii apar uneori porfiroblaste de albit maclate și nemaclate.

Cuarțul poate apărea atât în benzi separate, cât și în masa clorito-epidotică. Este sub formă de granule cu contur neregulat și cu extincție ondulatorie.

Epidotul apare atât sub formă de granule diseminatе în masa rocii, cât și ca îngremădiri de cristale.

Titano-magnetitul formează cristale larg dezvoltate cu conturul zimțat, având forme diferite. Este destul de frecvent.

Leucoxenul, cât și albitul, se întâlnesc destul de rar, sub formă de granule mărunte.

Calcitul se dezvoltă uneori neuniform în masa acestor roci, apărind atât în cristale mărunte, cât și în cristale larg dezvoltate, maclate polisintetice, uneori cu extincție ondulatorie. Îa parte freevent la alcătuirea unor benzi, alături de cuarț.

b). **Șisturi clorito- amfibolice.** Sunt mai puțin răspândite, constituind ivirea care apare în localitatea Botoș pe partea stângă a văii Moldovei.

Sunt roci compacte, fin granulare, slab rubanate, de culoare verde inchisă, deosebindu-se pe suprafață cristale fine, prismatice, alungite, de hornblendă comună. Au structură granolepidoblastică pînă la granonematoblastica, fiind constituite mineralogic, din clorit, hornblendă comună verde, epidot, calcit, cuarț, albit și magnetit.

Amfibolul este reprezentat prin hornblendă comună verde uneori cloritizată, care apare în cristale bine dezvoltate, prismatice, alungite. El apare într-o masă fundamentală asemănătoare celei a șisturilor clorito-albitice-epidotice.

Considerăm că și aceste roci provin din metamorfozarea, în condițiile faciesului șisturilor verzi, a unor formațiuni tufogene bazice.

c). **Calcare cristaline.** Calcarele cristaline se prezintă sub forma unor lentile alungite având direcția NV–SE și se întâlnesc sporadic în zona Botoș-pîriul Cailor, pe aproximativ același aliniament (fig. 24).



Se deosebesc de restul formațiunilor carbonatate cristaline din regiune, atât prin aspectul macroscopic cît și cel microscopic, chimic și mineralogic.

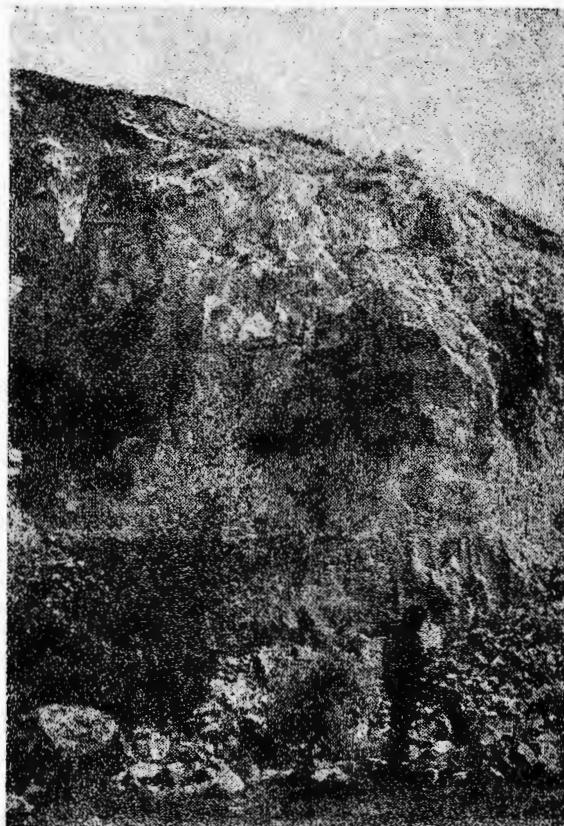


Fig. 24. — Lentila de calcar cristalin din dreptul localității Handal.

Lentille de calcaire cristallin du droit de la localité de Handal.

Sunt roci de culoare albă, albă cenușie sau rozie, cu cristalinitate pronunțată, fiind constituite din cristale de calcit vizibile cu ochiul liber.

În secțiuni subțiri apar cu o structură mozaicată, larg dezvoltată sau granoblastică grăunțoasă marmoreeană, fiind constituite din granule de calcit, apoi feldspat plagioclaz, cuarț, sericit, muscovit și pirită, toate în cantitate redusă.

Calcitul constituie 95%—99% din masa rocii, prezentându-se sub formă de granule izometrice maclate polisintetic. La unele granule se constată o îndoire a urmelor de maclă, ceea ce denotă că roca a fost supusă unor presiuni după formare. Feldspatul plagioclaz este cel mai

requent întâlnit din restul mineralelor. Se prezintă sub forma unor granule rotunjite, maclate după legea albitalui și cea de Karlsbad.

Cuarțul apare ca granule rotunjite, uneori corodat, cu extincție ondulatorie. În general este subordonat feldspatul plagioclaz și răspândit

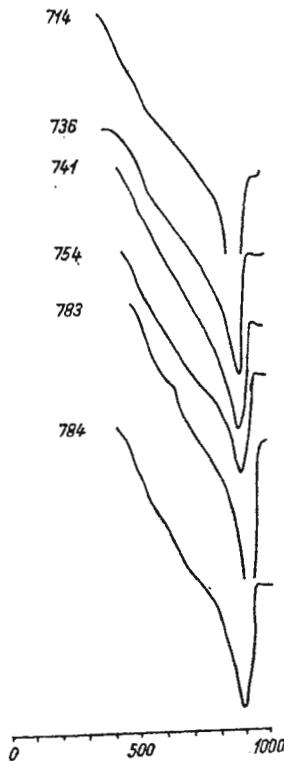


Fig. 25. — Curbile termice diferențiale pentru calcarele cristaline ale complexului superior.

Courbes thermiques différencielles pour les calcaires cristallines du complexe supérieur.

neuniform în masa rocii. Sericitul, muscovitul și pirlita se întâlnesc destul de rar în secțiunile subțiri, având răspândire neuniformă.

Analiza termodiferențială efectuată pentru probele 714, 736, 741, 754, 783, 784 (fig. 25), pune în evidență, prin unicul pic endotermic de la temperatură de 890° — 920°C , prezența calcitului.

Considerații generale asupra chimismului formațiunilor cristalofiliene

Din studiul chimic al rocilor cristalofiliene se pot trage următoarele concluzii generale :

Studiul chimic al diverselor tipuri de roci analizate, pune în evidență dependența compoziției lor mineralogice, atât de compoziția inițială cît și de condițiile de metamorfism.

Sisturile mezometamorfice care alcătuiesc seria de Bistrița – Barnar, aparțin faciesului almandin-amfibolitic, subfaciesul sillimanit-almandin-ortoclaz. Micașisturile și paragnaisele reprezintă sedimente pelitice metamorfozate, iar amfibolitele, vecni filoane intrusive sau pînze de lave, metamorfozate odată cu sedimentele pelitice. Amfibolitele se încadrează în tipul de magmă gabbroică, subtipul de la normalgabbroică și normal-noritică la piroxenitică și hornblenditică.

Sisturile mezometamorfice ale seriei gnaiselor de Rărău, aparțin faciesului almandin-amfibolitic, subfaciesul staurolit-almandin. Micașisturile și paragnaisele micacee cu granat, reprezintă depozite pelitice, iar gnaisele oculare în funcție de textură se grupează în cîmpul eruptiv sau cîmpul sedimentelor pelitice. Cele eruptive se încadrează între tipurile de magme granitice și dioritice, subtipurile engadinit-granitică, normal-granitică, granodioritică și trondhjemitică.

Sisturile epimetamorfice ale seriei de Tulgheș, aparțin faciesului sisturilor verzi, subfaciesului cuarț-albit-muscovit-clorit și subfaciesului cuarț-albit-epidot-biotit. Majoritatea tipurilor de sisturi epimetamorfice reprezintă depozite pelitice metamorfozate în condițiile faciesului sisturilor verzi de tip Barrow.

Sisturile verzi clorito-albitice provin, o parte, din material tufogen, fără amestec sedimentar, iar o altă parte sunt tufitogene.

Sisturile albitice cu epidot și zoizit cît și o parte din sisturile cuarțice sericiticloritice cu albit pe baza parametrilor Niggli cad în cîmpul eruptiv, făcînd parte din tipul de magmă sienitică, subtipul leucosienitică și lamprosienitică, provenind probabil din tufuri.

Porfiroidele reprezintă curgeri de lavă, tufuri și tufite metamorfozate în condițiile faciesului sisturilor verzi. Pe baza parametrilor Niggli, majoritatea se grupează în cîmpul eruptiv și o mică parte în cîmpul sedimentelor pelitice. Aparțin atât seriei sodice, tipul de magmă alcaligranitică; seriei potasice, tipul de magmă granito-sienitică subtipul rapakivitic, cît și seriei calcice, tipul de magmă dioritică, subtipul plagioclaz-granitic, trondhjemitic și cuarț-dioritic.

Rocile carbonatare cristaline, atât cele asociate rocilor mezometamorfice, cît și cele epimetamorfice (pentru care avem analize chimice), se proiectează în triunghiul lui Vîșneakov de clasificare a rocilor

carbonatate în celula dolomitelor calcaroase, dolomitelor argilo-calcaroase și calcarelor dolomitice.

Diagramele ACF și $A'KF$ (fig. 26, 27, 28 și 29), întocmite pe baza compoziției chimice pun în evidență compoziția mineralologică a șisturilor cristaline, determinată atât de natura rocilor inițiale cât și de condițiile fizico-chimice din timpul metamorfismului.

Studiul chimic al diverselor tipuri de roci epimetamorfice și mezometamorfice de origine comună (spre ex. din seria pelitică) a scos în evidență faptul că între ele nu există deosebiri esențiale. Micile deosebiri care mai există se datorează compoziției diferite a sedimentelor primare care s-a păstrat în timpul metamorfismului.

Acest lucru ne face să admitem că în cadrul regiunii cercetate avem de a face în general cu un metamorfism progresiv izochimic.

Valorile obținute pentru parametri ACF și $A'KF$ pentru rocile pelitice din cele trei serii metamorfice, sunt aproape egale, întrucât, probele analizate s-au proiectat aproximativ în aceeași zonă, dar în diagrame diferite, alese în funcție de mineralele index. Pentru a arăta că nu există schimbări evidente, în compoziția chimică a șisturilor cristaline, de la un grad de metamorfism la altul, am întocmit un tablou de variație după metoda lui Lapadu - Hategues (1945) în care am trecut mediile obținute pentru 10 analize din seria pelitică epimetamorfică și 7 analize din cele două serii mezometamorfice (tabelul 27).

TABELUL 27

	Seria pelitică epimetamorfică			Seriile pelitice mezometamorfice		
	Minim	Maxim	Media	Minim	Maxim	Media
$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0,19	0,34	0,25	0,19	0,35	0,31
$\frac{Na_2O}{K_2O}$	0,11	0,81	0,27	0,24	1,11	0,68
MgO	0,28	2,14	1,14	0,28	1,47	0,69
CaO	1,20	4,53	3,25	1,32	4,41	2,64
FeO	0,42	6,03	3,81	0,89	6,32	3,42



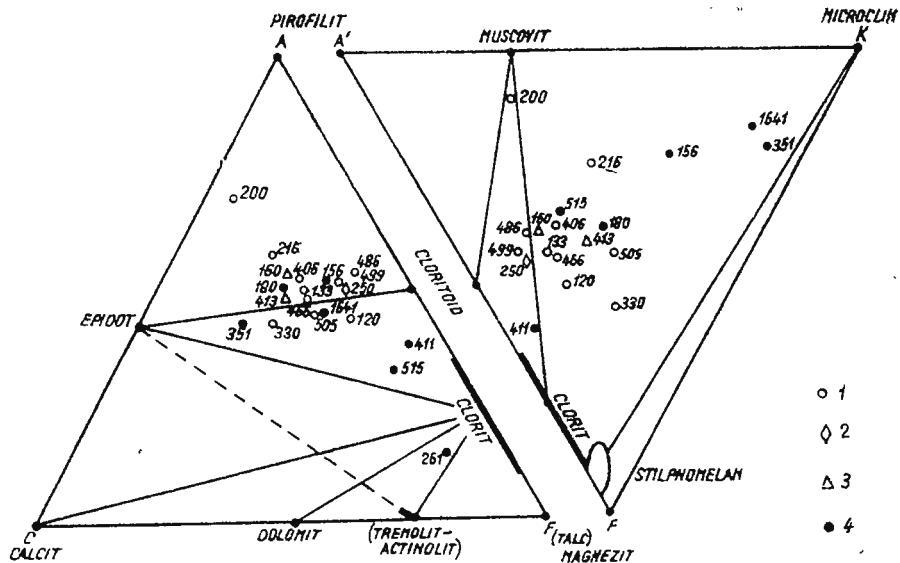


Fig. 26. — Diagramme ACF et A'KF pour les schistes verts. Subfacies quartz-albite-muscovite-chlorite.

Diagrammes ACF et A'KF. Facies des schistes verts. Sousfacies quartz-albite-muscovite-chlorite.

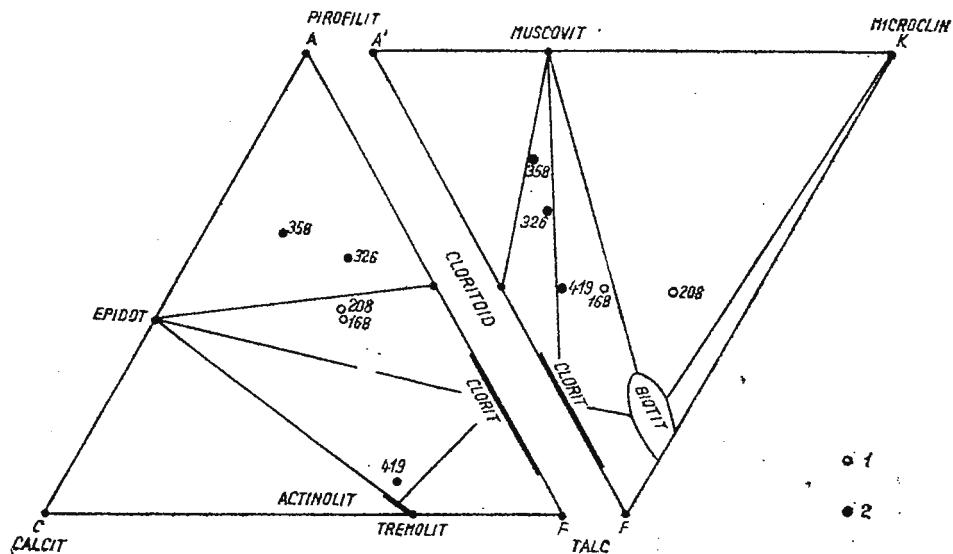


Fig. 27. — Diagramme ACF et A'KF pour les schistes verts. Subfacies quartz-albite-épidote-biotite.

Diagrammes ACF et A'KF. Facies des schistes verts. Sousfacies quartz-albite-épidote-biotite.

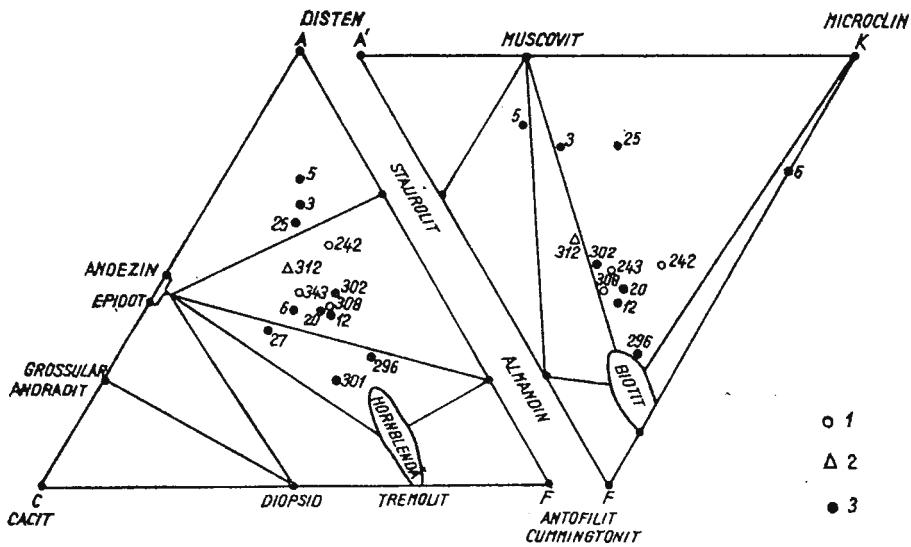


Fig. 28. Diagrammele ACF și A'KF. Faciesul almandin-amfibolitic. Subfaciesul staurotit-almandin.

Diagrammes ACF et A'KF. Facies almandin-amphibolitique. Sous-facies staurotide almandin.

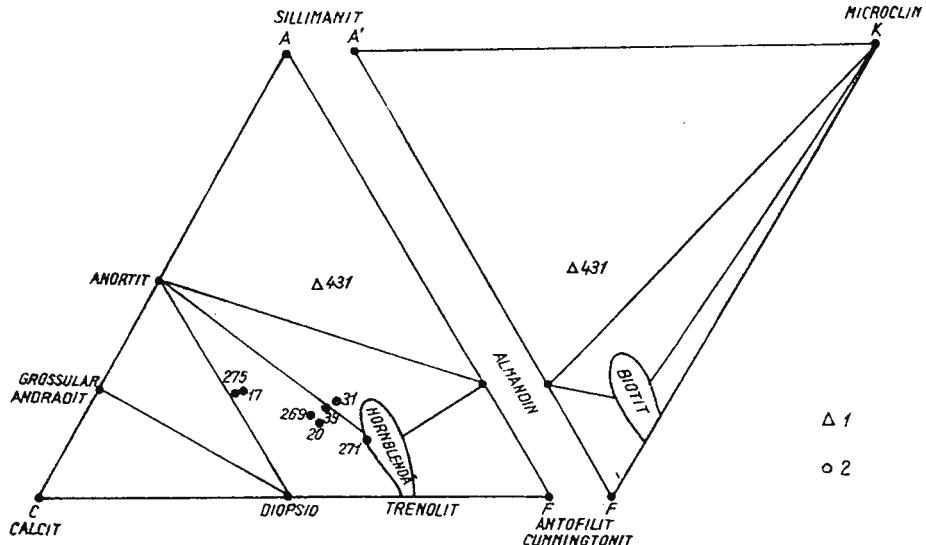


Fig. 29. — Diagrammele ACF și A'KF. Faciesul almandin-amfibolitic. Subfaciesul sillimanit-almandin-ortoclaz.

Diagrammes ACF et A'KF. Facies almandin-amphibolitique. Sous-facies sillimanite-almandin-orthoclase.

Din tabel se constată o creștere a raportului $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ și a raportului $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$ și o scădere a valorii Mg, CaO și FeO, odată, cu creșterea gradului de metamorfism.

Atât creșterile cit și descreșterile valorilor amintite sunt destul de neinsemnante încit nu sunt datorate probabil, altor cauze, decit compoziției inițiale a sedimentelor pelitice.

Seria gnaiselor de Rarău în anumite zone pe lîngă un metamorfism izochimic, a fost supusă și unui metamorfism allochimic cu aport de alcalii, avînd ca rezultat dezvoltarea metasomatică a microclinului, care a înlocuit o bună parte dintre mineralele șisturilor cristaline preexistente, rezultînd gnaise mixte, cu fenoblaste de feldspat potasic.

Filoane de cuarț. În afară de segregatiile de cuarț din șisturile cristaline, care reprezintă produse ale diferențierii metamortice, precum și de diferitele tipuri de cuarțite descrise, în perimetru regiunii cercetate apar mai multe filoane de cuarț hidrotermal. Astfel de filoane avem în zona pasului Mestecăniș, în zona Pîrîului Fierului-Poiana Ițcani și în zona Delnița.

În zona pasului Metecăniș am separat un număr de șase filoane de cuarț orientate în general NE—SW, avînd o grosime de 10—12 m și o lungime maximă de 500 m, iar în zona Pîrîul Fierului-Poiana Ițcani patru filoane orientate NV—SE cu grosimea de 8—10 m și lungimea maximă de aproximativ 400 m.

În zona Delnița, în cadrul cuarțitelor albe și cenușii de pe versantul stîng al pîrîului, există și un filon de cuarț alb lăptos cu direcția NS, avînd o grosime care variază între 3—6 m, putînd fi urmărit pe o lungime de aproximativ 80 m. Filoanele cuarțifere sunt constituite din cuarț alb lăptos compact, cu luciu sticlos, uneori cu aspect rubanat, datorat alternanței unor benzi de cuarț alb cu benzi de cuarț cenușiu de diferite nuanțe. Frecent are la suprafață o nuanță gălbuiie roșietică datorată oxizilor de fier, care se prezintă, fie sub forma unor pelicule subțiri, fie ca umpluturi de fisuri, fie formînd cuiburi de dimensiuni foarte diferite uneori destul de mari, constituîte, în special, din limonit. În zona în care apar cuiburile de limonit cuarțul devine scoriaciu și de culoare gălbuiie. Au structură



granulară neuniformă fiind constituite aproape în exclusivitate din granule de cuarț cu contur neregulat și cu extincție ondulatorie.

În unele secțiuni se observă o fisurare și chiar o sfârșitare a cristalelor de cuarț, astfel că structura devine brecioasă. Fisurile și crăpăturile

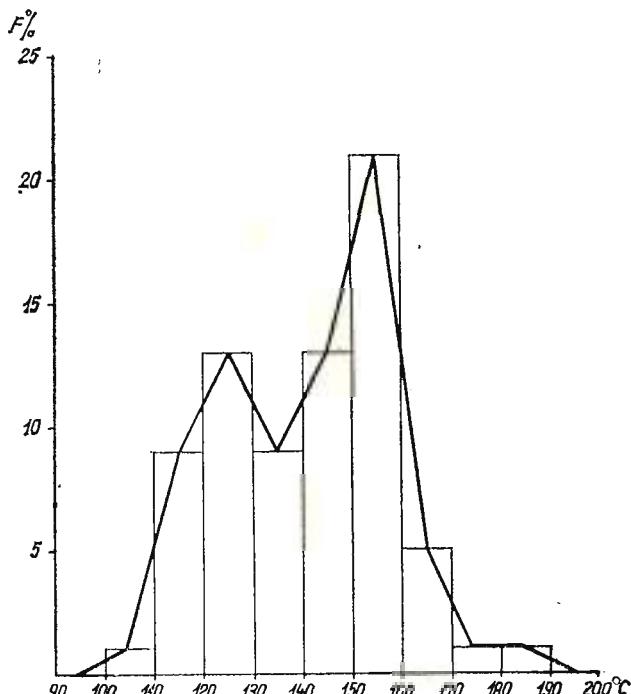


Fig. 30. — Histogramma de frecvență a temperaturii de omogenizare a cuarțului filonian.

Histogramme de fréquence de la température d'homogénéisation du quartz filonien.

Care străbat granulele de cuarț, sunt umplute fie cu limonit și hematit, fie cu cuarț recristalizat. Alături de cuarț mai apare epidot în granule foarte mici, magnetit, hematit și limonit, care uneori este destul de frecvent, fie dispersat, fie concentrat în cuiburi și pe fisuri. Cristalele de cuarț conțin incluziuni fluide având atât forme cât și dimensiuni variabile.

În vederea determinării temperaturii de formare a cuarțului filonian am efectuat un studiu mineralotermometric pe cristale de cuarț colectate din diferite filoane. Au fost analizate cinci probe la care am efectuat 73 determinări ale temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide primare.

Rezultatele obținute sunt date în tabelul 28.

TABELUL 28

Temperatura aparentă de cristalizare a cuarțului filonian

Proba	Nr. determinării	T°C minimă	T°C maximă	Diferențe °C	T°C medie
104 B	11	133	157	24	145,6
106	16	113	130	17	123,4
107	34	133	161	28	151,4
108	4	106	126	20	118
498	8	112	185	73	145

Din datele tabelului 28 reiese că omogenizarea incluziunilor fluide s-a produs la o temperatură variind între 106°C și 185°C, care reprezintă temperatura de formare a cuarțului. Pentru a pune în evidență variațiile de temperatură ale diverselor probe de cuarț analizate, s-a construit histograma din fig. 30.

Din histogramă rezultă existența a două maxime de frecvență și anume : unul la temperatura de 125°C iar cel de al doilea la temperatura de 155°C. Media celor 73 determinări este de 136,7°C și corespunde unei frecvențe minime pe histogramă.

III. GEOTERMOMETRIE

a). Considerații generale

Cunoașterea condițiilor fizice și în special temperatura și presiunea care au acționat în timpul metamorfismului constituie una din problemele majore, în descifrarea evoluției geologice a regiunilor constituite din roci cristalofiliene.

Asociațiile de minerale care caracterizează rocile metamorfice dintr-o anumită regiune, pot indica, atât presiunile și temperaturile cele mai înalte atinse în timpul metamorfismului, cit și alte temperaturi și presiuni mai joase, prin care acestea au trecut ulterior.

În ultimul timp, Winkler (1967), pe baza unor date experimentale privind reacțiile minerale din timpul metamorfismului regional, a stabilit temperaturile și presiunile existente în condițiile anumitor faciesuri metamorfice.

Din datele experimentale ale lui Winkler reiese că rocile cristalofiliene, aparținând faciesului șisturilor verzi și faciesului amfibolitic



cu diversele lor subfaciesuri, se formează la temperaturi cuprinse între 400° și 690°C și presiuni care variază între 1000 și 8000 bari.

Formațiunile cristalofiliene din regiunea cercetată aparțin atât faciesurilor șisturilor verzi, cît și faciesului almandin-amfibolitic, aceasta în funcție de gradul de metamorfism indicat de mineralele index.

Pentru a cunoaște condițiile în care s-a desfășurat metamorfismul șisturilor cristaline din regiunea Valea Putnei-Giumalău, am efectuat un studiu mineralotermometric al incluziunilor primare din cristalele de cuarț, colectate din diversele parageneze aparținând celor trei serii metamorfice descrise.

Cuarțul apare în toate paragenezele cristaline sub forma unor intercalații lenticulare și benzi concordante cu sistozitatea, avînd dimensiuni care variază de la cîțiva milimetri la mai mulți centimetri grosime și lungimi de asemenea foarte diferite, putînd atinge zeci de centimetri.

În legătură cu proveniența lentilelor și benzilor de cuarț din formațiunile cristaline, majoritatea cercetătorilor sunt de părere, că ele reprezintă produse ale diferențierii metamorfice.

Astfel E sk o l a arată, că solubilitatea relativ mare a cuarțului facilitează segregarea acestui mineral în vine și strate în cursul metamorfismului de joasă temperatură.

R e a d susține de asemenea, că vinele și vinișoarele bogate în cuarț, atât de răspîndite între toate categoriile de ioci, provenite în urma metamorfismului regional sunt în principal produsele diferențierii metamorfice, derivînd din rocile în care apar.

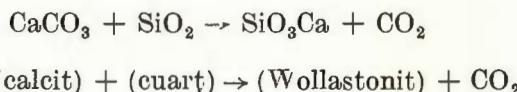
S a v u l et al. (1963) sunt de părere, că lentilele concordante de cuarț din șisturile cristaline din Carpații Orientali sunt rezultatul unei diferențieri metamorfice, la temperaturi corespunzătoare metamorfismului șisturilor cristaline gazdă.

În cadrul perimetrului Valea Putnei-Giumalău apare atât cuarț de segregătie, cît și cuarț filonian. Segregațiile de cuarț formează lentile și benzi concordante cu sistozitatea, în special în rocile slab metamorfozate. O dată cu ridicarea gradului de metamorfism segregățiile de cuarț pur devin din ce în ce mai rare, tinzînd să fie înlocuite prin corpuri pegmatitice.

Pînă în prezent, în cadrul zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, au fost efectuate o serie de cercetări privind aprecierea temperaturilor de formare ale unor roci metamorfice, precum și ale mineralizațiilor de sulfuri complexe din regiunea Gemenea-Ostra, Fundul Moldovei și Leșul Ursului.



Evaluări geotermometrice au fost făcute de Savul (1927), care consideră că calcarile cenușii din regiunea Șarul Dornei s-au format la o temperatură de peste 300°C. Această temperatură o deduce, folosind diagrama metamorfismului dată de Goldschmidt, pe care este figurată starea de echilibru a reacției :



printr-o curbă care variază odată cu temperatura și presiunea.

Această curbă la presiunea ordinată arată o temperatură de 500°. Întrucât în rocile din regiunea Șarul Dornei nu se constată prezența wollastonitului, ele fiind formate din calcit și cuart, Savul deduce că s-au format la o temperatură inferioară stării de echilibru a reacției de formare a wollastonitului, apreciind-o la peste 300°C.

Primele determinări geotermometrice directe prin studiul incluziunilor fluide au fost efectuate de către Savul et al. (1960) care, în lungul unui profil paleogeotermometric prin Carpații Orientali, stabilesc pentru cuartul din diferite sisturi cristaline epi- și mezometamorfice, temperaturi medii de omogenizare a căror valoare variază între 103,7°C și 150,4°C. De la aceste temperaturi medii face excepție un filon transversal de cuart, cuprins într-un amfibolit cu biotit, care arată temperaturi mai mari de 270°C, și pe care autorii îl consideră ulterior desăvîrșirii metamorfismului, având astfel o temperatură diferită față de roca gazdă. La temperaturile aparente determinate ei aplică o corecție, luând în considerație variația de presiune. Pentru corecție, autorii au folosit o variantă a diagramei lui G. C. Kennedy, construită de autori, introducând variații de temperatură cu adâncimea pentru gradienți de 30°C/Km și 50°C/Km. În urma corecțiilor efectuate, temperaturile reale obținute pentru sisturile cristaline epi- și mezometamorfice ar fi cuprinse între 220°C și 314°C pentru un gradient geotermic de 30°C/Km și între 140°C și 210°C pentru un gradient geotermic de 50°C/Km.

În ultimul timp, Borcoș și Dimitrescu (1969), ocupându-se cu determinarea condițiilor fizice de metamorfism a sistemelor cristaline din Munții Apuseni, pe baza temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide, ajung la rezultate care diferă mult de cele obținute de Savul et al. (1960), pentru Carpații Orientali. Diferențele sunt cuprinse între 200—300°C, atât pentru temperaturile aparente determinate, cât și pentru



cele reale. Diferențe destul de importante au fost obținute între temperaturile rocilor epizonale și ale celor mezozonale.

În vederea determinării condițiilor de metamorfism a rocilor cristalofiliene am efectuat un studiu mineralotermometric pe un număr de 77 cristale de cuart colectate din regiunea Valea Putnei-Giumalău. La cristalele analizate am efectuat 1052 determinări experimentale de omogenizare a incluziunilor lichide. Probele pentru analiză au fost colectate din cuartul care formează segregatiile lenticulare și benzile concordante cu șistozitatea. Încălzirea s-a făcut în aer, iar temperatura de omogenizare a fost măsurată cu ajutorul unui termocuplu. Erorile de determinare le apreciem la maximum 5°C.

b). Studiul incluziunilor

Cuarțul din formațiunile cristalofiliene posedă două tipuri de incluziuni și anume: incluziuni primare (singinetice) și incluziuni secundare (epigenetice).

Pentru determinarea temperaturii de formare a cuartului am folosit rezultatele temperaturilor de omogenizare a incluziunilor primare. Este de remarcat faptul, că o serie de probe de cuart nu posedă incluziuni determinabile, sau sunt lipsite complet de incluziuni. O parte dintre cristale conțin incluziuni foarte bine vizibile și numeroase, având atât forme cît și dimensiuni variabile. O altă parte dintre cristale conțin de asemenea, incluziuni foarte bine conturate și vizibile, fiind însă în număr redus în masa cristalului. Există și cristale, care au incluziuni mai puțin vizibile, cu libile de dimensiune mică, care, însă datorită faptului că sunt în continuă mișcare, pot fi precis determinate. În planșele I–V sunt date fotografiile unor cristale de cuart din diverse parageneze, în care se observă forma și mărimea unor incluziuni.

Determinările s-au făcut la microscopul universal M.C.1 cu o putere de mărire de 300 X.

În afară de incluziunile lichide primare bitazice (lichid-gaz), în cristalele de cuart, se întâlnesc și incluziuni primare solide, reprezentate atât prin minerale metamorfice din grupa micelor și cloritelor, cît și minerale opace și grafit. Cristalele cu incluziuni rare, sau cele lipsite complet de incluziuni fluide, au numeroase incluziuni solide de minereu și, în special, grafit. Grafitul se prezintă sub forma unei pulberi fine diseminată în masa cristalelor.



c). Determinarea temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide primare din formațiunile cristalofiliene

1. Seria de Bistrița — Barnar. Rocile cristalofiliene care formează această serie, aparțin faciesului almandin-amfibolitic, subfaciesului cu sillimanit. Lentilele și vinele de cuarț au, în mareea lor majoritate, o culoare violacee pînă la albăstruie murdară, fiind destul de rare.

Rezultatele determinărilor geotermometrice sunt date în tabelul 29.

TABELUL 29

Proba	Nr. dtermin.	T°C minimă	T°C maximă	Diferență	T°C medie	Tipul de rocă
265 b	8	342	378	36	358,5	Amfibolit cu biotit și epidot
272	7	161	207	46	186,6	Amfibolit cu calcit și biotit
	7	310	354	44	332,8	Amfibolit cu biotit și calcit
274	7	246	279	33	262,1	Epidotit
	3	—	—	—	386	
276	17	99	166	67	119	
	6	216	266	50	245	
	2	343	384	41	365,5	
344	16	313	410	97	360,4	Paragnais cu biotit
346	12	189	223	34	209,1	Paragnais cu biotit și zoizit

Din observațiile microscopice asupra incluziunilor din cristalele de cuarț, colectate din formațiunile acestei serii, se pot trage următoarele concluzii: existența de incluziuni secundare; existența, în unele cristale, a numeroase incluziuni primare foarte bine vizibile, de dimensiuni mari, cu contur neregulat și cu libela mult mărită, ai căror pereți sunt îngrosați; existența, în alte cristale, a unui număr mic de incluziuni, uneori bine vizibile, alteori cu libelele de dimensiune mică și mai puțin vizibile; existența în unele cazuri a numeroase incluziuni fluide monofazice, în care caz incluziunile bifazice sunt rare, dar foarte clare; existența unor incluziuni solide de minerale metamorfice și opace.



Din datele tabelului 29 se poate constata existența mai multor tipuri de incluziuni, a căror temperatură de omogenizare este diferită. Existența a două și chiar trei temperaturi de omogenizare, ne face să admitem, că formațiunile seriei de Bistrița-Bârnar au suferit mai multe faze de metamorfism de intensitate diferită, reprezentând astfel o serie polimetamorfică. Neluind în considerație temperaturile de omogenizare scăzute ale unor incluziuni din cuațul colectat din epidotite, se poate constata, din datele experimentale redate în tabelul 29, că avem de a face cu două temperaturi de omogenizare a incluziunilor fluide și anume: o temperatură mai scăzută, cuprinsă între 161°C și 262°C și o temperatură ridicată, cuprinsă între 310° C și mai mare de 386°C. Ambele valori reprezintă temperaturile aparente determinate microscopic. Pe baza valorilor obținute s-a construit histograma din fig. 31, din care rezultă existența a trei maxime de frecvență a omogenizării fazelor fluide din cristalele de cuarț.

Determinările geotermometrice efectuate pe cristalele de cuarț au caracter aparent, întrucât au fost efectuate în condițiile de presiune normală. Pentru determinarea temperaturii reale de cristalizare a cuarțului, au fost efectuate corecții de temperatură, pe baza factorului de presiune care a acționat în anumite condiții de metamorfism și care face ca temperatura să crească cu o anumită valoare, în funcție de adâncimea la care s-au găsit rocile în timpul metamorfismului. Pentru corecțiile de presiune am folosit diagrama din fig. 32. Această diagramă a fost întocmită pornind de la principiul diagramei de corecție realizată de K e n n e d y (1950). În abscisă a fost trecută temperatura în grade Celsius, iar pe ordinată adâncimea în kilometri și presiunea corespunzătoare. Dreptele A, B, C, D și E reprezintă gradienții geotermici de 20°, 30°, 40°, 50°, 70°C/km gradienți care sunt cei mai probabili în terenurile geosinclinale supuse metamorfismului.

Pentru fiecare gradient geotermic am dus câte o curbă (a, b, c, d, e), pe care am trasat-o în funcție de temperatura aparentă, determinată experimental pentru cristalele de cuarț din diversele parageneze.

Pentru a determina temperatura reală de omogenizare a incluziunilor fluide analizate, pe curbele a, b, c, d și e, au fost proiectate temperaturile aparente, care apoi au fost raportate la gradienții geotermici respectivi, determinând, în același timp și adâncimea și presiunile la care au avut loc transformările metamorfice. În diagramă am mai trecut, printr-o serie de drepte, limita inferioară și superioară a faciesului șisturilor verzi și faciesului almandin amfibolitic, după datele din literatură (W i n k l e r 1967).



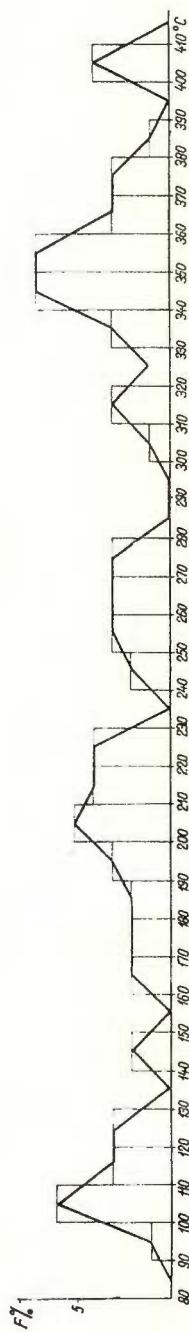


Fig. 31. Histogramma de frecvență a temperaturii de omogenizare a quartului din serie de Bistrița-Bârnar.
Histogramme de fréquence de la température d'homogénéisation du quartz de la série de Bistrița-Bârnar.

În acest mod, se aduc îmbunătățiri substanțiale și diagramei utilizate de către Savul et al. (1960), astfel că temperaturile reale, ale diferențelor faciesuri metamorfice, au fost puse în acord cu ultimele determinări ale lui Winkler (1967).

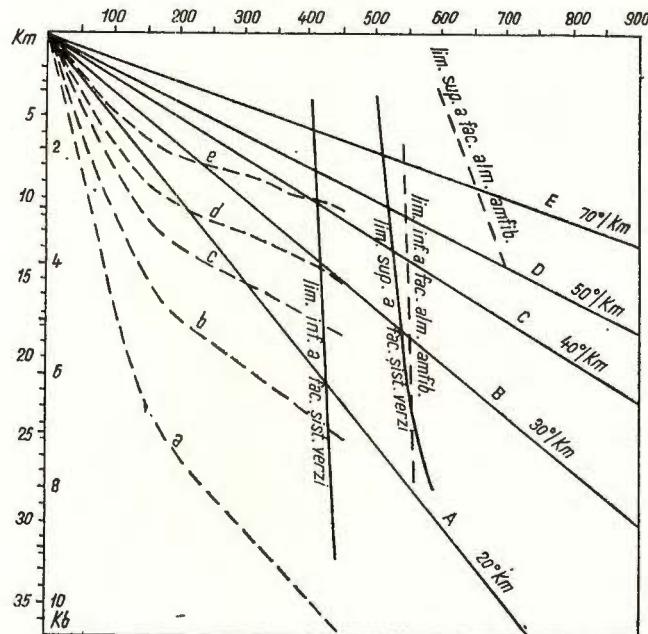


Fig. 32. — Diagrama de corecție a temperaturii funcție de presiune.

Diagramme de correction de la température en fonction de la pression.

Folosind diagrama de corecție am obținut, pentru incluziunile din cristalele de cuarț, din serie de Bistrița—Barnar, temperaturile reale de omogenizare ale fazelor fluide, redate în tabelul 30. În funcție de diferenții gradienți geotermici adoptați, se obțin adâncimile de îngropare în scoarța terestră a rocilor respective, în timpul metamorfismului.

Din tabelul 30 reiese că temperatura reală de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarț este cuprinsă între 376°C (dacă luăm în considerație și temperatura scăzută obținută pentru cuarțul din epidotite) și mai mare de 690°C. În cazul în care nu luăm în considerație temperatura scăzută a cuarțului din epidotite, atunci temperatura reală a omogenizării incluziunilor fluide este cuprinsă între 508°C și mai mare de 690°C.

Se poate evidenția faptul, că suntem în limita temperaturilor faciesului almandin-amfibolitic, sintetizate de Winkler.

TABELUL 30

Proba	Temperatura medie aparentă în °C	Temperatura reală și adâncimea în Km la diferenți gradienți geotermici							
		20°C/Km	30°C/Km	40°C/Km	50°C/Km	Adânci- imea în Km	Adânci- imea în Km	Adânci- imea în Km	Adânci- imea în Km
265 b	358,5	659	33,2	659	22	659	16,6	659	13,2
	186,6	508	25,4	508	17	508	12,6	508	10,2
272	332,8	640	32	640	21,3	640	16,1	640	12,7
	262,1	580	29	580	19,3	580	14,4	580	11,6
274	386	690	34,2	690	23	690	17,2	690	13,7
	119	376	18,7	376	13	376	9,5	376	7,7
276	245	564	28,3	564	18,9	564	14,1	564	11,4
	363,5	668	33,4	668	22,3	668	16,8	668	13,4
344	360,4	663	33,3	663	22,0	663	16,7	663	13,3
	209,1	528	26,5	528	17,9	528	13,3	528	10,6
									528
									7,5



Existența unor temperaturi mai scăzute care sunt caracteristice faciesului șisturilor verzi ne face să admitem existența retrometamorfismului. Acest lucru este pus în evidență de existența celor 2–3 temperaturi diferite de omogenizare, determinate la același cristal.

2. Seria gnaiselor de Rarău. În vederea stabilirii condițiilor de metamorfism al seriei gnaiselor de Rarău, am efectuat un studiu mineralotermometric pe cristalele de cuart, colectate atât din complexul gnaisic, cât și din complexul micașisturilor. În cadrul acestei zone, lentilele și vinele de cuart sunt rare în comparație cu formațiunile slab metamorfozate din imediata apropiere.

Rezultatele determinărilor temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide primare din cristalele de cuart, sunt date în tabelul 31.

TABELUL 31

Proba	Nr. determinării	T°C minimă	T°C maximă	Diferențe	T°C medie	Tipul de rocă
716	12	138	171	33	155,2	Paragnais
	5	209	234	25	222,8	
743	3	188	194	6	191,3	Micașist cu biotit și granat
	8	293	312	19	302,4	
748	9	84	104	20	92,5	Micașist cu biotit și granat
723	6	90	128	38	110	Gnais ocular
	9	224	324	100	289,3	
729	6	102	119	17	109,7	Gnais ocular
730	9	93	122	29	106,7	Gnais ocular
733	7	187	227	40	210	Gnais ocular
	4	—	—	—	391	

Din observațiile microscopice se constată existența în cristale de cuart, atât din micașisturi, cât și din gnaise, a mai multor tipuri de incluziuni primare, precum și incluziuni secundare. Incluziunile secundare



nu au fost luate în considerație. Dintre incluziunile primare se disting : incluziuni solide de minerale metamorfice și minerale opace ; incluziuni fluide lipsite de faze gazoase care sunt în număr mare și nu pot fi determinate ; incluziuni fluide cu fază gazoasă redusă care este în continuă mișcare și care s-au omogenizat la o temperatură scăzută ; incluziuni cu fază gazoasă, bine determinată, care ocupă 20–30% din volumul fazei lichide și care au atât peretii incluziunilor cît și conturul libelei mult îngroșate.

Analizând datele din tabelul 31 se constată existența, la o parte dintre cristale, a două serii de temperaturi de omogenizare și anume : temperaturi scăzute, având mediile cuprinse între 110°C și 210°C și temperaturi ridicate, cu mediile cuprinse între 222,8°C și mai mari de 391°C.

Există și cristale, atât din micașisturi cît și din gnais, care posedă numai un singur tip de incluziuni, cu temperatura de omogenizare foarte scăzută, fiind cuprinsă între 92,5°C și 109,7°C. Considerăm că acestea provin din soluții apoase de temperatură joasă.

În histograma din fig. 33 sunt redate temperaturile de omogenizare a cristalelor de cuarț din micașisturi și gnais.

Din histogramă rezultă existența a mai multor tipuri de incluziuni fluide primare, a căror temperatură de omogenizare variază pe o scară largă, fiind cuprinsă între 84°C și mai mare de 391°C. Studiul mineralotermometric al omogenizării incluziunilor fluide din lentilele de cuarț, din zona gnaiselor de Rarău, scoate în evidență existența unor temperaturi aparente foarte ridicate, sau foarte coborîte atât pentru gnais, cît și pentru micașisturi.

Pentru determinarea temperaturii reale de cristalizare a cuarțului din seria gnaiselor de Rarău, au fost efectuate corecții de temperatură, pe baza factorului de presiune, folosind aceeași diagramă de corecție redată în fig. 32.

Temperaturile reale de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarț, din seria gnaiselor de Rarău sunt date în tabelul 32.

Din datele tabelului 32 reiese că temperatura reală de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarț este cuprinsă între 304°C și mai mare de 691°C. Temperatura scăzută cuprinsă între 304°C–360°C, obținută după aplicarea corecțiilor de presiune pentru o parte dintre incluziunile cristalelor de cuarț atât din micașisturi cît și din gnais, ne face să admitem, că și în cadrul seriei gnaiselor de Rarău se face simțită influența unei faze retrometamorfice, fapt evidențiat prin existența uneori a două tipuri de incluziuni, de temperatură diferită, în cadrul ace-



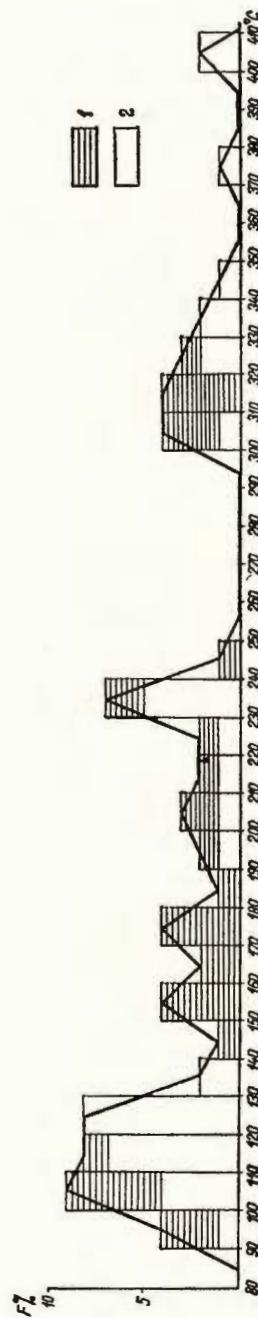


Fig. 33. — Histograma de frecvență a temperaturii de omogenizare a quartului din serie gneiselor de Rărău.
 Histogramme de fréquence de la température d'homogénéisation du quartz de la série des gneiss de Rărău.

TABEUL 32

Proba	Temperatura medie aparentă în °C	Temperatura reală și adâncimea în km la diferiți gradienți geotermici							
		20°C/Km	30°C/Km	40°C/Km	Adânci- mea în Km	Adânci- mea în Km	50°C/Km	Adânci- mea în Km	70°C/Km
716	155,2	456	22,7	456	15,4	456	11,4	456	9,2
	222,8	542	27,1	542	18,1	542	13,6	542	10,9
743	191,3	508	25,3	508	17,2	508	12,8	508	10,2
	302,4	610	30,6	610	20,4	610	15,2	610	12,3
748	92,5	304	15,4	304	10,6	304	7,8	304	6,2
	110	352	17,6	352	12,2	352	9,1	352	7,3
723	289,3	600	30	600	20	600	15	600	12,1
									600
729	109,7	351	17,5	351	12,2	351	9,1	351	7,3
									351
730	106,7	346	17,1	346	11,9	346	8,9	346	7
									346
733	210	530	26,5	530	17,9	530	13,3	530	10,6
	391	691	34,6	691	23,0	691	17,2	691	13,9
									691



lui și cristal. Existența unor temperaturi mai ridicate (mai mari de 691°C) decât limita superioară a faciesului almandin-amfibolitic ar putea fi date prin unor ridicări locale a gradului de metamorfism.

Gradientul geotermic care a putut să existe în timpul metamorfismului pentru această serie este mult superior lui 30°C/Km. Din datele tabelului 32 se mai poate aprecia grosimea sedimentelor acoperitoare (adâncimea de îngropare în geosinclinal) în funcție de gradientul geotermic ales și de temperatura determinată. Dacă admitem existența unui gradient de 20°C/Km ca fiind „normal” pentru zonele continentale (Winkler 1967), atunci în timpul metamorfismului gradientul geotermic are valori cu mult mai ridicate, putând atinge în unele condiții, chiar 100°C/Km. Astfel, pentru zona găisului de Rărău, înclinăm să admitem existența în timpul metamorfismului a unui gradient geotermic de 50–70°C/Km, care, în funcție de temperaturile determinate, arată o adâncime de îngropare a sedimentelor inițiale, cuprinsă între 9,2 Km–13,9 Km, pentru gradientul de 50°C/Km și 6,4 Km – 9,9 Km, pentru gradientul de 70°C/Km.

Din datele diagramei din fig. 32 reiese, că la aceste adâncimi valoarea presiunii este cuprinsă între 2000 și 3000 de bari.

3. Seria epimetamorfică de Tulgheș. Studiul mineralotermometric a fost efectuat pe cristalele de cuarț colectate din lentile și vinele concordante cu șistozitatea, care apar frecvent în formațiunile acestei serii. Se evidențiază faptul că, cu cât transformările metamorfice sunt mai puțin intense, cu atât apar mai frecvente segregatiile de cuarț, care formează lentile și vine concordante cu șistozitatea.

Din observațiile microscopice privind incluziunile din cuarțurile colectate din diversele formațiuni ale seriei epimetamorfice, se pot face următoarele precizări: la toate cristalele analizate, pe lîngă incluziunile fluide, există frecvențe incluziuni solide de minerale metamortice și metalifere, grafitul fiind cel mai frecvent întîlnit; la o parte dintre cristale, la care incluziunile solide sunt foarte abundente, nu au fost observate incluziuni fluide; incluziunile fluide sunt atât monofazice neputind fi determinate, cât și bifazice (lichid-gaz); dintre incluziunile fluide bifazice, la o parte, fază gazoasă este bine dezvoltată ocupând 25–30% din volumul fazei lichide, iar la o altă parte, fază gazoasă, ocupă un volum foarte mic, fiind în continuă mișcare; în cazul în care incluziunile fluide monofazice sunt în număr mare, incluziunile bifazice sunt în număr redus, însă foarte bine vizibile, având libela bine dezvoltată cu pereții îngroșați; incluziunile secundare sunt frecvente, apărind pe anumite direcții, care reprezintă fisuri



TABELUL 33

Proba	Nr. determinător	T°C minimă	T°C maximă	Diferență	T°C medie	Tipul de rocă
		1	2			
112	11	172	200	28	190,8	Şist cuarțitic sericito-cloritic cu albit
	5	246	308	62	269,4	
119	18	149	230	91	170,9	Şist sericito -grafitos
131	14	105	141	36	120,7	Şist sericito-cloritic
	1	226	226	—	226	
141	31	104	166	62	136,5	Şist cuarțitic sericito-cloritic
144	19	181	222	41	196,8	Şist cuarțitic sericito-cloritic
161	13	102	126	24	112,6	Şist cuarțitic sericito-cloritic cu albit
169	14	126	183	57	154,1	Şist albitic cu epidot și zoizit
179	22	124	211	87	169,7	
	10	248	352	104	303,8	Cuarț negru
185	8	169	208	39	188,3	Cuarț negru
202	10	129	156	27	144,2	Şist sericito-cloritic
354	11	130	172	42	153,7	
	6	231	266	35	248	Şist cuarțitic sericito-cloritic cu grafit
212	14	126	169	43	147,1	Cuarț negru
222	9	128	149	21	138,5	Şist cuarțitic sericito-cloritic
236	4	201	233	32	214,7	
	14	315	354	39	336,1	Şist sericito-cloritic
238	14	279	363	84	310,2	Porfiroide epidot-zoizitice
249	16	118	158	40	138,9	
	1	326	326	—	326	Şist cuarțitic clorito-grafitos



continuare tabel 33

1	2	3	4	5	6	7
251	13	130	148	18	140	Şist grafitos
254	9	102	126	24	113,7	Şist cuarțitic sericito-cloritic
287	20	129	155	26	143,2	Şist cuarțitic sericito-cloritic
291	12	272	291	19	281,7	Şist cuarțitic sericito-cloritic
310	5	153	172	19	163,4	Şist cuarțitic sericito-cloritic cu albit
321	29	165	191	26	176,1	Şist sericito-cloritic
322	6	159	200	41	175,3	Cuarțite cenușii rubanate
327	7	107	134	27	121,3	Porfiroide epidot-zoizitice
	7	282	343	61	315,1	
331	10	117	148	31	134,3	Şist cuarțitic sericito-cloritic
	4	283	297	14	290,7	
333	7	282	394	112	331,8	Porfiroide metadacitice
337	24	169	285	116	201,9	Porfiroide epidot-zoizitice
341	10	163	179	16	172,8	Cuarțite cenușii rubanate
	11	130	172	42	153,7	
354	6	231	266	35	248	Şist cuarțitic sericito-cloritic cu grafit
	5	173	185	12	178,2	
402	5	334	369	35	352	Şist cuarțitic sericito-cloritic cu grafit
	7	183	213	30	196,3	
418	3	336	348	12	342,7	Gnais porfiroid de Pietrosu
	15	118	177	59	146,1	
461	5	253	279	26	266,2	Şist sericito-cloritic
	3	104	112	8	108,3	
467	4	279	359	80	308	Şist sericito-cloritic
	10	263	285	22	275,9	
471						Şist cuarțitic sericito-cloritic cu albit



continuare tabel 33

1	2	3	4	5	6	7
507	13	112	216	104	153,1	Porfiroide sericitice
516	8	123	146	23	133,7	Porfiroide sericitice
523	13	147	172	25	160,2	Şist cuarțitic sericito-cloritic
525	15	97	162	65	128,5	Porfiroide epidot-zoizitice
701	25	287	359	72	337,3	Şist sericito-cloritic
702	5	201	217	16	209	Şist cuarțitic sericito-cloritic
	3	317	337	20	329,3	
704	10	159	188	29	173,1	Şist cuarțitic sericito-cloritic
706	14	175	224	49	194,5	Porfiroide epidot-zoizitice
707	8	209	230	21	219,1	Şist grafitos
711	26	120	209	89	161,4	Şisturi verzi clorit-albit epidotice
711b	18	101	149	48	121,7	Calcar cristalin
	1	230	230	—	230	
732	12	143	197	54	169,2	Şist cuarțitic sericito-cloritic
735	10	105	169	64	136,5	Cuarțit negru grafitos
	2	251	255	4	253	
	3	367	367	—	367	
737	16	134	171	37	155	Şist cuarțitic sericito-cloritic
750	7	141	161	20	152,1	Şist grafitos
751	14	186	219	33	203,3	Şist grafitos
	1	300	300	—	300	
760	7	157	176	19	166,4	Porfiroide epidot-zoizitice
761	16	171	232	61	183,3	Şist grafitos



continuare tabel 33

1	2	3	4	5	6	7
768	6	161	184	23	172,2	Cuarțit cenușiu și alb
771	14	102	148	46	122,6	Şist albitic cu epidot și zoizit
787	15	149	175	26	164,4	Şist cuarțitic sericito-cloritic

în cristale ; pot exista în același cristal incluziuni fluide bifazice, care dispar la temperaturi diferite.

Rezultatele determinărilor temperaturii aparente de omogenizare a incluziunilor fluide primare, din segregățiile de cuarț ale diverselor roci aparținând seriei epimetamorfice, sunt date în tabelul 33.

Din datele tabelului 33 se pot face următoarele aprecieri :

a). Existența și în unele cuarțuri din această serie a două temperaturi de omogenizare diferite ca valoare. Se constată, în general, prezența celor două temperaturi la șisturile cuarțitice sericito-cloritice din vecinătatea seriei de Bistrița—Barnar, precum și la unele cuarțite negre și șisturi grafitoase.

b). Temperatura medie aparentă de omogenizare a incluziunilor fluide variază pe un larg interval, fiind cuprinsă între 108,3°C și mai mare de 367°C. Atât temperaturile scăzute, cât și cele ridicate, se întâlnesc sporadic. Temperaturile cele mai frecvent întâlnite sunt cuprinse între 150° și 190°C.

c). Temperaturile cele mai scăzute se întâlnesc la șisturile cuarțitice sericito-cloritice din zona Mestecăniș, precum și la cuarțitele negre care au două serii de temperaturi.

d). Temperaturile cele mai ridicate le au cuarțitele negre și șisturile grafitoase precum și rocile cu două serii de temperaturi frecvente în vecinătatea seriei de Bistrița—Barnar.

Temperaturile de omogenizare a incluziunilor fluide din cuarțul seriei epimetamorfice sunt redate în histograma din fig. 34.

Din analiza histogramei se vede clar intervalul larg al temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide, cât și maximum de frecvență, cuprins între 120—190°C. Temperaturi cu valori ridicate, de peste 300°C, sunt destul de rare. Dacă în zona Mestecănișului avem un număr mare de cazuri, a căror temperatură este scăzută sub 130°C, în restul regiunii asemenea temperaturi sunt destul de rare.



Corecțiile temperaturilor aparente, în funcție de factorul presiune, au fost efectuate folosind aceeași diagramă de corecție (fig. 32) ca și pentru euarțurile seriei de Bistrița—Barnar și a seriei gnaiselor de Rărău.

În urma aplicării corecției temperaturii, în funcție de factorul presiune, am obținut pentru seria epimetamorfică, temperaturile reale redate

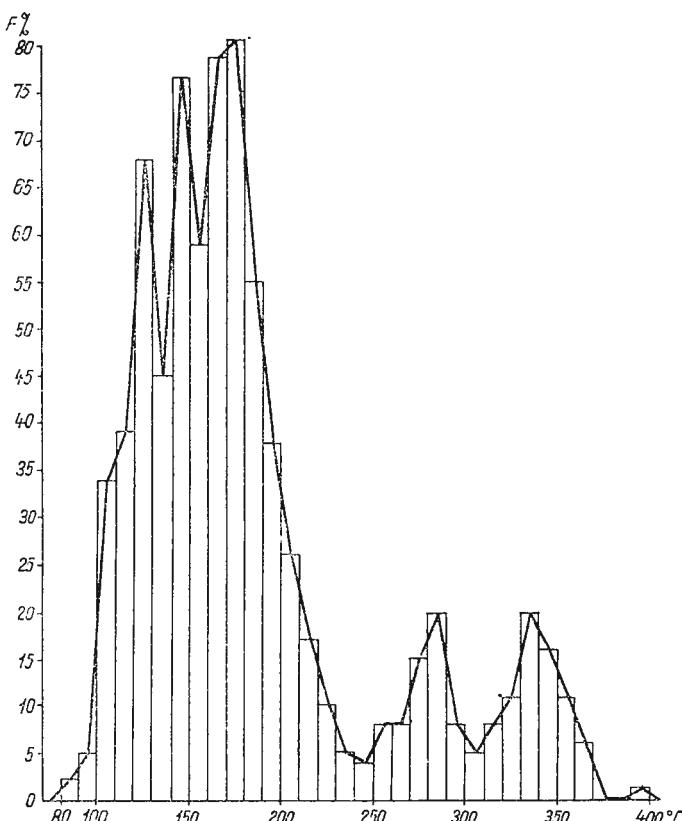


Fig. 34. — Histograma de frecvență a temperaturii de omogenizare a euarțului din seria epimetamorfică.

Histogramme de fréquence de la température d'homogénéisation du quartz de la série épimetamorphique.

în tabelul 34, precum și adâncimile de îngropare în scoarță, în funcție de diferenții gradienți geotermici.

Din cele 54 cristale analizate din diferite tipuri de roci, aparținând seriei epimetamorfice, se poate constata, că temperatura reală de omogeni-

zare a incluziunilor fluide este cuprinsă între 350°C și mai mare de 672°C (tabelul 34). Temperaturi medii sub 390°C care sunt considerate temperaturile limitei inferioare a faciesului șisturilor verzi, sunt foarte rare și anume, trei din 54 probe analizate.

Temperaturi medii mai ridicate de 560°C (care este considerată limita superioară a faciesului șisturilor verzi), se întâlnesc într-o proporție destul de ridicată și anume, 18 din 54 probe. Din cele 18 cristale, 14 au atât temperaturi care se încadrează în limita faciesului șisturilor verzi, cît și temperaturi care depășesc limita superioară a faciesului șisturilor verzi, trecind în faciesul almandin-amfibolitic.

Întrucât majoritatea cristalelor cu două temperaturi de omogenizare, una ridicată și alta mai scăzută, au fost colectate din vecinătatea seriei mezometamorfice de Bistrița–Barnar, am putea trage concluzia, că versantul sudic al muntelui Giumentău reprezintă o zonă de tranziție între formațiunile aparținând faciesului șisturilor verzi și formațiunile aparținând faciesului almandin-amfibolitic. Se poate admite și existența unei zone puternic diaftorizate, rocile respective, după mineralele index, făcind parte, în condițiile actuale, din faciesul șisturilor verzi.

Temperaturile, în general mai ridicate, obținute pentru cuarțitele negre și șisturile grafitoase sunt în concordanță cu datele geologice ale cercetătorilor anteriori, aceste roci reprezentând partea inferioară a seriei epimetamorfice.

Temperaturi, de asemenea ridicate, au fost obținute și în zona axului marelui sinclinal Fundul Moldovei–Broșteni.

Din studiul mineralotermometric al omogenizării incluziunilor fluide din cuarțurile seriei epimetamorfice se pot trage o serie de concluzii.

a). Temperaturile reale de omogenizare a incluziunilor fluide sunt cuprinse între 350°C și mai mari de 672°C .

b). Temperaturi mai ridicate găsim la cuarțurile din rocile care apar pe versantul sudic al muntelui Giumentău din vecinătatea seriei mezometamorfice de Bistrița–Barnar, la cuarțurile din cuarțitele negre și șisturile grafitoase, cît și la cuarțurile din axul sinclinalului Fundul Moldovei–Broșteni.

c). Temperaturile cele mai scăzute le găsim la cuarțurile din regiunea pasului și vîrfului Mestecăniș, care reprezintă axul unui anticlinal.

d). Temperaturile reale ridicate care ar indica faciesul almandin-amfibolitic, pot fi datorate, fie existenței unor zone de tranziție spre seria de Bistrița–Barnar, fie diaforezei care a afectat zone inițial mai profund metamorfozate.



TABELUL 34

Proba 1	Temperatura medie apa- rentă în °C 2	Temperatura reală și adâncimea în km la diferiți gradienți geotermici									
		20°C/Km 3	Adâncimea în Km 4	30°C/Km 5	Adâncimea în Km 6	40°C/Km 7	Adâncimea în Km 8	50°C/Km 9	Adâncimea în Km 10	70°C/Km 11	Adâncimea în Km 12
112	190,8	515	25,5	515	17,2	515	12,8	515	10,3	515	7,3
	269,4	586	29,4	586	19,5	586	14,6	586	11,8	586	8,4
119	170,9	481	23,9	481	16,1	481	12,0	481	9,7	481	6,9
131	120,7	376	18,9	376	13	376	9,7	376	7,7	376	5,4
	226,0	546	27,3	546	18,2	546	13,8	546	11,0	546	7,9
141	136,5	416	20,8	416	13,9	416	10,5	416	8,4	416	6,0
144	196,8	514	25,9	514	17,3	514	12,9	514	10,3	514	7,3
161	112,6	360	18,4	360	12,2	360	9,0	360	7,3	360	5,2
169	154,1	456	23,0	456	15,3	456	11,4	456	9,2	456	6,5
179	169,7	476	23,7	476	16,3	476	12,0	476	9,7	476	6,9
	303,8	610	30,6	610	20,4	610	15,3	610	12,3	610	8,7
185	188,3	504	25,2	504	17,0	504	12,5	504	10,1	504	7,2
202	144,2	436	21,7	436	15,0	436	11,0	436	8,9	436	6,3
212	147,1	445	22,3	445	15,2	445	11,3	445	9,1	445	6,4
222	138,5	422	21,2	422	14,5	422	10,7	422	8,5	422	6,1
236	214,7	534	26,8	534	17,9	534	13,3	534	10,8	534	7,6
	336,1	644	32,2	644	21,4	644	16,1	644	12,8	644	9,1
238	310,2	620	31,0	620	20,6	620	15,4	620	12,4	620	8,8
249	138,9	424	21,2	424	14,4	424	10,5	424	8,5	424	6,0
	326	638	31,6	638	21,1	638	15,9	638	12,6	638	8,9
251	140	426	21,3	426	14,5	426	10,8	426	8,6	426	6,1



continuare tabel 34

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
254	113,7	362	18,1	362	12,7	362	9,3	362	7,4	362	5,2
287	143,2	432	21,5	432	14,9	432	11,0	432	8,8	432	6,2
291	281,7	595	29,8	595	19,9	595	14,9	595	12,0	595	8,4
310	163,4	470	23,4	470	15,8	470	11,7	470	9,1	470	6,6
321	176,1	488	24,5	488	16,6	488	12,3	488	9,9	488	7,0
322	175,3	485	24,3	485	16,5	485	12,2	485	9,7	485	6,9
327	121,3	391	19,6	391	13,0	391	9,7	391	7,8	391	5,4
	315,1	623	31,1	623	20,8	623	15,7	623	12,5	623	8,9
	134,3	411	20,5	411	14,2	411	10,4	411	8,3	411	6,0
331	290,7	602	30,2	602	20,1	602	15,1	602	12,1	602	8,5
333	331,8	638	31,9	638	21,2	638	16,0	638	12,7	638	9,0
337	201,9	520	26,1	520	17,5	520	13,1	520	10,1	520	7,4
341	172,8	480	24,1	480	16,3	480	12,2	480	9,7	480	6,9
354	153,7	455	22,7	455	15,3	455	11,1	455	9,2	455	6,4
	248	567	28,3	567	18,9	567	14,4	567	11,4	567	8,2
	178,2	489	24,4	489	16,6	489	12,4	489	10	489	7,1
402	352	655	32,8	655	21,9	655	16,4	655	13,0	655	9,4
418	196,3	514	25,7	514	17,3	514	12,9	514	10,4	514	7,3
	342	650	32,5	650	21,6	650	16,2	650	12,9	650	9,2
	146,1	440	22,0	440	14,8	440	11,1	440	9,0	440	6,3
461	266,2	584	29,3	584	19,5	584	14,5	584	11,8	584	8,3
	108,3	350	17,5	350	12,1	350	9,0	350	7,2	350	5,0
467	308	618	30,9	618	20,5	618	15,4	618	12,4	618	8,8
471	275,9	590	29,6	590	19,7	590	14,8	590	11,9	590	8,4
507	153,1	453	22,7	453	15,3	453	11,4	453	9,2	453	6,4
516	133,7	410	20,5	410	14,0	410	10,3	410	8,2	410	5,9



continuare tabel 34

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
523	160,2	465	23,3	465	15,8	465	11,7	465	9,4	465	6,7
525	128,5	402	20,0	402	13,5	402	9,9	402	8,1	402	5,7
701	337,3	643	32,2	643	21,4	643	16,1	643	12,8	643	9,1
702	209	528	26,4	528	17,8	528	13,2	528	10,5	528	7,5
	329,3	634	31,8	634	21,2	634	16,0	634	12,7	634	9,0
704	173,1	482	24,2	482	16,3	482	15,2	482	9,9	482	7,0
706	194,3	512	25,7	512	17,2	512	12,8	512	10,2	512	7,2
707	219,1	538	26,8	538	18,0	538	13,5	538	10,9	538	7,8
711	161,4	465	23,4	465	15,8	465	11,7	465	9,4	465	6,6
711 b	121,7	381	19,1	381	13,0	381	9,7	381	7,8	381	5,4
	230	550	27,5	550	18,4	550	13,8	550	11,1	550	8,0
732	169,2	473	23,8	473	16,3	473	12,1	473	9,8	473	6,9
735	136,5	418	20,8	418	14,2	418	10,5	418	8,3	418	5,9
	253	572	28,6	572	18,9	572	14,2	572	11,5	572	8,2
	367	672	33,6	672	22,3	672	16,7	672	13,3	672	9,6
737	155	456	22,8	456	15,4	456	11,4	456	9,2	456	6,4
750	152,1	452	22,6	452	15,2	452	11,2	452	9,0	452	6,3
751	203,3	523	26,2	523	17,6	523	13,1	523	10,5	523	7,4
	300	612	30,4	612	20,4	612	15,2	612	12,3	612	8,6
760	166,4	473	23,6	473	16,0	473	11,9	473	9,5	473	6,8
761	183,3	496	24,8	496	17,0	496	12,5	496	10,1	496	7,1
768	172,2	480	24,0	480	16,3	480	12,1	480	9,8	480	6,9
771	122,6	384	19,2	384	13,0	384	9,7	384	7,8	384	5,4
787	164,4	470	23,5	470	15,9	470	11,8	470	9,3	470	6,7



B. FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

Peste formațiunile cristalotiliene care constituie fundamentalul regiunii cercetate, repauzează depozite sedimentare mezozoice, reprezentând primele formațiuni nemetamorfozate cunoscute.

Depozitele sedimentare mezozoice, reprezentate în special prin formațiuni calcaroase, formează o bandă îngustă și continuă la marginea estică a cristalinului, bandă care face parte din flancul intern al „cuvetei mezozoice marginale a Rarăului”. În afara de acestea, depozite mezozoice, sub forma unor petice restrânse, apar și în interiorul zonei cristaline, continuându-se pînă în apropiere de contactul cu eruptivul. Acest lucru dovedește că, în anumite perioade ale erei mezozoice, marea a acoperit întreaga zonă cristalină. Peticele de Triasic din Valea Putnei, pîrîul Roșu, pîrîul Delnița, pîrîul Colacul, Iacobeni etc., precum și cele din forajul din regiunea Barnarului sunt o mărturie evidentă a acestui lucru.

Complexul de roci sedimentare este, în unele cazuri, lipsit de resturi fosile, fapt care a dat naștere la contradicții în ceea ce privește datarea formațiunilor respective.

1. Triasicul

a). *Werfenian inferior (conglomerate și gresii)*

Peste șisturile cristaline urmează, transgresiv și discordant, depozite detritice reprezentate prin conglomerate și gresii cuarțitice de culoare albicioasă, violacee sau roșietică, ce însumează o grosime pînă la 25 metri, considerate de marea majoritate a cercetătorilor anteriori ca asemănătoare cu cele ale faciesului de Verrucano din Alpi.

Conglomeratele și gresiile cuarțitice sunt bine deschise în cadrul perimetrlui cercetat, apărînd atît în baza fisiei de calcare care formează flancul intern al „cuvetei mezozoice marginale a Rarăului”, cît și în baza peticelor calcaroase din interiorul cristalinului. În unele puncte formațiunile calcaroase de la partea superioară au fost complet erodate, apărînd la zi numai depozitele detritice sub formă de blocuri de dimensiuni foarte diferite. Astfel de situații apar în Poiana Glodului pe un affluent de dreapta al pîrîului Roșu, pe affluentul de stînga al pîrîului Fierului (affluent al Văii Putnei) unde apar sub formă unei benzi de aproximativ 50 m lățime și 200 m lungime, dezvoltîndu-se pe versantul drept al pîrîului, precum și în amonte de izvoarele pîrîului Stînii, affluent al Văii Putnei, care izvorăște de la Piciorul Lat, unde de asemenea calcarul a fost aproape complet erodat.



Este de menționat faptul că conglomeratele predomină, gresiile fiind cu totul subordonate.

Conglomeratele, la prima vedere monogene, au culoare deschisă, albicioasă-gălbuiu mai rar roșietică, fiind constituite din: fragmente de cuarț de dimensiuni diferite, rare fragmente de șisturi cristaline, diferite ca mărime și constituție petrografică, prinse într-un ciment silicios dur. Fragmentele de cuarț sunt colțuroase sau slab rotunjite fiind de culoare alb-lăptoasă, rareori rozie sau negricioasă. Alături de cuarț apar, mai rar, fragmente colțuroase de șisturi cuarțitice sericito-cloritice și chiar cuarțite negre.

Sub microscop conglomeratele prezintă o structură psefitică, constituită predominant din fragmente de cuarț colțuroase sau slab rotunjite cu contur neregulat și cu extincție ondulatorie. Sunt prinse într-un ciment silicios format din granule colțuroase de cuarț, neorientate, mai rar cu extincție ondulatorie. Alături de cuarț apar paiete de muscovit și sericit, precum și minerale opace reprezentate prin pirită, magnetit și limonit. Fragmentele mari de cuarț posedă numeroase incluziuni fluide, pentru care am efectuat determinări geotermometrice, în vederea determinării temperaturii de omogenizare a acestora.

Rezultatele determinărilor geotermometrice sunt date în tabelul 35.

Din datele tabelului 35 reiese că temperatura aparentă de omogenizare a incluziunilor fluide din fragmentele de cuarț din conglomeratele de

TABELUL 35

Proba	Nr, determi- nărilor	T°C minimă	T°C maximă	Diferențe	T°C medie
718	6	116	133	17	123,5
773	9	102	140	38	120,1
774	12	129	151	22	139,3

Verrucano este cuprinsă între 102°C și 151°C având media de 127,6°C. Având în vedere că fragmentele de cuarț provin din șisturile cristaline epimetamorfice, am efectuat corecții de temperatură în funcție de presiune folosind diagrama de corecție din fig. 32. În urma aplicării corecțiilor rezultă următoarele temperaturi reale, redate în tabelul 36.

Temperaturile reale de omogenizare a incluziunilor fluide sunt cuprinse între 377°C și 421°C indicând limita inferioară a faciesului șistu-



TABELUL 36

Proba	Temperatura medie aparentă în °C	Temperatura reală și adâncimea în km la diferiți gradienți geotermici							
		20°C/Km	Adâncimea în Km	30°C/Km	Adâncimea în Km	50°C/Km	Adâncimea în Km	70°C/Km	Adâncimea în Km
718	123,5	384	19,4	384	13,0	384	9,7	384	5,5
773	120,1	377	19,0	377	12,7	377	9,4	377	5,3
774	139,3	421	21,2	421	14,2	421	10,6	421	6,1

rilor verzi. Se poate afirma pe baza temperaturilor reale de omogenizare a incluziunilor fluide că fragmentele de cuarț din masa conglomeratelor provin, după cum este și normal, din orizontul terminal al stivei sisturilor cristaline, având o temperatură destul de scăzută, dar foarte apropiată de cea a segregărilor de cuarț din zona Mestecăniș.

Având în vedere compoziția mineralologică a conglomeratelor, pe baza observațiilor macroscopice și microscopice, se poate afirma că avem de-a face cu conglomerate brecioase poligene și nu monogene cum par la prima vedere. Ele prezintă primul termen al depozitelor sedimentare nemetamorfozate, fiind transgresive și discordante peste seria epimetamorfică.

Conglomeratele brecioase poligene trec înspre partea superioară în gresii cuartitice dure de culoare albicioasă gălbuiie sau violacee-roșcată. Gresiile sunt mai puțin dezvoltate fiind subordonate conglomeratelor. Uneori sunt constituite din granule grosiere, alteori din granule fine sau foarte fine.

Microscopic prezintă o structură micropsefitică, psamitico-grosieră și, mai rar, psamitică fină, fiind constituite din fragmente de cuarț cu contur neregulat, colțuros sau slab rotunjite, paieți de muscovit, piroxeni rombici (hipersten), magnetit și pirită, prinse într-un ciment silicios cu sericit și impregnații de limonit, uneori foarte abundant, dind roci o culoare roșietică. Fragmentele de cuarț au în general extincție ondulatorie fiind mai colțuroase la gresiile de culoare deschisă decât la cele feruginoase, unde sunt mult mai rotunjite. Este de remarcat prezența unor granule rotunjite de piroxen rombic (hipersten), care nu a fost semnalat pînă în prezent în compoziția acestor gresii. Prezența piroxenilor ne face să admitem existența unor roci magmatice bazice ante-triasice care au fost complet erodate, nemaiîntîlnindu-se în prezent.



În masa gresiilor apar uneori remaniate intraformațional fragmente de șisturi argiloase roșii.

Complexul detritogen conglomerato-grezos este total lipsit de fosile, fapt care a făcut pe diversii cercetători să-l atribuie cînd Permianului cînd Triasicului. Acest complex a fost descris pentru prima dată de către A l t h (1859) care, pe baza similitudinii litofaciale cu Verrucano-ul din Alpii sudici, îl atribuie Permianului. Bazîndu-se pe același caracter litologic P a u l (1876), A t h a n a s i u (1899), K r ä u t n e r (1929), le consideră de asemenea identice cu Verrucano-ul din Alpi, atribuindu-le aceeași vîrstă permiană.

U h l i g (1897) le compară cu gresile de Gröden, considerîndu-le tot permiene.

A t a n a s i u (1928) descrie în baza dolomitelor care urmează în continuare de sedimentare peste complexul detritogen din regiunea Tulgheș o faună caracteristică Werfenianului superior (stratele de Campil), atribuind astfel complexului detritogen vîrsta triasică inferioară, echivalindu-l cu stratele de Seiss. Cu toate acestea M i r c e a I l i e (1957) atribuie aceste formațiuni, părții inferioare a Permianului superior, comparîndu-le pe baza caracterelor litologice cu faciesul germanic al Permianului.

Recent G r a s u (1969), a identificat în regiunea Hăgimaș, în partea superioară a complexului conglomerato-grezos o asociație de faună cu *Pseudomonotis (Clarai) clarai* E m m., care denotă vîrsta Seissană. În acest mod se confirmă pe criterii paleontologice presupunerea lui A t a n a s i u.

b). W e r f e n i a n s u p e r i o r (c a l c a r e n g r e)

Peste orizontul detritic urmează un orizont de depozite carbonataate reprezentate prin calcare și calcare slab dolomitice de culoare neagră. Acest orizont apare într-un singur punct și anume, pe partea dreaptă a pîrului Hăului, affluent al Văii Putnei la aproximativ 500 m de la șoseaua națională în amonte pe pîrîu. Calcarul negru se prezintă sub forma unei lentile de dimensiuni reduse, în care a fost săpat un adăpost în timpul războiului.

Sînt roci compacte, stratificate sau slab șistoase, fin granulare și străbătute de diaclaze umplute cu calcit, care au dimensiuni de la submiliimetru pînă la centimetru. Pe suprafața de stratificație se constată prezența unor pelicule argilo-grafitoase mult mai închise la culoare decît roca propriu zisă.



Microscopic roca prezintă o structură de la criptocristalină la fin granulară și o textură masivă, fiind constituită dintr-o masă calcitică în care apar frecvențe granule de cuarț, mai mult sau mai puțin rotunjite, cu extincție ondulatorie, rare pajete de muscovit și sericit, cristale de magnetit uneori rotunjite și grafit care uneori este diseminat în masa rocii, alteleori formează concentrații locale, sau umple o serie de diaclaze. În secțiune se mai observă diaclaze umplute cu fenoblaste de calcit.

Pentru calcarul negru am efectuat două analize chimice ale căror rezultate sunt date în tabelul 37.

TABELUL 37
Conținutul în elemente majore al calcarelor negre

Oxizi	%		Carboatați	%	
	182	229		182	229
SiO ₂	0,23	6,61	CaCO ₃	69,86	62,58
TiO ₂	urme	0,63	MgCO ₃	26,06	19,25
Al ₂ O ₃	0,43	1,12	CaMg(CO ₃) ₂	56,81	41,96
Fe ₂ O ₃	1,72	5,90	CaCO ₃ din dolomit	30,75	22,71
MgO	12,41	9,12	CaCO ₃ în exces	39,11	39,87
CaO	39,25	35,16			
CO ₂	45,66	40,47			
Total	99,70	99,01			

Analist geochimist G. h. Popa

Calculând, din procentul de oxizi rezultați din analiză, procentul de carboatați de calciu și magneziu se constată că ambele probe au un procent ridicat de CaCO₃, fiind cuprins între 62,58 % și 69,86 % și un procent scăzut de MgCO₃, care variază între 19,25 % și 26,06 %.

Pentru caracterizarea rocilor analizate am proiectat rezultatele analizelor chimice în diagrama ternară de clasificare chimică a rocilor carbonatate elaborată de Vîșneakov (fig. 35).

Proba 182 cade în celula 17 (calcar dolomitic), iar proba 229 în celula 14 (calcar dolomito-argilos). Ambele probe se grupează în complexul carbonatat, cîmpul rocilor calcaroase și dolomitice, faciesul mixt organogen.

Analiza termică diferențială (fig. 36) efectuată pentru trei probe (182, 229, 805) este în concordanță cu rezultatele analizei chimice. Astfel pentru probele 229 și 805 colectate din partea inferioară a orizontului se pune în evidență un singur efect endotermic la temperatura de 885°C,



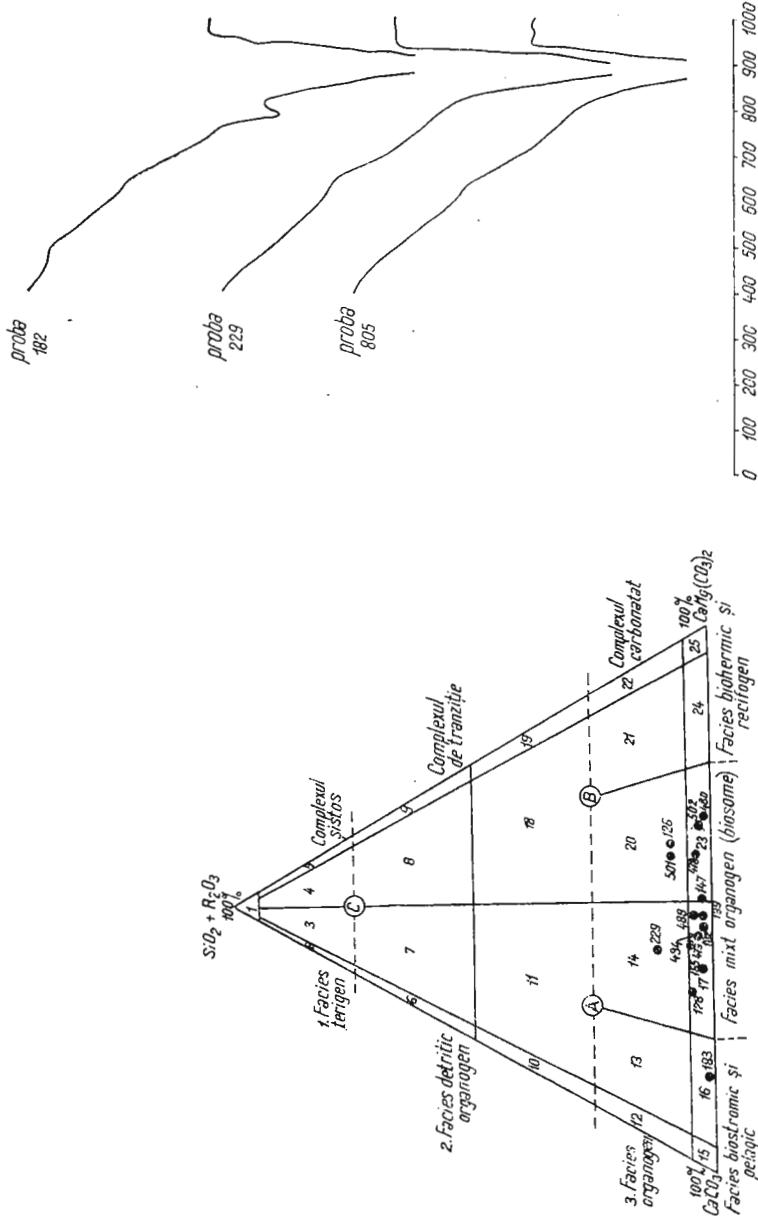


Fig. 35. - Proiecția chimismului rocelor carbonataate triasice în triunghiul lui S. G. Vîșnăkov.
Projection du chimisme des roches carbonatées triassiques dans le triangle de S. G. Vîșnăkov.

Fig. 36. — Curbele termice diferențiale pentru călăretele negre (Werfalian superior).
Courbes thermiques différencielles pour les calcaires noirs (Werfalian supérieur).



care este datorat descompunerii calcitului. Proba 182 posedă două efecte endoterme: unul destul de slab, la temperatura de 785°C , care coincide cu trecerea MgCO_3 în periclaz, iar cel de al doilea, la 905°C , care este datorat descompunerii calcitului.

Din analiza termică diferențială se constată o evidentă îmbogățire în MgCO_3 a seriei carbonatate începînd din partea inferioară înspre partea superioară a orizontului.

Considerăm calcarale negre de pe pîrîul Hăului, care sunt situate la partea inferioară a orizontului dolomitic, ca aparținînd Werfenianului superior.

c). Werfenian superior - Anisian (calcare dolomitice și dolomite calcaroase)

Urmează în continuare de sedimentare peste calcarale negre sau acolo unde acestea lipsesc, peste complexul detritic conglomerato-grezos. Din seria rocilor sedimentare de pe cristalin ele au cea mai largă dezvoltare, prezentîndu-se atît sub forma unor creste ascuțite cu pereții abrupti, care formează flancul vestic al cuvetei marginale, cît și sub forma unor turnuri sau cupole care apar în interiorul masei cristaline. Au o grosime care variază foarte mult, fiind cuprinsă între cîțiva metri și peste 200 m aceasta în funcție atît de grosimea inițială cît și de intensitatea proceselor de eroziune.

În general complexul calcarelor dolomitice care a acoperit aproape în întregime formațiunile cristaline a fost în cea mai mare parte îndepărtat prin eroziune, păstrîndu-se astăzi numai în anumite sectoare. Formează o creastă continuă cu pereții abrupti, care începe din zona Rarăului și se continuă neîntrerupt pînă la granița de nord a țării.

În interiorul zonei cristaline, calcarale dolomitice, sunt bine vizibile pe pîrîul Valea Putnei, în aval de confluența cu pîrîul Tinișului, apoi în satul Valea Putnei de o parte și alta a pîrîului Valea Putnei, continuînd pe partea stîngă a pîrîului Hăului, în pîrîul Strungilor, pîrîul lui Iacob, pîrîul Văcăriei continuîndu-se pînă-n poiana Glodului, la izvoarele pîrîului Roșu și în pîrîul Fierului, toate în bazinul pîrîului Valea Putnei. În afară de acestea mai apar o serie de lentile cu dimensiuni mult mai reduse, în mareala majoritate acoperite de cristalin, în regiunea Delnița-Colacul.

Calcarale dolomitice sunt roci compacte, uneori brecioase, cu ciment feruginos sau calcitic, observîndu-se destul de rar stratificatîa. Au culoare care variază de la cenușiu închis spre cenușiu violaceu sau alb gălbui, uneori roșietice. Au spărtură aşchioasă și fine diaclaze umplute frecvent



cu oxizi de fier și dolomit și, mai rar, cu calcit. Diaclazele sunt foarte fine, marea majoritate submilimetrice. La ivirea de calcar dolomitic din pîrîul Valea Putnei, din aval de confluența cu pîrîul Tiniș, precum și cea din pîrîul Strungilor, se constată impregnații de malachit și azurit, care apar atât pe crăpăturile rocii, cît și sub forma unor pete peliculare de culoare albastră sau verzuie.

Macroscopic se mai observă în masa rocii impregnații de sulfuri de fier, fie sub formă de cristale izolate, fie sub formă de cuiburi.

Microscopic calcarele dolomitice posedă, în marea lor majoritate, o structură de la fin pînă la mijlociu granulară, întinindu-se, uneori și separații cu structură brecioasă și chiar pseudoolitică, toate posedînd o textură masivă. Sunt roci omogene, avînd masa de bază constituită din calcit și dolomit, care reprezintă, în general, peste 98%. În masa calcito-dolomită, apar rare granule inechigranulare detritice de cuarț și, mai rar, cristale de muscovit și paiete de sericit, malachit și azurit, precum și cristale cubice de pirită sau, mai frecvent pseudomorfoze de goethit după pirită. Se mai observă diaclaze fine umplute cu fenoblaste de calcit sau, mai frecvent, cu oxizi de fier, în masa căror se separă romboedri de dolomit.

O parte dintre calcarele dolomitice care aflorează în poiana Giodului și, în special, cele de pe piciorul dintre poiana Ițcani și vîrful Săpiile, prezintă o evidentă silicifiere, care se observă atât macroscopic, cît și lales microscopic. Cuarțul apare frecvent în masa carbonatată a acestor roci atât sub formă unor fișii paralele cît și sub formă de plaje. Granulele de cuarț sunt inechigranulare și cu extincție ondulatorie. Calcarul dolomitic silicifiat se mai caracterizează și prin culoare care este un cenușiu spre negru.

Din ivirile de calcare dolomitice care apar în interiorul zonei cristaline am efectuat 11 analize chimice ale căror rezultate sunt date în tabelul 38.

Din datele analizelor chimice reiese că, în cadrul perimetrlui cercetat, nu avem de a face cu calcare pure și nici cu dolomite pure, ci avem roci de compoziție intermediaрă și anume, calcare dolomitice sau dolomite calcaroase cu un procent mai mare sau mai mic de mineral argilos.

Pentru caracterizarea dolomitelor analizate am proiectat rezultatele analizelor chimice în triunghiul lui Vîșneakovo de clasificare chimică a rocilor carbonatați, adaptat la condițiile de geneză (fig. 35). În colțurile triunghiului se înscriu componentele principale ale rocilor analizate și anume : CaCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ și $\text{SiO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3$, a căror sumă se reduce la sută. Din această diagramă se constată, că rocile analizate se grupează în

TABELUL 38
Conținutul în elemente majore al calcarelor dolomitic triasice

Oxizi	Proba	126	128	147	183	193	478	479	480	488	491	501	502
		pîrful Fierului	pîrful Stînii	Valea Putnei	pîrful Tinîș	pîrful Strungilor			pîrful Roșu		Poiana Glodului		
SiO ₂	3,80	1,03	0,60	0,29	0,25	1,47	0,29	1,02	3,21	8,90	0,95		
TiO ₂	0,79	0,20	urme	urme	0,30	0,45	urme	0,16	0,10	urme			
Al ₂ O ₃	2,15	0,57	0,80	0,20	0,30	1,15	0,95	0,55	0,30	1,20	0,89		
Fe ₂ O ₃	4,70	3,43	1,05	0,90	1,91	1,55	3,88	0,70	1,83	2,10	1,70		
MgO	19,77	7,99	13,22	25,31	13,40	17,23	10,19	22,41	13,07	16,75	20,14		
CaO	24,90	41,32	35,01	24,11	38,45	31,11	36,55	28,52	37,25	29,50	29,15		
CO ₂	44,01	44,91	44,00	46,84	45,13	48,04	46,92	46,91	43,42	41,13	47,58		
Total	100,12	99,45	94,68	97,65	99,44	100,85	99,23	100,11	99,24	99,68	100,41		
CaCO ₃	43,12	73,54	60,87	43,36	68,44	55,37	65,05	50,76	66,30	52,51	51,88		
MgCO ₃	41,52	16,77	27,64	53,15	28,14	36,18	21,40	47,06	27,44	35,17	42,29		
CaMg(CO ₃) ₂	68,46	36,55	61,39	79,78	61,34	78,87	46,65	93,39	59,81	76,67	92,19		
CaCO ₃ din dolomit	40,97	19,78	33,75	43,36	33,20	42,69	25,25	50,76	32,37	41,50	49,90		
CaCO ₃ in exces	2,15	53,76	27,12	—	35,24	12,68	39,80	—	33,93	11,01	1,98		
MgCO ₃ in exces	—	—	—	16,73	—	—	—	4,43	—	—	—	—	—

Analist geoхimist Popa Gh.



celulele 17 (calcar dolomitic), 20 (dolomit argilo-calcaros) și 23 (dolomit calcaros), făcând parte din complexul carbonatat, cîmpul rocilor calcaroase și dolomitice, faciesul mixt organogen. Faciesul mixt reflectă, fie amestec primar de material organogen provenit din faciesul biohermic și recifogen în amestec cu cel din faciesul biostromic și pelagic, fie că materialul inițial a suferit procese metasomatice mai noi.

Considerăm că ivirile de calcare dolomitice din cadrul perimetrlui cercetat s-au format dintr-un amestec primar de material organogen provenit dintr-un facies biohermic și recifogen, în amestec cu material din faciesul biostromic și pelagic, care au fost supuse unor procese metasomatice noi, influențînd mai mult sau mai puțin materialul primar.

Analiza termică diferențială efectuată pentru un număr de 23 probe de calcare dolomitice triasice, colectate din majoritatea ivirilor întîlnite, scoate în evidență prezența mineralului dolomit (fig. 37). Toate probele pun în evidență două picuri endotermice caracteristice mineralului dolomit. Primul pic, de temperatură mai scăzută, este datorat trecerii $MgCO_3$ în periclaz și se produce la o temperatură care oscilează între 740°C și 795°C. Aceste oscilații le punem pe seama prezenței magnezitului liber în masa rocii. Cel de al doilea pic de temperatură ridicată, este datorat descompunerii $CaCO_3$ și se produce la o temperatură care prezintă oscilații neînsemnante, fiind cuprinsă între 865°C și 883°C. La probele 128 și 147 mai apare un efect endoterm de intensitate scăzută la temperatura de 740°C și 765°C, efect caracteristic pentru ankerit.

Asupra vîrstei calcarelor dolomitice părerile au fost și sint încă împărțite, din cauză că acestea nu conțin dovezi paleontologice. Primii cercetători ai regiunii, printre care amintim pe P a u l (1876) și U h l i g (1889), consideră dolomitele ca aparținînd Triasicului inferior. Cîțiva ani mai tîrziu U h l i g (1903) revine asupra vîrstei dolomitelor, considerîndu-le permiene, comparîndu-le cu Zechsteinul. A t a n a s i u (1928), pe baza faunei identificată în calcarul dolomitic gălbui, șistos, de sub vîrful Azodul Mare, stabilește pentru complexul dolomitic vîrsta triasic-inferioară și în partea triasic-medie.

K r ä u t n e r (1929) atribuie dolomitelor din Rarău vîrsta triasic-inferioară.

M i r c e a I l i e (1957) consideră dolomitele de vîrstă permiană, comparîndu-le cu Zechsteinul de la Mansfeld și din Munții Harz.

M u t i h a c (1968), în urma identificării nivelului fosilifer de Azodul Mare, care stă la baza dolomitelor masive și în regiunea Rarăului, consideră că dolomitele reprezintă partea superioară a Werfenianului superior și



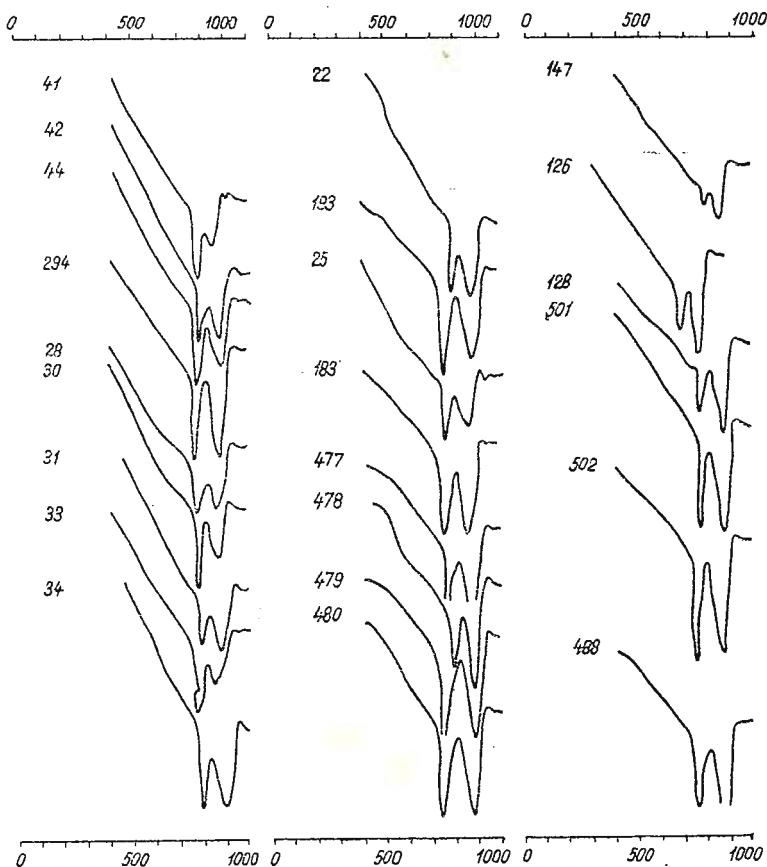


Fig. 37. — Curbele termice diferențiale pentru calcarile dolomitice și dolomitele calcaroase (Werfenian superior-Anisian).

Courbes thermiques différencielles pour les calcaires dolomitiques et les dolomies calcaires (Werfénien supérieur-Anisien).

parte din Anisian. Existența unui orizont fosilifer, la partea inferioară a calcarelor dolomitice, orizont care a fost identificat și în regiunea Rarăului și care atestă vîrsta werfenian-superioară a acestor formațiuni, ne face să admitem, fără echivoc, că calcarale dolomitice masive, care urmează în continuitate de sedimentare, nu pot să aparțină decit părții superioare a Triasicului inferior, putind însă trece și în Triasicul mediu (Anisian).

În urma studiului petrografic, mineralologic și chimic efectuat, privind complexul „calcarelor dolomitice”, se poate afirma, că nu avem de a face cu dolomite pure, după cum afirmă cercetătorii anteriori ai regiunii precum

și M u t i h a c (1968), ci avem roci cu compoziție intermedieră între calcare și dolomite și anume: calcare dolomitice și dolomite calcaroase, aparținând unui facies mixt organogen.

d). *Ladinian (calcare)*

Pe baza observațiilor de teren și datelor analizelor chimico-minerale am putut constata, că în regiunea părții Hăului urmează peste calcarele dolomitice formațiuni calcaroase slab zaharoide de culoare cenușie-roză cu diaclaze umplute cu calcit. Calcarele respective apar într-un singur punct și anume, în drumul Tatarilor (Ocina Arseneasa), ca o lentilă de dimensiuni reduse și cu grosime de cîțiva metri. Pe harta întocmită de Rădulescu et al. (1967), în sectorul respectiv sunt trecute calcare cristaline.

Sub microscop roca prezintă o structură de la fină pînă la medie granulară, fiind constituită din calcit. În masa de bază calcitică apar, pe lîngă fenoblaste de calcit cu extincție ondulatorie și cu urme de macă indoite, granule de cuarț rotunjite și cu extincție ondulatorie, rare paiete de sericit și granule de pirită. În masa rocii se mai constată diaclaze umplute cu fenoblaste de calcit și uneori oxizi de fier.

Din acest calcar am efectuat o analiză chimică ale cărei rezultate sunt date în tabelul 39.

TABELUL 39

Conținutul în elemente majore al calcarului Ladinian

Oxizi	%	Carbonați	%
SiO ₂	2,40	CaCO ₃	74,84
TiO ₂	0,20	MgCO ₃	19,65
Al ₂ O ₃	0,45	CaMg(CO ₃) ₂	42,83
Fe ₂ O ₃	1,65	CaCO ₃ din dolomit	23,18
MgO	9,36	CaCO ₃ în exces	51,66
CaO	42,05		
CO ₂	43,08		
Total	99,19		

Analist geochimist G. h. Popa



Din analiza chimică rezultă o cantitate apreciabilă de CaO (42,05 %) și o cantitate redusă de MgO (9,36 %). Aceeași disproportie se constată și în cazul carbonaților și anume, CaCO_3 este în proporție de 74,84% iar MgCO_3 , este în proporție de 19,65%. Un procent ridicat îl prezintă și CaCO_3 în exces, care este egal cu 51,66%. Proiectând rezultatele analizei chimice în diagrama ternară a lui Vîșneakov calcarul respectiv (proba 165) cade în celula 17 (calcar dolomitic) însă, înspre colțul CaCO_3 (fig. 35).

Analiza termică diferențială (fig. 38), prin singurul pic endotermic de la temperatura de 912°C, pune în evidență prezența calcitului. Faptul că această rocă, atât prin aspectul exterior, cât și prin analiza chimică și termică diferențială, se deosebește de calcarele dolomitice, cât și de rocile carbontatare cristaline din imediata vecinătate, ne face să o considerăm ca aparținând unui alt etaj al Triasicului și anume, Ladinianului. Prezența Ladinianului reprezentat prin calcare cu aspect masiv a fost semnalată și confirmată de Mutihac (1968) în extreremitatea nordică a sinclinalului și anume, între valea Tatarca și valea Cîrlibaba.

Cu toate că nu avem date paleontologice, totuși, pe baza rezultatelor mineralogice și chimice, considerăm că în zona pîriului Hăului peste calcarele dolomitice urmează calcare ladiniene, care au o dezvoltare limitată. Dezvoltarea limitată a acestor calcare, precum și a depozitelor sedimentare

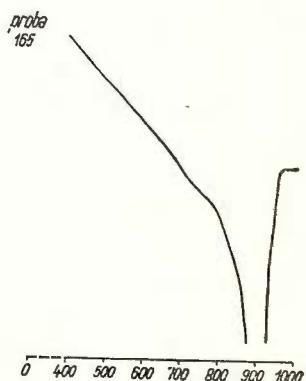


Fig. 38. — Curba termică diferențială pentru calcarul ladinian.

Curbe thermique différentielle pour le calcaire ladinien.

în general, trebuie pusă atât pe seama fenomenului de eroziune, cât mai ales pe seama faptului că aceste depozite au fost în cea mai mare parte încălcate de formațiuni cristaline.

e). *Rhețian (calcare)*

În cadrul rocilor calcaroase de pe cristalin, am identificat, pe bază de microfaună, prezența Triasicului superior.

Triasicul superior apare într-un singur punct și anume, pe partea dreaptă a pârâului Roșu în poiana Glodului. În acest punct, pe torrentul care străbate poiana Glodului, apar blocuri de conglomerate și gresii werfeniene, care se întâlnesc pe pantă la o distanță aproximativ de 600 m. La 400 m de albia pârâului pe pantă apar, printre blocurile de roci detritice, blocuri de calcar în majoritate rulate. Calcarul este masiv, lipsit de stratificație, fin granular de culoare gri-violacee închisă, fără a fi „*in situ*”. Întrucât în amonte pe versant apar numai șisturi cristaline epimetamorfice, blocurile de calcar nu puteau să fie aduse din altă parte, ele reprezentând resturile unor depozite calcaroase aproape complet distruse de eroziune. În aval de pârâu, la aproximativ 200 m. apare o lentilă de calcar dolomitic, care are în bază orizontul detritic, având lățimea de aproximativ 200 m, în care este săpată o carieră.

Din probele colectate din blocurile rulate de calcar am efectuat secțiuni subțiri, o analiză chimică și o analiză termică diferențială.

Sub microscop calcarul prezintă o structură fin granulară și o textură masivă. În masa calcitică apar, ca impurități, granule mici de cuarț cu contur neregulat, colțuroase, rare paieți de muscovit și pelicule de limonit, precum și fenoblaste de calcit, atât în masa rocii, cât, mai ales, pe diaclaze.

În secțiuni apar frecvențe resturi de foraminifere. Au putut fi determinate următoarele specii :

Spirillina sp. fam. Spirillinidae ;

Homospirella friedli Kristan Tollmann, fam. Ammodiscidae și *Trochamina jaunensis* Brannimann Paul, fam. Trochaminidae¹

Atât *Homospirella* cât și *Trochamina* sunt specii caracteristice Triasicului superior Rhetianului.

Chimismul calcarelor rhetiene este dat în tabelul 40.

Pentru caracterizarea acestor calcare am proiectat rezultatele analizei chimice în triunghiul lui S. G. Vișneakov (fig. 35), proba 494. Proba analizată se proiectează în celula 17, care corespunde unui calcar dolomitic, făcind parte din complexul carbonatat, faciesul mixt organogen.

Analiza termică diferențială (fig. 39) pune în evidență, prin efectul endotermic de la 885°C, prezența calcitului. Existența unui slab efect

¹) Formele au fost determinate de geolog dr. Ion Costea de la I.C.P.G.H. București.



endotermic la temperatura de 550°C este datorată prezenței cuarțului. Cu toate că din proiecția în triunghiul lui Vișneakov roca face parte din grupa calcarelor dolomitice, analiza termică nu pune în evidență prezența MgCO_3 , roca fiind astfel un calcar.

TABELUL 40

Conținutul în elemente majore al calcarelor rhetiene

Oxizi	%	Carboatați	%
SiO_2	1,03	CaCO_3	64,79
TiO_2	urme	MgCO_3	23,22
Al_2O_3	1,10	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	50,62
Fe_2O_3	1,60	CaCO_3 din dolomit	27,40
MgO	11,06	CaCO_3 în exces	37,39
CaO	36,40		
CO_2	47,60		
Total	98,79		

Analist: geochimist G h. Popa

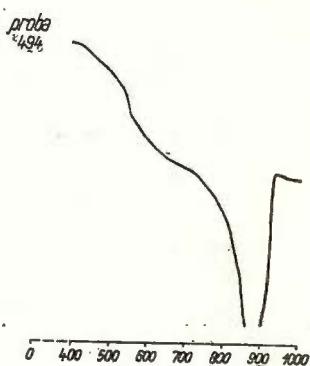


Fig. 39. — Curba termică diferențială pentru calcarul rhetian.

Courbe thermique différentielle pour le calcaire rhétien.

2. Jurasicul

În cadrul regiunii cercetate Jurasicul este foarte slab dezvoltat majoritatea etajelor sale lipsind.

Sigurele formațiuni, care au fost atribuite Jurasicului, sunt reprezentate prin depozite silicioase alcătuind orizontul jaspurilor și prin depozite detritice grezoase. Orizontul jaspurilor este considerat că aparține Callovian-Oxfordianului, iar orizontul grezos Kimmeridgian-Titonicului.



a). *Callovian-Oxfordian (depozite silicioase)*

Depozitele silicioase sunt reprezentate prin strate cu radiolari, constituind orizontul jaspurilor. Sunt roci stratificate de culoare roșie de diferite nuanțe, cu duritatea diferite încât uneori au proprietatea de a zgâria, alteori dea a scrie, lăsind o urmă roșie. Au spărtură concoidală sau așchioasă prismatică. Urmează transgresiv, în majoritatea cazarilor, peste calcarele dolomitice triasice. Se întâlnesc atât la partea superioară a benzii de calcar dolomitice, care formează aripa vestică a sinclinalului marginal al Rărăului, cât și la partea superioară a peticelor de calcar dolomitice din interiorul masei cristaline.

Deschideri bine vizibile avem la Pojorîta, în vecinătatea confluenței pîrîului Valea Putnei cu Moldova, deschidere care a fost studiată de Băneilă și Papiu (1953), apoi pe pîrîul Cailor și în dealul Cailor, precum și în Piatra Frîncului, toate în aripa vestică a sinclinalului marginal. În cadrul peticelor de calcar dolomitice din interiorul cristalinului orizontul jaspurilor este bine deschis pe Valea Putnei în aval de confluența cu pîrîul Tinîș unde formează un orizont de maximum 2 m grosime avînd direcția N 86° V/37° NE, cât și pe partea stingă a Văii Putnei, din dreptul gării Valea Putnei, continuînd pe pîrîul Hăului și aflorînd în pîrîul Șandru, la aproximativ 500 metri în amonte de confluența cu pîrîul Hăului, unde are direcția N 7° E/30° SE.

În restul regiunii jaspurile apar numai sub formă de fragmente.

Din observațiile de teren, am putut constata caracterul transgresiv al orizontului de jaspuri. Ele apar în mod constant la partea superioară a calcarelor dolomitice triasice, constituind un orizont de maximum 20 metri grosime, cu înclinare de 30–37°. Prezintă o evidentă stratificatie, desfăcîndu-se în plăci paralele cu grosimi diferite. Sunt roci compacte, uneori foarte dure, sfărîmîndu-se ușor în fragmente paralelipipedice cu muchii ascuțite, alteori sunt destul de moi. Au culoare roșie sau roșie brună de diferite nuanțe.

Sub microscop roca arată o structură criptocristalină organogenă sau detritică. Roca este silicioasă avînd masa de bază formată din calcedonie și mai rar argiloasă. În masa rocii apar, la unele probe, resturi de radiolari, care, uneori, sunt foarte abundenți, alteori, sunt foarte rari. Jaspurile, care apar pe pîrîul Valea Putnei în aval de confluența cu pîrîul Tinîș, au structură criptocristalină detritică cu foarte rare urme de organisme. La aceste roci, în masa de bază silicioasă, se întâlnesc frecvente fragmente de cuart, colțuroase, inechigranulare, paiete rare de muscovit



și sericit precum și fragmente rare de clorit. Oxidul de fier (hematit) pigmentează din abundență roca. În acest caz avem de a face cu jasp tipic.

Rocile silicioase care apar pe pîrîul Hăului și pîrîul Șandru, au structură criptocristalină organogenă, conținînd în masa de bază silicioasă, frecvențe urme de organisme, rare fragmente de cuarț colțuros și paie de sericit. Oxidul de fier care pigmentează roca, este în mică cantitate. Roca este un radiolarit tipic.

În pîrîul Fierului apar fragmente de un jasp argilo-marnos cu structură pelitică și cu rare urme de organisme. În masa de bază argiloasă se întîlnesc fragmente de cuarț colțuros și rare paie de sericit. Cu toate că roca prezintă o culoare roșietică, oxidul de fier o pigmentează destul de slab. El apare, în special, pe diaclaze, unde formează o masă compactă. Pe diaclaze mai apar și fenoblaste de calcit, precum și granule de cuarț. În acest caz avem de a face cu un sist aleuro-pelitic.

Problema vîrstei rocilor silicioase (jaspuri și radiolarite) este încă destul de mult discutată, întrucît nici aceste roci nu posedă urme paleontologice caracteristice. Majoritatea cercetătorilor regiunii Rarău au considerat orizontul de jaspuri în continuitate de sedimentare peste rocile carbonatace, atribuindu-i astfel vîrsta rocilor carbonatace. Întrucît, prin cercetările efectuate în ultimul timp de V. M u t i h a c , a fost stabilit că, pe pîrîul Tătarca și în Măgura Oblîne, orizontul de jaspuri stă deasupra unor depozite care conțin faună aparținînd Doggerului, acest orizont nu poate fi trecut decît la Jurasic (Callovian-Oxfordian). Un argument în plus pentru datarea vîrstei jurasice a orizontului de jaspuri, îl constituie și identificarea Triasicului superior (Rhetianul) în cadrul petecelor calcaroase de pe cristalin.

b) *Kimmeridgian - Thithonian (depozite detritice grezoase)*

Peste orizontul de jaspuri urmează o serie grezoasă care are o dezvoltare destul de limitată în cadrul perimetrlui cercetat.

Seria grezoasă apare, atît sub forma unui orizont continuu, cît și sub formă de fragmente (în zonele în care se dezvoltă formațiunile calcaroase), care constituie peticele din interiorul cristalinului.

Deschiderea cea mai bine vizibilă este situată în partea stîngă a pîrîului Valea Putnei, în aval de confluență cu pîrîul Tiniș. În acest punct, peste calcarele dolomitice cu malachit și azurit, urmează un orizont de jaspuri de aproximativ 2 metri grosime, peste care urmează o serie gre-



zoasă, care formează un orizont de peste 4 m grosime și peste 150 m lungime. În același loc gresia apare și pe partea dreaptă a pîrîului, însă numai sub formă de fragmente. Aceeași gresie și cu aceeași poziție, apare și în zona de calcare dolomitice de pe partea stîngă a pîrîului Hăului.

Este o gresie calcaroasă de culoare cenușie în spărtură proaspătă, compactă, cu stratificație evidentă, desfăcîndu-se în plăci de diferite grosimi. La suprafață are o coajă de alterare de culoare brun ruginie și galben-brună limonitică, care uneori atinge pînă la 4 m grosime. Este fin granulară, observîndu-se, în masa de bază și în special pe suprafețele de stratificație, cristale foarte fine de muscovit precum și aglomerări cărbunoase.

Sub microscop roca prezintă o structură psamitică cu ciment bazal. Rareori se întînește și ciment de atingere și chiar ciment de pori. Cimentul este în mod normal calcaros, slab argilos, întîlnindu-se totuși și separații cu ciment silicios.

Roca este constituită din granule de cuarț colțuros și inechigranular, 50—60 %, rareori cu extincție ondulatorie, paiete de muscovit și sericit, calcit, oxizi de fier, foarte rare granule de zircon, piroxen și feldspat, care totdeauna este puternic alterat. Aceste minerale sunt prinse într-un ciment calcaros slab argilos și, cu rare excepții, silicios. În rocă apar rareori diaclaze umplute cu cristale de calcit. În masa rocii mai apare substanță cărbunoasă. Nu au fost întîlnite urme de organisme.

M u t i h a c (1968) consideră aceste gresii asemănătoare cu cele din seria flișoidă de pe flancul estic al sinclinalului Rarăului.

Întrucît am considerat orizontul de jaspuri aparținînd Callovian-Oxfordianului, seria grezoasă, care urmează la partea lui superioară, cu toate că nu conține urme paleontologice, trebuie să o atribuim Kimmeridgian-Thitonicului.

3. Cuaternarul

În afara de formațiunile sedimentare descrise, care sunt reprezentate prin roci litificate și care aparțin erei mezozoice, în cadrul perimetrlului cercetat se întînesc și depozite sedimentare recente, reprezentate prin prundișuri și nisipuri, provenite, în special din formațiunile cristalofiliene, care intră în componența teraselor, conurilor de dejecție, șesurilor aluviale și deluviilor.



C. FORMAȚIUNI ERUPTIVE BAZICE

În masa șisturilor epimetamorfice au fost intruse, posterior metamorfozării lor, roci eruptive bazice.

Ocurențe de roci eruptive apar în mai multe sectoare, prezentându-se sub formă de corpuri efusive și de intruzioni filoniene (sill-uri și dyke-uri).

Uneori acestea nu se pot pune în evidență decât sub formă de fragmente de dimensiuni variabile, având maximum 25 cm în diametru, neexistând aflorimente.

Un corp efusiv bine deschis și de dimensiuni mari, apare în Dealul Cailor, între calcarurile dolomitice triasice, care fac parte din flancul vestic al „cuvetei marginale mezozoice” și zona flișului. Fragmente de roci eruptive, cît și corpuri de dimensiuni mici, se întâlnesc aproape în toate zonele unde apar roci sedimentare calcaroase. Astfel de situații avem pe pîrîul Valea Putnei, în aval de confluența cu pîrîul Tiniș, pe pîrîul Hăului, pe pîrîul Strungilor, pîrîul lui Iacob, pîrîul Văcăriei, Poiana Glodului, pîrîul Roșu, pîrîul Delnița, pîrîul Colacul etc.

Aflorimente intrusive filoniene, concordante sau discordante față de șisturile cristaline epimetamorfice, se întâlnesc frecvent în regiunea Muntelui Giumentău. Astfel, în apropierea vîrfului Giumentău, apar mai multe dyke-uri avînd direcția est-vest. Ele ating maximum 30 m lungime și 5 m lățime. Asemenea roci eruptive mai apar în zona de confluență a pîrîului Colbul cu Bistrița, precum și pe pieiorul care duce din pîrîul Colbul la vîrful Giumentău, în pîrîul Arseneasa, pîrîul Călinești, pîrîul Rusca, pe cărarea de la vîrful Giumentău la vîrful Chilia, precum și sub vîrful Chilia în zona izvoarelor pîrîului Roșu.

1. Corpuri efusive

În zona Rarăului rociile eruptive bazice au fost menționate și în parte deserise încă din secolul trecut.

În ultimul timp, Gândrabura (1969), a efectuat un studiu chimico-mineralologic asupra unor iviri de roci bazice din sinelinalul marginal extern. Pe baza datelor obținute, constată, pentru prima dată, că rociile bazice din Dealul Cailor, care imbracă forme de pillow-lava sunt spilite și nu diabaze sau melafire sărace în augit, după cum au fost considerate de cercetătorii anteriori.

Dintre numeroasele corpuri de roci bazice care aflorează în zona Rarăului, în cadrul perimetrelui cercetat apare numai corpul efusiv din Dealul Cailor. Restul ivirilor de roci eruptive din regiune se întâlnesc în



interiorul masei cristaline, fie în zonele acoperite cu formațiuni sedimentare, fie în zona Muntelui Giumalău în masa rocilor metamorfice.

Corpul din Dealul Cailor reprezintă una dintre cele mai importante iviri de roci bazice din cadrul aripei vestice a zonei sinclinale Rarău-Breaza. Ivirea are o formă lenticulară având cca 50 m înălțime și peste

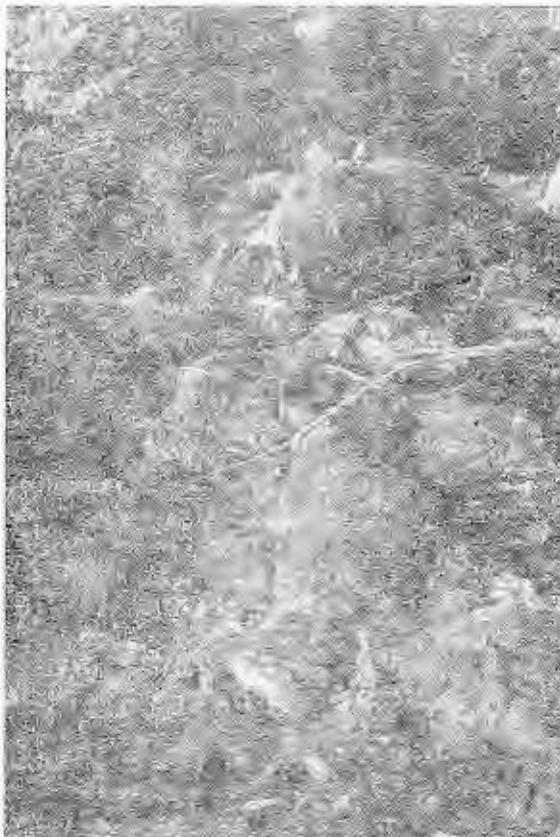


Fig. 40. — Forme de pillow-lava la spilitul din Dealul Cailor.

Formes de pillow-lava chez le spilite de Dealul Cailor.

150 m lungime. Este descoperită în partea de vest, unde formează un perete aproape vertical, pe care se disting forme semisferoidale de lavă, neregulate și întortochiate (fig. 40).

Acste forme sunt caracteristice erupțiilor și curgerilor de lave submarine, purtînd denumirea de pillow-lava. Este de remarcat faptul, că între semisferele (pernele) de lavă se găsesc fragmente de sisturi cristaline

și jaspuri. Pernele de lavă posedă o zonare concentrică, fapt care face, ca în urma procesului de alterare, să se decojească în pături succesive păstrându-și aceeași formă.

Macroscopic roca afanitică are o culoare cenușie închisă, slab verzuie uneori pătată, sau chiar brună, aceasta în funcție de gradul de alterare.

Sub microscop se constată existența mai multor tipuri de structuri la aceeași pernă de lavă. Astfel în partea centrală a semisferei de lavă se întâlnește o structură holocrystalină ofitică, tipică rocilor bazice, în spate partea exterioară această structură trece mai întâi într-o structură hyalofitică, apoi intersertală și chiar variolitică în spate zona periferică. Mineralogic roca este constituită din cristale idiomorfe de feldspat plagioclaz cu un conținut de 3–7% An, având formă prismatică alungită, sau uneori aciculară, care se întretaiează în toate direcțiile, având în interstițiile granule de augit și magnetit.

Feldspații plagioclazi sunt în general saussuritizați, întâlnindu-se totuși și cristale mai puțin transformate, cu aspect tulbure și cu pete verzuie datorită apariției cloritului.

Piroxenul este reprezentat prin augit, allotriomorf, slab colorat, uneori cloritizat. Alături de augit se întâlnește magnetit și hematit, uneori în cantitate redusă, alteori destul de abundente. Atât augitul, cât și magnetit-hematitul, ocupă interstițiile dintre cristalele de feldspat. Uneori fenocristalele sunt prinse într-o masă criptocrystalină sau sticloasă, întotdeauna cloritizată. În masa fundamentală a rocii se mai observă o serie de diaclaze umplute cu calcit precum și vacuole, în majoritatea cazurilor, de formă rotunjită, umplute cu calcit sau cu minerale melanocrate nedeterminabile, complet transformate în clorit sau magnetit.

Cloritul apare frecvent ca produs secundar. În rocile cu un grad de alterație mai avansată apare și penitul.

Olivina se întâlnește destul de rar și atunci complet transformată în serpentină.

În privința compoziției chimice a acestor roci, dăm o analiză efectuată de G a n d r a b u r a (1969), care a obținut următoarele rezultate : $\text{SiO}_2 = 50,37\%$; $\text{TiO}_2 = 1,41\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,69\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3,77\%$; $\text{FeO} = 6,59\%$; $\text{MnO} = 0,24\%$; $\text{MgO} = 7,30\%$; $\text{CaO} = 5,65\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 6,21\%$; $\text{K}_2\text{O} = 0,29\%$; $\text{H}_2\text{O}^- = 0,47\%$; $\text{H}_2\text{O}^+ = 3,48\%$; Total = 100,47%.

Din datele analizei chimice se constată un conținut ridicat de Na_2O (6,21%) față de conținutul foarte scăzut de K_2O (0,29%). Conținutul ridicat de Na_2O este caracteristic rocilor bazice de tipul spilitelor fiind datorat plagioclazului sodic din compoziția rocii, care este de tipul albit-



oligociaz, după cum a fost determinat și microscopic. Cantitatea ridicată de H_2O arată gradul de alterare a acestor roci.

Pentru proba analizată au fost calculate următoarele valori N i g g l i : $si = 124,9$; $al = 21,5$; $fm = 48,1$; $c = 15,1$; $alk = 15,4$; $k = 0,03$; $mg = 0,56$; $c/fm = 0,31$.

Din valorile obținute pentru parametri „ si ”, „ al ”, „ fm ”, „ c ” și „ alk ” rezultă că roca face parte din tipul de magmă lampro-sienitică cu sodiu.

Din studiul petrografic și chimic reiese că roca eruptivă bazică din Dealul Cailor, este un spilit, provenit dintr-o magmă de tipul lampro-sienitică. Această ivire nu constituie o klippă, după cum a fost considerată de către o parte dintre cercetătorii regiunii, ci reprezintă un corp efusiv *in situ* erupt submarin, îmbrăcind forme caracteristice de pillow-lava.

2. Corpuri filoniene

În restul regiunii, exceptând zona Muntelui Giumalău, rocile eruptive nemetamorfozate apar în majoritatea cazurilor sub formă de fragmente, numai în zonele acoperite de formațiuni sedimentare. Au mai fost semnalate două filoane, reduse ca dimensiune, în zona Delnița, ambele în cuarțite, puternic alterate, având la suprafață culoarea brună roșcată.

În spărtură proaspătă roca afanitică fin granulară are culoare verzuie.

Din observațiile microscopice se constată că roca prezintă o structură holocristalin-porfirică, fiind constituită dintr-un amfibol de culoare brun roșcată pleocroică, bogat în oxizi de fier barkevikit, având subordonat feldspat plagioclaz.

Piroxenul (augit), cît și olivina, apar destul de rar, fiind complet transformate. Cloritul este frecvent, reprezentând însă un component secundar. Mai apare apatit sub formă de cristale alungite.

Din studiul petrografic reiese, că roca bazică filoniană din zona Delnița este un camptonit.

După cum am mai arătat, rocile eruptive, exceptând regiunea Muntelui Giumalău, apar în restul regiunii numai sub formă de fragmente în zonele acoperite de formațiuni sedimentare. În aceste zone nu am reușit să determinăm locul de origine a fragmentelor, aceasta din cauză că regiunea este complet acoperită de vegetație. Din cele menționate de B u t u r e a n u (1911), reiese că rocile eruptive bazice din cadrul masivului cristalin de la Broșteni, se prezintă sub formă de filoane a căror grosime variază de la 2—3 decimetri la 2—3 metri. Considerăm, că și în cadrul



perimetru lui regiunii cercetate, rocile eruptive se prezintă sub forma unor filoane de dimensiuni reduse, lucru care deja a fost menționat pentru zona Delnița.

În ultimul timp P i t u l e a și M u ș a t (1965) au identificat și descris o ivire de roci gabbroice pe pîriul lui Iacob, affluent de dreapta al pîriului Valea Putnei, complet acoperită de sol și vegetație. Prezența corpului de gabrou duce pe cei doi autori la concluzia că filoanele lamprofirice, din cadrul zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, ar putea reprezenta aureola filoniană a unui corp gabbroic cu extindere regională.

Autorii menționați admit posibilitatea, ca și diabazele din cuveta Rarăului, să reprezinte manifestații legate de bazinele magmatische, din care au provenit gabbrourile.

Atât în pîriul lui Iacob, cât și în pîriul Văcăriei, precum și pe culmea dintre cele două pîraie, aproximativ la aceeași înălțime am întîlnit, atât fragmente de roci gabbroice, cât și fragmente de lamprofir. Această zonă se află la aproximativ 500 m în amonte de locul unde P i t u l e a și M u ș a t au descris ivirea de gabrou.

Fragmentele de gabrou au culoare închisă, aproape neagră în spărtură proaspătă, având suprafață alterată și de culoare brună. Roca este compactă și fin granulară.

Sub microscop prezintă o structură hipidiomorfă grăunțoasă fiind constituită, în principal, din cristale idiomorfe de felspat plagioclaz, precum și piroxeni rombici și monoclinici. Mai apare biotit, titanomagnetit, hornblendă de neoformăție provenită în urma alterării piroxenilor, care uneori este destul de abundantă, clorit ca component secundar, precum și rare cristale de barkevikit și apatit. Cristalele de plagioclaz de formă prismatică alungită sunt în majoritatea cazurilor maclate polisintetic. Piroxenul monoclinic este un dialag slab pleocoric iar cel rombic un hipersten. Dialagul cât și hiperstenul, se prezintă atât în cristale nealterate cât și alterate fiind uralitizați.

În zona Muntelui Giumalău, soții M i n z a t u (1959) citează filoane de diabaze și diabaz-porfirite fără însă a întreprinde un studiu amănunțit asupra lor.

În urma cercetărilor făcute am identificat în regiunea muntelui Giumalău numeroase intruziuni filoniene de roci bazice, în masa șisturilor cristaline epimetamorfice, discordante sau concordante cu acestea.

Macroscopic rocile bazice se deosebesc de șisturile în care sunt intruse prin duritatea și masivitatea pe care o au. Sunt roci microgranulare de culoare verzuie negricioasă, având la suprafață o crustă de alterare care



uneori are 2–3 mm grosime, fiind de culoare galben-brună. În masa afanitică se observă fenocristale prismatice de feldspat plagioclaz de culoare albă, care contrastează cu masa de bază de culoare verzuie negricioasă.

În cadrul intruziunilor filoniene am separat microscopic următoarele tipuri de roci: diabaze, diabaze portirice, și dolerite.

Diabazele au structură ofitică-diabazică, care se caracterizează prin aceea că în fiecare interstițiu dintre prisme divergente de plagioclaz se găsește câte un singur cristal melanocrat.

Doleritele au structură ofitică-doleritică, cu multe cristale melanocrate în fiecare interstițiu. Rocile care conțin și fenocristale de plagioclaz sau de elemente melanocrate sunt considerate ca diabaze porifirice.

a) **Diabaze.** Sunt roci compacte, microgranulare, de culoare negricioasă verzuie datorată mineralelor de neoformătie, rezultate în urma procesului de alterare. În masa afanitică se observă, uneori, cristale prismatice alungite de feldspat plagioclaz. Prin alterare, roca capătă la suprafață o crustă de culoare brun-roșcată din cauza conținutului în oxizi de fier, putând avea pînă la 3 mm grosime.

Sub microscop roca prezintă o structură holocristalină-ofitică uneori intersertală, fiind constituită mineralologic din feldspat plagioclaz, piroxen monoclinic (augit), titanomagnetit, rareori biotit și cuarț. Mai apare hornblendă, clorit, penin, sericit și caolinit toate reprezentînd minerale de neoformătie, provenite atât din alterarea feldspațiilor plagioclazi, cît și a augitului.

Feldpatul plagioclaz se prezintă sub formă de lamele idiomorfe, prismatice alungite, uneori limpezi, alteori alterate, maclate atât după legea albitalui, cît și după cea de Karlsbad. Feldspatul alterat este descompus fiind transformat în saussurit și sericit uneori fiind complet argilizat.

Augitul este cel de al doilea component mineralogic principal al diabazelor analizate. Obișnuit este subordonat feldspatului. Apare, atât sub formă de granule slab rotunjite ocupînd interstițiile dintre lamele de plagioclaz, cît și sub formă de cristale allotriomorfe și rareori chiar idiomorfe. Augitul rareori este proaspăt prezentînd macle caracteristice și urme de clivaj pe două direcții. Obișnuit este substituit prin hornblendă fibroasă verde. Se întlnesc și cristale care au partea centrală nealterată, fiind mărginite spre exterior de o zonă de alterare formată din uralit. În cazul în care marea majoritate a cristalelor de augit sunt alterate și

transformate în hornblendă fibroasă verde, diabazele respective intră în categoria diabazelor uralitice.

Mineralele opace sunt reprezentate prin titanomagnetit care uneori este în cantitate apreciabilă, prezentându-se sub formă de granule care ocupă interstițiile dintre cristalele de feldspat. Alteori este în cantitate redusă, prezentându-se însă sub formă de cristale allotriomorfe bine dezvoltate. Titanomagnetitul uneori este transformat în hematit, în urma fenomenului de martitizare.

b). **Diabaze porfirice.** Sunt roci compacte microcristaline de culoare verde închis spre negru, cu o crustă de alterație brun roșcată la suprafață. În masa de bază se observă fenocristale prismatice de feldspat plagioclaz de culoare albă. În crusta de alterare, care poate avea 2–3 mm grosime, feldspatul este complet transformat în minerale argiloase.

Microscopic roca posedă o structură holocristalină porfirică, fiind constituită mineralologic din feldspat plagioclaz, augit, titanomagnetit și rareori biotit, ca minerale principale. În urma procesului de alterare toate mineralele principale au fost transformate rezultând minerale de neoformăție reprezentate prin hornblendă fibroasă, clorit, penin, sericit, caolinit și cuart. Structura holocristalină porfirică este dată de prezența unor fenocristale de feldspat plagioclaz, prinse într-o masă holocristalină, constituită din baghete de feldspat plagioclaz și augit. Fenocristalele sunt întotdeauna puternic alterate, uneori argilizate, încât nu se mai observă decit conturul cristalului. Au în general centrul alterat iar marginile mai puțin transformate.

Feldspatul plagioclaz din masa de bază, în majoritate este tulbure, saussuritizat și mai rar proaspăt. Este maclat după legea albitului și albit-Karlsbad.

Piroxenul este întotdeauna reprezentat prin augit, care în majoritatea cazurilor este uralitizat și mai rar cloritizat.

Titanomagnetitul umple spațiile rămase dintre feldspat și augit, uneori fiind abundant, alteori în cantitate mică. Restul mineralelor sunt de neoformăție provenind din transformarea mineralelor principale.

Atât diabazele cît și diabazele porfirice apar împreună neputîndu-se separa pe teren.

c). **Dolerite.** Printre intruziunile filoniene din regiunea muntelui Giumalău am putut separa și o serie de roci pe care le-am numit dolerite și care apar împreună cu diabazele și diabazele porfirice.



Am considerat dolerite acele roci bazice cu structură ofitică la care lungimea prismelor de plagioclaz este mai mare de 0,6 mm și lățimea mai mare de 0,1 mm și care au în interstițiile dintre prisme divergente de plagioclaz mai multe cristale melanocrate.

Macroscopic doleritele nu se pot deosebi la prima vedere de diabaze. Sunt roci dure, foarte compacte, microgranulare. Au culoare cenușie închisă pînă la neagră, fără să apară nuanță verzuie, care era caracteristică diabazelor.

Microscopic roca posedă o structură holocristalină ofitică. Mineralogic este constituită din feldspat plagioclaz, piroxen monoclinic (augit), magnetit, cuarț foarte rar și clorit ca component secundar.

Feldspatul plagioclaz se prezintă sub formă de baghete prismatice alungite, îndreptate în toate direcțiile și în marea majoritate proaspăt și maclat după legea albitalui și după cea de Karlsbad.

Augitul se prezintă, atât sub formă de plaje, ocupînd interstițiile dintre baghetele de feldspat, cât și sub formă de cristale idiomorfe, slab rotunjite și cu urme de clivaj pe două direcții. Cristalele idiomorfe de augit au dimensiune redusă, față de cristalele de feldspat. Sunt în general netransformate. Rareori apar granule de augit slab cloritizate. Magnetitul se prezintă sub formă de plaje ocupînd interstițiile dintre feldspat și augit. Cuarțul apare foarte rar. Cloritul reprezintă un mineral secundar, provenit din alterarea mineralelor principale. Apare în general la contactul dintre mineralele principale.

d). **Chimismul rocilor eruptive bazice filoniene.** Pentru caracterizarea chimică a rocilor eruptive din regiunea muntelui Giumentău am efectuat un număr de opt analize chimice pe probe colectate din cele mai reprezentative aflorimente (tabelul 41).

Pentru probele analizate în vederea interpretării rezultatelor chimice au fost calculate valorile parametrilor N_{iggl} (tabelul 42).

Proiectînd valorile parametrilor „ al ”, „ alk ”, „ fm ” și „ c ” în diagrama de diferențiere (fig. 41), care are în abscisă valoarea lui „ si ”, iar în ordonată valoarea parametrilor amintiți, se constată că rocile eruptive bazice analizate, avînd valoarea parametrului „ si ” cuprinsă între 100–115, se încadrează în tipul de magmă gabbroică, subtipul normal gabbroică și normal noritică al seriei alcalicalcice (porfirice).

Pentru a constata gradul de alcalinitate al rocilor analizate, am folosit diagrama din fig. 42, în care am trecut pe abscisă valoarea lui „ al ” iar pe ordonată valoarea lui „ alk ”.



TABELUL 41
Compoziția chimică a rocilor eruptive bazice filoniene

Oxizi	335	339	426	810	811	812	813	814
<chem>SiO2</chem>	47,70	48,02	46,42	48,07	47,50	47,80	48,02	49,04
<chem>TiO2</chem>	0,75	1,22	0,56	1,12	1,01	1,15	1,10	1,08
<chem>Al2O3</chem>	17,47	18,58	18,24	16,32	17,32	15,80	16,70	15,60
<chem>Fe2O3</chem>	4,46	1,06	1,82	4,38	3,26	4,20	2,95	3,80
<chem>FeO</chem>	6,52	9,95	9,60	6,21	6,42	6,25	7,55	5,85
MnO	urme	urme	urme	urme	urme	urme	urme	urme
MgO	9,08	7,04	7,12	9,08	8,20	8,90	8,60	7,60
CaO	10,28	11,44	12,34	11,01	12,23	12,00	11,35	13,32
K ₂ O	1,80	0,48	1,01	1,01	1,04	1,05	1,02	1,40
Na ₂ O	1,82	2,33	2,01	2,12	2,21	2,14	2,03	1,94
H ₂ O ⁺	0,16	0,13	0,20	0,12	0,14	0,13	0,10	0,15
H ₂ O ⁻	0,27	0,29	0,22	0,24	0,31	0,20	0,25	0,30
Total	100,31	100,54	99,54	99,68	99,58	99,62	99,67	100,08

Analiști: geochimist C. Căruntu (335, 339, 426); geochimist V. Ceausu (810, 811, 812, 813, 814).

TABELUL 42
Parametri Niggli pentru rocile eruptive bazice filoniene

Proba	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
335	103	22,1	48,1	23,6	6,2	0,39	0,72	0,49
339	106	24,1	43,2	27,1	5,6	0,12	0,56	0,63
426	100	23,1	42,9	28,4	5,6	0,25	0,57	0,66
810	109	21,9	46,6	26,0	5,5	0,25	0,64	0,56
811	108	21,9	43,8	28,8	5,5	0,25	0,62	0,66
812	107	20,3	45,9	28,4	5,4	0,25	0,68	0,62
813	115	23,0	44,5	27,4	5,1	0,25	0,61	0,62
814	110	21,8	41,4	31,4	5,4	0,25	0,61	0,76

Din proiecția obținută se constată că toate probele analizate fac parte din grupa rocilor sărace în alcali avind valoarea „alk” mai mică decit $al/2$.

Problema vîrstei intruziunilor filoniene bazice din zona muntelui Giumalău este cu mult mai complicată decit a rocilor eruptive din restul regiunii cercetate, intrucît în această zonă nu apar roci sedimentare, care să ne dea un oarecare indiciu în privința vîrstei.



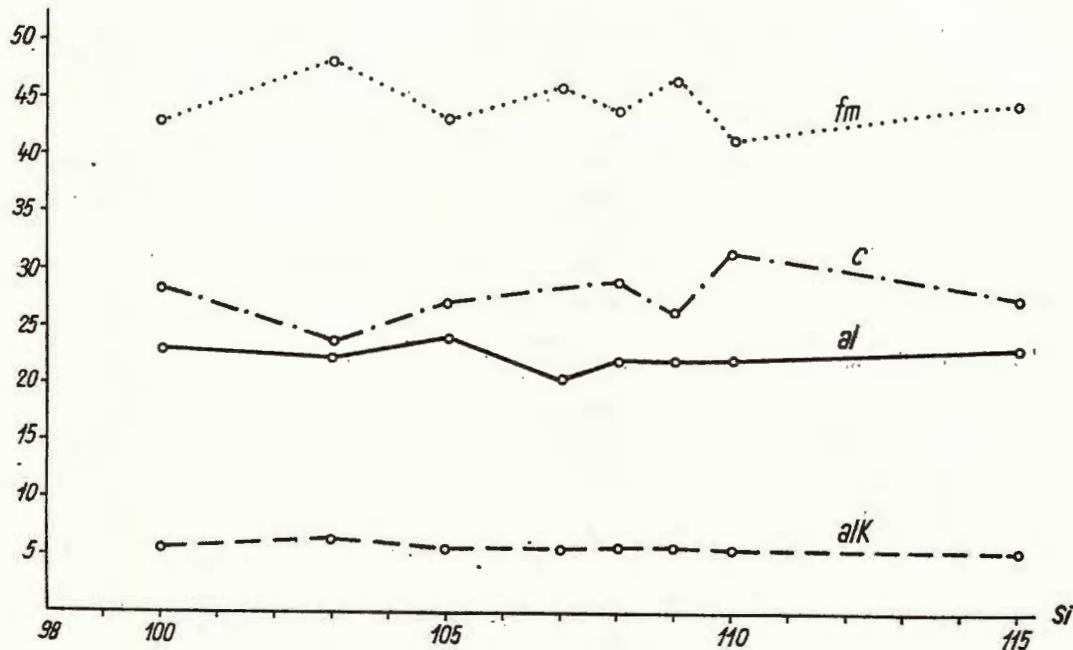
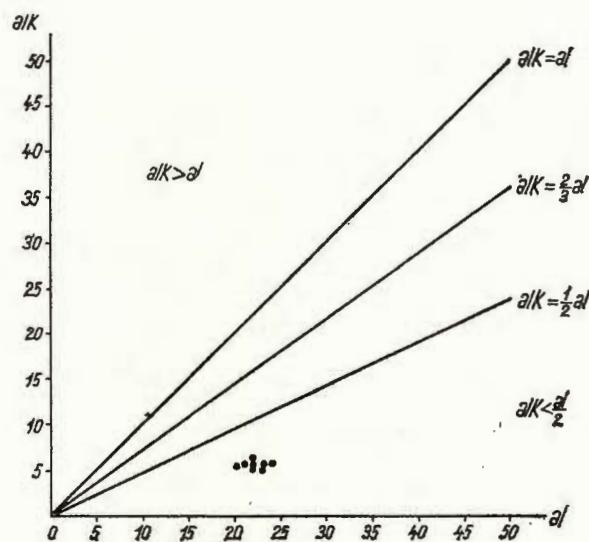


Fig. 41. — Diagramma de diferențiere a rocilor eruptive bazice filoniene.

Diagramme de différenciation des roches éruptives basiques filoniennes.

Fig. 42. — Diagramma alcalinității
Diagramme de l'alcalinité.

Atanasiu (1928) atribuie filoanelor de diabaze din șisturile cristaline ale regiunii Tulgheș vîrsta triasică superioară, bazîndu-se pe faptul că prezintă afinități remarcabile cu diabazele asociate cu depozitele mezozoice de pe cristalin care au fost intercalate în Triasicul superior.

Pitulea (1965) consideră că filoanele de diabaze și lamprofire din regiunea Pojorîta-Valea Putnei ar putea fi mai vechi decît Triasicul superior, încrût nicăieri nu străbat depozite Mezozoice. Gabbroul din pîrîul lui Iacob reprezintă, după acest autor, roca intrusivă legată comagmatic de întreg cortegiul filonian de roci bazice.

Existența unor cristale de piroxeni în masa gresiilor cuarțitice considerate ca aparținînd Triasicului inferior (Werfenianului), ne face să admitem existența în cadrul regiunii cercetate a unor roci magmatische bazice antetriasice. Aceste roci au fost intruse în masa șisturilor cristaline.

Avînd în vedere aceste fapte putem admite, că atît corpul de gabbrou din pîrîul lui Iacob, cît și dyke-urile și sillurile de diabaze din regiunea muntelui Giuinalău, sînt antetriasice, fiind puse în loc într-o perioadă de exondare a regiunii, probabil spre sfîrșitul Permianului sau începutul Triasicului. Intruziunile filoniene bazice din masa șisturilor cristaline ar constitui prin urmare erupții continentale și ar fi astfel anterioare rocilor bazice din restul regiunii care apar în zonele acoperite de roci sedimentare mezozoice pe care le și străbat și care sînt legate de zonele geosiniciale.

Rocile eruptive, care se întîlnesc în zonele acoperite de roci sedimentare, aparțin Mezozoicului, putînd fi atribuite, atît Triasicului superior, cît și Cretacicului inferior.

Diabazele din sinclinalul Rarăului, care nu intră în perimetru cercetat de noi, sînt atribuite, de majoritatea cercetătorilor regiunii, Cretacicului inferior, avînd aceeași vîrstă cu depozitele în care sunt interstratificate.

Filoanele de camptonite care aparțin seriei atlantice și care aflorează în zona Delnița, sînt intruse în cristalinul epimetamorfic care încalcă formațiunile sedimentare triasice, fiind astfel puse în loc după dislocarea cristalinului. Camptonitele, prin urmare, trebuie considerate ca fiind post-triasice.

Corpul de spilite din dealul Cailor care îmbracă forme tipice de pillow-lava, este rezultatul unor erupții submarine care au avut loc probabil în Triasic.

Existența unor peridotite și serpentinite în imediata vecinătate a regiunii cercetate, care sunt atribuite Cretacicului inferior, ne face să pre-



supunem că eruptiile vulcanice care au generat rocile bazice întâlnite în zonele acoperite de formațiuni sedimentare, ar fi început cu spilitele și s-au încheiat cu peridotite și serpentinite. Spilitele prin urmare ar fi fost puse în loc în Triasicul superior.

După perioada triasică care a fost însoțită de un magmatism bazic, ce a generat, atât spilitele din dealul Cailor, cît și diabazele din zonele acoperite cu formațiuni sedimentare, urmează o perioadă de exondare, lipsită de magmatism. O dată cu scufundarea regiunii și invadarea mării jurasice și apoi cretacice, magmatismul bazic se face din nou simțit dând atât diabaze și diabaze porfirice, cît și peridotite și serpentinite, care de data aceasta, aflorează în cadrul cuvetei marginale mezozoice. Cu peridotitele și serpentinitatele de la Breaza s-ar încheia ciclul magmatismului bazic din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, legat de zonele de geosinclinal.

A t a n a s i u (1928), pe baza afinității chimice ajunge la concluzia că filoanele de tip pacific din șisturile cristaline și rocile efuzive mezozoice sunt rezultatul aceleași faze de manifestații ignee. Consideră filoanele din cristalin, fie ca resturi din canalele de ascensiune ale magmei, fie ca filoane propriu zise în care aceeași magmă a umplut crăpături sau a pătruns concordant între strate, fără să mai ajungă la suprafață. Prin urmare filoanele și rocile efuzive mezozoice după A t a n a s i u ar fi sincrone, de vîrstă triasică.

Numai pe baza afinităților chimice este riscant să se tragă o asemenea concluzie, avînd în vedere faptul că atât diabazele din sill-uri și dyke-uri cît și curgerile de bazalte, prezintă o mare uniformitate chimică, indiferent de vîrstă și așezare geografică.

Pe baza cercetărilor efectuate de B u ț u r e a n u (1901), (1909), (1916), în regiunea Broșteni, A t a n a s i u (1928) în regiunea Tulgheș, M a n i l i c i (1956) în regiunea Poiana Mărului-Șinca Nouă, D i m i t r e s c u (1964) în partea de est a masivului Făgăraș, se poate afirma că rocile eruptive bazice filoniene din masa șisturilor cristaline, cît și cele efuzive, fac parte din provincia mezozoică.

După T u r n e r și V e r h o o g e n (1967) acestea se încadrează în „asociațiile vulcanice din regiunile orogenice”.

V. TECTONICA REGIUNII

Zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, în care se încadrează și perimetru regiunii cercetate de noi, a fost supusă la mai multe faze tectonice, dintre care unele premezozoice, legate de formarea șisturilor



cristaline și altele mezozoice și postmezozoice, care au afectat, atât formațiunile cristalofiliene, cît și depozitele sedimentare nematomorfozate.

După ultimele concepții, sintetizate în textul hărții geologice a R.S. România scara 1 : 200.000, rezultă că structura zonei cristaline se caracterizează printr-o arhitectură în pînze suprapuse.

Se admite existența unui autohton constituit din roci mezometamorfice (seria de Bretila și Vatra Dornei-Iacobeni), roci epimetamorfice paleozoice (seria de Repedea) și roci sedimentare mezozoice, peste care se găsesc șariate roci epimetamorfice, care constituie unitatea (pînza) de Bistrița. Unitatea de Bistrița cuprinde două subunități suprapuse : subunitatea de Mestecăniș și subunitatea de Iacobeni, între care există un plan de șariaj ; sub acesta au fost prinse depozite mezozoice. Peste unitatea de Bistrița se găsește unitatea (pînza) de Barnar, iar în regiunea Rarăului, unitatea de Rarău.

În acest capitol ne vom ocupa numai de tectonica formațiunilor din perimetrul cercetat, fără a face o prezentare a tectonicii de ansamblu a zonei cristalino-mezozoice.

Rocile cristalofiliene mezo- și epimetamorfice au direcția generală a structurii NNV – SSE, cu căderi ale căror valori sunt cuprinse între $30 - 80^\circ$, atât spre NE, cît și spre SV. Au fost întâlnite, rareori și căderi având o valoare mai mică de 30° , sau mai mare de 80° .

În partea stîngă a Moldovei, între Botoș și Pojorîta, direcția structurii este frecvent NNE – SSV cu căderi spre SE sau NV.

Pe pîrful Valea Putnei, între Pojorîta și Mestecăniș, au fost măsurate pozițiile axelor de microcute și liniațiile. Din măsurătorile efectuate se constată, că axele de microcute au direcția generală N $23 - 80^\circ$ V și inclinări cuprinse între $7 - 45^\circ$ spre NV și foarte rar spre SE. Liniația are direcții diferite și anume, EV cu inclinări de $8 - 14^\circ$ V cît și N $40 - 70^\circ$ V, cu inclinări de $45 - 50^\circ$ SE.

Sisturile seriei epimetamorfice, din regiunea cercetată, prezintă o structură în sinclinaliu, semnalată și de Pitulea (1966). Ea este constituită dintr-o serie de cufe anticlinale și sinclinale, orientate paralel cu structura, care se succed de la est spre vest. În partea de est, în apropiere de limita cu seria mezometamorfică a gnaiselor de Rarău, se pune în evidență un anticlinal care se poate urmări începînd de la Pojorîta pînă înspre izvoarele pîrului Stînii, fiind paralel cu acest pîrîu. Urmează, înspre vest, un sinclinal, care poate fi urmărit din zona Dealului Colacul de lîngă Botoș, pînă la limita sudică a perimetrului. Acest sinclinal, în sectorul Botoș-pîrîul Prasca, este deversat spre vest, aflorînd, pe flancul lui estic, complexul



superior tufogen bazic și grafito-calcaros al seriei epimetamorfice de Tulgheș. În continuare, spre sud, sinclinalul este faliat în două puncte și anume, în zona mijlocie a pîriului Chilia, unde o falie transversală îl deplasează cu aproximativ 400 m spre vest și în zona izvoarelor pîriului Colbul, unde o altă falie transversală îl deplasează spre est cu aproximativ 150 metri.

Spre vest urmează un anticlinal care poate fi urmărit pe întreaga lungime a perimetrului cercetat, începînd din nord din dreptul localității Botoș pînă la sud de pîriul Colbului. Anticlinul este întrerupt de două fali transversale, fiind deplasat, în ambele cazuri, spre vest cu aproximativ 1 000 m. Înspre vest urmează un mic sinclinal, între pîriul Arseneasa și un affluent de stînga al pîriului Chilia, care este întrerupt și deplasat, mai întîi spre est, cu aproximativ 250 m de o falie transversală, paralelă cu pîriul Valea Putnei și apoi spre vest, cu aproximativ 500 m, de o altă falie transversală.

În continuare, spre vest, au mai fost trăsate două cute, una anticlinală și alta sinclinală. Cuta anticlinală, în zona pîriului Arseneasa affluent al Bistriței are în ax formațiunile seriei mezometamorfice de Bistrița-Barnar, acoperită de complexul inferior terigen, peste care urmează, în continuare, complexul median sedimentogen-vulcanogen acid. Este întreruptă spre nord de o falie transversală și deplasată cu aproximativ 950 m spre vest continuînd pînă în pîriul Roșu, unde, o altă falie transversală, o întrerupe. Din cauza lipsei aflorimentelor nu a mai putut fi urmărită spre nord. Cuta sinclinală apare între Poiana Roșului și Poiana Ticăenilor.

În restul regiunii nu am mai putut trasa alte cute anticlinale și sincliale din cauza lipsei de aflorimente, cît și datorită faptului că pe zone întinse sisturile cristaline se prezintă ca un monoclin cu căderi estice, în care se disting cute minore.

Considerăm, că structura în sinclinoriu, a regiunii cercetate, este proprie sisturilor cristaline și a fost desăvîrșită înainte de transgresiunea mezozoică.

Peste fundamentul cristalin urmează, transgresiv și discordant depozite mezozoice, care acoperă atît seria gnaiselor de Rarău, cît și seria epimetamorfică de Tulgheș.

În privința poziției depozitelor mezozoice, Krăutner (1925), presupune existența unor falii în lungul limitei estice a acestora, care despart sisturile cristaline de calcarele triasiche.

În legătură cu Triasicul de la Valea Putnei, Kober (1931), îl presupune în fereastră și îl leagă cu cel de la Iacobeni pe sub o pînză recuperată de sisturi cristaline.



Din observațiile de teren și din forajele efectuate de către I.G.E.X. București, în zona Delnița-Valea Putnei, se constată, că formațiunile mezozoice transgresive pe seria epimetamorfică sunt pretutindeni încălecate de șisturi cristaline, identice cu cele din bază.

Depozitele sedimentare se prezintă sub forma unor petice, a căror mărime și grosime variază foarte mult, variațiile fiind datorate, atât depunerii inițiale în bazinul de sedimentare, cît și eroziunii post-triasice.

În regiunea cercetată se constată existența a trei aliniamente de dislocații direcționale, de-a lungul cărora, șisturile epimetamorfice, încălecă de la est spre vest depozitele sedimentare mezozoice : 1) aliniamentul Piatra Albastră-pârâul Tiniș ; 2) aliniamentul Delnița-Colacul-pârâul Hăului-pârâul Roșu-vîrful Chilia-Giumalău-pârâul Colbului ; 3) aliniamentul tunelul Mestecăniș-Piciorul Lat-pârâul Fierului.

Încălecarea a avut loc după erodarea formațiunilor mezozoice, fără a urmări un plan de stratificație, încit, uneori, formațiunile cristaline se găsesc peste depozitele detritice conglomerato-grezoase, alteori peste formațiuni calcaro-dolomitice triasice. Formațiunile cristaline, care încălecă, sunt reprezentate prin șisturi cuarțitice sericito-cloritice, calcare cristaline și cuarțite cenușii, și albe, de tip Delnița.

Din datele de foraje a fost stabilit, că planul după care s-a făcut încălecarea, are o înclinare ce variază de la 25° la 40° .

Dislocarea cristalinului a fost considerată, de Bîgu et al. (1966), ca fiind făcută după o linie direcțională, concordantă cu sistozitatea, care a dat naștere la un șariaj continuu, la un solz cu o lățime de 3 km. Dacă am admite o singură linie de încălecare, atunci șariajul ar depăși 6 km lățime și nu 3 km după cum arată Bîgu et al.

Din cele observate pe teren, am ajuns la concluzia, că dislocarea trebuie considerată ca fiind făcută după un sistem de linii direcționale, paralele, sau aproape paralele, după care formațiunile cristaline au fost impinsă peste depozitele mezozoice, acolo unde ele au rămas de pe urma eroziunii, cît și peste aceleași formațiuni cristaline. În zonele unde formațiunile mezozoice au fost păstrate, se poate observa foarte bine șariajul. În zonele unde încălecă cristalin peste cristalin acest lucru nu mai este posibil, întrucât formațiunile care încălecă sunt de cele mai multe ori asemănătoare mineralogic și chimic cu cele încălecate.

O asemenea structură a fost identificată de Dimitrescu (1960), în regiunea Iacobeni, unde deasemenea formațiunile mezozoice transgresive și discordante față de ambele serii ale cristalinului, au fost acoperite în mod anormal, de șisturi cristaline aparținând seriei epizonale. Sensul



încălecării este tot de la est la vest. În privința vîrstei acestei încălecări, R. D im i t r e s c u , o consideră a fi kimmerică pentru zona Iacobeni, bazîndu-se pe faptul, că deasupra dolomitelor triasice, se găsesc formațiuni grezoase, pe care le paralelizează cu Doggerul. Într-o altă lucrare D im i t r e s c u (1965), consideră aceste șariaje spre vest ca post-eocene.

În regiunea cercetată de noi, la partea superioară a calcarelor dolomitice triasice, se găsește mai întii un orizont transgresiv de jaspuri, pe care, ca și M u t i h a c (1968), îl considerăm ca aparținând Callovian-Oxfordianului; urmează în continuare de sedimentare un orizont grezos, pe care-l consider ca aparținând Kimmeridgianului. Întrucît încălecarea s-a produs după depunerea orizontului grezos trebuie să admitem vîrsta încălecării ca fiind post jurasică.

În privința Mezozoicului de la Piatra Albastră-pîrul Tiniș, el a fost interpretat ca apărînd în fereastră și legîndu-se cu cel de la Valea Putnei. O asemenea poziție pare într-adevăr probabilă.

După dislocarea cristalinului pe un sistem de linii direcționale concordante cu șistozitatea și împingerea lui peste formațiunile mezozoice s-au produs o serie de fracturi transversale pe direcția cristalinului și prin urmare și pe cea a liniilor de încălecare, fracturi care au avut ca rezultat compartimentarea regiunii și deplasarea diverselor compartimente într-un sens sau altul.

Deși fracturile transversale s-au produs după încălecarea formațiunilor mezozoice de către cristalin, ele afectează cristalinul din bază, cît și cel din pînză, precum și depozitele sedimentare mezozoice. De-a lungul acestor fracturi se produce deplasarea spre est, sau vest și, uneori, o scufundare, sau o ridicare a formațiunilor respective. Deplasările se urmăresc destul de ușor pe teren, în acele locuri în care există porfiroide sau cuartite negre, care constituie orizonturi reper.

În privința unității mezometamorfice a gnaiselor de Rarău, Rădulescu et. al. (1959, 1969), Pitulea (1965), Bercea et al. (1967) sunt de părere, că ea este delimitată tectonic, atît în est, cît și în vest, încălecînd bilateral unitățile adiacente. Încălecarea de la est spre vest, a gnaiselor, ar reprezenta, după Bercea et al., linia cea mai estică, cu sens contrar încălecărilor alpine din fliș.

Din cercetările efectuate de noi, considerăm, că nu este pe deplin dovedit că seria mezometamorfică a gnaisului de Rarău ar reprezenta o unitate aparte, delimitată tectonic.

În privința limitei de nord-est nu ne putem pronunța, întrucît eaiese din cadrul regiunii studiate de noi.



Pentru limita de sud-vest care este vizibilă pe toată întinderea din observațiile de teren se constată într-adevăr o situație aparent anormală, datorită suprapunerii rocilor seriei mezometamorfice peste cele ale seriei epimetamorfice.

Se poate însă considera că această situație ar putea fi datorată unui fenomen de recutare a rocilor seriei mezometamorfice, având ca urmare formarea cutelor în evantai. Se mai poate admite, pe de altă parte și o situație tectonică normală, în sensul că seria mezometamorfică a gnaiseelor de Rarău ar fi rezultatul unui metamorfism, a cărui intensitate a crescut spre nivalele stratigrafice superioare.

TABEL
cu localizarea probelor analizate

Nr. probei	Locul de colectare
3 amfibolit	valea Bistriței - Morărești
3 gnais	dealul Muncelului
5	dealul Muncelului
6	dealul Muncelului
12	dealul Muncelului
17	pirlul Arseneasa
18	valea Bistriței-Morărești
20 amfibolit	valea Bistriței - Morărești
20 gnais	dealul Muncelului
24	valea Bistriței - Morărești
25	Bitca Nițanului
27	Bitca Nițanului
31	valea Bistriței-Sunători
32	valea Bistriței-Sunători
34	valea Bistriței-Sunători
39	valea Bistriței-Rusca
41	valea Bistriței-Sunători
71	Delnita
72	Colacul



(continuare)

Nr. probei	Locul de colectare
73	Delnița
120	Pasul Mestecăniș (spre Picioarul Lat)
126	Pirul Fierului
128	pirlul Fierului
133	Pasul Mestecăniș
147	pirlul Stinii (Picioarul Lat)
156	vîrful Mestecăniș
160	vîrful Mestecăniș
168	Plaiul Tatarilor (Obcina Arseneasa)
180	Valea Putnei
182	Pirul Hău în aval de confluența cu pirlul Șandru
183	gara Valea Putnei
193	pirlul Valea Putnei în aval de confluența cu Tiniș
200	pirlul Valea Putnei (confluență cu pirlul Hău)
208	pirlul Valea Putnei în amonte de confluența cu pirlul Tiniș.
215	pirlul Valea Putnei în aval de confluența cu p. Tiniș
216	pirlul Valea Putnei în amonte de confluența cu Valea Frumoasa
229	pirlul Hău în aval de confluența cu pirlul Șandru
242	Pojarita - Bitca Vilcenilor
243	Pojarita - Bitca Vilcenilor
267	Pojarita
269	valea Bistriței - Sunători
271	valea Bistriței - Sunători
275	valea Bistriței - Morărești
296	Dealul Muncelului
* 301	Pojarita - Bitca Vilcenilor
302	Pojarita - Bitca Vilcenilor
308	Dealul Muncelului
314	pirlul Tiniș
326	vîrful Șurii spre vîrful Giumentău
330	vîrful Șurii spre vîrful Giumentău
335	vîrful Giumentău
339	vîrful Giumentău
349	valea Bistriței în aval de Pirul Colbu.
351	Fundul Moldovei
358	Fundul Moldovei



(continuare)

Nr. probei	Locul de colectare
406	pirlul Rusca
411	pirlul Rusca
413	pirlul Rusca
419	vîrful Giumalău
426	Muntele Giumalău
429	valea Bistriței - Călinești
455	pirlul Arseneasa
457	pirlul Arseneasa
466	Bitca Neagră
478	pirlul Strungilor
479	pirlul Strungilor
480	pirlul Strungilor
486	pirlul Roșu
488	pirlul Roșu
499	pirlul Văcărejii
501	Poiana Glodului
502	Poiana Glodului
505	dealul Chiliei
515	pirlul Frumoasa
717	pirlul Moroșan (la izvoare)
719	dealul Muncelului
731	Rarău (spre Chirilu)
744	pirlul Tunsului (Fundul Moldovei)
810	Muntele Giumalău
811	Muntele Giumalău
812	Muntele Giumalău
813	Muntele Giumalău
814	Muntele Giumalău
1641	pirlul Tonigărești (Fundul Moldovei)
Calcar ladinian	Plaiul Tatarilor (Obcina Arseneasa)
Calcar rheitian	pirlul Roșu (Poiana Glodului)

Primit la redacție: 15 - III 1971



BIBLIOGRAFIE

A. Luerări publicate

- Ackner M. J. (1855) Mineralogie Siebenbürgens mit geognostischen Andeutungen. Hermannstadt.
- Alth Alois (1858) Ein Ausflug in die Marmaroscher Karpathen. *Mitt. d. k. k. geogr. Ges.*
— (1859) Neue Höhenbestimmungen in der Bukowina, der Marmorosch und den Koloméer Kreise Galizien's. *Jahrbuch d. k. k. G. R.-X* Wien.
- Atanasiu I. (1928) Cercetări geologice în imprejurimile Tulgheșului (jud. Neamț). *An. Inst. Geol.* XIII.
- Atanasiu S. (1898). Studii geologice în districtul Suceava. *Buletinul Soc. de Științe anul VII* 1. București.
— (1899) Geologische Studien in den nord Moldauischen Karpathen. *Jahrbuch d. k. k. G. R.* XLIX Wien, 1900.
— (1908) Cercetări în regiunea internă a Carpaților din Moldova de Nord. *An. Inst. Geol. Rom.* I, 3. București.
- Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les monts Hăghimaș-Ciuc (Carpates Orientales). *An. Inst. Geol. Rom.* XXI. Buc.
—, Papiu C. V. (1953) Jasprurile triasice de la Pojarita. Bucovina. *Bul. St. Acad. R. P. R.*, V. București.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munților Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Com. Geol.* LIII/1, (1965–66). București.
- Bercia Elvira, Kräutner Florentina (1969) Date furnizate de forajul Barnar, cu privire la stratigrafia și poziția în pinză a cristalinului epimetamorfic din munții Bistriței. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIV/2 București.
- Bielz A. (1834) Karte der geognostischen Verhältnisse des grossfürstenhums Siebenbürgens. *Verh. u. Mitt. d. Siebenb. Vereins f. Naturwissenschaften in Hermannstadt.* V, 1854.
- Bigu Gh., Erhan V., Rădulescu I., Boțoman Gh. (1966) Tectonica regiunii Valea Putnei-Valea Stinii (Carpații Orientali). *Analele Șt. ale Univ. „Al. I. Cuza” Iași. Secțiunea II geologie-geografie*, XII. Iași.
- Borcea M. (1969) Les inclusions des minéraux et les enseignements en tirés dans le domaine du métamorphisme. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, 13. Budapest.
- Dimitrescu R. (1969) Contribuții la determinarea condițiilor fizice ale metamorfismului regional din Munții Apuseni. *St. Cerc. Geol. Geof. Geogr. seria Geologie*, 14, 2. București.



- Boué M. A. (1834) Carte géologique de la Transylvanie du Marmarosh et d'une partie de la Bukowine. *Mémoires de la Société géologique de France*, 1, deuxième partie, XV.
- Buțureanu V. C. (1901) Études pétrographiques et chimiques des roches éruptives du district Suceava. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, I, 3. Iași.
- (1909) Étude pétrographique sur les roches éruptives filonniennes du massif cristallin de Broșteni. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, fasc. 4. Iași.
 - (1916) Masivul cristalin de la Broșteni. Studiu morfologic, petrografic și mineralologic. *Analele Academiei Române*. Seria II, XXXVIII. București.
- Cădere D. (1903) Sur les roches éruptives de Borca. *Ann. Sc. Univ. Jassy*.
- Codarcea M., Bercea I., Kräutner H., Mureșan M. (1964) Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bârnărel-Holdița). *D. S. Com. Geol. L*, 2 (1962 – 1963) București.
- Codarcea Dessila Marcela (1966) Problema orizontării și răspindirii Rifeanului în România. *An. Com. Stat. Geol.*, XXXV. București.
- (1966) Căi noi în descifrarea evoluției geologice a terenurilor cristalofiliene. *Stud. Cerc. Geol. Geogr. Geof. seria Geologie*, 11/2, București.
 - (1967) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România. *Stud. Cerc. Geol. -Geof.-Geogr. seria Geol.* 12, I. București.
 - (1967) La division des massifs cristalophylliens préalpines des Carpates roumaines. *Rev. Roum. Géol. Géogr. Géoph. Série de Géologie*, 11, 1. București.
 - (1967) Contribuții la evoluția prealpină a unor dintre masivele cristalofiliene din România. *Stud.-Cerc. Geol. Geogr. seria Geol.* 12, 2.
 - Iliescu Violeta (1967) Asupra prezenței depozitelor metamorfozate ale Paleozoicului inferior din Carpații Meridionali Centrali (regiunea Răchinari-Cisnădioara-Sadu). *Stud. Cerc. Geol. Geof.-Geogr. Seria Geologie*, 12, 2. București.
 - (1968) Asupra terenurilor metamorfice din Carpații Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. seria Geologie* 2, 13.
 - (1968) Considerații asupra etapelor metalogenetice prealpine din Carpații Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. seria Geologie* 2, 13. București.
- Cotta B. (1855) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jahrbuch d.k.k.G.R.* VI Jahrgang Wien.
- David M. (1949) Evoluția reliefului în masivul Bistriței Moldovenesci. *Rev. Șt. „V. Adamachi”* XXXV, 1–2, Iași.
- Dimetreșcu R. (1955) Cercetări petrografice în regiunea Baia Borșa–Toroia. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, (1951–1952). București.
- (1960) Observații privind depozitele mezozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *Soc. de Șt. Nat. Comunicări Geol. Geogr.* (1957 – 1959). București.
 - (1964) Asupra existenței unor vergențe îndreptate spre interiorul arcului Carpaților Orientali. *D. S. Com. Geol. L*, (1962 – 1963), București.
 - (1964) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *An. Com. Geol.* XXXIII. București.
 - (1965) Notă asupra structurii cristalinului de la Iacobeni. *D.S. Com. Geol. LI/1* (1963 – 1964), București.
 - (1966) Muntele Marc. Studiul geologic și petrografic. *An. Com. Stat. Geol.* XXXV. București.
- Dimofte C., Mareș I. (1962) Contribuții la studiul petrografic al cristalinului de la Pojorita (Cîmpulung Moldovenesc). *An. Univ. Buc. seria Geol. Geogr.*, XI, 21–37.



- D onisă I. (1968) Geomorfologia văii Bistriței. Edit. Acad. R. S. România, București.
- E rhan V., O niceanu M., Căruntu C. (1966) Studiu petrografic și chimic al amfibolitelor din regiunea muntelui Giumalău (Carpații Orientali). *An. St. Univ. Iași, XII Geol. Geogr.* Iași.
- Popa Gh. (1967) Studiu petrografic și chimic al carbonatitelor din unitatea epimetamorfică centrală cuprinsă între valea Bistriței și Valea Putnei (Carpații Orientali). *An. St. Univ. Iași, secf. II Geol. Geogr.* XIII. Iași.
 - Căruntu C. (1968) Studiu petrochimic al șisturilor cristaline dintre Valea Bistriței și pîriul Delnița (Carpații Orientali). *Analele St. Univ. Iași secțiunea II Geologie-Geografie,* XIV. Iași.
- G andrabura Em. (1969) Chimismul unor roci bazice din sinclinalul marginal extern Rarău-Breaza. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, Geologie* XV. Iași.
- G herasi N., Manilici V., Dimitrescu R. (1966) Studiu geologic și petrografic al masivului Ezer-Păpușa. *An. Com. Stat. Geol.*, XXXV. București.
- G hika Budapesti Sz. (1940) Les Carpates méridionales centrales. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XX. București.
- (1942) Métamorphites et migmatites dans les Carpates méridionales. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, V.
- G iușcă D., Ianovici V., Minzatu S., Soroiu M., Lemne M., Tănăsescu Anca, Ionică M. (1967) Asupra vîrstei absolute a formațiunilor cristaline din vorlandul orogenului carpatic. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., seria Geologie* 12, 2. București.
- G rasu C. (1969) Cercetări geologice în sedimentarul mezozoic din bazinul superior al Bicazului. (Rezumatul tezei de doctorat).
- G iușcă D., Savu H., Borcos M. (1967) Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. seria Geol.* 12, 1. București.
- G reen J. (1959) Geochemical Table of the elements for 1959. *Bulletin of the Geological Society of America*, 70.
- H auer Fr., Richter F. (1859) Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858. *Jahrbuch d.k.k.G.R.* X, Wien.
- H auer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens, Wien.
- H uene Fr. (1940). Das Alter des Verrucanos auf Grund der zahlreichen Reptilfährten *Elogiae geologicae Helvetiae*, 33, 2.
- I anovici V., Dimitriu Al. (1965) Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatace. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.* 10/1 București.
- Pitulea G. (1965) Studii radiostratigrafice în cristalinul Carpaților Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. scria Geologie*, 10/1. București.
 - Ionescu C. (1966) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea izvoarele Tibăului — valea Coșna (Carpații Orientali). *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., seria Geologie*, 11/1. București.
 - Pitulea G., Lemne M. (1967) Contribuții la studiul răspândirii elementelor radioactive în formațiunile cristalofiliene din Carpații Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., seria Geologie*, 12, 2. București.
- I driceanu Tr., Erhan V. (1960) Considerații petrochimice asupra rocilor porfirogene din Carpații Orientali. (Cristalinul Bistriței și al Moldovei). *An. St. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, secf. II St. Nat.*, VI fasc. 2. Iași.
- (1962) Cercetări paleogeotermometrice în zona mineralizată cu sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali cuprinsă între V. Bistriței și V. Moldovei. I. Mineralizările de la Gemenea. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza”, secf. II Geologie Geogr.* VIII. Iași.

- Erhan V., Popa Gh. (1966) Studiul petrografic și chimic al gnaisului din cuveta Rarăului (Carpații Orientali). *An. st. Univ. Iași, secț. II Geologie-Geografie* XII.
- Ilie M. (1941) Problema jaspurilor și radiolaritele din Carpații României. *Bul. Soc. Nat. Rom.* 15 București.
- (1943) Masivul Rarău. *Natura*, XXXII București.
- (1945) Vues nouvelles sur la structure des Carpates orientales. *Bull. de L'Ecole Polytl.* XVI București.
- (1951) Discuțiuni asupra legendei hărții geologice a României (1 : 500.000). II. Problemele geologice din Masivul Rarăului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXI, București.
- (1957) Cercetări geologice în regiunea Rarău-Cimpulungul Moldovei — Pirlul Cailor. *An. Com. Geol.* XXX.
- Ilieșcu Violeta, Codarcea Dessila-Marcela (1965) Contribuțiumi la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de sisturi cristaline din Carpații Orientali. *D. S. Com. Geol.* LI /2 (1963 — 1964), București.
- Ionescu Cornel (1962) Cercetări geologice și petrografice asupra regiunii Cîrlibaba-Ciocănești-Iacobeni. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959 — 1960), București.
- Jekelius E. (1922) Der mittlere und obere Jura im Gebiet des Hăghimașul Mare in Siebenbürgen. *Bull. Sect. Scient. Acad. Roum.*, VII.
- Joja T., Mutihac V., Mureșan M. Crystalline, Mesozoic and Flysch Complexes of the East Carpathians (Northern Sector). *Guide to Excursion 46 AC România*.
- Alexandrescu Gr., Bercia I., Mutihac V., (1968) Harta geologică 1: 200.000 *Com. Stat. Geol. Inst. Geol.* foaia 5 Rădăuți.
- Jung J., Roques M. (1952) Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte. Géol. Fr.* 50, 235, Paris.
- Kennedy G. C. (1950). „Pneumatolysis” and the liquid inclusions method of geologic thermometry. *Econ. Geol.* V. 45, 533—547
- Kober L. (1931) Das alpine Europa. Berlin.
- Kräutner Th. (1927) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii, V. Țibăului și V. Cîrlabacei. *D.S. Com. Geol.* XV, București.
- (1929) Cercetări geologice în cuveta marginală mesozoică a Bucovinei, cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIV, București.
- (1930) Observațiuni geologice în Munții Bistriței și Bârgăului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XIV (1925 — 1926). București.
- (1938) Das kristalline Massiv von Rodna. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIX, București.
- Kräutner H. (1965) Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din eristalinul Carpaților Orientali. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. seria Geologie*, 10 1, București.
- (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. seria Geologie*, 13, 2. București.
- Lille de Lillienbach (1834) Journal d'un voyage géologique en Bukowine, en Transylvanie et dans le Marmarosch. *Mémoires de la Société géologique de France* 1. Deuxième partie.
- Manilici V. (1956) Studiul petrografic al rocelor eruptive, mesozoice, din regiunea Poiana. Mărului-Șinca Nouă. *An. Com. Geol.* XXIX. București.
- Mărza I. (1969) Evoluția unităților cristaline din sud-estul Muntelui Mare. Ed. Acad. R.S. România, București.
- Miyashiro A. (1953) Calcium poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 4, 173.



- Morariu T., Savu Al., Dumbravă F. (1957) Energia reliefului R. P. Românc. *St. Cerc. Geol. Geogr.* VIII, 3–4.
- Savu Al. (1959) Fragmentarea medie a reliefului Republicii Populare Române. *Probleme de geografie VI*, Academia R.P.R. Bucureşti.
- Mureşan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geologie*, 12, Bucureşti.
- Mutihac V. (1966) Noi puncte fosilifere triasice în sinclinalul Rarăului. *D. S. Com. Geol.*, LII, 1. Bucureşti.
- (1968) Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern (Carpații Orientali). Ed. Acad. R. S. România. Bucureşti.
- Nandri K. (1967) Garnets as indices of progressive regional metamorphism. *Min. Mag.* 36, Calcuta.
- Nichita O., Birgu Gh., Crudu E., Erhan V. (1967) Studiul mineralizației de la Delnița-Cirligătura (raionul Cimpulung Moldovenesc) *Bul. Inst. Polit. Iași.*, XIII (XVII) 1–2.
- Nicolau Th. (1905) Gnaisul de Rarău. Extras din „Arhiva”, 4. Iași.
- Niggli P. (1923) Gesteins und Mineralprovinzen. Berlin.
- Papiu C. V. (1950) Contribuții la cunoașterea originii jaspurilor și a zăcămintelor de mangan asociate cu diabazele din masivul Drocea. *Bul. Acad. RPR seria Geol.* II, 2. Bucureşti.
- Popescu Anton, Serafimovici V. (1963) Considerații petrografice asupra carbonatitelor epizonale din masivul Poiana Ruscă. *Asociația geologică Carpato-Balcanică Congr. V, II secția I*, Bucureşti.
- Pascu Radu (1925) Zăcămintele de minereuri feromanganifere din reg. Broșteni, jud. Neamț. *An. Inst. Geol. Rom.* XI Bucureşti.
- Paul K. M. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt*, XXVI, Wien.
- Pauliuc S. (1958) Contribuții la studiul depozitelor mezozoice din regiunea Remeți (Pădurea Crainului). *Anal. Univ. „C. I. Parhon”* Bucureşti.
- Pituica G. (1965) Studiul stratigrafic și structural al cristalinului epimetamorfic din regiunea Gemenea-Ostra. *D. S. Com. Geol.* LI/1 (1963 – 1964), Bucureşti.
- Mușat A. I. (1965) Notă asupra unei iviri de roci gabroice în regiunea Pojorita-Valea Putnei (Carpații Orientali). *D. S. Com. Geol.* LI/1 (1963 – 1964). Bucureşti.
 - (1966) Considerații asupra stratigrafiei formațiunilor cristalofilicene și a mineralizațiilor din regiunea Pojorita-Valea Putnei-Giumalău. *D. S. Com. Geol.*, LII (1964 – 1965), Bucureşti.
- Poni P. (1882) Cercetări asupra mineralelor din masivul cristalin de la Broșteni. *Anal. Acad. Rom.* Bucureşti.
- (1900) Fapte pentru a servi la descrierea mineralologică a României. *Anal. Acad. Rom.* XXII. Bucureşti.
- Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia cretacicului și klippelor exotice din Rarău (Carpații Orientali). *An. Com. Geol.* XXXIV, 2, Bucureşti.
- Preda D. M., Ilie M. (1940) Nouvelles contributions à la géologie de la cuvette externe des Carpates de Bucovina. *C. R. Institut. Géol.* XXIV, Bucureşti.
- Quiring H. (1922) Die Manganerzvorkommen in den krystallinen Schiefern der Bukowinischen Waldkarpathen. *Arch. für Lagerstättenforschung*, Heft 30, Berlin.
- Rădulescu D. (1962) Contribuții la cunoașterea mineralelor din zăcămintele de mangan din Moldova de nord. *D.S. Com. Geol.* XLIII (1965 – 1966). Bucureşti.

- Rădulescu I. (1967) Conglomeratele metamorfozate de la baza seriei epimetamorfice din Carpații Orientali. Poziția și semnificația lor geologică. *Stud. Cerc. Geol., Geof. Geogr. Seria Geologie*, 12, 2. București.
- Rădulescu L., Teuca I. (1967) Structura geologică și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Pojorita-Fundul Moldovei — Lucina (Carpații Orientali). *D. S. Com. Geol.* LIII/1 (1965—1966). București.
 - Rădulescu L. (1967) Zona anticinală Rusaia-Bretila; structură și metamorfism (Cristalinul Carpaților Orientali). *D. S. Com. Geol.* LIII/1 (1965 — 1966), București.
 - (1969) Cristalinul Bistriței. Stratigrafia și structura masivului cristalin din partea de nord a Carpaților Orientali. *Stud. Cerc., Geol. Geof. Geogr. seria Geologie*, 14, 1.
- Reinhard M. (1909) Șisturile cristaline din Munții Făgărașului (Clina Română). *An. Inst. Geol. Rom.* III, 1.
- Savu H., Vasilescu Al. (1962) Contribuții la cunoașterea rocilor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiunea Baia Borsă (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* XLVI, 1958—1959, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1967) Variația compoziției chimice a granătilor piralspici și a biotitelor din zonele metamorfice ale cristalinului Munților Semenic. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.* 12, 1. București.
- Savu M. (1927) Șisturile cristaline și zăcămintele de mangan din regiunea Șarul Dornei, districtul Cimpulung. *An. Inst. Geol. Rom.* XII. București.
- (1938) Le cristallin de Bistrița. La région Dorna-Broșteni (Districts Câmpulung et Neamț). *Annales scientifiques de l'Université de Jassy*, XXIV, 1. Iași.
 - Botez C. (1955). Cercetări geochimice asupra calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. I. Calcarele și dolomitele triasice din zona cristalino-mezozoică din regiunea Suceava. *St. Cerc. șt.* VI, 1—2, București.
 - Ciortan-Movileanu A. (1955) Cercetări geochimice asupra calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. Calcarele și dolomitele cristaline din cuprinsul cristalinului Bistriței. *Acad. R. S. România Filiala Iași. Stud. Cerc. șt.* 3—4, anul VI. Iași.
 - Ababi V. (1956) Cuprul, zincul și plumbul ca elemente minore în calcarele și dolomitele din Carpații Orientali. *Acad. R. S. R. Filiala Iași. Stud. Cerc. șt. Chimie.* Anul VII, fasc. 1. Iași
 - Movileanu A. (1956) Manganul ca element minor în calcarele și dolomitele triasice din Carpații Orientali. *Acad. R. S. R. Filiala Iași. Stud. Cerc. șt. Chimie* anul VII fasc. 1. Iași.
 - Ianovici V. (1957). Chimismul și originea rocilor cu mangan din cristalinul Bistriței. *Acad. R. S. R. Bul. șt. secția Geologic-Geografie*, II, 1. București.
 - Ianovici V. (1958) Chimismul rocilor cu mangan din Carpații Orientali și Meridionali din R. S. R. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* III, 1—2. București.
 - Botez C., Ionescu L., Nacu Al. (1960) Distribuția unor elemente în depozitele senoniene, eocene și oligocene din flișul marginal al Carpaților Orientali din Moldova de nord-Valea Humorului. *Stud. Cerc. șt. Chimie* Iași XI.
 - Pomirleanu V. (1960) Paleogeothermiches Profil in den Ostkarpathen den differenzierten Quarz der Kristallinen Schiefer betreffend. *An. șt. Univ. „Al. I. Cuza“ Iași. Secț. II St. Naturale*, VI, 2. Iași.
 - Pomirleanu V. (1961) Cercetări paleogeterometrice asupra unor zăcăminte de minereuri și formațiuni cristaline din Carpații Orientali. *Asociația Geologică Carpato-Balcanică, Congr. al. V-lea*, București, 1963.

- Pomirleanu V. (1961) Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe localizate în sisturile cristaline din Carpații Orientali. I. Mineralizările de la Leșul Ursului. *Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, secția II*, VII, 1. Iași.
- Pomirleanu V. (1962) Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe localizate în sisturile cristaline din Carpații Orientali. II. Mineralizările de la Fundul Moldovei. *Anal. șt. Univ. Iași secție II Geologie-Geografie* VIII, Iași.
- Pomirleanu V. (1963) Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe localizate în sisturile cristaline din Carpații Orientali. III. Mineralizările de la nord-vestul localității Fundul Moldovei. *Anal. Univ. Iași, secția II-a, IX*, 1–6.
- Scheumann K.H. (1936) Metataxites und Metablastesis. *Miner. Petr. Mitt.* 48, Leipzig.
- Trauth F. (1910) Ein Beitrag zur Kenntnis des Ostkarpathischen *Grundgebirges Mitteilungen d. G. G.* III, Wien.
- Tröger E. (1959) Die Granatgruppe : Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinart. *Neues Jb. Min. Abh.* 93/1, 1 – 4 Stuttgart.
- Uhlig V. (1897) Über die Bezeichnung der südlichen Klippenzüge zu den Ostkarpathen. *Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss. Naturw. Kl.* 106, Wien, 1897.
- (1903) Bau und Bild der Karpaten. Wien und Leipzig.
- (1907) Über die Tektonik der Karpaten. *Sitzungsber. d. k. Akad. Wissmash. Naturw. Kl.* 116, Wien.
- Walter Bruno (1876) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jahrbuch d.k.k.G.R.* XXVI, IV, Wien.
- Winkler H. G. F. (1967) Die Genese der Metamorphen Gesteine. 2 Auflage. Berlin-Heidelberg-New York.
- Zepharovici V. (1854) Geognostische Verhältnisse des Bergwerks Bezirkes der Bukowina. *Jahrbuch d.k.k.G.R.* V, Jahrgang, Wien.

B). Luerări nepublicate

- Hristescu G., Iacobescu M. (1966) Raport privind documentarea petrografică și mineralologică a luerărilor de explorare executate de I.G.E.X., în șantierul Cîmpulung. Moldovenesc, sectorul Delnița. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Mirăuță O. (1955) Raport asupra cuarțitelor albe din regiunea Mestecăniș-Valea Putnei. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Mirăuță Elena, Mirăuță O. (1956) Raport asupra calcarelor dolomitice de la Pojorita-Fundul Moldovei. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Mînzatu Silvia, Mînzatu E. (1959) Cercetări geologice în regiunea masivului Giu-malău. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Rădulescu I., Rădulescu L. (1959) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe în regiunea Pojorita-Fundul Moldovei-Breaza. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Rădulescu L., Teuca I. (1963) Raport asupra prospecțiunilor stratomorfice-structurale în regiunea Pojorita-Fundul Moldovei-Lucina (Carpații Orientali). Arh. Com. Stat Geol. București.
 - Rădulescu L., Teuca I. (1964) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru cuarțite și sideroză în sectorul Delnița-Fundul Moldovei (Carpații Orientali). Arh. Com. Stat Geol. București.



Savu M. (1952) Raport asupra zăcămintelor de sulfuri din regiunea Fundul Moldovei-Pojarita. Prospecțiuni geologice. Arh. Com. Stat Geol. București.

- (1952) Raport asupra zăcămintelor de pirită de la confluența pîriului Bașca — pîriul Rece, afluenți ai pîrfului Colbu. Bucovina de sud. Arh. Com. Stat Geol. București.
 - (1953) Prospecțiuni pentru sulfuri în regiunea Pojarita-pîriul Colbului-Crucea-Holda. Arh. Com. Stat Geol. București.
 - (1953) Raport asupra zăcămintului de heinalit de la Dealul Cailor, jud. Cimpulung-Bucovina. Arh. Com. Stat Geol. București.
-



L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE LA VALÉE DE LA PUTNA — GIUMALĂU (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

La région de la vallée de la Putna et du massif de Giumentău appartient à la zone cristalino-mésozoïque de la partie septentrionale des Carpates Orientales. Elle est délimitée au N—NW par le ruisseau Delnița et à l'E-NE par le flanc interne de la cuvette marginale mésozoïque ; la partie méridionale est limitée par la rivière de la Bistrița en aval des Gorges de Bistrița jusqu'au village de Rusca ; dans la partie située à l'W-SW — par le ruisseau Rusca, d'où elle continue par la cime montagneuse qui sépare le bassin de la vallée de la Bistrița du bassin de la valée de la Moldova jusqu'à Orata.

Cette région révèle, du point de vue géomorphologique, un aspect montagneux, étant caractérisée par un relief très fragmenté, de nature tectono-érosive, avec une disposition parallèle des cimes, dont l'orientation générale est NNW-SSE, conformément à la structure de l'entièvre chaîne montagneuse constituant les Carpates Orientales. C'est dans le sommet Giumentău que la région touche sa hauteur maximale (1857 m), le minimum étant situé dans le lit du ruisseau Moldova, à Pojarita (750 m).

On constate, dans cette région, l'existence des deux niveaux d'érosion, à savoir : un niveau à la hauteur d'environ 1 500 — 1 600 m, correspondant à la Poiana Ciungilor, et un deuxième, à l'altitude d'environ 1 100 — 1 200 m, correspondant à l'Obcina Arseneasa.

Le réseau hidrographique est tributaire des rivières Moldova et Bistrița ; en général, il est caractérisé par un cours permanent à debit constant.

Histoire des recherches géologiques

L'unité centrale des Carpates Orientales, à laquelle appartient aussi le périmètre étudié, a fait l'objet d'étude des nombreux chercheurs, mais seulement depuis le commencement du dernier siècle. Les premières recherches géologiques ont eu un caractère informatif, se rapportant à la constitution pétrographique et minéralogique des schistes cristallins. Les dernières années, la région a été intensivement étudiée par les suivants chercheurs : Savul et al. (1952 — 53), les époux Minzatu (1959), Rădulescu et al. (1959 — 1967), Idriceanu et al. (1960, 1966), Pitulea et al. (1965), Pitulea (1966), Kräutner (1965), Erhan et al. (1966 — 1968), Bigu et al. (1966), Nichita et al. (1967), Bercia et al. (1967) et Rădulescu (1969).



Leurs recherches envisagent, en particulier, la stratigraphie et la structure du cristallin des Monts de la Bistrița.

GÉOLOGIE DE LA RÉGION

La région étudiée est constituée, dans la plus grande partie, de roches cristallophylliennes et, de manière subordonnée, de roches magmatiques basiques et de formations sédimentaires mésozoïques.

Les formations cristallophylliennes appartiennent à plusieurs séries métamorphiques qui ont été attribuées, à leur tour, soit au faciès almandin-amphibolitique, soit au faciès des schistes verts, selon le degré de métamorphisme et les minéraux-index. Les séries métamorphiques qui apparaissent dans le périmètre de cette région sont : la série de Bistrița-Barnar, la série des gneiss de Rarău et la série épimétamorphique de Tulgheș.

Les schistes cristallins sont surmontés, d'une manière transgressive et discordante, par des formations sédimentaires mésozoïques.

Les roches éruptives sont présentes, dans la masse des corps effusifs et intrusifs filonien sous forme de schistes cristallins, étant représentées par des diabases, diabase-porphyrites, dolérites, spilites et camptonites.

FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES

La série de Bistrița-Barnar

Les roches participant à la constitution de cette série occupent une surface restreinte, en formant une bande étroite, discontinue, à la limite SE de la région. Elle est constituée, du point de vue pétrographiques, par de : schistes quartzitiques à biotite et à calcite, paragneiss à muscovite et à biotite \pm grenat et sillimanite, micaschistes à biotite, grenat et sillimanite, à intercalations d'amphibolites et de calcaires dolomitiques cristallins, parfois à trémolite. Ces roches ont un caractère mésozonal typique, se rattachant au faciès almandin-amphibolitique, le subfaciès à sillimanite.

On a séparé, au microscope, plusieurs types de paragneiss, micaschistes, amphibolites et calcaires cristallins. On a effectué, en outre, pour les paragneiss à sillimanite, une analyse chimique (preuve 431). Par suite de la projection des valeurs des coefficients Ni g g l i sur le tétraèdre de concentration (fig. 1), la preuve analysée s'inscrit dans le champ des sédiments argileux. En projetant les valeurs des paramètres ACF et A'KF sur le diagramme des faciès métamorphiques (fig. 29), les paragneiss et les micaschistes, à partir des minéraux composants, se rattachent au faciès almandin-amphibolitique, le subfaciès sillimanite-almandin-orthoclase.

Les micaschistes et les schistes quartzitiques micacés sont associés aux paragneiss et on peut les mettre en évidence seulement au microscope.

Dans la masse des paragneiss et des micaschistes, les amphibolites constituent plusieurs intercalations. Au microscope, on a séparé les suivants types : amphibolites à plagioclase, amphibolites à biotite et calcite, amphibolites à biotite et epidote et epidotites.

On a effectué, afin de caractériser les amphibolites du point de vue géochimique, 7 analyses chimiques (tableau 1) et 13 analyses de Co et Ni (tableau 4).

Les données des analyses chimiques ont permis le calcul des paramètres Ni g g l i (tableau 2) et des paramètres ACF (tableau 3).



Si l'on fait projeter les paramètres Ni g g l i sur le diagramme de différenciation (fig. 2), on peut constater que les amphibolites appartiennent au type de magma gabbroïque, le subtype depuis normal-gabbroïque et normal-noritique jusqu'à pyroxénitique et hornblendite-gabbroïque.

La projection des valeurs des paramètres Ni gg l i sur le tétraèdre de concentration (fig. 3) range toutes les preuves analysées dans le champ éruptif.

L'étude chimique révèle que les roches ayant engendré d'amphibolites étaient de nature éruptive, représentant d'anciens filons intrusifs ou des nappes de laves métamorphisées en même temps que les roches sédimentaires qui les entouraient.

La projection des valeurs des paramètres ACF sur le diagramme des faciès métamorphiques (fig. 29) fait inscrire les amphibolites dans le faciès almandin-amphibolitique, le subfaciès sillimanite-almandin-orthoclase.

L'étude pétrochimique montre que les amphibolites sont les produits du métamorphisme des roches magmatiques basiques, ce qui les rend ortho-amphibolites. Afin de renforcer cette conclusion, on a effectué 13 analyses de Co et Ni. Les données d'analyse démontrent que la teneur en Co varie entre 28 p.p.m. et 153 p.p.m., ayant une moyenne de 61,08 p.p.m. et celle de Ni entre 60 p.p.m. et 249 p.p.m., la moyenne étant de 131,08. La moyenne du rapport Ni :Co est de 2,15 p.p.m.

La comparaison des valeurs Co et Ni acquises pour les amphibolites avec celles de la littérature révèle un rapprochement évident des valeurs données pour les roches magmatiques basiques.

L'horizon supérieur des paragneiss et des micaschistes est représenté par des calcaires dolomitiques cristallins, parfois à trémolite, constituant plusieurs apparitions de dimensions réduites. On a séparé au microscope les types suivants : calcaires dolomitiques microcristallins à muscovite et à quartz, calcaires dolomitiques à trémolite.

On a effectué, pour les calcaires dolomitiques cristallins, 4 analyses chimiques (tableau 5). Leurs résultats ont été projetés sur le triangle de classification des roches carbonatées (fig. 6) de Vychniakov.

L'analyse thermique différentielle (fig. 7) effectuée pour 6 preuves de différents affleurements met en évidence deux sommets endothermes caractéristiques aux dolomies.

L'étude pétrochimique révèle que les roches carbonatées se rattachent au groupe des calcaires dolomitiques et aux dolomies calcaires, dont la quantité de Mg CO₃ varie entre 25,09 % et 32 %.

Série des gneiss de Rarău

Les schistes cristallins constituant cette série sont représentés par des roches mésométamorphiques à une cristallinité prononcée, en formant une bande continue, mais étroite, située à l'extrémité NE de la région étudiée. Cette bande est délimitée à la partie NW par les schistes épimétamorphiques de la série de Tulgheș, tandis qu'à la partie NE elle est recouverte, sur toute son étendue, par des formations sédimentaires mésozoïques, qui masquent le contact avec la zone voisine.

Les observations en terrain mettent en évidence une situation anormale, due à la superposition des roches de la série mésométamorphique sur celles épimétamorphiques, ce qui est, peut-être, l'effet d'une dislocation directionnelle, selon I. Radulescu (1959), ou, également, d'un phénomène de replissage des roches de la série mésométamorphique, dont les suites sont



quelques plis en éventail. Excepté ces deux hypothèses, on pourrait admettre que la série mésométamorphique des gneiss de Rarău soit due à un métamorphisme qui a progressé de bas en haut.

La série des gneiss de Rarău est constituée de diverses variétés de micaschistes, paragneiss, gneiss d'injection, schistes quartzitiques micacés, schistes quartzitiques à hornblende et très rarement amphibolites ; elle a résulté du métamorphisme d'un complexe sédimentaire pélito-psammitique, traversé par des roches magmatiques du type de : granodiorites, diorites quartzifères ou plagiogranites qui formaient une série de lentilles de dimensions variables, métamorphisées en même temps que le complexe sédimentaire.

Le métamorphisme des sédiments pélito-psammitiques a engendré de : schistes quartzitiques micacés à grenats, schistes quartzitiques à hornblende et à grenat, micaschistes à grenat, paragneiss à biolite et à grenat et amphibolites à chlorite. Les lentilles des roches magmatiques ont engendré d'orthogneiss qui, ultérieurement, ont subi une série de transformations métasomatiques ayant affecté aussi une partie des schistes cristallins, par suite de quoi se sont formées les migmatites oculaires dénommées par K rău t n c r (1929) "gneiss de Rarău,,. Les types de roches mentionnés ont été analysés du point de vue pétrographique et partiellement chimique. On a effectué, pour les schistes quartzitiques, 3 analyses chimiques (tableau 6), dont on a calculé les paramètres N i g g l i (tableau 7) et A C F et A' K F (tableau 8).

La projection des valeurs des paramètres N i g g l i sur le tétraèdre de concentration (fig. 8) démontre que les roches analysées se rattachent au champ des sédiments argileux.

La projection des valeurs des paramètres A C F et A' K F sur le diagramme des facies métamorphiques (fig. 28) révèle que les preuves analysées se rangent dans le facies almandin-amphibolitique, le subsfaciès staurolite-almandin.

On a effectué aussi une analyse chimique pour les paragneiss micacés à grenat (preuve 312). La projection des valeurs des paramètres N i g g l i sur le tétraèdre de concentration (fig. 9) révèle que ces roches se rangent dans le champ des sédiments argileux.

La projection des valeurs des paramètres A C F et A' K F sur le diagramme des facies métamorphiques (fig. 28) montre que la preuve analysée, par sa composition minéralogique, se rattache — tout comme les micaschistes — au facies almandin-amphibolitique, le subsfaciès staurolite-almandin.

Dans la masse des schistes mésométamorphiques apparaissent des lentilles très allongées, de dimensions tout à fait différentes, constituées de gneiss oculaires. Ces lentilles sont caractérisées par la présence, dans leur masse, de nombreux nodules rouges ou blancs de feldspath potassique.

On a effectué, afin de contribuer à l'éclaircissement du problème concernant la formation des gneiss, une étude pétrographique et chimique, complétée par des observations en terrain.

On a séparé, du point de vue macroscopique, les suivantes variétés de gneiss, selon la texture et la prédominance de certains minéraux : a) une variété à texture massive et à l'aspect granitique, où n'apparaissent guère des phénoblastes de feldspath potassique ; b) une variété schisteuse, à texture lenticulaire, où apparaissent de fréquentes phénoblastes de feldspath potassique, avec une orientation évidente des minéraux ; c) une variété très schisteuse, dont les phénoblastes sont rares, à prédominance des minéraux micacés et du quartz.

Les différentes variétés mentionnées ont des structures différentes, pouvant être : porphyroblastique, granoblastique, granolépidoblastique et même porphyroclastique.

Les observations microscopiques permettent de constater que : les gneiss oculaires ont subi des sollicitations mécaniques mises en évidence par les extinctions ondulatoires chez le quartz et chez le feldspath, par la déformation et le plissement des lamelles de macle chez le feldspath plagioclase, par le courbement et la torsion des lamelles de muscovite et de biotite et



aussi par la fissuration et le broyage des granules de grenat. L'action mécanique a été accompagnée par la circulation des solutions ayant déclenché la séricitisation du feldspath. La chloritisation du grenat nous porte à admettre que les gneiss oculaires aussi ont subi, après leur métamorphisme, la diaphorèse qui a affecté l'entier complexe de la série mésométamorphique des gneiss de Rarău.

La caractérisation chimique du gneiss a réclamé 10 analyses (tableau 9). Afin d'interpréter les données des analyses chimiques, nous avons calculé les valeurs des paramètres N_{iggl} (tableau 10) et des paramètres ACF et $A'KF$ (tableau 11).

La projection des valeurs des paramètres N_{iggl} sur le tétraèdre de concentration (fig. 10) montre que les preuves à texture massive et à l'aspect granitique se rangent dans le champ éruptif ; les preuves à texture lenticulaire schisteuse — à la limite entre le champ éruptif et celui des sédiments argileux, et les preuves à texture schisteuse — dans le champ des dépôts argileux.

Si l'on projète les valeurs des paramètres N_{iggl} sur le diagramme de différenciation (fig. 11), on voit que le gneiss oculaire est placé entre les types de magmas granitiques et dioritiques à subtypes engadinite-granitique, normal-granitique, granodioritique et trondhjemite-granitique.

En projetant les valeurs des paramètres ACF et $A'KF$ sur le diagramme des faciès métamorphiques (fig. 28), on se rend compte que les preuves analysées se rangent, à partir des minéraux composants, dans le faciès almandin-amphibolitique, le subfaciès staurotide-almandin.

L'étude pétrographique et chimique nous autorise à affirmer que la série des gneiss de Rarău est une série mésométamorphique, formée par suite d'un métamorphisme isochimique et allochimique, autant des formations sédimentaires pélito-psamitiques que des roches magmatiques quartzo-feldspathiques coincées entre les formations sédimentaires. La série toute entière a subi, tout d'abord, un métamorphisme isochimique, qui a provoqué la réécristallisation des roches préexistantes, en constituant les micaschistes, les paragneiss, les amphibolites et les gneiss à texture massive et à l'aspect granitique. Il s'ensuit, probablement, un métamorphisme allochimique à apport d'alcalis, notamment du potassium, qui remplace en bonne partie les minéraux des schistes cristallins préexistants et surtout les micaschistes et les paragneiss. À côté des gneiss à texture massive, qu'on considère des orthogneiss, apparaissent des gneiss mixtes, différent par rapport aux premiers par la présence des phénoblastes de feldspath potassique et par une texture schisteuse lenticulaire. En même temps, ou même avant la feldspathisation, a eu lieu la séricitisation du feldspath des orthogneiss. Ensuite, tout le complexe a été soumis à une fissuration sur plusieurs systèmes de fragmentation des minéraux, des fissures étant remplies à mortier quartzo-feldspathique.

Etude chimique des grenats

Les schistes cristallins constituant la série mésométamorphique des gneiss de Rarău renferment des granules de grenat, dont les dimensions varient dès quelques millimètres à 2 centimètres. Étant donné que les grenats font partie des minéraux sensibles au changement des conditions de température et de pression, étant considérés comme minéraux-index, dont la composition chimique change selon le degré de métamorphisme, nous en avons rédigé une étude chimique, afin d'établir le faciès métamorphique auquel appartient la série de Rarău.

Les résultats des analyses chimiques des 4 preuves sont présentés dans le tableau 12.



On a calculé, d'après les données de l'analyse chimique, la composition normative des grenats (tableau 13).

Le calcul de cette norme indique que les grenats de la série des gneiss de Rarău se rattachent au groupe des grenats pyralspitiques, étant almandiniens avec un pourcentage variable d'andradite.

La comparaison des résultats de la composition normative des grenats analysés avec ceux donnés par Tröger (1959) permet de constater qu'ils proviennent des micaschistes à grenats almandin-andraditiques.

Nous avons employé — pour établir le faciès métamorphique où se sont formés les grenats — le diagramme ternaire élaboré par Veličoslavinski (1965), qui utilise les principaux composants de la solution solide des grenats, à savoir : almandin-spessartine-pyrope. Sur le diagramme (fig. 14), les grenats analysés sont projetés dans la partie centrale du faciès des amphibolites à almandin.

Nous avons fait appel, afin d'établir le subfaciès des roches à grenats, au diagramme du N and i (1967), qui a sur l'abscisse la valeur des oxydes de $\text{FeO} + \text{MgO}\%$ et sur l'ordonnée — la valeur des oxydes de $\text{CaO} + \text{MnO}\%$. Les preuves analysées sont projetées dans la zone à cyanite (fig. 15), se rattachant donc au subfacies staurotide-almandin, du faciès almandin-amphibolitique de type Barrow.

Série épimétamorphique de Tulgheș

Les roches cristallophylliennes qui participent à la constitution de cette série sont formées sous l'action d'un métamorphisme isochimique, de faible intensité, des formations sédimentaire-volcanogènes, dans les conditions du faciès des schistes verts. Elles ont été groupées en trois complexes stratigraphiques : le complexe inférieur terrigène ; le complexe médian sédimentogène-volcanogène acide ; le complexe supérieur tuffogène basique et graphiteux-calcaire.

Complex inférieur terrigène

Il apparaît sur une aire restreinte, étant représenté par divers types de roches, dont quelques-uns lui sont caractéristiques et d'autres sont rencontrés également dans les deux autres complexes.

On a décris, dans le cadre de ce complexe, du point de vue mégascopique et mieroscopique, les suivants types de roches : schistes quartzito-sériciteux et séricito-chloriteux, schistes graphiteux, quartzites noirs graphiteux, quartzites gris rubanés, schistes quartzito-sériciteux à muscovite \pm biotite, schistes sériciteux à calcite et porphiroïdes biotitiques.

Les schistes quartzito-sériciteux et séricito-chloriteux sont les roches les plus fréquentes et les plus caractéristiques de la série épimétamorphique ; on les rencontre dans tous les trois complexes stratigraphiques. Nous avons effectué, dans le but de leur caractérisation chimique, 10 analyses chimiques (tableau 15). On a calculé, à l'aide des données des analyses chimiques, les paramètres Niggli (tableau 14) et les paramètres ACF et AKF (tableau 17).

Si l'on fait projeter les valeurs des paramètres Niggli sur le tétraèdre de concentration (fig. 17), toutes les preuves vont s'inscrire dans le champ des dépôts argileux, plus près ou plus loin de la limite du champ éruptif. La proximité du champ éruptif ou la projection sur la limite même de séparation des deux champs, nous portent à admettre qu'une



partie des dépôts sédimentaires pélitiques, d'où sont issus les schistes, renfermaient aussi une petite quantité de matériel volcanique, résulté des éruptions qui ont eu lieu pendant la sédimentation.

La projection des valeurs des paramètres ACF et $A'KF$ sur le diagramme des faciès métamorphiques indique, selon la composition minéralogique, que les schistes analysés se rattachent au faciès des schistes verts, le subfaciès quartz-albite-muscovite-chlorite (fig. 26).

Les schistes graphiteux forment des intercalations lenticulaires ou des bandes prises dans la masse des schistes quartzito-sériciteux et séricito-chloritiques. On a effectué, pour les schistes graphiteux, une analyse chimique (preuve 250).

La preuve analysée, projetée sur le tétraèdre de concentration (fig. 17), s'inscrit dans le champ des sédiments argileux.

La projection des valeurs des paramètres ACF et $A'KF$ sur le diagramme des faciès métamorphiques fait ranger la preuve analysée dans le faciès des schistes verts, le subfaciès quartz-albite-muscovite-chlorite (fig. 26).

Complex median sedimentogenic-volcanogenic acidic

Les formations de ce complexe surmontent celles du complexe inférieur. On a décrit, du point de vue pétrographique — les suivants types de roches : schistes quartzitiques séricito-chloritiques à albite, quartzites gris et blanches (type Delnița), schistes albitiques à epidote et à zoisite, roches carbonatées cristallines porphyroïdes. Dans ce résumé, nous allons discuter seulement les types de roches pour lesquelles on dispose d'analyses chimiques.

Schistes quartzitiques séricito-chloriteux à albite. On les rencontre assez rarement. Ils ont une structure granoblastique jusqu'à granolépidoblastique, dans laquelle se développent parfois des porphyroblastes d'albite, leur structure devenant ainsi porphyroblastique.

On a fait l'analyse chimique des preuves 160 et 413, dont on a calculé les paramètres Niggli (tableau 18) et ACF et $A'KF$ (tableau 19).

Par la projection des valeurs des paramètres Niggli sur le tétraèdre de concentration (fig. 17), une preuve est projetée dans le champ éruptif, s'enclavant dans la série potassique, le type de magma siénitique, le subtype léucosiénitique, et la deuxième — dans le champ des sédiments argileux.

Si l'on projette les valeurs des paramètres ACF et $A'KF$ sur le diagramme, des faciès métamorphiques, les roches analysées se rangent dans le faciès des schistes verts, le subfaciès quartz-albite-muscovite-chlorite (fig. 26).

L'étude chimique permet de conclure que les schistes dont l'albite n'est pas porphyroblastique proviennent des dépôts argileux. Si l'on a affaire à des schistes à porphyroblastes d'albite, ceux-ci proviennent des métatufs à composition trachytique.

Schistes albitiques à epidote et à zoisite. Il s'agit des roches à structure granolépidoblastique ou porphyroblastique ayant la masse de base granoblastique ou granolépidoblastique. Ils sont constitués, du point de vue minéralogique, par de : séricite, muscovite, epidote, zoisite, chlorite, feldspath, plagioclase, quartz, magnétite, pyrite, leucoxène et rarement biotite, constituant tous la masse de base où apparaissent des porphyroblastes d'albite. On a effectué pour ces roches deux analyses chimiques (tableau 20), à partir desquelles on a calculé les paramètres Niggli (tableau 21) et ACF et $A'KF$ (tableau 22).



Par suite de la projection des paramètres Niggli sur le tétraèdre de concentration (fig. 17), les deux preuves se rangent dans le champ éruptif, appartenant au type de magma siénitique, le subtype léucosiénitique et lamprosiénitique.

Ces roches se rattachent au faciès des schistes verts, le subfaciès quartz-albite-épidote-biotite (fig. 27).

Roches carbonatées cristallines. Les roches carbonatées constituent une série d'affleurements lentilliformes, apparaissant dans la zone située entre Delnița et le ruisseau Roșu, sur plusieurs alignements, surmontant et chevauchant les calcaires triasiques. Elles sont intercalées dans la masse des schistes cristallins, étant représentées par des dolomies calcaires et rarement par des calcaires cristallins.

Outre l'étude pétrographique, on a effectué aussi une étude chimique et thermo-différencielle. Les résultats des analyses chimiques sont présentés dans le tableau 23.

Nous avons projeté — afin de caractériser les roches analysées — les résultats des analyses chimiques sur le triangle de classification des roches carbonatées de Vychnacov (fig. 18). Toutes les preuves se rangent dans la cellule des dolomies calcaires.

L'analyse thermique différentielle a été effectuée pour 11 preuves de la zone de Delnița — la vallée de la Putna (fig. 19, a, b, c), mettant en évidence (10 d'entre elles) par les deux sommets (peaks) endothermes le minéral dolomit et pour 3 preuves de la zone du sommet Chilia (fig. 20) — le seul sommet (peak) endotherme de la température de 870-910°C — la calcite.

Porphyroïdes. Les porphyroïdes sont des roches variées tant du point de vue de l'aspect extérieur, que de celui de la composition minéralogique et structurale. A l'aide de l'étude microscopique, nous avons séparé les suivants types de porphyroïdes : porphyroïdes métadacitiques qu'on peut considérer, selon leur composition minéralogique, leur structure et leur texture, des coulées de laves à composition dacitique, métamorphisées dans les conditions du facies des schistes verts ; porphyroïdes sériciteux pouvant représenter des métatufs et métatufites dacitiques métamorphisés ; porphyroïdes chloritiques provenant des métatufs et métatufites à composition acide, métamorphisés ; porphyroïdes biotitiques provenant des métatufs à composition probablement andésitique, métamorphisés ; porphyroïdes épidozoïtiques provenant, selon leur composition minéralogique, des métatufs et métatufites à composition quartz-andésitique.

Chimie des porphyroïdes. L'étude pétrographique a été complétée par une étude chimique, effectuée sur 10 preuves de différents types (tableau 24).

L'interprétation des données analytiques a réclamé le calcul des valeurs des paramètres Niggli (tableau 25) et des paramètres ACF et A'KF (tableau 26).

La projection des paramètres Niggli sur le tétraèdre de concentration (fig. 21) montre que les porphyroïdes métadacitiques et sériciteux se rangent dans le champ éruptif et les porphyroïdes chloriteux et ceux épidozoïtiques tant dans le champ éruptif que dans celui des sédiments argileux.

Si l'on projette les valeurs des paramètres „al”, „fm”, „c” et „alk” sur le diagramme de différenciation (fig. 22), les porphyroïdes analysés se rattachent aux suivants types de magmas : les porphyroïdes métadacitiques font partie de la série sodique, le type de magma alcaligranitique ; les porphyroïdes sériciteux appartiennent tant à la série potassique, type de magma granite-siénitique, subtype rapakiwitique, qu'à la série calcique, type de magma dioritique, subtype plagioclase-granitique ; aussi, les porphyroïdes chloriteux appartiennent autant à la série calcique,

type de magma dioritique, subtype plagioclase granitique, qu'à la série sodique, type de magma alcali-granitique ; les porphyroïdes épidoze-zoisiliques, s'ils ne proviennent pas des tuflites, appartiennent à la série calcique, type de magma dioritique, subtype trondhjemite et quartzdioritique.

En projetant les paramètres ACF et $A'KF$ sur le diagramme des faciès métamorphiques, les roches analysées, en vertu des minéraux composants, se rattachent au faciès des schistes verts, subfaciès quartz-albite-épidote-biotite (fig. 27).

Complexe supérieur luffogène basique et graphite-calcaire

Ses formations apparaissent à la partie supérieure de la série épimétamorphique, étant développées dans le coin NE de la région, entre le ruisseau Tunsului et Botoșul Brâneștilor.

Du point de vue pétrographique, on a séparé et décrit, au sein de ce complexe, les suivants types de roches : schistes verts chlorite-albite-épidotiques ; schistes chlorite-amphiboliques ; calcaires cristallins.

Les observations microscopiques nous portent à considérer que tant les schistes verts chlorite-albite-épidotiques que les schistes chlorite-amphiboliques sont le résultat du métamorphisme — dans les conditions du faciès des schistes verts — des certaines formations, luffogènes basiques et tuflitiques.

Les calcaires cristallins apparaissent comme des lentilles allongées. L'analyse thermique différentielle effectuée pour 6 preuves (fig. 25) met en évidence, par un seul sommet (peak) endotherme, à la température de $890-920^{\circ}\text{C}$, la présence du calcite.

Considérations générales sur le chimisme des formations cristallophylliennes

L'étude chimique des divers types de roches analysées met en évidence la dépendance de leur composition minéralogique tant de la composition initiale que des conditions de métamorphisme.

L'étude chimique des divers types de roches épimétamorphiques et mésométamorphiques à origine commune (par exemple de la série pélitique), a prouvé qu'entre celles-ci il n'y a pas des différences essentielles. Les faibles différences qu'y persistent sont dues à la composition différente des sédiments primaires conservés pendant le métamorphisme, ce qui nous porte à admettre que, dans la région étudiée, on a affaire à un métamorphisme progressif isochimique.

Les valeurs acquises pour les paramètres ACF et $A'KF$ des roches pélitiques des trois séries métamorphiques sont à peu près égales, vu que les preuves analysées ont été projetées presque dans la même zone, mais sur des diagrammes différents, choisis d'après les minéraux-index. Afin de montrer qu'il n'y a pas de changements évidents dans la composition chimique des schistes cristallins, d'un degré de métamorphisme à l'autre, nous avons rédigé un tableau de variation d'après la méthode de Lapadu-Hatges (1945), où nous avons marqué les moyennes obtenues pour 10 analyses de la série pélitique-épimétamorphique et 7 analyses des deux séries mésométamorphiques (tableau 27).

Dans ce tableau, on peut constater une augmentation du rapport $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ et du

rapport $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$ et une diminution de la valeur MgO , CaO et FeO de même que l'augmentation du degré de métamorphisme.

Les augmentations autant que les diminutions des valeurs mentionnées sont assez insignifiantes, de sorte qu'on ne saurait les attribuer qu'à la composition initiale des sédiments pélitiques.



Dans certaines zones, la série des gneiss de Rarău a subi, outre le métamorphisme isochimique, un métamorphisme allochimique avec apport d'alcalis, ayant comme résultat le développement métasomatique du microclin, qui a remplacé en bonne partie les minéraux des schistes cristallins préexistants et qui a engendré de gneiss mixtes à phénoblastes de feldspath potassique.

Filons de quartz. Dans la zone du défilé de Mestecăniș, dans la zone du ruisseau Fierului-Poiana Ițcani et dans la zone de Delnița, on a identifié des filons de quartz hydrothermal.

Sur les cristaux de quartz collectés des différents filons on a effectué une étude minéralothermométrique afin de déterminer la température d'homogénéisation des inclusions fluides primaires. Les résultats acquis sont présentés dans le tableau 28.

Les données du tableau 28 indiquent que l'homogénéisation des inclusions fluides a eu lieu à une température variant entre 106 et 185°C, c'est-à-dire à la température de formation du quartz.

GÉOTERMOMÉTRIE

Considérations générales

Afin de connaître les conditions dans lesquelles s'est déroulé le métamorphisme des schistes cristallins de la région de la vallée de la Putna-Giumalău, nous avons rédigé une étude minéralothermométrique des inclusions primaires des cristaux de quartz, récoltés des diverses paragenèses appartenant aux trois séries métamorphiques ci-décrivées.

Le quartz apparaît dans toutes les paragenèses cristallines comme intercalations lenticulaires et bandes concordantes à la schistosité. Nous avons considéré que les lentilles et les bandes de quartz sont des produits de la différenciation métamorphique. Les observations en terrain nous ont permis de constater que les ségrégations de quartz sont fréquentes dans les roches faiblement métamorphisées. En même temps que l'augmentation du degré de métamorphisme, les ségrégations de quartz deviennent de plus en plus rares, avec la tendance d'être remplacées par des corps pegmatitiques.

L'étude minéralothermométrique a été effectuée sur 77 cristaux de quartz, sur lesquels on a fait 1052 déterminations expérimentales d'homogénéisation des inclusions fluides.

L'échauffement a été fait en air et la température d'homogénéisation a été mesurée à l'aide d'un thermocouple.

La détermination de la température d'homogénéisation des inclusions fluides primaires des formations cristallophyllinnes

Série de Bistrița-Barnar. Les résultats des déterminations géothermométriques sont présentés dans le tableau 29, de sorte qu'on puisse constater l'existence des plusieurs types d'inclusions, dont la température d'homogénéisation est différente. L'existence des deux ou même des trois températures d'homogénéisation chez le même cristal nous porte à admettre que les formations de la série de Bistrița-Barnar ont subi plusieurs phases de métamorphisme à différentes intensités, représentant ainsi une série polymétamorphique.

Les déterminations géothermométriques ont un caractère apparent, vu qu'elles ont été effectuées en conditions de pression normale. Afin de déterminer la température réelle de cristallisation du quartz, on a effectué des corrections de température, sur la base de l'agent de pression qui a agi en certaines conditions de métamorphisme et qui a déclenché l'augmentation de la température d'une certaine valeur, par rapport à la profondeur où ont été placées les





Studii tehnice și economice, seria I, nr. 10.

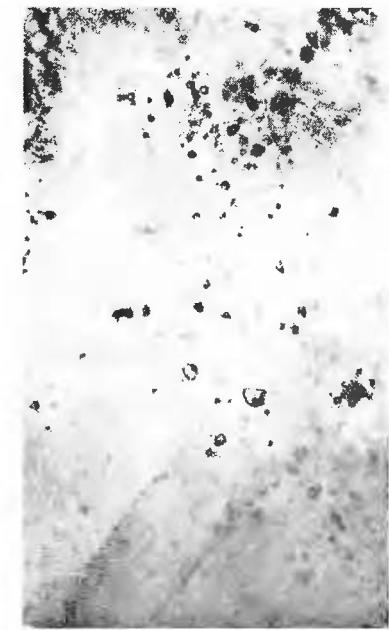
PLANŞA II

- Fig. 1. Incluziuni lichide primare în cristalele de cuarț din cuarțitele negre grafitoase (proba 179).
Seria epimetamorfică de Tulgheș, $\times 700$.
Inclusions liquides primaires dans les cristaux de quartz des quartzites noirs graphitiques (preuve 179). Série épimétamorphique de Tulgheș, $\times 700$.
- Fig. 2. Incluziuni lichide primare în cristalele de cuarț din șisturile cuarțito-sericitice și sericito-cloritice (proba 321). Seria epimetamorfică de Tulgheș, $\times 700$.
Inclusions liquides primaires dans les cristaux de quartz des schistes quartzito-sérichtiques et séricito-chloritiques (preuve 321). Série épimétamorphique de Tulgheș, $\times 700$.
- Fig. 3. Idem (proba 523).
Idem (preuve 523).
- Fig. 4. Incluziuni lichide primare în cristalele de cuarț din cuarțitele cenușii rubanate (proba 341).
Seria epimetamorfică de Tulgheș, $\times 700$.
Inclusions liquides primaires dans les cristaux de quartz des quartzites gris bariolés (preuve 341). Série épimétamorphique de Tulgheș, $\times 700$.

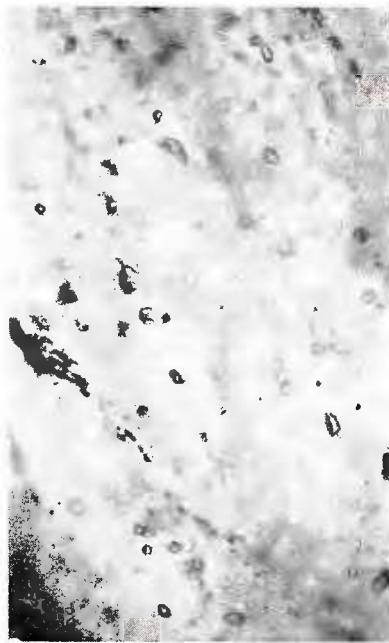


V. ERHAN. Studiu geologic al regiunii valea Putnei—Giulmalău.

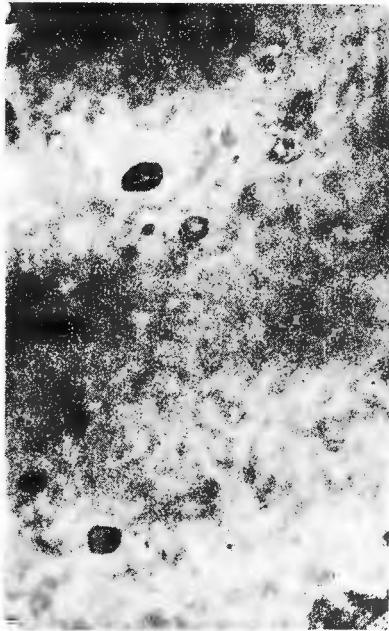
Pl. II.



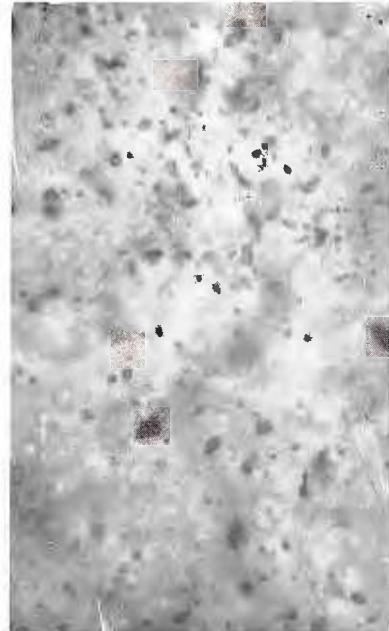
1



3



2



4

Studii tehnice și economice, serie I, nr. 10.

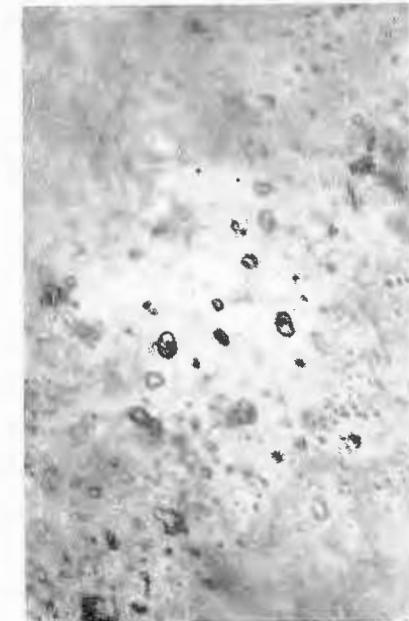
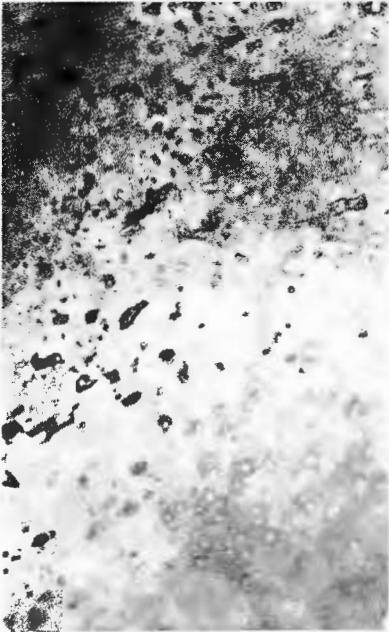
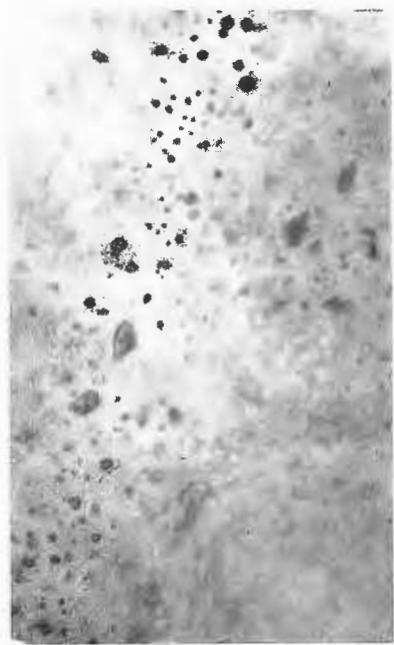


Institutul Geologic al României

PLANŞA III

- Fig. 1. Incluziuni lichide primare în cristalele de cuarț din șisturile grafitoase (proba 249). Seria epimetamorfică de Tulgheș. $\times 700$.
Inclusions liquides primaires dans les cristaux de quartz des schistes graphiteux (preuve 249). Série épimétamorphique de Tulgheș. $\times 700$.
- Fig. 2. Incluziuni lichide primare în cristalele de cuarț din porfiroide (proba 706). Seria epimetamorfică de Tulgheș. $\times 700$.
Inclusions liquides primaires dans les cristaux de quartz des porphyroïdes (preuve 706). Série épimétamorphique de Tulgheș. $\times 700$.
- Fig. 3. Incluziuni lichide primare în cristalele de cuarț din șisturile verzi cloril-albit-epidotice (proba 711). Seria epimetamorfică de Tulgheș. $\times 700$.
Inclusions liquides primaires dans les cristaux de quartz des schistes verts chlorite-albite-épidotiques (preuve 711). Série épimétamorphique de Tulgheș. $\times 700$.
- Fig. 4. Incluziuni lichide primare în cristalele de cuarț din conglomeratele werfenian inferioare (proba 774) $\times 700$.
Inclusions liquides primaires dans les cristaux de quartz des conglomérats werfénien inférieurs (preuve 774) $\times 700$.





PLANŞA IV

- Fig. 1. Paragnais cu sillimanit (proba 431). Seria de Bistrița-Barnar. N+ ; $\times 63$.
Paragneiss à sillimanite (preuve 431). Série de Bistrița-Barnar. N+ ; $\times 63$.
- Fig. 2. Epidotit cu sillimanit (proba 3). Seria de Bistrița-Barnar. N+ ; $\times 63$.
Épidotite à sillimanite (preuve 3). Série de Bistrița-Barnar. N+ ; $\times 63$.
- Fig. 3. Calear dolomitic cristalin cu tremolit (proba 429). Seria de Bistrița-Barnar, N+ ; $\times 63$.
Calcaire dolomitique cristallin à trémolite (preuve 429). Série de Bistrița-Barnar.
N+ ; $\times 63$.



Institutul Geologic al României

V. ERHAN. Studiul geologic al regiunii valea Putnei—Giurnalău.

Pl. IV



1



2



3

Studii tehnice și economice, seria I, nr. 10.



Institutul Geologic al României

PLANŞA V

Fig. 1. Micaşist cu hornblendă (proba 800). Seria gnaiselor de Rarău. N+ ; $\times 63$.

Micaschiste à hornblende (preuve 800). Série des gneiss de Rarău, N+ ; $\times 63$.

Fig. 2. Gnais ocular de Rarău cu feldspat sericitizat (proba 296). Seria gnaiselor de Rarău. N+ ; $\times 63$.

Gneiss oculaire de Rarău à feldspath séricitisé (preuve 296). Série des gnesiss de Rarău. N+ ; $\times 63$.

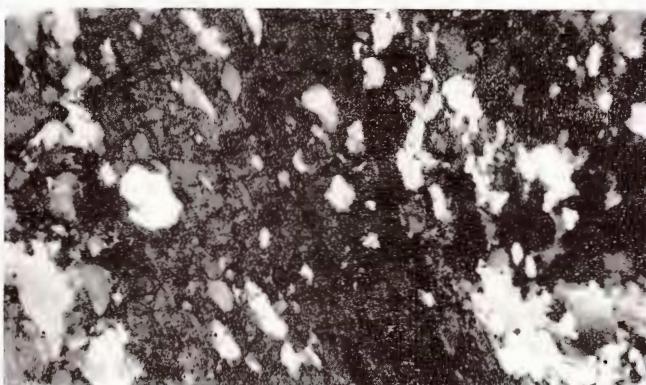
Fig. 3. Gnais ocular de Rarău (proba 25). Seria gnaiselor de Rarău. N+ ; $\times 63$.

Gneiss oculaire de Rarău (preuve 25). Série des gnesiss de Rarău. N+ ; $\times 63$.



V. ERHAN. Studiul geologic al regiunii valea Putnei—Giurnalău.

Pl. V.



1



2



3

Studii tehnice și economice, seria I, nr. 10.



Institutul Geologic al României

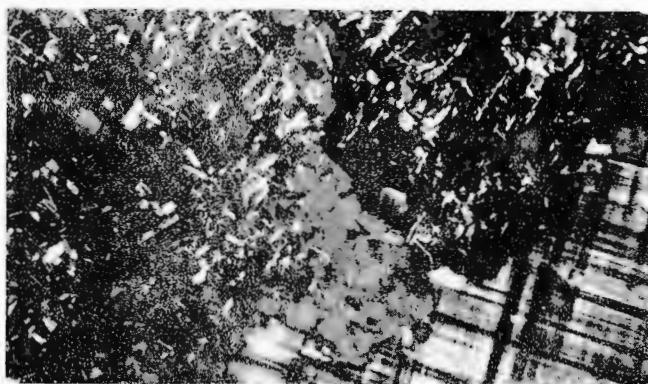
PLANŞA VI

- Fig. 1. Gnais ocular de Rarău cu microclin (proba 9). Seria gnaiselor de Rarău. N+ ; $\times 63$.
Gneiss oculaire de Rarău à microclin (preuve 9). Série des gneiss de Rarău. N+ ; $\times 63$.
- Fig. 2. Gnais ocular de Rarău cu biotit (proba 15). Seria gnaiselor de Rarău. N+ ; $\times 63$.
Gneiss oculaire de Rarău. N+ ; $\times 63$.
- Fig. 3. Gnais ocular de Rarău cu biotit și feldspat sericitizat (proba 11). Seria gnaiselor de Rarău. N+ ; $\times 63$.
Gneiss oculaire de Rarău à biotite et feldspath séricités (preuve 11). Série des gneiss de Rarău. N+ ; $\times 63$.

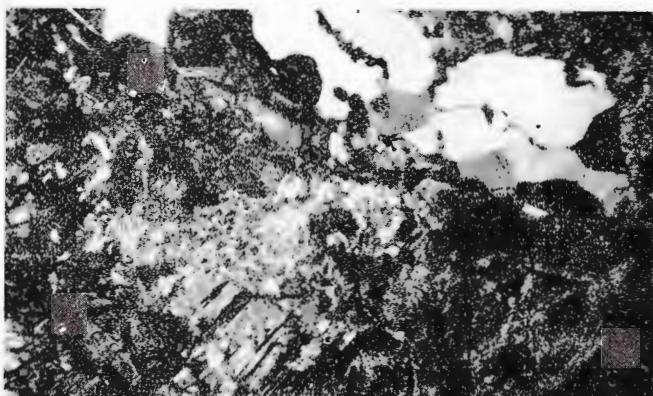


V. ERHAN. Studiul geologic al regiunii valea Putnei—Giumalău.

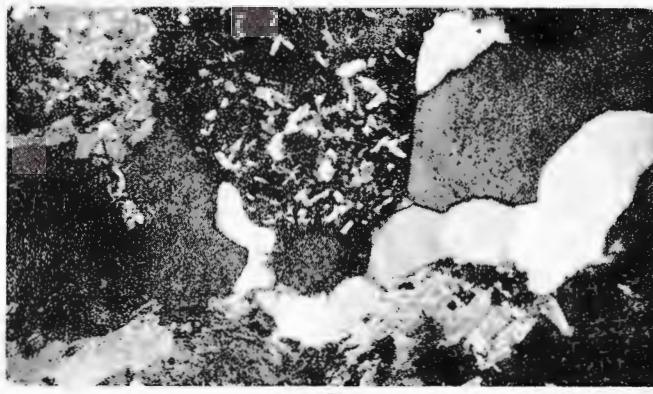
Pl. VI.



1



2



3

Studii tehnice și economice, seria I, nr. 10.



Institutul Geologic al României

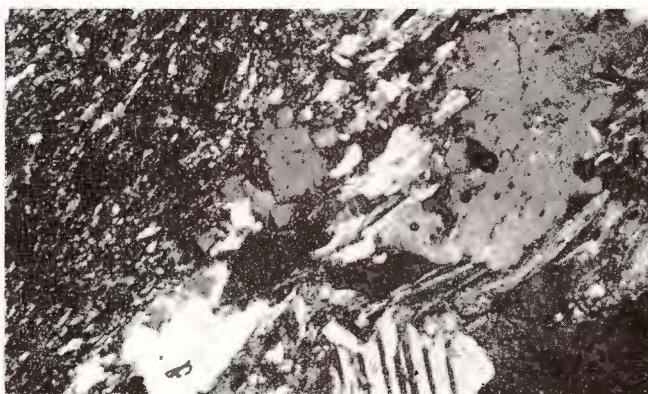
PLANŞA VII

- Fig. 1. Porfiroid (proba 289). Seria epimetamorfică de Tulgheş. N+ ; $\times 63$.
Porphyroïde (preuve 289). Série épimétamorphique de Tulgheş. N+ ; $\times 63$.
- Fig. 2. Idem (proba 225).
Idem (preuve 225).
- Fig. 3. Idem (proba 259).
Idem (preuve 259).

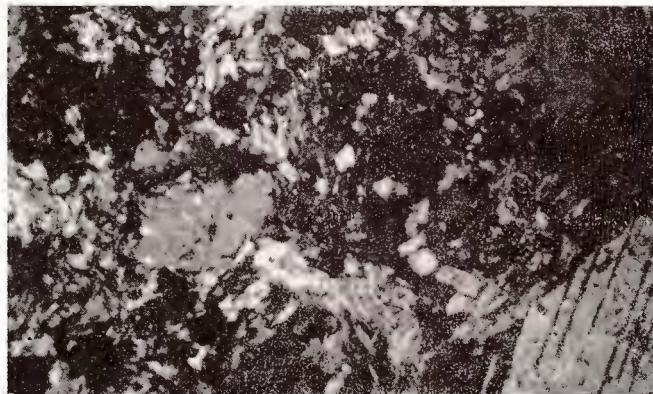




1



2



3

Studii tehnice și economice, seria I, nr. 10.

PLANŞA VIII

- Fig. 1. Porfiroïd (proba 400). Seria epimetamorfică de Tulgheş. N+ ; $\times 63$.
Porphyroïde (preuve 400). Série épimétamorphique de Tulgheş. N+ ; $\times 63$.
- Fig. 2. Idem (proba 524).
Idem (preuve 524).
- Fig. 3. Idem (proba 473).
Idem (preuve 473).





1



2



3

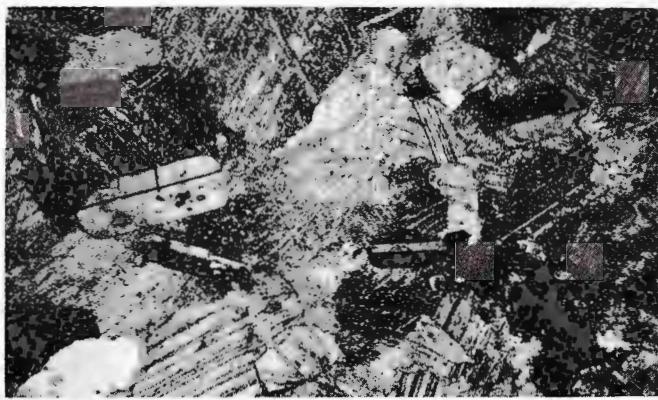
PLANŞA IX

- Fig. 1. Sisturi verzi clorit-albit-epidotice cu porfiroblaste de albite (proba 710). Seria epimetamorfică de Tulgheş. N+ ; $\times 63$.
Schistes verts chlorite-albite-épidotiques à porphyroblastes d'albite (preuve 710). Série épimétamorphique de Tulgheş. N+ ; $\times 63$.
- Fig. 2. Calcar dolomititic cristalin cu feldspat plagioclaz (proba 292). Seria epimetamorfică de Tulgheş. N+ ; $\times 63$.
Calcaire dolomitique cristallin à feldspath plagioclase (preuve 292). Série épimétamorphique de Tulgheş. N+ ; $\times 63$.
- Fig. 3. Jasp (proba 228). N+ ; $\times 63$.
Jaspe (preuve 228). N+ ; $\times 63$.





1



2



3

PLANŞA X

Fig. 1. Gresie werfenian inferioară cu piroxeni (proba 127). N+ ; $\times 63$.
Grès werfénien inférieur à pyroxènes (preuve 127). N+ ; $\times 63$.

Fig. 2. Calcar dolomitie werfenian superior-anisian silicifiat (proba 501). N+ ; $\times 63$.
Calcaire dolomitique werfénien supérieur-anisien silicifié (preuve 501). N+ ; $\times 63$.

Fig. 3. Calcar rhetian cu foraminifere (proba 491). N+ ; $\times 63$.
Calcaire rhétien à foraminifères (preuve 491). N+ ; $\times 63$.

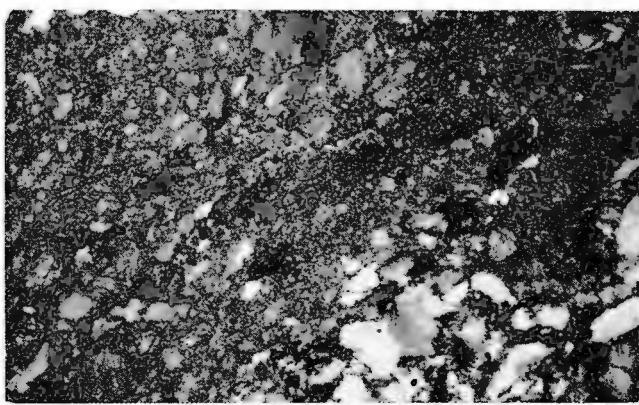


V. ERHAN. Studiul geologic al regiunii valea Putnei—Giumalău.

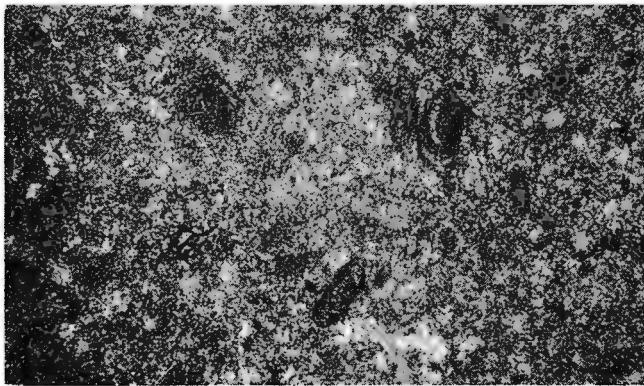
Pl. X.



1



2



3

Studii tehnice și economice, seria I, nr. 10.



Institutul Geologic al României

PLANŞA XI

Fig. 1. Spilit (proba 2). Dealul Caior. N \pm ; \times 63.

Spillite (preuve 2). Dealul Caior. N \pm ; \times 63.

Fig. 2. Idem (proba 4).

Idem (preuve 1).

Fig. 3. Diabaz porfiric (proba 11) Giumentău. N \pm ; \times 63.

Diabase porphyrique (preuve 11) Giumentău. N \pm ; \times 63.



V. ERHAN. Studiul geologic al regiunii valea Putnei—Giumalău.

Pl. XI.



1



2



3

Studii tehnice și economice, seria I, nr. 10.



Institutul Geologic al României

PLANŞA XII

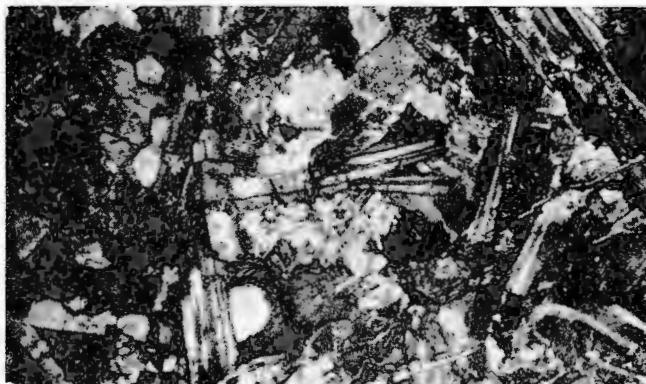
- Fig. 1. Dolerit (proba 6). Giumentău. N+ ; $\times 63$.
Dolérite (preuve 6). Giumentău. N+ ; $\times 63$.
- Fig. 2. Idem (proba 28).
Idem (preuve 28).
- Fig. 3. Diabaz (proba 30). Giumentău. N+ ; $\times 63$.
Diabase (preuve 30). Giumentău. N+ ; $\times 63$.



Institutul Geologic al României

V. ERHAN. Studiul geologic al regiunii valea Putnei—Giumalău.

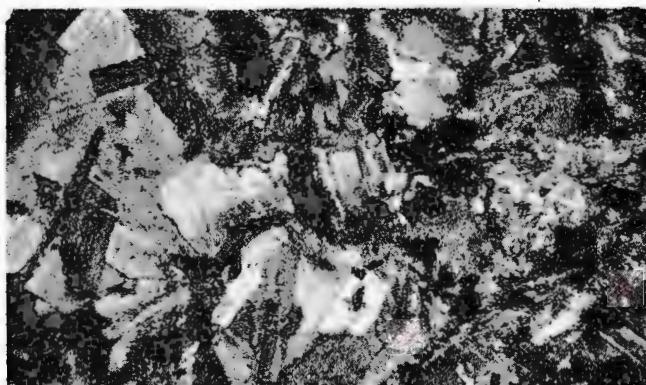
Pl. XII.



1



2



3

Studii tehnice și economice, seria I, nr. 10.



Institutul Geologic al României

PLANŞA XIII

La carte géologique de la région de la valée de la Putna — Giumentău. Formations sédimentaires. Quaternaire. 1, terrasses, cônes de déjection, plaines alluviales formations alluviales ; Jurassique. 2, Callovien-Oxfordien (dépôts siliceux) ; 3, Kimméridgien-Tithonique (dépôts détritiques gréseux) ; Trias. 4, Werfénien inférieur (conglomérats et grès) ; 5, Werfénien supérieur (calcaires noirs) ; 6, Werfénien supérieur-Anisien (calcaires dolomitiques) ; 7, Ladinien (calcaires) ; 8, Rhétien (calcaires).

Formations éruptives basiques, corps effusifs. 9, spilites, corps filoniens ; 10, gabbros, diabases, diabases porphyriques, dolérites, camptonites ; a, affleurements ; b, fragments ; 11, stratification ; 12, failles ; 13, ligne de chevauchement ; 14, axes d'anticlinal ; 15 axes de synclinal ; 16, synclinal déversé ; 17, limite de complexes ; 18, ligne de coupe ; 19, filons de quartz.

Formations cristallophylliennes. Série épimétamorphique de Tulgheş. Complexe supérieur tuffogène basique et graphito-calcaire. 20, schistes quartzito-séricitiques et séricito-chloritiques ; 21, schistes verts, chlorite-albite-épidotiques, schistes chlorito-amphiboliques ; 22, schistes graphiteux ; 23, quartzites noirs graphiteux ; 24, calcaires cristallins ; 25, porphyroïdes séricitiques. Complexe moyen sédimentogène-volcanogène ; 26, schistes quartzito-séricitiques et séricito-chloritiques, schistes graphiteux ; 27, quartzites noirs graphiteux ; 28, quartzites gris et blanches ; 29, schistes quartzitiques séricito-chloritiques à albite ; 30, schistes albitiques à epidote et zoïsite ; 31, porphyroïdes métadacitiques ; 32, porphyroïdes chloritiques ; 33, porphyroïdes epidote-zoïsitiques ; 34, porphyroïdes séricitiques ; 35, dolomies calcaires et calcaires dolomitiques ; 35, dolomies calcaires et calcaires dolomitiques. Complexe inférieur terrigène ; 36, schistes quartzito-séricitiques et séricito-chloritiques ; 37, schistes graphiteux ; quartzites noirs graphiteux ; 38, quartzites gris bariolés ; 39, schistes quartzito-séricitiques à muscovite ± biotite ; 40, schistes séricitiques à calcite ; 41, porphyroïdes biotitiques ; 42, porphyroïdes séricitiques ; 43, amphibolites et schistes amphiboliques.

Cristallin mésométamorphique. Série des gneiss de Rarău ; 44, micaschistes, schistes quartzitiques micacés et paragneiss micacés à grenats, amphibolites ; 45, gneiss oculaires. Série de Bistritza-Barnar ; paragneiss et micaschistes ; 46, amphibolites ; 47, calcaires dolomitiques cristallines ; 48, gneiss porphyroïdes.



V. ERHAN
HARTA GEOLOGICĂ
REGIUNII VALEA PUTNEI - GIUMALĂU

0 1 2 km

LEGENDA

FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

- 1 Terase, conuri de dejecție, gauri eluviale, deluvii
- 2 Callovien-Oxfordian (depozite silicioase)
- 3 Kimmeridgian-Tithonian (depozite detritice grezoase)
- 4 Werfenian Inferior (conglomerate și gresii)
- 5 Werfenian superior (calcare negre)
- 6 Werfenian superior - Anisian (calcare dolomitică)
- 7 Ladinian (calcare)
- 8 Rhetian (calcare)

FORMAȚIUNI ERFUZIVE BAZICE

- | | |
|--------------------|--|
| CORPURI EFUSIVE | 9 Spilite |
| CORPURI FILIONIENE | 10 Gabrooni, diabaze, diabaze porfirice, dolerite, komptonite { a. affioramente b. fragmente } |

- 11 Stratificare
- 12 Felis
- 13 Linie de încărcare
- 14 Axe de anticlinul
- 15 Axe de sindinal
- 16 Sinclinal reversat
- 17 Limită de complex
- 18 Linie de profil
- 19 Filoane de cufăr

FORMAȚIUNI CRISTALOFILIENE

- SERIA EPIMETAMORFICĂ DE TULGHEȘ
- 20 Sisturi cuarțito-sericite și sericito-cloritice
 - 21 Sisturi verzi, clorit-albit-epidotic, sisturi clorito-amfibolice
 - 22 Sisturi grafitoase
 - 23 Cuarțite negre grafitoase
 - 24 Calcare cristalin
 - 25 Porfirioare sericite

COMPLEXUL SUPERIOR

TUFOGEN BAZIC ȘI GRAFITO - CALCAROS

- 26 Sisturi cuarțito sericite și sericito-cloritice
- 27 Sisturi grafitoase
- 28 Cuarțite negre grafitoase
- 29 Cuarțite cenușii și albe
- 30 Sisturi cuarțito sericito-cloritice cu albit
- 31 Porfirioare metasedimentice
- 32 Porfirioare cloritice
- 33 Porfirioare epidot-zonitice
- 34 Porfirioare sericite
- 35 Dolomite calcaroase și calcare dolomitice

COMPLEXUL MEDIU

SEDIMENTOGEN-

VULCANOGEN

- 36 Sisturi cuarțito sericite și sericito-cloritice
- 37 Sisturi grafitoase
- 38 Cuarțite cenușii rubinoase
- 39 Sisturi cuarțito sericite cu muscovit și biotit
- 40 Sisturi sericite cu calcit
- 41 Porfirioare biotitice
- 42 Porfirioare sericite
- 43 Amfibolite și sisturi amfibolice

CRISTALINUL MEZOMETAMORFIC

SERIA GNASELOR DE RÂRĂU

- 44 Micasciuri, sisturi cuarțito micace și paragonite micace cu granat
- 45 Ambolite
- 46 Gnoase oculare

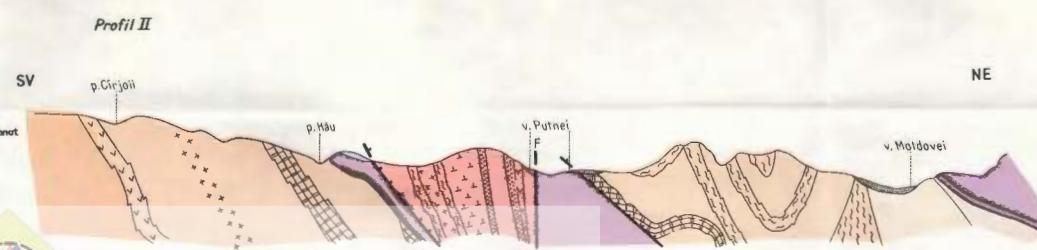
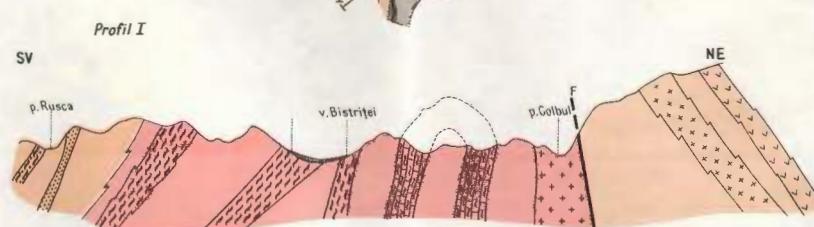
SERIA DE BISTRĂ - BARNAR

Paragonite și micasciuri

Ambolite

Calcar dolomitice cristaline

Gnoase porfirioide



Redactori; MARGARETA PELTZ, FELICIA ISTOCESCU
Traducători; MARGARETA HARJEU MARIA BORCOS,
Illustrația; VIRGIL NITU

*Dat la cules; aprilie 1974. Bun de tipar; august 1974. Tiraj; 900 exemplare
Hîrlie soris I A. 70×100/56 g. Coli de tipar; 10,5 Comanda; 163
Pentru biblioteci, indicele de clasificare; 55 (058).*

Intreprinderea Poligrafică „Informatia”, str. Brezoianu nr. 23–25, București-
România



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României