

INSTITUTUL GEOLOGIC
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA I

Mineralogie-Petrografie

Nr. 5

STUDIU GEOLOGIC ȘI PETROGRAFIC
AL MASIVULUI LOCVA

DE

OSKAR W. MAIER

BUCUREȘTI
1974



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA I

Mineralogie—Petrografie

Nr. 5

**STUDIU GEOLOGIC ȘI PETROGRAFIC
AL MASIVULUI CRISTALIN LOCVA**

D E

OSKAR W. MAIER

BUCUREŞTI
1974



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

C U P R I N S

	<u>Pag.</u>
Cuvînt înainte	10

P A R T E A I

Cap. I. Introducere	11
Situația geografică	11
Relieful	13
Demografie	13
Cap. II. Istoriciul mineritului	14
Evoluția cunoștințelor asupra geologiei cristalinului Locva și a zonelor limítrofe	16
Cap. III. Formațiunile cristalofiliene.	22
A) Seria de Locva	25
E ₁ Complexul gnaasic (de Buchin)	26
Gneisele albite	27
Şisturile muscovito-clorito-albitice	29
Rocile actinolitice	29
E ₂ Complexul şisturilor cu porfiroblaste de albit (Bocşa-Drimoxa)	30
Şisturile muscovito-cloritice cu porfiroblaste de albit	31
Şisturile clorito-calcitice cu porfiroblaste de albit	31
Şisturile cuarțitice cu porfiroblaste de albit	32
Şisturile albite	32
Cuarțitele šistoase	34
Şisturile tufogene bazice	34
B) Seria de Lescovița	35
E ₃ Complexul şisturilor tufogene-magmatogene bazice	35
1. Gnaisele granitoide	36
2. Rocile aplitice	42
2.1. Tipuri de roci aplitice	42
2.1.1. Gnaise aplitice cu textură orientată	43
2.1.2. Gnaise aplitice cu textură masivă	44
2.1.3. Gnaise aplitice mirmekitice	45
2.1.4. Cataclazite cu mirmekit	46
2.2. Discuție asupra genezei gnaiselor aplitice	46
2.3. Fenomenul mirmekitizării	48



	Pag.
2.4. Vîrstă rocilor aplitice	49
3. Rocile metaeruptive acide	50
3.1. Șisturile porfiroide	50
3.2. Metatufurile acide	55
4. Rocile metaeruptive bazice	58
4.1. Metagabbrourile	59
4.1.1. Metagabbrourile peridotitice	60
4.1.2. Metagabbrourile dioritice	61
4.2. Metatufurile bazice	62
4.2.1. Șisturile actinolito-epidoto-albitice	63
4.2.2. Șisturile clorito-epidoto-albitice	64
4.2.3. Șisturile clorito-albitice cu calcit	64
5. Șisturile terigene	65
5.1. Șisturile cloritice cu porfiroblaste de albit	65
5.2. Șisturile cuarțo-albitice cu sericit	66
E₄ Complexul șisturilor terigene	66
1. Șisturile clorito-cuarțitice	66
2. Șisturile muscovito-cloritice	67
3. Șisturile grafitoase	67
4. Șisturile cu actinolit	67
E₅ Complexul șisturilor cu stilpnomelan	67
1. Metadoleritele	69
2. Metadacitele	72
3. Metatufurile dacitice	72
4. Filitele stilpnomelanice	73
5. Epidotitele	76
6. Șisturile terigene	76
Cap. IV. Stilpnomelanul	77
1. Descriere și determinare	78
Derivatografia termică	79
Analiza roentgenografică	79
2. Compoziția chimică	81
3. Considerații genetice	82

P A R T E A A II-a

Cap. I. Studiul geochemical rocilor eruptive metamorfozate	84
1. Chimismul rocilor bazice metamorfozate	84
1.1. Nomenclatura	84
1.2. Compoziția chimică	86
1.3. Diagramele variației chimice	87
1.4. Clasificarea chimică a rocilor metaeruptive bazice	92
1.5. Diagrame de diferențiere magmatică	94
1.6. Concluzii	97



	Pag.
2. Chimismul rocilor acide metamorfozate	97
3. Diagrama variației <i>al, fm, c, alk</i> în funcție de <i>si</i> (diagrama de diferențiere)	100
Cap. II. Metamorfismul regional dinamotermic	103
1. Transformările epimetamorfice ale rocilor metaeruptive bazice	103
1.1. Parageneze minerale	103
1.2. Diagrame Q L M	104
1.3. Diagramele ACF—A'KF	107
2. Metamorfismul epimetamorfic al rocilor pelito-psamitice . .	109
2.1. Parageneze minerale	109
2.2. Coexistența biotitului cu stilpnomelanul	110
3. Faze de metamorfism	110
4. Porfiroblastele de albit	112
4.1. Discuție asupra originii sodiului	112
4.2. Discuție asupra timpului de formare a porfiroblastelor de albit	116
4.2.1. Metamorfism precinematic	117
4.2.2. Metamorfism sincinematic timpuriu faza I-a . . .	118
4.2.3. Metamorfism sincinematic faza II-a	119
4.2.4. Metamorfism intercinematic faza II-a	120
4.2.5. Metamorfism tardecinematic faza II-a	120
4.2.6. Metamorfism tardecinematic faza III-a	121
Cap. III. Tectonica formațiunilor cristaline	124
1. Structurile plicative	124
2. Tectonica rupturală	129
Asupra vîrstei faliei Oraviței	130
Structuri lineare	133
Diagrame petrotectonice	134
Cap. IV. Formațiunile sedimentare	135
Domeniul pannonian	136
Cap. V. Rocile eruptive banatitice	137

P A R T E A A III-a

Cap. I. Concluzii	140
Cristalinul de Locva în ansamblul Carpaților Meridionali de vest	140
1. Corelări	140
2. Vîrsta cristalinului	146
3. Cristalinul supragetic	148
Cap. II. Evoluția geologică a cristalinului supragetic	151
Bibliografie	154
Rezumat (Résumé)	159





Institutul Geologic al României

STUDIU GEOLOGIC ȘI PETROGRAFIC AL MASIVULUI CRISTALIN LOCVA¹

DE

OSKAR W. MAIER²

Abstract

Geological and Petrographical Study of the Crystalline Locva Massif. Among the Locva crystalline schists, the author distinguished two series: the Locva Series with a conspicuous sedimentary character and the Lescovița tuffogene magmatogene Series. The Locva Series (Ordovician-Silurian) comprises two stratigraphical complexes: the gneissic complex (E_1) and the complex of the albite porphyroblasts-bearing schists (E_2), formed by the metamorphosis of some plagioclase greywackes with thin pelitic and basic tuffs intercalations in the subfacies with biotite of the greenschist facies. The Lescovița Series (Devonian) unconformably overlies the lower series and is made up of the complex of basic tuffogene-magmatogene schists (E_3), the complex of terrigenous schists (E_4) and that of the stilpnomelan-bearing schists (E_5). The unconformability between the two series is suggested by a discontinuous horizon of metaarkoses at the basis of the Upper Series. The nature of the original rocks pertaining to the E_3 and E_5 complexes was established not only relying on its geological relations with the surrounding schists, but also on the relict structures and textures, the mineral associations and the chemical composition. Thus, there have been separated psammities (metaarkoses, metagreywackes) and pelites, basic rocks (metagabbros, metadolerites and basic metatuffs) and acid and intermediary ones (metarhyolites, metadacites and their tuffs), as well as myrmekitic aplitic rocks formed on the basis of the pre-existent crystalline schists due to a siliceous metasomatism. The metamorphism stage of the Lescovița Series tallies the subfacies with chlorite of the greenschist facies. Relying on the micro and petrotectonic analysis and on the crystallization phases of the albiteporphyroblasts, the author establishes three deformation phases (Caledonian, Variscian and Alpine) to which three phases of metamorphic crystallization correspond. The two series are stratigraphically correlated with the epimetamorphic formations of the Western Banat and of the Poiana Ruscă Massif. They pertain to the Paleozoic geosyncline cycle and are grouped

¹ Teză de doctorat susținută în 27 iunie 1971 la Institutul de Petrol, Gaze și Geologie, București.

² Institutul Geologic, str. Caransebeș nr. 1, București.



by the author under the name, with a stratigraphic sense, of supragetic crystalline. The supragetic crystalline is stratigraphically unconformable over the getic crystalline whose geosyncline evolution ends with the Assynthian orogene phase.

CUVÎNT ÎNAINTE

Subiectul prezentei lucrări mi-a fost încredințat de acad. prof. A. I. Codarcea în anul 1956, ca temă de activitate științifică, în cadrul catedrei de mineralogie a Institutului de Mine. Am preluat astfel cercetarea unei zone, care pînă la acea dată era foarte puțin cunoscută. Odată cu subiectul lucrării, prof. A. I. Codarcea mi-a pus la dispoziție cu generozitate, secțiuni subțiri și notițele inedite cuprinzînd observațiile domniei sale privitor la cristalinul Locva.

Din primele observații de teren a rezultat convingerea, că formațiunile cristaline pot fi cartate după criteriile și metodele de cartare ale formațiunilor sedimentare. În absența unor resturi organice, la baza cartării trebuiau să stea, în mod asemănător cu cartarea în formațiunile de fliș, observațiile amănunțite asupra asociatiilor litologice, găsirea unor strate reper, descifrarea relațiilor spațiale între acestea, descifrarea structurii. Problematica era relativ nouă, punerea la punct a unei metodici de lucru, dificilă. Începutul modest se rezuma la recunoașterea și separarea a două serii cristaline, urmată în anul 1957 de separarea unor complexe stratigrafice. În linii mari relațiile stabilite atunci au fost confirmate de cercetările mai detaliate din anii ce au urmat.

În lucrare, formațiunile de șisturi cristaline sunt prezentate în ordinea succesiunii stratigrafice. În cadrul fiecărui complex sunt descrise principalele tipuri petrografice. La descrierea acestora, ne-am străduit să redăm acele observații care permit reconstituirea rocii inițiale și descifrarea proceselor care au condus la aspectul actual al rocii. S-a insistat în special asupra rocilor metaeruptive a căror origine ne-am străduit să o argumentăm mineralologic și chimic, asupra șisturilor cu porfiroblaste de albă, adevărate palimpseste ale devenirii lor metamorfice, asupra rocilor cu stilpnomelan și asupra stilpnomelanului însuși, indicator sensibil al gradului de metamorfism.

Pentru ilustrarea observațiilor microscopice am recurs în unele cazuri la desene după microfotografii. Dintre numeroasele fotografii și schițe de afloriment am selecționat pentru lucrare pe cele mai reprezentative.



Corelarea complexelor stratigrafice din Locva cu complexele separate în zona epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă a fost posibilă în urma unor observații făcute în cursul unei activități geologice continue de 14 ani în cele două masive. În corelarea cu zonele cristaline dintre aceste masive ne-am sprijinit pe descrierile făcute de diferiți autori și pe observații proprii.

Discuția asupra vîrstei complexelor metamorfice este o încercare de a lega între ele, într-un sistem logic, unitar, puținele date de care disponem azi, privitor la vîrsta formațiunilor metamorfozate. Se postulează existența pe un spațiu relativ restrîns a unor formațiuni sincrone metamorfozate și nemetamorfozate.

Formațiunile sedimentare sunt descrise în parte după observații proprii dar mai ales după literatură; rocile eruptive banatitice și rocile de contact ale acestora se găsesc în special în zona sedimentară Reșița-Moldova Nouă și constituie obiectul unor lucrări pe care le cităm.

Exprim cu această ocazie recunoștința mea acad. prof. A. I. Codărcea pentru subiectul încredințat și mulțumiri pentru analizarea critică a lucrării. Interesantele discuții purtate cu domnia-sa, în fază de redactare a lucrării, au contribuit la clarificarea și perfecționarea unor idei, la îmbunătățirea conținutului și formei lucrării.

Mulțumesc de asemenea prof. dr. doc. L. Pavlescu și conf. dr. A. I. Kissling pentru sugestiile date, dr. Amalia Szöke pentru sprijinul acordat la realizarea unor microfotografii de calitate, precum și tuturor colegilor care au manifestat interes pentru problemele cristalinului Locva.

• P A R T E A I

I. INTRODUCERE

SITUATIA GEOGRAFICA

Situat în partea de sud-vest a țării, masivul cristalin al Locvei se înscrie într-o suprafață cu forma aproximativ triunghiulară ale cărei laturi le constituie rîul Nera în nord, Dunărea în sud-vest și sud și șoseaua Moldova Nouă-Sasca Montană în est (fig. 1).

În vîrfurile acestui triunghi se situează localitățile Sasca Montană, Moldova Nouă și Baziaș. Între ele, în jurul masivului cristalin, se înșiră localitățile Cărbunari și Știnăpari la est, Potoc, Slatina Nera, Bogodinți,



Petrilova, Naidăș, Lescovița, Zlatița, Socol și Cîmpia de-a lungul Nerei la nord, iar pe malul stîng al Dunării, între Baziaș și Moldova Nouă se găsesc localitățile Divici, Belobreșca, Șușca, Radimna, Pojejena, Măcești și Moldova Veche.

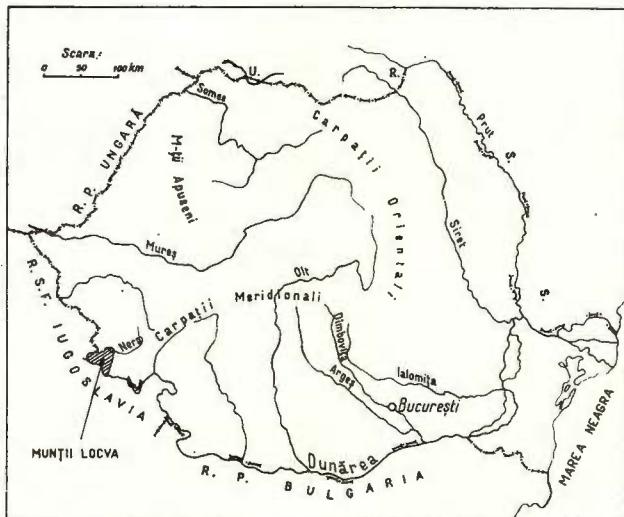


Fig. 1. — Situația munților Locva în cadrul României.
Die geographische Lage des Lokva Massivs in Rumänien.

Numele unora dintre aceste localități ca de altfel o parte a toponimiei în general, este de origine slavă.

O parte a toponimiei poate fi pusă ușor în legătură cu conformația morfologică sau chiar geologică a imprejurimilor. Așa de exemplu : Potoc (= pîrîu), Cîmpia, Zlatița (= aluvioni aurifere), Belobreșca (= dîmbul alb, constituit din formațiuni loessoide), Beli Kamen (= piatra albă, un cuarț filonian), Zeleni Kamen (= piatra verde, se referă la aparițiile de roci verzi căutate pentru fundațiile caselor) etc.

Dintre localitățile enumerate sunt mai cunoscute Sasca Montană și Moldova Nouă prin exploataările lor miniere, Baziaș vechi port la Dunăre și stațiune climaterică și Moldova Veche, port cu perspectivă de dezvoltare legată de construcția barajului de la Porțile de Fier și de exploataarea zăcămintelor de la Moldova Nouă.

Numele de Locva sub care sunt cunoscute înălțimile dintre Nera și Dunăre, la vest de meridianul Sasca-Moldova Nouă, reprezintă de fapt extinderea asupra întregului lanț muntos a numelui pe care îl poartă șaua prin care trece singurul drum direct, care leagă așezările de pe malul

Nerei cu cele de pe malul stîng al Dunării. În literatura geologică îl găsim pentru prima oară menționat în notele de călătorie ale lui F o e t t e r l e (1870).

RELIEFUL

Caracterul muntos al acestor forme de relief este dat mai mult de versanții abrupti ai văilor decit de altitudinea culmilor. Culmea principală are altitudinea de 450—500 m, iar virfurile cele mai înalte abia trec de 600 m (virful Fântâna Grozei 636 m). Denivelările sunt însă importante : din șesul aluvionar al Dunării a cărui altitudine este de 70 m, se înalță pînă la 400 m pantele repezi ale interfluviielor. Altitudinea acestora se menține apoi aceeași, pînă aproape de culmea principală.

Privîți dinspre nord, munții Locva au aspectul unor dealuri line, împădurite. Muchiile ce coboară din culmea principală spre nord sunt mai lungi, cu panta mai dulce. Cu toate acestea versanții văilor sunt și aici prăpăstioși, greu accesibili.

Trecerea din domeniul șisturilor cristaline în domeniul sedimentar al zonei Reșița-Moldova Nouă, se reflectă în schimbarea caracterului reliefului : locul culmilor blînde, împădurite sau cu poieni mănoase, îl iau culmile crenelate, peretei abrupti acoperiți cu o vegetație săracă, policromă (frasini pitici, liliac etc.). Peisajul acesta caracteristic zonelor calcaroase este deosebit de impresionant la Sasca Montană și a constituit în trecut un punct de atracție pentru turiști.

DEMOGRAFIE

Localitățile amintite sunt așezate pe podurile teraselor Dunării și ale Nerei precum și în lungul văilor afluențe. În monografia „Geografia văii Dunării Românești” (1969, p. 193-198) localitățile dintre Baziaș și Gura Văii sunt citate ca sate de terasă, cu formă alungită.

Aceași formă o au și localitățile Moldova Nouă și Sasca Montană așezate prima pe valea Boșneagului, cealaltă pe valea Şușarei.

Localitățile Bogodinți, Naidăș și Lescovița situate pe terasele Nerei au forma poligonală neregulată.

Spre deosebire de acestea, Zlatița, Cîmpia și Socol sunt poligonale regulate, fiind construite după planuri de sistematizare.

Așezările de pe malul Dunării sunt legate între ele printr-o șosea pietruită. Vechiul „drum al Locvei” este mai puțin utilizat de cînd, în



1969, a fost deschisă cirealașiei șoseaua modernă Oravița-Moldova Nouă care traversează masivul Locva de la Naidăș la Pojejena, trecind peste Piatra Albă.

Locuitorii, români și sărbi, sunt agricultori. Sunt cultivate cu cereale terasele Dunării și ale Nerei. Legumicultura are o pondere deosebită în economia cooperativelor agricole de la Belobreșca și Pojejena. Pe versanții însorii dinspre Dunăre este cultivată viața de vie la Belobreșca și Moldova Nouă.

O foarte veche ocupație a locuitorilor de la Moldova Nouă, Știnăpari, Cărbunari și Sasca Montană era și mineritul. În ultimii ani, datorită rezultatelor obținute de cercetarea geologică, activitatea minieră a luat o amploare, necunoscută în trecut.

II. ISTORICUL MINERITULUI

Moldova Nouă și Sasca Montană sunt vechi așezări miniere iar localitățile Cărbunari și Știnăpari situate între primele două și colinear cu acestea, poartă numele ocupației principale a primilor lor locuitori: fabricarea cărbunilor de lemn și confecționarea știnapilor (lemn de mină).

Nu dispunem de date exacte privitor la vîrstă mineritului din această regiune. Diferite obiecte de utilitate minieră, găsite la Moldova Nouă, atestă existența unor exploatari miniere în timpul romanilor.

G. Marka (1869) exprimă părerea că orașul „Centum putea” despre care vorbește împăratul Traian în comentariile asupra războiului cu dacii³, ar fi Moldova Nouă de astăzi. Aceasta este desigur o ipoteză, care dacă ar putea fi argumentată ar conduce la concluzia că Moldova Nouă de astăzi a fost, în timpul romanilor, unul din cele mai importante centre miniere din Banat. După Tacitus, aproape de colonia romană Versecia (actualul Vîrșet?), în zona deluroasă a Daciei, sunt exploatari miniere în munții pe care îi numește „Centum putea”. Din reconstituirea unei hărți din secolul al IV-lea (Tabula Peutingeriana), istoricii au ajuns la concluzia că Centum putei ar fi localitatea Surduc de astăzi (C. Giurescu, D. Giurescu, 1971). Este foarte probabil ca denumirea de Centum putei să fie legată de activitatea minieră din regiune. În această ipoteză fie că Centum putei se referă de fapt la Dognecea, localitatea minieră cea mai apropiată de Surduc, fie că centrul administrativ al minelor din

³ G. Marka face o confuzie: „De bello dacico” nu s-a păstrat, sursa de informație este Tacitus.



actuala Dognecea a fost în acea vreme la Surduc. Este însă mai probabil ca cele „o sută de puțuri” să nu fi fost grupate într-un singur loc ci mai degrabă este vorba de întreaga zonă minieră Ocna de Fier, Dognecea, Oravița, Ciclova, Sasca Montană, Moldova Nouă, cu centrul administrativ la actualul Surduc.

După retragerea romanilor din Dacia, urmează o perioadă lungă din care nu ne-au rămas dovezi ale activității miniere în această regiune.

În Evul Mediu interesul se îndrepta în special spre extragerea aurului și a fierului ceea ce presupune o deplasare a centrului mineritului spre partea de nord a zonei, la Dognecea și Ocna de Fier. Cu toate acestea se poate presupune că activitatea minieră nu a început cu totul nici în această parte. Se pare chiar că înainte de ocuparea turcească mineritul a cunoscut o perioadă de înflorire.

I g n a t z v o n B o r n (1780) în descrierea călătoriei sale în Banat (1774), vorbește între altele și despre mineritul de la Sasca Montană, care a cunoscut în jurul anului 1746 o reînviorare. La început s-a rezumat la exploatarea la zi a unor filoane. „În urma cercetărilor de către valachi, sunt descoperite puțuri și halde vechi acoperite de copaci bătrâni, ceea ce demonstrează că în timpuri foarte îndepărtate, au existat exploatari viguroase”. Se consideră că în timpul ocupației turcești (1526—1716) exploatarea minieră a înregistrat un puternic regres, încât se poate presupune că „exploatariile viguroase”, datează dinaintea luptei de la Mohács. La Moldova Nouă, Born intilnește galerii vechi și se întrebă dacă sunt din timpul romanilor. Cuprul de aici este cel mai bun din Banat dar producția este de 3—4 ori mai mică decât cea de la Sasca.

Schimbările survenite datorită alternării stăpîririi Banatului de către austrieci și turci și apoi după alungarea definitivă a turcilor, fluctuațiile conjuncturii economice, influențează puternic evoluția mineritului din această regiune. Minele trec de la un stăpîn la altul, își sisteză activitatea pentru perioade îndelungate, instalațiile sunt de mai multe ori distruse și refăcute pentru ca în 1898 lucrările miniere de la Moldova Nouă să înceze din cauza nerentabilității. Proprietate din 1855, a uzinelor din Reșița, minele de la Moldova Nouă și Sasca Montană se pare că nu mai prezintă interes. Cele două localități, a căror existență se confundă cu mineritul, decad. Unele lucrări de redeschidere întreprinse în 1938—1940 de U.D.R. și în 1950—1951 de Comitetul Geologic nu au dat rezultatele scontate.

În 1956, Comitetul Geologic a inițiat noi lucrări de explorare, pe o bază mai largă, a zonei Moldova Nouă-Oravița care au pus în evidență importante zăcăminte de minereuri pe baza cărora se dezvoltă o înflo-

ritoare industrie minieră ce a dat un puternic impuls dezvoltării economice a regiunii.

Din localitățile situate pe rîul Nera, doar Cîmpia este citată în literatura geologică veche ca având oarecare contingență cu resursele minerale ale regiunii. J. H a l a v á t s (1881) amintește că pietrișul din ogașul Cîmpiei (ogașul Ogiara) format din elemente de cristalin, este purtător de granule de aur liber. Tigani zlătari au spălat aurul din acest pietriș; presupunem că aceste spălări de aur au avut mai mult succes la est de Cîmpia, ceea ce ar explica numele comunei Zlatița și al unor afluenți ai Nerei (Viroaga de aur, Pîrîul Zlatiței etc.).

EVOLUȚIA CUNOȘTINȚELOR ASUPRA GEOLOGIEI CRISTALINULUI LOCVA ȘI A ZONELOR LIMITROFE

Literatura geologică referitoare la munții Locvei este relativ săracă. Interesul geologilor cercetători ai Banatului a fost captat de problemele legate de mineralizațiile de sulfuri de la Moldova Nouă, Sasca Montană, Oravița și Ocna de Fier. Importanța economică și științifică a zonelor de contact ale banatitelor a făcut ca cercetarea șisturilor cristaline din partea de vest a Banatului să treacă pe un plan secundar, în perioada dinaintea primului război mondial și mulți ani încă după încheierea acestuia.

Dintre cele cinci insule de cristalin din Banatul de vest, cea de la Ocna de Fier-Dognecea a fost mai intens cercetată datorită faptului că zona zăcămintelor este situată în mijlocul cristalinului. Cristalinul Locva dimpotrivă este situat în afara zonei de contact al banatitelor cunoscute în acel timp. Din această cauză, datele din literatura geologică privind această regiune au un caracter cu totul general. Așa se explică poate, că în 1956 cînd practic întreg cristalinul din țara noastră era cartat petrografic, nu exista încă nici o hartă a cristalinului Locva. Găsim însă, în lucrările geologice asupra regiunilor învecinate sau în cele cu caracter general de sinteză, și chiar și în lucrări asupra unor regiuni mai îndepărtate numeroase referiri la cristalinul de Locva și chiar încercări de corelare bazate pe asemănări petrografice.

Primele informații de care dispunem asupra zăcămintelor din partea de vest a Banatului își au sursa în secolul al XVIII-lea și se datorează reputatului „assesor al Direcțiunii Minelor de la Oravița”, C. D e l i u s. În disertația sa, citată de B o r n (1780), susține că zăcămintele din vestul Banatului au peste tot calcare în acoperiș și corneene în culcuș și că filoanele își datorează existența „adăugirii unei materii noi la rocile vechi”.



Born (1780) în notele sale de călătorie descrie și minele de la Sasca și de la Moldova Nouă, dind numeroase detalii asupra condițiilor de zăcămînt, asupra modului de exploatare, preparare și prelucrare a minereului.

În drum spre Moldova Nouă (acest drum considerăm că trecea prin cătunul Vîrîti pe la Casa Verde spre valea Radimna) întîlnește gnais, acoperit de șist, peste care urmează calcar. Pentru Born succesiunea granit-șist-calcar este o regulă. O excepție de la această regulă a observat-o la Moldova Nouă unde șistul stă peste calcar. Este prima mențiune în literatură a unor relații geologice anormale pe care renumitul minier le explică prin acțiunea apei care „a îndepărtat calcarul, substituindu-l cu șistul antrenat din muntele care domină regiunea”.

După aproape un secol de la publicarea notelor de călătorie ale lui Born, apare o nouă lucrare asupra zăcămintelor metalifere din Banat concepută de Bernhard Cotta (1864). Cele cîteva lucrări pe care le citează Cotta au fost publicate la începutul secolului al XIX-lea. Modul de abordare a problemelor geologice în această lucrare reliefază evoluția geologiei în mai puțin de un secol de la observația empirică, la fundamentarea ei ca știință.

După acest autor șisturile cristaline au caracterul predominant de șisturi micacee cu treceri spre filite, șisturi cuarțitice, șisturi cloritice, șisturi amfibolice sau gnais, astfel că o cartare a lor ar fi foarte dificilă. În harta care însotește lucrarea lui Cotta este inclus la cristalin și ceea ce F. Schrockenstein (1870) considera a fi o „grauwacke metamorfozată, a cărei transformare în cristalin nu a fost desăvîrșită”. Această grauwacke cuprinde complexul șisturilor verzi de la Mîniom-Dognecea separat de Al. Codarcea (1930).

Masele eruptive, apar în lungul unei linii nord-sud care limitează spre vest sedimentarul pre-tertiar. De altfel pentru eruptivul de aici Cotta introduce denumirea colectivă de „banatit” subliniind prin aceasta consanguinitatea tuturor rocilor eruptive care au fost puse în loc în Banat și în țările învecinate după sedimentarea Jurasicului, probabil chiar și după sedimentarea Cretacicului.

Relațiile dintre șisturile cristaline, banatite și sedimentarul pre-tertiar în regiunea Sasca-Moldova Nouă sunt redată într-un profil idealizat (fig. 2).

La Moldova Nouă calcarele jurasice sunt cutate și intră sub șisturile micacee ceea ce demonstrează existența unei dislocații mari (fig. 3). Zăcămintele sunt legate de aureolele de contact ale banatitelor. Banatitul este străbătut de un bazalt cu olivină.

La Sasca apar la suprafață apofizele unui corp eruptiv care îndincîme se unește cu corpul de la Ilidia.

M. Castel (1869) se ocupă în special de descrierea minelor, de tipurile de minereu și de conținuturile acestora precum și de proporția de metal. Enumără toate corpurile de roci eruptive cunoscute la acea dată. Eruptivul este considerat a fi un sienit.

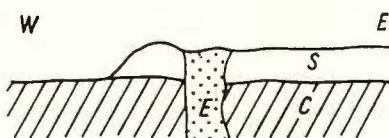


Fig. 2. — Profil idealizat Sasca-Moldova Nouă (după B. v. Cotta, 1864). C — șisturi cristaline; S — sedimentar pretertiar; E — eruptiv.

Idealisiertes Profil zwischen Saska und Moldova Nouă (nach B. v. Cotta, 1864). C — Kristalline Schiefer; S — praetertiäres Sedimentär; E — Eruptiv.

F. Foetterle (1870, 1871) se referă pentru prima dată la șisturile cristaline din munții Locva reprezentate în cea mai mare parte prin micașisturi, acoperite parțial de loess în care au fost găsite resturi de mamifere.

G. Marka (1869) descrie sedimentarul zonei Reșița-Moldova Nouă și completează amănuntele privitor la zăcăminte. În privința șisturilor cristaline nu aduce nimic nou față de predecesori.

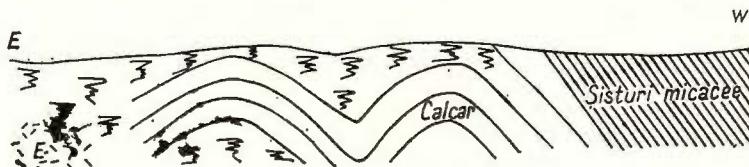


Fig. 3. — Relațiile șisturilor cristaline cu calcarele jurasice (după B. v. Cotta, 1864) E — eruptiv (banatit). Moldova Nouă, Valea Mare-versantul stîng.

Die Verhältnisse der Kristallinen Schiefer zu den Jurakalsteinen (nach B. v. Cotta, 1864) E — Eruptiv (Banatit). Moldova Nouă, Valea Mare, linker Abhang.

Halaváts (1881) citează lucrarea lui Foetterle din 1870 precizînd că nu cunoaște altă lucrare privitoare la munții Locva.

După Halaváts, cristalinul de Locva este format din șisturi micacee, șisturi cloritice, gnaise, gnaise amfibolice și filite. Proportia de cuarț și muscovit din șisturile micacee este foarte variată. La nord de

Pojejena Română a întîlnit în șisturile micacee granule fine de cuart; la Măcești a găsit o varietate în care cuarțul predomină asupra muscovitului. La Baziaș, șisturile sănt cloritice și conțin cristale de pirită parțial limonitizată.

La nord de Radimna, la partea superioară a șisturilor cristaline apar gnais formate din muscovit și feldspat alb. La Naidăș, gnaisul conține feldspat roșu, este mai sărac în mieă și are structura granitică. La est de Zlatița a observat un gnais amfibolic. La Belobreșca și în lungul șoselei Locva se intercalează filite șistoase grafitoase. Direcția generală a șisturilor este NE cu căderi de 25–35° spre NW.

Descrie aflorimentul, de la Câmpia, de argile albăstrui fosilifere, pe care le atribuie Pontianului și formațiunile diluviale (pietrișul și loessul) care urmează peste argile.

J. Böckh, (1888) descriind Triasicul de la Sasca, arată între altele că, conglomeratele cu elemente de curaț pe care le consideră de vîrstă triasic-inferioară sau chiar permiană, stau peste șisturi micacee biotitice.

F. Schafarzik (1913) publică prima lucrare asupra celor cinci insule de cristalin din vestul Banatului abordând și problema relațiilor dintre acestea și a relațiilor acestora cu sedimentarul. În capitolul consacrat cristalinului de Locva descrie un profil de la Slatina la Sasca și contactul dintre cristalin și sedimentar pe care l-a urmărit de la Sasca la Moldova Nouă. Cristalinul de Locva face parte din grupul superior filitic (grupul superior sau grupul III a lui Böckh) și este format din filite micacee în alternanță cu șisturi verzi și gnais filitice. Pe valea Radimna la vest de contact a observat șisturi micacee filitice, șisturi micacee, șisturi cloritice iar în tunelul dintre această vale și valea Micoșului, șisturi verzi. Șisturile cristaline încalcă peste cuarțitele laminate liasice, peste șisturile argiloase negre sau peste calcarele jurasice.

De ambele părți ale contactului se constată existența unor zone de brecificiere (fig. 4). Șisturile cristaline sănt cutate și deversate spre est, șarnierele cutelor inclină în aceeași direcție.

Lucrarea lui Schafarzik cuprinde de asemenea prima luare de poziție față de problema vîrstei metamorfismului și al cutării șisturilor. Cristalinul a fost cutat împreună cu sedimentarul în Cretacicul superior dar a fost metamorfozat și cutat și înainte de Carbonifer (cutările varisce). Dovadă sănt elementele de șisturi cristaline din conglomeratele carbonifere și faptul că depozitele carbonifere și permiene stau atât peste zonele filitice cât și peste cele ale șisturilor micacee.

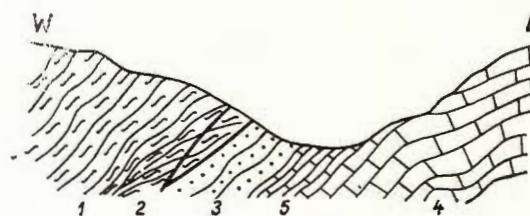


Lucrările de sinteză ale lui Böck și Mrazec pe care le discută, nu conțin referiri speciale la cristalinul din Locva dărău avut un rol important în evoluția cunoașterii cristalinului Carpaților Meridionali.

G. Murgoci (1910) consideră cristalinul de Locva și celelalte insule cristaline din Banatul de vest, ca făcind parte din pînza getică.

În textul explicativ la harta geologică a regiunii Biserica Albă-Sască-Moldova Nouă, de Halaváts și Schafarzik (1916) găsim și unele

Fig. 4. — Profil pe Valea Mare-Moldova Nouă (după F. r. Schafarzik, 1913).



1, sisturi filitice micașe; 2, zona laminată a șisturilor; 3, gresie permiană laminată; 4, calcarul tîtonic; 5, zona laminată a calcarului tîtonic.

Geologisches Profil im Valea Mare-Tal, Moldova Nouă (nach F. r. Schafarzik, 1913).

1, Phyllitische Glimmerschiefer; 2, Ausgewählte Zone der phyllitischen Glimmerschiefer; 3, Ausgewählter permischer Sandstein; 4, Tithonkalk; 5 Stark ausgewählte Zone des Tithonkalkes.

referiri la masivul Locva. Autorii repartizează cristalinul de Locva la grupul III filitic a lui Böck reprezentat aici prin: micașisturi muscovito-cuarțitice, micașisturi cu granați (Pojejena Română), micașisturi sărace în mică (Măcești) și șisturi cloritice cu sau fără pirită. Acestea alcătuiesc, partea inferioară peste care urmează partea superioară gnaisică în care pe lîngă rocile enumerate, mai apar și intercalări de gnais cu albă (la nord de Radimna), gnais cu feldspat roșu (Naidăș), gnais cu amfiboli (la Zlatița) și filite grafitoase (la Belobreșca). În harta geologică la scară 1 : 75 000 sunt conturate limitele cristalinului dar nu cuprinde nici un fel de separații în cadrul acestuia.

Lucrările citate ale lui Halaváts și Schafarzik au rămas mult timp cea mai completă informație asupra cristalinului Locva și în general asupra cristalinului din Banatul de vest.

După I. P. Voitești (1929), Locva și celelalte insule cristaline aparțin pînzei bucovinice.

Codarcea (1931) a studiat pentru prima dată amănunțit cristalinul de la Ocna de Fier-Bocșa Montană. Rezultatele cartografice și de laborator, rod al unei activități intense de mai mulți ani, au fost publicate într-o lucrare valoroasă, prima lucrare modernă privitor la cristalinul din Banatul de vest.

Fundamentul de sisturi cristaline este format din grupa gnaiselor micacee și grupa rocilor verzi. Prima grupă cuprinde roci de origină sedimentară argilo-grezoasă metamorfozată; cea de a doua grupă este formată din roci detritogene dar mai ales din roci de origină eruptivă reprezentate prin roci porfirogene, epigranite, epidiorite, epigabbrouri și diverse roci tufogene. Grupa gnaiselor micacee este încălecată peste grupa rocilor verzi, încălecată și ea peste formațiunile Carboniferului superior, de la Mîniom. Gnaisele micacee formează un sinclinal larg a cărei axă are direcția NE paralelă cu direcția liniilor de încălecare. În axul sinclinalului apare un aliniament de calcare considerate a fi de vîrstă tithonic-neocomiană.

Masivul banatitic de la Ocna de Fier-Dognecea reprezintă partea superioară a unui lacolit acoperit de sisturi cristaline. La contactul diverselor tipuri de roci banatitice au loc fenomene de contact endogene; la contactul cu calcarele și cu sisturile se formează skarne de variate tipuri. Recent fenomenele de contact în zona de exoskarn au fost studiate amănușit într-o valoroasă lucrare de A. L. Kissling (1967).

Lucrarea lui Codarcea aruncă o lumină nouă asupra geologiei sistemelor cristaline ale Banatului de vest și toate încercările ulterioare de corelare a formațiunilor metamorfice din această regiune pornesc de la datele lucrării citate.

În anul 1933, în vederea pregătirii Congresului Geologic de la Tr. Severin, Codarcea (1933) a parcurs cristalinul Locva pe mai multe profile, stabilind principalele tipuri de roci care îl alcătuiesc. Aceste roci s-au format dintr-un material inițial sedimentar argilos, arenaceu și calcaros, metamorfozat în epizonă. Originea sedimentară este argumentată prin: „... la fréquence considérable de porphyroblastes d'alcite dans lesquels la stratification primordiale a été fidélement conservée dans les rangées de grains d'épidote et de graphite qui traversent les alcites sans subir de dérangement” (1940).

Streckeisen (1934) încearcă, într-o lucrare de sinteză asupra Carpaților Meridionali, o corelare între insulele de cristalin din vestul Banatului și ajunge la concluzia că ele aparțin aceleiași unități a pînzelor superioare. Pentru Locva citează descrierile lui Hallatsch și Schafarzik și înclină să credă că sisturile acestei insule reprezintă prelungirea grupului de roci verzi separat la Ocna de Fier de către Codarcea.

În 1956 Maiere⁴, descrie detaliat rocile din Locva și încearcă o primă orizontare a sistemelor cristaline. Harta (este prima hartă geologică

⁴ O. Maiere. Raport asupra cercetărilor geologice și petrografice în munții Locva. 1956. Arh. Inst. Geol. București.

a acestui cristalin) cuprinde trei complexe stratigrafice în următoarea succesiune: „complexul gnaiseelor cloritice cu porfiroblaste, complexul rocilor verzi amfibolice și complexul șisturilor cuarțitice”.

Primele două complexe sunt grupate în 1957⁵, într-o serie tufogenă-magmatogenă și terigenă sub numele de seria de Locva. Peste aceasta, urmează seria de Lescovița tipic sedimentogenă care cuprinde pe lîngă complexul șisturilor cuarțitice și roci amfibolice (tufogene-magmatogene) însotite de „filite biotitice” (este vorba de șisturile cu stilpnomelan).

Stratigrafia șisturilor cristaline din Locva este precizată în anul următor⁶, iar descrierea petrografică este completată cu noi tipuri de roci printre care rocile cu stilpnomelan (1969).

Se afirmă și se argumentează două faze de metamorfism^{7,8} și se aduc precizări în privința gradului de metamorfism.

Recent Codarcea et al. (1967) au separat o unitate supragedică la care includ și insulele cristaline din vestul Banatului. Autorii coreleză unitatea supragedică cu pînza bucovinică.

În ceea ce privește vîrstă cristalinului și a cutărilor acestuia, Măzăec îl consideră în acord cu Schafarzik, antecarbonifer, cutat în faza variscă.

Böckh (citat de Halaváts și Schréter, 1916), consideră cuarțitele de la Moldova Nouă, de vîrstă devoniană.

După Désailly-Codarcea (1967) „gnaisele granitice” din Locva, separate de Maier, sunt de vîrstă prebaicaliană, iar seria de Lescovița, în care consideră că ar trebui inclus și complexul șisturilor tufogene-magmatogene bazice, ar aparține ciclului caledonian.

III. FORMAȚIUNILE CRISTALOFILIENE

Încercările de orizontare a cristalinului Locvei au avut ca prim rezultat, separarea în 1956⁹, a trei complexe stratigrafice:

a) Complexul gnaiseelor cu porfiroblaste de plagioclaz; b) complexul rocilor verzi amfibolice și c) complexul șisturilor cuarțitice (fig. 5).

⁵ O. Maier. Raport asupra cercetărilor geologice și petrografice din munții Locva. 1957. Arh. M.M.P.G. București.

⁶ O. Maier. Raport asupra cercetărilor geologice în munții Locva (între Lescovița și Naidăș). 1958. Arh. M.M.P.G. București.

⁷ O. Maier. Raport asupra cercetărilor geologice din munții Locva. 1960. Arh. M.M.P.G. București.

⁸ O. Maier. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier în perimetru din valea Nerei și valea Micoșului. 1965. Arh. M.M.P.G. București.

⁹ Op. cit. pct. 4.

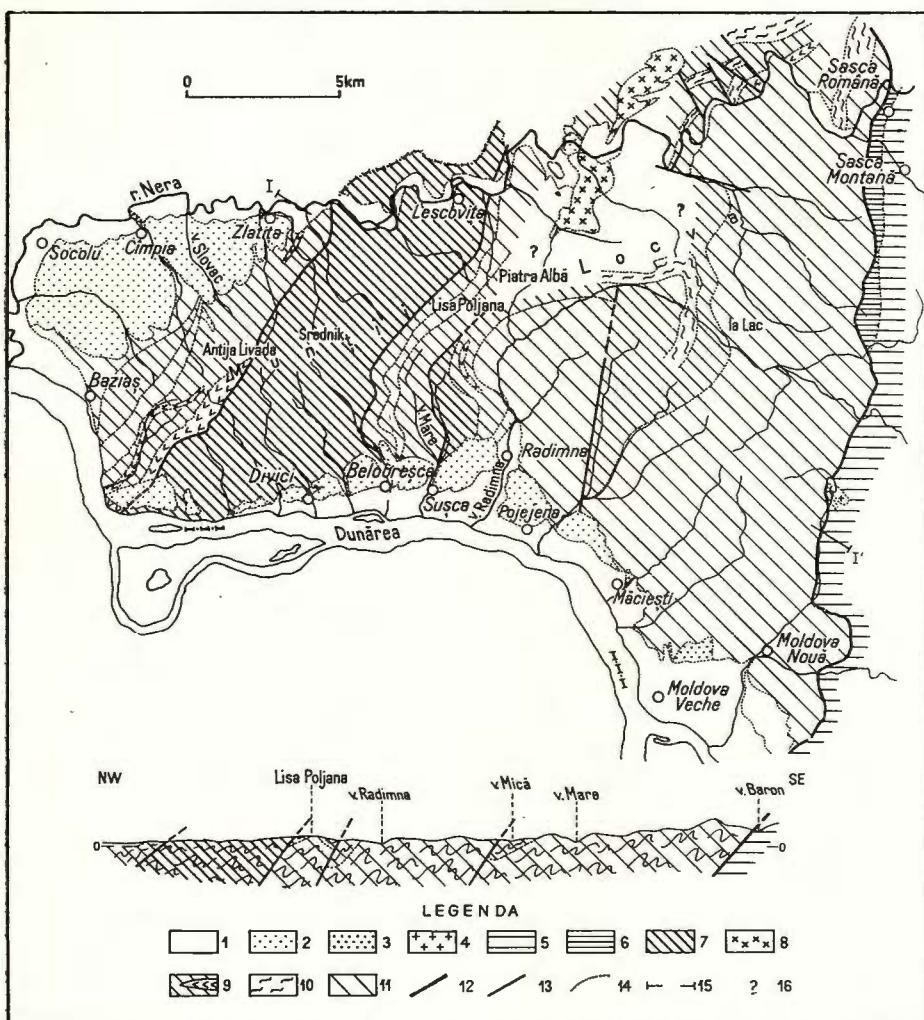


Fig. 5. — Schița hartă și secțiune geologică a munților Locva. (de O. M a i e r , 1956).

1, aluvioni și terase; 2, loess; 3, Neogen; 4, banatice; 5, Jurasic; 6, Triasic; 7, complexul sisturilor cuartitice; 8, aplite; 9, complexul rocilor verzi amfibolitice; 10, gnaisse granitice; 11, complexul gnaiselor cloritice cu porfiroblaste de plagiociaz; 12, contact anomal; 13, falie; 14, limită geologică; 15, direcția secțiunii geologice; 16, zone necartate în 1956.

Geologische Karte und Profil — Locva Massiv (von O. M a i e r , 1956).

1, Alluvionen und Terrassen; 2, Loess; 3, Neogen; 4, Banatite; 5, Jura, 6, Trias, 7, Quartzschiefer-Komplex; 8, Aplite; 9, Amphibolitgrünschiefer-Komplex; 10, Granitgneiss; 11, Albitporphyroblastengneiss-Komplex; 12, Überschiebung; 13, Verwerfung; 14, Geologische Grenze; 15, Richtung des geologischen Profils; 16, 1956 nicht Kartiertes Gebiet.

Primele două complexe consideram că fac parte din aceeași serie pe care am denumit-o seria de Locva, în timp ce al treilea complex alcătuia împreună cu rocile tufogene de la partea sa superioară, seria de Lescovița (denumită astfel după localitatea cu același nume de pe Nera, unde șisturile terigene au o dezvoltare caracteristică¹⁰).

Seria de Locva (seria inferioară) era descrisă ca o serie cu un pronunțat caracter tufogen-magmatogen în timp ce seria de Lescovița reprezinta o serie terigenă metamorfozată. Remarcam totuși, că șisturile tufogene bazice formează la partea superioară a seriei de Locva un orizont distinct și că în seria de Lescovița apar și roci tufogene bazice.

Evoluția cunoștințelor asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din masivul Locva și cercetările noastre din anii următori, asupra cristalinului din Poiana Ruscă, impun o revizuire a schemei stratigrafice de mai sus.

Elementele noi de care trebuie să ținem seama sunt următoarele :

1. În seria de Lescovița rocile tufogene -magmatogene bazice au o răspândire mult mai largă decât s-a considerat inițial, în faza de cartare de recunoaștere. Ele formează un complex bine individualizat la partea superioară a stivei de șisturi cristaline din Locva.

Acest complex marchează împreună cu complexul tufogen-magmatogen inferior, o fază paroxismală a magmatismului inițial.

Cele două complexe bazice și complexul terigen dintre ele, fac parte deci din aceeași serie — seria de Lescovița.

2. Determinările de vîrstă pe baza criteriilor palinologice, radiogene și de cuart ondulatoriu, au făcut posibilă gruparea diferitelor complexe stratigrafice pe cicluri geotectonice.

ACESTE fapte și datele noi care se acumulează, cer o revizuire și o adaptare continuă a schemelor stratigrafice ale șisturilor cristaline.

Schemă stratigrafică pe care o propunem aici, permite o corelare a formațiunilor cristaline din Locva și din celealte insule cristaline ale Banatului de vest, cu cristalinul din Poiana Ruscă. Corelarea se face ținind cont de stadiul actual al cunoștințelor asupra cristalinului de la Oca de Fier (C o d a r c e a, 1930), de la Dognecea (R a d u - M e r c u s, 1962), de la Oravița (C o n s t a n t i n o f¹¹), de la Vărădia-Vîrșet (C o n s t a n-

¹⁰ Op. cit. pct. 5.

¹¹ D. Constantino f. Raport asupra cercetărilor geologice-petrografice din regiunea Dognecea-Maidan (Banat). 1958. Arh. M.M.P.G. București.

tino f)¹², de la Brebu (Arghir¹³) și din Poiana Ruscă (Maier et al., 1964; Pavelescu et al., 1964; Maier et al., 1968; Maier et al., 1969).

Această schemă permite de asemenea, să se stabilească relațiile stratigrafice dintre cristalinul din Banatul de vest și unele serii ale cristalinului danubian, ținând cont de stadiul actual al cunoștințelor (Pavelescu, Răileanu, 1963; Dessila-Codarcă, Al. Codarcă, 1968).

Schematic succesiunea stratigrafică poate fi reprezentată astfel :

B) Seria de Lescovița :	$\left\{ \begin{array}{l} E_5 \text{ Complexul șisturilor cu stilpnomelan} \\ E_4 \text{ Complexul șisturilor terigene} \\ E_3 \text{ Complexul șisturilor tufogene-magmatogene bazice} \end{array} \right.$
A) Seria de Locva :	$\left\{ \begin{array}{l} E_2 \text{ Complexul șisturilor cu porfiroblaste de albă (= zona Bocișta-Drimoxa)} \\ E_1 \text{ Complexul gnaisic (= zona Buchin).} \end{array} \right.$

Utilizăm termenul de „complex” în același sens stratigrafic în care l-am utilizat cu ocazia cercetărilor noastre din 1956 în Locva și care i-a fost atribuit și în lucrările geologice din Poiana Ruscă (1958—1968). Ca valoare stratigrafică „complexul” ar corespunde unui etaj, fără a se putea preciza însă căruia anume. Termenul de „serie” este folosit în sensul stratigrafic obișnuit; vîrsta seriilor va fi argumentată în cadrul unui subcapitol.

Menținem denumirile locale de seria de Locva și seria de Lescovița cu conținutul lor modificat în sensul trecerii complexului E_3 de la prima serie la a doua; denumirile au devenit cunoscute prin folosire. Din aceleași motive menținem pentru complexele E_1 și E_2 ale seriei de Locva denumirile de Buchin și Bocișta-Drimoxa, localități ale stratotipurilor lor. Si în cazul acestora, conținutul denumirilor este modificat: ele nu se mai referă la zone, ci la complexe stratigrafice cu poziție bine definită.

A) SERIA DE LOCVA

Caracteristica principală a acestei serii, este omniprezența albitalui.

¹² D. Constantinof. Raport asupra cercetărilor geologice pentru foia 104 Reșița-Oravița. 1959. Arh. M.M.P.G. București.

¹³ Adela Argir. Studii geologice în cuprinsul foii 93 (Caransebeș) scara 1 : 10.000. 1962. Arh. M.M.P.G. București.



Sub aspect petrografic între cele două complexe, care intră în alcătuirea seriei, nu există deosebiri esențiale; o separare cartografică a lor este dificilă deoarece limita dintre ele este relativ arbitrară. Deosebirile sunt de natură texturală în legătură cu variațiile cantitative ale acelorași componente mineralogice. Considerăm însă, că în Locva ca de altfel și în celelalte insule cristaline ale Banatului de vest la baza stivei de șisturi epimetamorfice, atât cît este cunoscută, apare un orizont în care componenta feldspatică predomină. Peste acest orizont urmează un altul în care componenta micacee este mai frecventă.

E₁ Complexul gnaisic (de Buchin)

Acest complex este format din gnaise albitice cu intercalații de șisturi muscovito-clorito-albitice, șisturi cuarțitice și de roci actinolitice.

În masivul Locva complexul este deschis în partea de NE între Nera și Micoșul Sec (afluent drept al văii Micoșului) și a fost interceptat și de două foraje (23.334/147 și 23.350/184) în apropiere de localitatea Potoc la cîteva sute de metri sub depozitele neogene.

Componentele mineralogice principale ale rocilor acestui complex, albitul, cuarțul, muscovitul și cloritul variază în limite largi. În unele secțiuni este evidentă formarea cloritului pe seama unui biotit din care se mai păstrează resturi netransformate. Turmalina este relativ rară și de dimensiuni microscopice. Rareori prisme de turmalină ating lungimea de cîțiva milimetri.

Datorită apropierii de linia tectonică a Oraviței, rocile sunt tectonizate: cataclazitele și milonitele se întâlnesc frecvent. Aceleiași cauze î se datorează o caracteristică a rocilor din acest complex și anume, apariția unei șistozități noi în lungul planelor de forfecare: ; pe aceste plane recristalizează muscovit și clorit.

Apropierea contactului cu intruziunile banatitice a influențat structura și compoziția mineralologică a șisturilor complexului E₁. Albitul recristalizează probabil pe seama unui plagioclaz mai bazic. De asemenea, se observă o recristalizare a mineralelor femice ale intercalațiilor amfibolitice și apariția unor minerale de contact. Peste textura originală se imprima o textură corneeană.

Întrucit în această lucrare nu consacram un capitol special transformărilor suferite de șisturile cristaline în aureola de contact, dat fiind că fenomenul este limitat ca spațiu și amploare, în descrierea rocilor acestui complex vom ține seama de aspectul lor actual, rezultat al metamorfis-



mului dinamotermic, al metamorfismului dinamic mai recent și a celui de contact termic.

Gnaisete albitice. Tipul extrem feldspatic este o rocă cu textură gnaisică pînă la šistoasă blastoporfirică formată din albit, muscovit, clorit și cuarț. Aceste patru componente principale însoțite de ceva biotit, epidot, turmalină și zircon. Cantitatea de albit poate să ajungă pînă la 80% din totalul componentelor.

Această rocă este foarte asemănătoare cu cea pe care Codarcea (1930) a descris-o din zona de Buchin sub denumirea de gnaisfeldspatice. O clasificare a varietăților de gnais albitice în funcție de variabilitatea componentelor nu este posibilă deoarece există o tranziție continuă între tipuri.

Aspectul nodular al tipurilor cu porfiroblaste mari de albit ($\varnothing = 3$ mm) și prezența mineralelor micacee de neoformăție pe planele de forfecare sunt caracteristice pentru aceste roci.

Albitul porfiroblastic este limpede, uneori poikilitic alteori bogat în incluziuni de o pulbere neagră, dispusă în șiraguri fine.

La Ocna de Fier, Codarcea a descris foarte sugestiv formarea porfiroblastelor de albit pe seama unui oligoclaz din care se păstrează uneori resturi. Se pare că la gnaisete din Locva transformarea aceasta a fost completă și a putut să aibă loc într-o fază de metamorfism mai recentă (tardecinematică ?) cînd a avut loc și cloritizarea biotitului.

În complexul E₁ din Locva stabilirea timpului de transformare a oligoclazului în albit este îngreunată datorită metamorfismului dinamic și metaformismului de contact sau după cum vom vedea, efectului combinat al acestora.

Mineralele de neoformăție sunt : un muscovit ușor verzui, slab pleocroic (fengit ?) cu culori de birefringență de ordinul III și cu incluziuni de un mineral opac, lamelar, pe planele de clivaj ; un clorit cu culori de birefringență violacee ajungînd pînă la izotropie caracteristică penninului.

Transformările suferite de šisturile și gnaisete acestui complex în zona de contact a intruziunilor banatitice se referă în special la recristalizarea albitului, sau poate la cristalizarea albitului pe seama unui plagioclaz mai bazic. Legătura genetică a procesului de recristalizare a albitului de neoformăție cu intruziunea banatitică este evidentă în secțiunile subțiri ale carotelor din forajele de la Potoc (nr. 23.334/147 și 23.350/184).

Forajele au întîlnit complexul gnaisic la cîteva sute de metri sub depozitele neogene.



Din observațiile microscopice asupra secțiunilor subțiri seriate, rezultă următoarele :

La adincimea de 1060 m forajul 23.334 a interceptat un corp granodioritic (fig. 50 și pl. I, fig. 1 și 2). Deasupra acestuia urmează o corneană albito-biotitică. Albitul este neorientat și lipsit de contururi clare. Foile de biotit negru-brun sunt răspândite, de asemenea neorientat, în toată masa rocii.

Mai sus, la 1000 m, cantitatea de albit rămîne aceeași dar apare sub formă de granule alungite, orientate paralel cu biotitul brun-roșcat (tot de neoformăție) și cu o cantitate mică de fengit, mimind șistozitatea rocii pe care o invadă. Structuri micrografice se observă la distanțe de cîteva sute de metri de corpul intrusiv. Cuarțul concrescut cu albitul, ca de altfel toate granulele de cuarț pavimentos din rocă, are extincția netă (pl. II, fig. 2) sau foarte slab ondulatorie (unghiul extincției ondulatorii <20°).

Este indiscutabil că această corneeană albito-biotitică în contact cu granodioritul banatitic este legată genetic de acesta. În aureola metamorfică a banatitelor, care ține pînă la cca 300 m distanță de corp, în afara biotitului negru-brun (care apare de la contact pînă la m 1010), mai apare un biotit brun-roșcat (între m 1010 și m 830), un biotit brun-oliv (mai sus de m 830) dispuse divergent în cuiburi, sau orientate pe planele de clivaj. La m 740 apare puțin cordierit submilimetric, idiomorf, de obicei pinnitizat, spre deosebire de contactul șisturilor cristaline de la Ocna de Fier bogate în cordierit și andaluzit. Explicația acestei deosebiri ar putea fi chimismul inițial deosebit al șisturilor din zona de contact, în cele două regiuni : în gnaisele albitice din Locva erau destule alcalii prezente pentru a lega întreaga cantitate de Al_2O_3 , în timp ce la Ocna de Fier există un exces de aluminiu.

Spre partea superioară a complexului, roca devine în general mai șistoasă ; de la m 790 în sus fengitul și cuarțul sunt mai frecvente în dauna albitului (vezi tabelul).

Variatia pe verticală a conținutului în albit în forajul 23.334/147¹⁴

Nr. eșantion	Adincimea m	Albit %	Restul rocii %
2343	639	18,7	81,2
2380	760	23,8	76,0
2494	790	26,0	73,9
3023	960	45,4	54,5

¹⁴ Secțiunile mi-au fost puse la dispoziție de Angela Rafalet căreia îi exprim mulțumirile și pe această cale.



Aproape de suprafață se trece treptat spre un șist muscovito-cloritic cu porfiroblaste de albit. (pl. IV, fig. 2). Circulații de silice și calcit s-au manifestat pînă aproape de suprafață morfologică actuală.

C o n c l u z i e. La contactul gnaiselor albitice cu corporile banatitice întîlnite în forajele de la Potoc, albitul a recristalizat fie pe seama unui oligoclaz fie pe seama unui albit preexistent în roca metamorfică. Este posibil ca o parte a sodiului din gnaisele albitice să fi fost mobilizat, în timpul proceselor postmagmatice din roci metamorfice plagioclazice (metagrauwacke) situate mai în adîncime.

Şisturile muscovito-clorito-albitice, intercalate în gnaisele albitice sunt mai dezvoltate spre partea superioară a complexului. Asistăm la o creștere a cantității de minerale micacee în dauna albitului. Muscovitul și cloritul cristalizează pe plane de clivaj care formează un unghi cu șistozitatea inițială, reprezentată de incluziunile din albit. Acesta din urmă devine lenticular, fusiform, cu tendințe de orientare paralelă cu șistozitatea nouă (S_3), ceea ce sugerează că forma lenticulară s-ar datora proceselor de translație pe planele S_3 (pl. III, fig. 1 și 2 ; pl. IV, fig. 1).

Concluzia logică a acestei observații este, că muscovitul (fengitul) și cloritul de neoformăție au cristalizat pe planele de clivaj, după recristalizarea alpină a albitului din aureola de contact a banatitelor. Vîrsta muscovitului și cloritului (S_3) ar fi deci alpină : cristalizarea lor a avut loc probabil în faza laramică.

Rocile actinolitice. În complexul gnaiselor albitice (de Buchin) intercalațiile de roci amfibolice sunt relativ rare și de grosimi modeste, de ordinul decimetrilor sau a metrîlor. Într-unul din forajele de la Potoc s-a întîlnit o intercalație cu grosimea aparentă de cca 35 m. Atît în această intercalație cît și în cele de la suprafață se constată o recristalizare în general destul de avansată.

În rocile afectate de contactul termic în locul texturei șistoase nematoblastice a rocii inițiale (care se mai păstrează pe alocuri) apare o textură de corneeană.

Compoziția mineralogică suferă de asemenea unele modificări în sensul că amfibolul inițial recristalizează sub forma unei pîsle de actinolit, invadată de albit. Fierul eliberat este răspîndit în toată masa roci sub formă de oxizi sau participă la cristalizarea unor blaste de biotit brun-roșcat.

Parageneza : actinolit + epidot + albit + clorit + biotit este caracteristică unor roci de tip gabbroid, metamorfozate în faciesul corneean

albit-epidotic. Acest facies se înscrie (după Winkler) în limitele de temperatură între $400^{\circ}\text{C}/1000\text{-}2000$ bari — $530^{\circ}\text{C} \pm 15^{\circ}\text{C}$ 1000 bari și $540^{\circ} \pm 20^{\circ}\text{C}/2000$ bari.

Parageneza biotit + cordierit (acesta din urmă pinnitizat) arată că la un moment dat temperatura a putut să atingă $520^{\circ}\text{C}/1000$ bari.

Admitem că temperatura de 560°C la care parageneza mai este stabilă la o presiune de 2000 bari nu a fost atinsă deoarece mineralele de neoformăție orientate pe planele de clivaj (fengitul și cloritul) sunt caracteristice faciesului de șisturi verzi.

La suprafață, șisturile actinolitice apar la obîrșia văii Seleștiuța, în imediata apropiere a liniei tectonice. Aici manifestările postmagmatice ale banatitelor se fac mai puțin simțite. Roca are textura foarte fină, granulo-nematoblastică, condiționată de predominarea clinooizitului și a actinolitului și de prezența cuarțului și a albitului. Textura, culoarea verde-negricioasă și gradul avansat de fisurare sunt trăsăturile specifice acestui tip de rocă.

Clinooizitul reprezintă aproximativ 70-80 % din compoziția mineralogică și apare sub formă de „nori” alungiți în sensul general al șistozității. Acele microscopice de actinolit prezintă un început de grupare în păturele discontinue, microcutate. Cuarțul în granule colțuroase e înconjurat de plaje de clorit aproape izotrop reprezentând împreună cu acesta generația alpină. Albitul în granule rotunjite include de obicei prisme fine de actinolit. Titanitul este prezent în cantitate mică.

E₂ Complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit (Bocișta-Drimoxa)

Spre partea superioară a complexului gnaiselor albitice (Buchin) componentele mineralogice micacee se dezvoltă în dauna albitului; textura rocii devine din gnaistică, șistoasă. Cuarțul apare în general în cantitate mai mare decât în complexul inferior și spre deosebire de acesta, este în mod evident un cuarț dintr-o generație metamorfică mai veche: extincția rulantă este evidentă și cu un unghi relativ mare.

Tranzitia de la un complex (Buchin) la celălalt (Bocișta-Drimoxa) se face pe nesimțite astfel că limita dintre cele două complexe este relativ arbitrară. Fondul petrografic al complexului îl formează șisturile cu porfiroblaste de albit în care participarea procentuală a muscovitului și cloritului este variabilă. Intercalațiile de roci amfibolice sunt mai numeroase în special spre partea superioară a complexului dar au grosimi ce nu depășesc 150 m. Intercalațiile apar la diverse nivele. Alte varietăți petrografice au o răspindire sporadică.



Ceea ce am spus la descrierea complexului gnaiselor albitice referitor la deosebirile față de zona Buchin, rămîne valabil și la acest complex. Asociațiile minerale ale aceluiași complex, în cele două regiuni, indică trepte diferite ale metamorfismului. În regiunea Ocna de Fier, zona Bocișta-Drimoxa este metamorfozată în subfaciesul staurolit-almandin în timp ce complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit din Locva se plasează în subfaciesul cuart-albit-muscovit-clorit. Expresia mineralologică a acestei deosebiri poate fi rezumată astfel :

La Ocna de Fier : oligoclaz + biotit + muscovit + cuart și oligoclaz +
+ hornblendă verde-albăstruie + epidot
În Locva : albit + muscovit + clorit și
albit + actinolit + epidot

Sisturile muscovito-cloritice cu porfiroblaste de albit. Se pot deosebi mai multe varietăți de șisturi micacee cloritice cu porfiroblaste de albit în funcție de variația componentelor principale. Un tip extrem este lipsit aproape complet de cuart și are următoarele componente mineralogice : un mineral micaceu incolor, cloritul și albitul. Mineralul micaceu, un fengit, dispus în smocuri de solzi foarte fini, formează împreună cu o cantitate mai mică de clorit, masa fundamentală a rocii în care albitul a cristalizat sub formă de porfiroblaste rotunde, elipsoidale sau cu tendință spre idiomorfie. Numeroase granule alungite de un mineral opac, cu contururi neregulate dispuse în șiraguri se observă atât în masa fundamentală cît și în porfiroblaste. Sistozitatea (S_3) roci este dată de dispoziția cloritului. Epidotul este orientat după sistozitatea metamorfică în ițială (S_2) cutată perpendicular pe S_3 .

Compoziția modală a unui tip mediu de șist muscovito-cloritic cu porfiroblaste de albit este următoarea :

Dimensiuni în mm

albit	46,6 %	0,20 – 1,53
cuart	34,2%	0,04 – 0,40
muscovit	10,1 %	0,02 – 0,73
clorit	8,8 %	0,02 – 1,05
biotit	0,1 %	0,01 – 0,06
granat	0,2 %	0,01 – 0,04

Sisturile clorito-calcitice cu porfiroblaste de albit. La această varietate masa fundamentală este clorito-calcitică cu foarte puțin cuart și cîteva



foițe de sericit. Porfiroblastele de albit formează mai mult de 50 % din totalul componentelor. Ca incluziuni în albit se observă : titanit, zoizit și sericit. Aceste minerale marchează în unele porfiroblaste șistozitatea metamorfică prealpină (S_2). În porfiroblastele recristalizate, lobate, dispoziția incluziunilor este haotică.

Șisturile cuarțitice cu porfiroblaste de albit. Roca este formată, din cuart cristalizat, ceva clorit și sericit și din albitul porfiroblastic cu incluziuni de titanit, un mineral opac și ceva sericit, orientat în direcția șistozitatii S_1 . Însăși porfiroblastele eliptice sau neregulat alungite sunt însirurate în direcția acestei șistozitatii. Ea este sugerată și de alungirea și extincția granulelor de cuart. Șistozitatea S_2 formează un unghi cu planele de șistozitate S_1 și este reliefată de orientarea sericitului și cloritului (pl. V, fig. 3).

În unele varietăți sericitul apare în cantitate mai mare iar cuartul este mai mărunt.

Șisturile albitice au fost întlnite pe ogașul Firizan de la Moldova Nouă. Roca este formată aproape exclusiv din albit cu conture poligonale, izometrice sau ușor alungit în direcția șistozitatii generale. Incluziunile de magnetit și de epidot sunt dispuse în șiraguri continue care pun foarte bine în evidență microcutarea, din faza cinematică veche. În continuarea acestor șiraguri, dar în contact transant cu albitul gazdă, apare fengitul în care se continuă granulele alungite de magnetit în timp ce epidotul este prezent exclusiv în albit. Continuitatea șiragurilor de magnetit este întreruptă de plaje de clorit verde-gălbui dispus în smocuri scurte și de cuart cu extincție netă. Aceste două minerale sunt în mod evident mai noi și aparțin generației alpine.

În această rocă, albitul este sincinematic ; se constată însă și prezența unui albit nou, lipsit de incluziuni, cu tendințe spre idiomorfie.

În jurul unor porfiroblaste de albit se observă o aureolă de cuart pavimentos prin care șiragurile de magnetit și epidot nu se continuă. Dincolo de aureola ele se continuă riguros cu aceeași direcție (fig. 6 și pl. VI, fig. 1).

Cuartul are extincția ondulatorie foarte clară cu un unghi de 36° (ceea ce ar corespunde unei vîrste de 355 mil. ani = faza erică de cutare).

În cazul descriis cuartul a cristalizat evident concomitent cu albitul sau cu puțin în urma acestuia, iar întreruperea șiragurilor de magnetit și epidot nu poate fi explicată printr-o fisură umplută cu quart. Am arătat mai înainte că în general epidotul nu depășește limitele granulelor de albit și că magnetitul se continuă și în muscovit. Vedem în aceasta o ilustrare a



legăturii compoziției mineralogice actuale cu chimismul inițial al rocii, cu modul de cristalizare și cu condițiile de metamorfism. Presupunem că în jurul unui centru de cristalizare a albitalui, întreaga cantitate de Na_2O și o parte din Al_2O_3 și SiO_2 au fost consumate pentru cristalizarea acestui

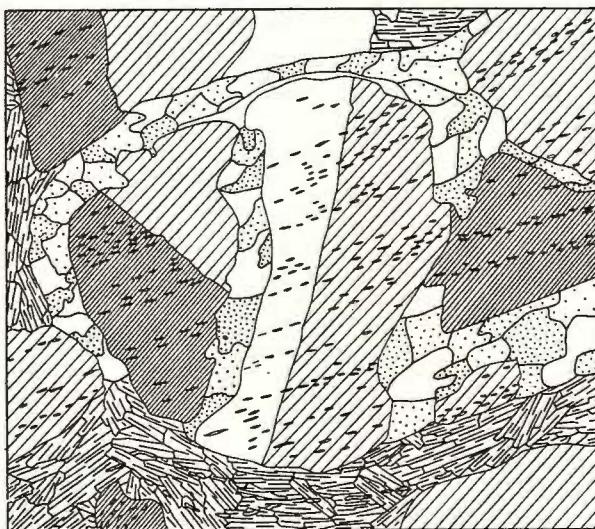


Fig. 6. — Șist albitic. Secțiunea nr. 739. Porfiroblast de albit cu șiraguri incluse de magnetit și epidot. Acestea se opresc la limita porfiroblastului.

Albitschiefer. Albitporphyroblast mit Magnetit und Epidotschlieren (S_1) die am Rande des Porphyroblastes jäh abbrechen.

mineral. În condițiile metamorfismului în subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit, CaO intră în compoziția epidotului care, înglobând și o parte a Fe_2O_3 , apare împreună cu albital sau inclus în acesta. O mică parte din fierul existent și toată cantitatea de K_2O contribuie la formarea muscovitului slab ferifer (fengit). Excesul de fier cristalizează sub formă de magnetit. Dintre mineralele prezente, albital are cea mai mare energie de cristalizare și se dezvoltă porfioblastic. Excesul de SiO_2 cristalizează sub formă de cuarț în jurul porfiroblastelor de albit într-un spațiu din care toate celelalte elemente au fost „extrase” prin cristalizarea mineralelor amintite. Epidotul și magnetitul dispuși în șiraguri cutate reprezintă șistozitatea metamorfică S_1 a rocii. Ea poate să coincidă sau nu cu stratificația inițială (S_0).

Cuarțitele šistoase păstrează relict textura sedimentară a rocii din care provin. Păturele de cuarț echigranular, mai fin sau mai grosier, alternează cu păturile subțiri de muscovit. Cuarțul cu extincție ondulatorie de 36° indică o vîrstă predevoniană a metamorfismului (faza de cutare erică).

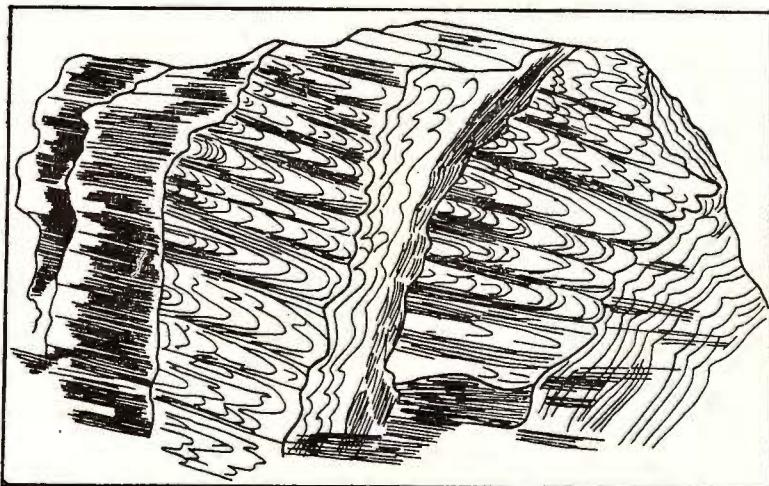


Fig. 7. — Cuarțitele šistoase, de la confluența ogașul Cornetului cu Valea Mare. Se observă fisurile *ac*.

Schieferige Quarzite mit *ac* — Klüftung. Mündung des Ogașul Cornetului in das Valea Mare-Tal.

Böckh consideră aceste cuarțite, localizate aproape de limita estică a cristalinului între Valea Mare și Gaura Lupilor (Moldova Nouă) ca aparținând Devonianului (fig. 7).

Sisturile tufogene bazice, formează mai multe intercalații în general cu grosimi reduse. Astfel ele pot fi întâlnite pe culmea Vulturului unde conțin cca 10—12% porfiroblaste de magnetit, pe valea Radimniuța, valea Radimna (amonte de Zăvoi) și pe ogașul Dobrița. Pe Valea Mare (Moldova Nouă) au fost cartate mai multe intercalații subțiri, în ambii versanți ai văii. Se pot distinge următoarele varietăți :

Sisturile actinolito-clorito-epidotice cu albit, se întâlnesc în general în intercalațiiile de pe Prva reka (Măcești) și Valea Mare (Moldova Nouă). Roca este fin grano-nematoblastică formată din baghete de actinolit, puțin clorit, epidot, și albit, orientate preferențial. Planele de clivaj (S_3) sunt abia perceptibile și sunt puse în evidență de cuarțul recristalizat (cu extincție netă) și de cîte un cristal de actinolit.

Şisturile clorito-epidotice cu albit, formează intercalații subțiri în apropierea liniei tectonice a Oraviței (ogașul Dobrița).

Cloritul este pseudomorf după actinolit și este asociat cu clincozoizit și cu albit echigranular dar nu porfiroblastic. Apropierea mai mare de linia tectonică este exprimată de apariția clară a unei șistozități S_3 pe planele căreia, recristalizează o parte a cloritului și cuarțul.

B) SERIA DE LESCOVIȚA

E₃ Complexul șisturilor tufogene-magmatogene bazice

Peste complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit urmează în continuitate de sedimentare un complex a cărui caracteristică este predominarea rocilor tufogene-magmatogene bazice, metamorfozate. Limita dintre cele două complexe a fost trasată la baza primelor apariții masive de roci bazice metamorfozate. Șisturile muscovito-cloritice cu porfiroblaste de albit sănt prezente și în acest complex, ca intercalații în rocile tufogene.

La limita dintre cele două serii apare discontinuu, un orizont de gnaise faneroblastice în alternață cu șisturile tufogene-magmatogene bazice. Discontinuitatea acestui orizont ar putea fi considerată ca un indiciu al unei lacune stratigrafice. Precizăm însă, că pînă în prezent nu am putut identifica vreo discordanță unghiulară între cele două serii.

Datorită particularităților structurilor majore, pe care le vom discuta în capitolul de tectonică, complexul E₃ are o răspîndire relativ largă ocupînd aproximativ regiunea centrală a masivului Locva. El este bine deschis pe aproape toate văile și pîraiele afluente ale Dunării între Măcești și Divici (Prva reka, ogașul Plandiște, Valea Mare și Valea Mică de la Pojejena, valea Radimnei, Valea Mare de la Şușca, valea Țiganilor de la Belobreșca, valea Duboki, valea Satului = Selska reka și Valea Mare de la Divici, ogașul Seleștianski și ogașul Popin între Divici și Baziaș). Deschideri bune se găsesc și pe interfluviiile acestor afluenți. Complexul mai apare pe culmea principală între virful Jasen și Bara lui Călin precum și pe unii afluenți stîngi ai Nerei cum ar fi valea Gabrovi, ogașul Pîrcilor, ogașul Țiganilor (Lescovița) și valea Călugării (Naidăș). De asemenea a mai fost înfilnit pe valea Nerei între gura Micoșului și Bogodinți, pe cursul inferior al văii Micoșului și pe cîțiva afluenți stîngi ai acestei văi (ogașul Lupului, ogașul Lali).



1. Gnaisele granitoide

Gnaisele granitoide sunt asociate cu șisturi tufogene bazice formînd împreună cu acestea un orizont reper la partea inferioară a complexului E₃. Le întîlnim în versantul drept al Nerei, în împrejurimile localității Bogodinți unde formează o lentilă-strat între ogașul Gura Văii și ogașul Coșului și în buclă pe care o face Nera la est de gura văii Micoșului. În versantul stîng al acestei din urmă văi, de sub șisturile tufogene bazice și metagabbouri apare același gnais granitoid. Pe cracul Turcului și cracul Laurenții, între valea Zbegului și valea Radimna gnaisul granitoid este larg răspîndit și este în parte transformat în grus. Il regăsim și la sud de valea Radimnei pe afluenții stîngi ai acesteia, pe culmea principală (vîrful Cîrnă) și pe afluenții văii Mici (Pojejena) mai mult sau mai puțin proaspăt sau sub formă de grus. Am remarcat că stejărișul din versantul drept al văii Radimnei crește în special în zona de răspîndire a grusului gnaisului granitoid. În versantul drept al văii Mici (Pojejena) există o deschidere în care gnaisul granitoid este foarte puțin alterat.

Roca are structura blastoporfirică, textura ușor gnaisică, datorită păturelor extrem de subțiri de minerale micacee. Cu ochiul liber se disting cristale mari de feldspat alb sau roz și cristale de cuarț și clorit.

În secțiuni subțiri se constată prezența unei mase fundamentale de cuarț, plagioclaz și mică și a unor cristale mari de microclin și de plagioclaz. Microclinul este ciuruit poikilitic de cuarț și este de obicei maclat după legea de Karlsbad. Se observă structuri pertitice.

Plagioclazul maclat polisintetic, este relativ proaspăt în masa fundamentală și puternic sericitizat cînd formează porfiroblaste. Compoziția mineralogică cantitativă a fost stabilită prin integrare și prin calcul din analiza chimică.

Conipoziția modală (integrare) :

cuarț	45 — 55 %
microclin-micropertit	31 — 41 %
plagioclaz	7 — 9 %
muscovit	4 — 6 %

minerale secundare :

albit, sericit, clorit	0,2 — 2 %
------------------------	-----------



Compoziția modală calculată (după compoziția chimică):¹⁵

cuarț	44,5 %
feldspat alcalin	35,5 %
muscovit-clorit	10,5 %
minerale accesoriai	0,9 %
excedent de Al_2O_3	8,5 %

Surplusul de aluminiu se datorează probabil prezenței caolinului format pe seama feldspațiilor care nu a fost inclus în calcul.

Compozițiile modale (integrată și calculată) sunt comparabile în privința cantității de cuarț și feldspat total. Raportul $\text{Q} : \text{Ab} : \text{Or} = 61 : 34 : 5$ nu este un raport eutectic. Raportul normativ $\text{Ab}/\text{An} = 3,2$. După cum a demonstrat H. v. Plateen (1965) experimental, pentru raportul $\text{Ab}/\text{An} = 3,2$ — raportul eutectic $\text{Q} : \text{Ab} : \text{Or}$ ar fi cuprins între $43 : 21 : 36$ și $45 : 15 : 40$ și ar corespunde unei temperaturi de $695^\circ\text{C} - 705^\circ\text{C}$. După cum se poate însă observa în secțiunile subțiri, microclin-micropertitul gnaisului este foarte bogat în moleculă albitică. Analiza chimică evidențiază în mod corespunzător conținutul scăzut în K_2O . De altfel temperatura de $695^\circ\text{C} - 705^\circ\text{C}$ este o temperatură la care (în condițiile unui $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$ bari) are loc anatexia. Or, în cazul gnaisului granitoid din Locva, asociațiile petrografice sunt caracteristice condițiilor de metamorfism mai scăzut iar relațiile spațiale între gnaisul granitoid și rocile înconjurătoare indică o geneză *in situ*.

Coexistența microclinului cu cloritul nu este posibilă decât în subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit deci la temperaturi care probabil nu au depășit 450°C .

D e menționat aici, că „termometrul lui Barth” bazat pe raportul distribuției Na_2O în feldspații alcalini și plagioclazi, a indicat pentru gnaisele granitice precambriene din Norvegia de sud, o temperatură de $350 - 400^\circ\text{C}$. Nici chiar granitele masive din această regiune nu s-au format la o temperatură mai mare de 575°C ceea ce îl determină pe Barth (1955) să tragă concluzia că rocile granitoide din sudul Norvegiei nu ar fi cristalizat dintr-o magmă ci s-ar fi format „în urma proceselor descrise sub numele de transport de materie sau de acțiune metasomatică”.

Relațiile spațiale dintre mineralele componente dau unele indicații care pot fi interpretate tot în sensul unei geneze *in situ*. Cristalele mari de microclin-micropertit au contururi cristalografice uneori aproape de cele

¹⁵ Vezi p. 40.

ideale (fig. 8 și 9). Plagioclazul care apare ca incluziuni în microclin este de asemenea idiomorf și are dimensiunile plagioclazului din masa fundamentală. Acesta din urmă însă, spre deosebire de cel inclus în microclin, este mai mult sau mai puțin corodat de cuarț. Cuarțul corodează de asemenea

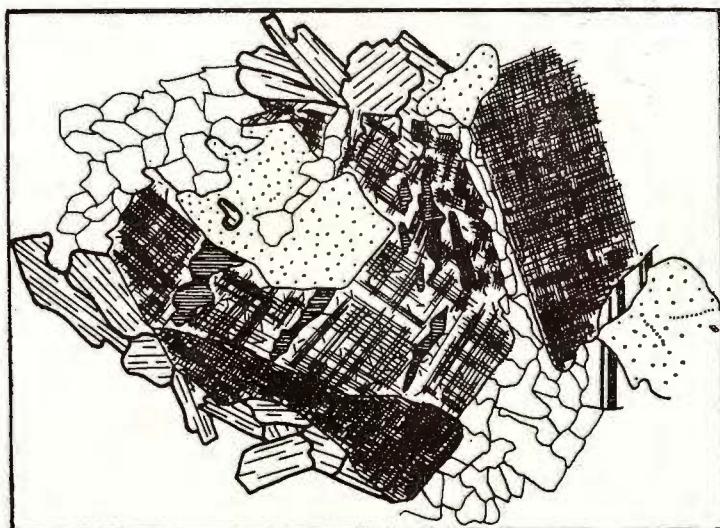


Fig. 8. — Gnais granitoid. Secțiunea nr. 478. Valea Mică-Pojejena. Microclin-micropertit idiomorf (în centru) include cuarț și feromuscovit și este corodat de cuarț II (punctat). Desen după microfotografie.

Granitoidgneiss — Valea Mică-Pojejena. Idiomorpher Mikroklint-Mikropertith (Mitte) mit Quarz und Ferromuskowitz Einschlüssen wird von Quarz II korodiert (punktiert).

cristalele de microclin-micropertit formând în aceste intrînduri adânci (cu forme de pungi) sau înlocuindu-l aproape în întregime. Din aceste relații stabilim următoarea succesiune de cristalizare :

cuarț_I + plagioclaz (din masa fundamentală)-microclin-cuarț_{II}.

Masa fundamentală a cristalizat în condiții cinematice în timp ce microclinul a cristalizat în condiții statice probabil într-o fază intercinematică sau postcinematică. Tot static a cristalizat și cuarțul din a doua generație pe care îl atribuim unui aport de SiO_2 . O remobilizare metamorfică din roca inițială pare puțin probabilă, o astfel de remobilizare presupune condiții termodinamice, în care ar fi trebuit să fie remobilizat în primul rînd albitul și microclinul. Feromuscovitul a recristalizat parțial după

cristalizarea microclin-micropertitului. Date fiind natura micropertitică a feldspatului putem să tragem concluzia că temperatura de formare a rocii a fost apropiată de cea a faciesului de șisturi verzi în care au fost metamorfozate șisturile înconjurătoare. Prezența acestui feldspat se poate

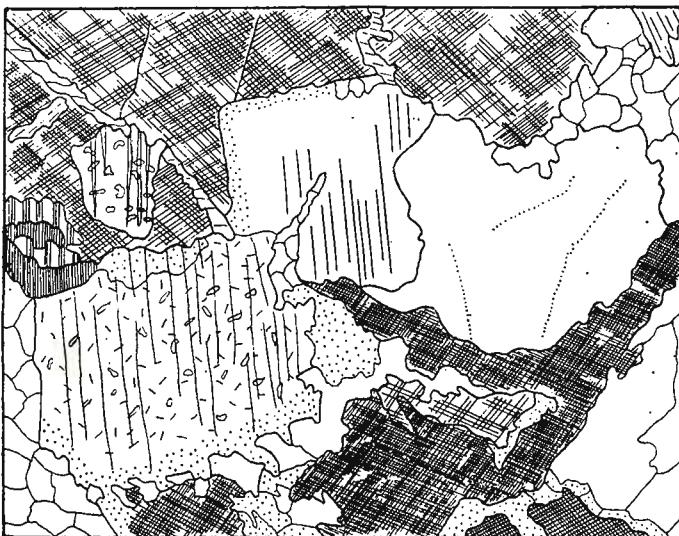


Fig. 9. — Gnais granitoid. Valea Mică-Pojejena. Microclin-micropertit cu incluziuni de plagioclaz, este străbătut de vinișoare de quarț (colțul stîng-sus). Cristale mari de plagioclaz cu aureole de albit (punktat) la contact cu microclin-micropertitul. Quarțul II corodează microclin--micropertitul și plagioclazul. Desen după microfotografie.

Granitoidgneiss. Valea Mică-Pojejena. Mikroklin-Mikropertit mit Plagioklas Einschlüssen und Quarzäderchen (links oben). Große Plagioklas kristalle mit Albitsaum (punktiert) am Kontakt mit Mikroklin-Mikropertit : beide werden von Quarz II korodiert.

datora unui aport sodo-potasic sau numai potasic. În primul caz micropertitul ar fi de dezamestec, în a doua variantă ar trebui să presupunem că plagioclazul din roca inițială a furnizat sodiul sub influența venirilor de SiO_2 . Această explicație este o adaptare la structurile pertitice a unei teorii, emisă de Roques (1955), privitor la geneza mirmechitelor asupra căreia vom reveni.

Natura migmatică a gnaisului granitoid este sugerată și de unele relicte, ale paleosomei, în masa fundamentală, și este subliniată de compoziția chimică.

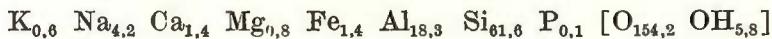
*Compoziția chimică a gnaisului granitoid din Locva
(Valea Mică-Pojejena) nr. 478*

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Σ
72,56	18,27	0,96	1,03	0,10	0,63	1,54	2,50	0,51	0,17	98,27

Parametrii Niggli

si	al	fm	c	alk	k	mg	$\frac{c}{fm}$	qz	T	t
408	60,8	14,5	9,5	15,2	0,12	0,36	0,65	247	45,6	36,1

Celula standard :



Examinind rezultatul analizei chimice se constată conținutul mare în SiO_2 și în Al_2O_3 care împreună reprezintă peste 90 % din oxizi. Această situație se reflectă și în valorile parametrilor Niggli, în special valoarea lui al depășește cu mult valorile maxime cunoscute la rocile eruptive. Aceasta demonstrează că gnaisul granitoid nu a fost o rocă eruptivă. De altfel roca se proiectează în diagrama tetraedrică net în domeniul sedimentelor argiloase (fig. 10).

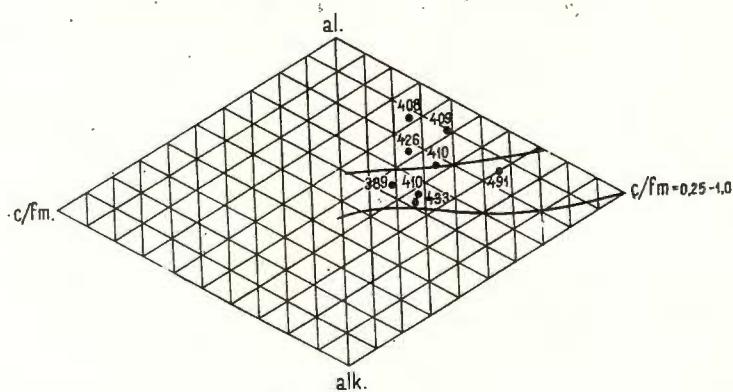


Fig. 10. — Diagrama $al-fm-c-alk$.

Konzentrationstetraeder $al-fm-c-alk$ der sauren metaeruptiven Gesteine und Metatuffe.

Valoarea mică a lui k se explică prin natura feldspatului (microclin-micropetit și plagioclaz); valoarea mare a lui qz este în concordanță cu cantitatea mare de cuarț liber, iar valoarea pozitivă ridicată a lui t confirmă originea sedimentară a gnaisului granitoid.

Punctul de proiecție cu parametrii $Q = 64,10$, $L = 20,35$ și $M = 15,55$ se plasează în diagrama ternară (fig. 12) deasupra amestecului eutectic cuarț-feldspat alcalin în domeniul de predominare a cuarțului. Acești parametri evidențiază încă o dată raportul dintre mineralele leuco-crata și cele melanocrate.

Natura sedimentară a materialului inițial pe de-o parte și parageneza minerală a actualului gnais granitoid pe de alta, pot fi stabilite calculind parametrii ACF și A'KF (după E s k o l a) pe care îi proiectăm apoi în diagrame ternare.

Pentru gnaisul granitoid valorile calculate ale acestor parametri sunt :

$$\begin{array}{ll} A = 71,3 & A' = 75,3 \\ C = 12,0 & K = 3,4 \\ F = 16,7 & F = 21,3 \end{array}$$

Winkler (1965), utilizînd date din literatură (N o c k o l d s, 1954; R o n o v și C h l e b n i k o v a, 1957), a constituit o pereche de diagrame ternare ACF-A'KF în care sunt redate pozițiile rocilor magmatice și sedimentare. În diagrama ACF, gnaisul granitoid ocupă o poziție între domeniul argilelor aluminoase și domeniul argilelor mai mult sau mai puțin carbonatice : în diagrama A'KF locul de proiecție a gnaisului granitoid este foarte apropiat de cel al argilelor aluminoase.

Parageneza : pirofilit + epidot + cloritoid \pm albit \pm cuarț indicată de diagrama ACF a subfaciesului cuarț-albit-muscovit-clorit, nu este în conformitate cu compoziția mineralologică reală a gnaisului granitoid.

Din diagrama A'KF se poate deduce pentru aceeași rocă parageneza : pirofilit + cloritoid + muscovit + albit + cuarț (fig. 33). Această parageneză este mult mai apropiată de realitate dacă avem în vedere că în cazul concret al gnaisului în discuție, silicatul de aluminiu nu este un pirofilit, ci caolin. Cloritoidul nu poate să apară deoarece $Fe^2 = Mg^2$. Valoarea $k = 3,4$ concordă cu caracterul sodic al feldspatului acestei roci.

Parageneza ar fi aşadar : muscovit + feldspat alcalin + cuarț.

La aceste minerale se adaugă ca mineral secundar caolinul.

În concluzie, gnaisul granitoid din Locva s-a format *in situ* dintr-o rocă sedimentară cuarțo-plagioclazică, datorită unui aport de potasiu și SiO_2 dintr-o sursă presupusă în adîncime.

Parageneza minerală microclin-clorit și gradul de metamorfism scăzut al șisturilor ambiante, exclud posibilitatea unei anatexii la nivelul de eroziune actual.



2. Rocile aplitice

Rocile aplitice sunt localizate la E și SE de Naidăș unde formează un corp mare flancat de falii și care poate fi urmărit din valea Călugării spre nord pînă în valea Nerei. Mai multe corpuri mai mici au fost cartate pe ogașul Căprișonii și pe ogașul Zbegului. Culoarea rocii este roză, violacee sau cenușie, textura masivă sau rubanată. Cu ochiul liber nu se disting decît fețele de clivaj ale plagioclazilor; frecvent se observă resturile neasimilate ale rocilor înconjurătoare.

Sub microscop roca apare formată în cea mai mare parte din feldspat cu structuri mirmekitice și micrografice, din cristale mari, idiomorfe de plagioclaz acid și din cristale alotriomorfe de microclin. Masa fundamentală constă în cea mai mare parte din cuarț pavimentos asociat cu fluturași de mică incoloră — verzuie și uneori cu un biotit cu $n_y =$ brun aproape negru și $n_x =$ verzui-oliv.

Plagioclazul maclat polisintetic și complex este înconjurat de o bordură limpă de albă în care lamelele maclelor nu se continuă; sunt frecvente concreșterile de tip „banatitic” (G h i k a-B u d e s t i, 1931).

Nucleul plagioclazului apare tulbure din cauza numeroaselor incluziuni foarte fine, probabil de epidot. Compoziția nucleului este aproximativ aceea a unui oligoclaz-andezin (An_{30}). Rareori se constată urme de coroziune; mirmekitele sunt situate în afara plagioclazului înaintînd sub formă de evantai în microclinul învecinat. Vermiculii de cuarț pornesc de la limita exterioară a bordurii de albă fără să pătrundă în aceasta. Există totuși și plagioclazi puternic corodați, înconjurați de o plajă mirmekitică după cum există și mirmekite a căror contur amintește de cel al unui plagioclaz. În acestea, vermiculii de cuarț nu sunt divergenți, ci aproximativ paraleli, urmînd oarecum direcția fostelor lamele ale maclelor.

Feldspatul alcalin este un microclin mai mult sau mai puțin pertitic. Aceasta ar explica coexistența structurilor mirmekitice cu cele micrografice. După D r e s c h e r - K a d e n (1948) cele două structuri de reacție nu se exclud reciproc dar apar rareori împreună. Structura de reacție specifică feldspatului sodo-potasic ar fi mirmekitul în timp ce structura grafică ar fi specifică feldspatului potasic.

Coexistența celor două structuri s-ar putea deci explica prin prezența unui microclin parțial pertitic.

2.1. Tipuri de roci aplitice

Megascopic este foarte dificil să se separe varietăți în cadrul gnaiselor aplitice. Caracterele distinctive sunt culoarea, textura și mărimea granu-



lelor. În privința culorii s-a observat în teren, că este influențată de natura șisturilor cu care gnaisele aplitice vin în contact. Astfel, pe oagașul Zbegului, o intercalătie tufogenă bazică a complexului E_3 , se continuă în gnaisele aplitice sub forma unei fissii de culoare mai închisă contrastantă cu culoarea roză a aplitului.

Deosebirile de textură și mărime a granulelor sunt mai evidente în secțiuni subțiri. După aceste criterii și după compoziția mineralologică se pot distinge următoarele tipuri de rocă :

2.1.1. Gnaise aplitice cu textura orientată. Masa fundamentală a rocii este formată din granule alungite de cuarț, din ceva muscovit (incolor-verzui) și clorit. Fenocristalele idiomorfe de plagioclaz sunt neorientate; în jurul lor se observă forme incipiente de mirmekit care își datorează existența filmelor de feldspat potasic din jurul granulelor de cuarț. Excepțind filmele amintite, feldspatul potasic lipsește din acest tip de gnaise.

Compoziția modală calculată din analiza chimică a probei reprezentative nr. 1571 (vezi tabelul 3) este următoarea :

cuarț	38,3
plagioclaz (An_{28})	20,0
muscovit	8,1
clorit (72 At + 28 FeAt)	8,4
caolin	23,7
calcit	0,6
hematit	0,9
	<hr/>
	100,0

Calculul pune în evidență un exces de Al_2O_3 din care am format caolin dat fiind că, în secțiune se observă caolinizarea feldspaților.

Cu ajutorul MU au fost determinate următoarele conținuturi ale plagioclazului :

Nr. determinărilor	An %	Tipul de macă
1	23	Ala
1	27	Albit + Ala
2	28	Albit + Ala
2	30	Albit + Ala
1	32	Ala
1	49	Albit + Ala



Cu excepția lamei cu 49 % An care se proiectează în apropierea curbei de temperatură înaltă, toate celelalte puncte de proiecție cad pe curba de temperatură joasă sau în apropierea acesteia.

2.1.2. Gnais aplitice cu textură masivă. Intr-o masă fundamentală formată din cuarț, albit și microclin repartizați neomogen și neorientați, se observă resturi sub formă de cuburi, ale șisturilor înconjurătoare. În aceste enclave nedigerate cristalizează mărunt, un biotit verde-oliv parțial sau total transformat în clorit. Fenocristalele relicte de plagioclaz sunt mai mari decât la tipul cu textură orientată. Ele apar de obicei grupate mai multe la un loc. Plagioclazul este zonat (vezi pl. IX, fig. 1), maclat polisintetic sau complex și este înconjurat de o plajă de albit care respectă idiomorfia plagioclazului. În această plajă încep să cristalizeze, normal pe linia de contur a cristalului, vermiculi de cuarț marcând un început de mirmekitzare. În masa fundamentală se observă structuri microppegmatitice și mirmekitice.

Din analiza chimică a unei asemenea roci aplitice (nr. 2968) s-a calculat următoarea compoziție modală :

cuarț	26,3
plagioclaz (An 7,6)	52,5
microclin	18,1
biotit (Fe, Mg)	2,8
titanit	0,9
magnetit	0,6
	101,2

Observații :

Există un deficit de 1,2 % Al. Plagioclazul apare mai acid decât este în realitate dat fiind, că aici a fost inclus tot albitul.

Compoziția determinată cu MU a plagioclazului este redată în tabelul de mai jos :

Nr. determinărilor	An %	Tipul de maclă	2 V
2	23	Albit + Ala B	91°
1	24	Albit + Ala B	?
1	25	Albit + Ala B	?
1	26	Albit + Ala B	?
2	29	Albit + Ala B	95°
1	30	Albit + Ala B	?
1	32	Albit + Ala B	93°



Punctele de proiecție cad pe curba de temperatură joasă sau în apropierea acesteia, în exterior.

2.1.3. Gnaise aplitice mirmekitice. Roca este formată din plagioclaz idiomorf, larg cristalizat, înconjurat de mirmekite care pot ocupa pînă la 60 % din suprafața de secțiune integrată. Evantaiele de mirmekite se grupează în jurul plagioclazului din care de multe ori nu rămîne decît un rest idiomorf, de albit. Din feldspatul potasic de cele mai multe ori nu se păstrează nimic (pl. IX, fig. 2).

Masa fundamentală fin granulară este formată din cuarț, muscovit pleocroic incolor-verzui și clorit. Se observă frecvent mirmekite fără nici o legătură evidentă cu plagioclazul.

Structurile micrografice sunt relativ rare dar apar alături de cele mirmekitice.

Nu dispunem de nici o analiză chimică a acestui tip de rocă aplitică. Prin integrare pe mai multe secțiuni subțiri am obținut următoarea compoziție mineralogică :

plagioclaz	20 – 30 %
mirmekit	25 – 60 %
masa fundamentală	10 – 45 %
(cuarț, muscovit, clorit)	

Compoziția plagioclazului acestui tip de aplite variază în limite largi datorită probabil transformărilor pe care le suferă în timpul procesului de mirmekitzare.

Determinările cu măsuță universală au dat următoarele rezultate :

Secțiunea 585 gnais aplitic mirmekitic, șoseaua Baziaș-Divici

Fenocristale nezonate

Nr. determinărilor	An %	Tipul de maclă
1	20	Ala
1	23	Albit – Ala
1	27	Albit – Ala
3	28	Albit – Ala

Fenocristale zonate

1. Nucleul	28 – 29	Albit – Ala
Zona	16 – 17	Albit – Ala
2. Nucleul	40	Albit – Ala
Zona	18	Albit – Ala

Proiecțiile polilor cad pe curba de temperatură joasă



2.1.4. Cataclazite cu mirmekit. În cîteva secțiuni am întîlnit șisturi cuarțo-albitice cu ceva muscovit, asemănătoare metatufurilor acide, dar mai larg cristalizate și puternic cataclazate. În aceste roci apar mirmekite nu prea larg cristalizate și fără o legătură vizibilă cu vreun plagioclaz. Ceea ce merită să fie subliniat fiind important pentru discuția asupra genezei acestor roci este faptul că mirmekitele nu sînt cataclazate. Prin urmare cristalizarea lor a avut loc în urma procesului de cataclazare a rocii.

2.2. Discuție asupra genezei gnaiselor aplitice

Relațiile în teren ale rocilor aplitice cu șisturile înconjurătoare arată că în momentul punerii lor ~~în loc~~ șisturile cristaline existau ca atare. Dovadă sunt enclave de șisturi în aplite, colorarea diferită a acestora din urmă în funcție de natura șisturilor cristaline asimilate etc. La scară microscopică resturile de șisturi cristaline păstrate în masa fundamentală a rocii aplitice, argumentează în același sens. Fenocristalele perfect idiomorfe și neorientate de plagioclaz ~~ar~~ cristalizat într-o fază postcinematică. Microclinul și microclin-micropertitul alotriomorfi au cristalizat în urma plagioclazului.

Problema la care încercăm să răspundem pe baza compozиiei mineralogice, a compozиiei chimice și a prezenței mirmekitelor este dacă rocile aplitice din Locea sînt diferențiate filoniene a unei magme acide sau roci migmatice.

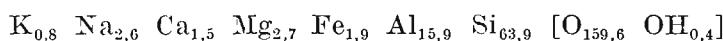
În scopul elucidării acestei probleme au fost analizate probele nr. 1571 (gnais applitic cu textura orientată), 2968 (gnais applitic cu textură masivă, grăunțoasă) (vezi tabelul 3).

După parametrii Niggli roca nr. 1571 se proiectează în domeniul rocilor sedimentare. Valoarea relativ mare a lui t indică participarea în cantitate mare a materialului sedimentar la alcătuirea rocii (fig. 10).

Valorile $Q = 67,5$, $L = 16,2$ și $M = 16,3$ plasează roca deasupra liniei eutecticului cuarț-feldspat alcalin, în domeniul rocilor puternic silicioase (fig. 14).

De altfel raportul normativ $Q : Ab : Or = 66 : 26 : 8$ nu este un raport eutectic.

Celula standard calculată după metoda lui B a r t h este următoarea :



Cealaltă rocă, cu nr. 2968, se situează în proiecția tetraedrică în cîmpul eruptiv (fig. 10). După parametrii Niggli ea aparține unei magme



leucogranitice aplitice. Valoarea negativă a lui t arată că nu este contaminată cu material sedimentar.

În diagrama Q L M se proiectează pe linia eutecticului cuart-feldspat alcalin ($Q = 54,4$; $L = 39,3$; $M = 6,3$; fig. 14).

Raportul $Q : Ab : Or = 31 : 40 : 28$ este caracteristic soluțiilor eutectice. În diagrama Q, Ab, Or roca se proiectează în centrul cîmpului de maximă frecvență a rocilor granitice (fig. 15).

Celula standard (după Barth) este următoarea :



Făcînd bilanțul celor două celule standard se constată că roca nr. 2968 are în comparație cu roca nr. 1571

<u>În plus</u>	<u>În minus</u>
2,6 K	0,5 Ca
6,4 Na	2,1 Mg
0,9 Si	0,1 Fe
0,3 Ti	3,7 Al
10,2 cationi	6,4 cationi
2,6 anioni OH	—
(16,5 valențe)	(16,5 valențe)

Se observă că cele două tipuri de gnaisse aplitice se deosebesc prin natura inițială a rocilor pe seama cărora s-au format. Gnaisul aplitic cu textura orientată (nr. 1571) s-a format pe seama unei roci cu compoziția chimică a unui material sedimentar pelitopsamic, aplitul cu textura masivă granulară (nr. 2968) are compoziția chimică a unei roci granitice.

În consecință, rocile pe care le descriem datorită asemănării lor megascopice sub numele colectiv de gnaisse aplitice, sănt roci care s-au format pe seama unui material inițial deosebit. Caracterul lor actual a fost dobîndit în urma unor procese ulterioare fazei principale de metamorfism regional.

În ceea ce privește procesele care au condus la formarea acestor roci se pot face două supozitii :

1. Roca cu compoziție eutectică reprezintă o rocă magniatică acidă, filoniană ; mirmekitizarea ar fi avut loc, în acest caz în faza hidrotermală a magmatismului acid.

În această ipoteză, cel puțin aplitul cu textura masivă ar trebui să apară sub formă de dyke-uri sau filoane în sisturile cristaline. În realitate nu apar corpuri cu limite nete : se constată o tranziție spre sisturile crista-

line înconjurătoare. În zona de tranziție nu au fost întâlnite minerale de contact. Pe ogașul Zbegului rocile aplitice aflorează în patul pîrfului și în versanții văii fără să ajungă în părțile mai înalte ale culmilor. Pe ogașul Căprișonii (Petrilova), se conturează corpuri aplitice concordante cu direcția șisturilor dar discordante față de înclinarea acestora.

2. Rocile aplitice din Locva ar fi roci migmatice. Această ipoteză ar explica aspectul aplitic al unor roci formate pe seama unui material de proveniență deosebită. În această ipoteză ar fi mai ușor de înțeles și relațiile cu șisturile ambiante, lipsa contactelor nete, și a mineralelor de contact. Această explicație ar fi în mai bună concordanță și cu fenomenele observate la gnaisele granitoide (vezi p. 36 — 41).

Anatexia *in situ* a rocilor preexistente trebuie exclusă din motivele arătate la descrierea gnaiselor granitoide (p. 36). Astfel ajungem la concluzia că rocile aplitice s-au format în zona de metasomatoză alcalină a unui corp granitic situat în adâncime, pe seama unor roci inițiale diferite: pelito-psamite, porfiroide etc.

2.3. Fenomenul mirmekitizării

Numeroși cercetători s-au preocupat de problema mirmekitizării. S-au emis ipoteze și s-au dat interpretări diverse modului de formare a mirmekitului, succesiunii de cristalizare a mineralelor componente, proceselor chimice și provenienței elementelor.

Aspectul chimico-mineralologic al problemei a fost abordat de curând pe bază cantitativă de R o q u e s (1955).

Calculul moleculelor la volum constant arată că transformarea unui plagioclaz în mirmekit se face prin fixarea de Si și eliminarea de Al, Ca și Na.

În mod analog formarea „mugurilor” de mirmekit și microclin se face cu introducerea de Si, îndepărțarea de Al și înlocuirea K cu Na.

Autorul ajunge la concluzia că formarea mirmekitului ar fi un aspect particular al migmatizării care ar implica în esență o metasomatoză silicioasă cu eliberare de Al, Ca și K.

Mecanismul ar fi următorul: în urma unei metasomatoze silicioase intense, se dezvoltă mai întîi microclinul. După ce cristalul ajunge în contact cu un plagioclaz, creșterea încetează și silicea se fixează pe plagioclaz, formind plaje. Din plagioclaz este eliberat și îndepărtat Ca, iar Na îmbo-găște faza mobilă silicioasă permitînd astfel dezvoltarea „mugurilor” de mirmekit pe seama microclinului, prin eliberarea din acesta a K și Al.



Din aceste rezultate desprindem următoarele concluzii :

1. Plagioclazul exista în rocă înaintea metasomatozei silicioase și deci înaintea cristalizării feldspatului potasic. Drescher-Kaden (1948) a demonstrat cu numeroase exemple că, feldspatul potasic a cristalizat în urma plagioclazului.

2. Potasiul era prezent în rocă înaintea aportului silicios, fie în mice, fie tot într-un feldspat potasic.

Această ipoteză se bazează pe extinderea asupra întregii roci a schimbului ionic în sistemul plagioclaz-mirmekit-feldspat potasic calculat de Roques. Se poate însă presupune că K din feldspatul potasic și Ca din plagioclaz, eliminați prin formarea mirmekitului, nu au fost îndepărtați din rocă ci s-au putut reconstituî ca minerale (microclin-micropertit-epidot).

Prima concluzie rezultă și din examinarea rocilor aplitice din Locva : plagioclazii sunt idiomorfi și sunt uneori înconjurați de feldspatul potasic alotriomorf (vezi și descrierea gnaiselor granitoide p. 36).

În ceea ce privește a doua concluzie, ea este confirmată de studiul microscopic al gnaiselor aplitice în sensul, că mirmekitizarea este ulterioară metasomatozei alcaline. Aureola albitică a plagioclazilor uneori cu vermiculi de quart, alteori lipsită de ei, e un argument în acest sens.

Mirmekitizarea se datorește după Roques unui aport silicios. Considerăm că un asemenea aport ar fi legat de fază hidrotermală a aceleiași faze magmatice acide care a generat, datorită unei metasomatoze alcaline în zona de boltire a unui corp granitic, rocile aplitice de care ne ocupăm.

2.4. Vîrsta rocilor aplitice

Rocile aplitice sunt mai noi decît șisturile cristaline ale complexului tufogen-magmatogen E₃ deoarece atât plagioclazii cât și feldspatul potasic sunt neorientați ; ei au cristalizat într-o fază postcinematică după cum albitul secundar și mirmekitul s-au format ulterior tot într-o fază statică de cristalizare. Mai mult, în rocile cataclazate, mirmekitele nu sunt afectate de cataclazare ; formarea lor a avut deci loc, în urma procesului de zdrobire a șisturilor cristaline. Rocile aplitice sunt mai noi și decît metamorfismul regional al complexelor E₄ și E₅, nefiind afectate nici de faza de metamorfozare a acestora.

Deoarece avem motive (pe care le vom discuta în alt capitol) să credem, că rocile cristalofiliene din Locva au fost metamorfozate și în

cursul diastrofismului hercinic, rezultă că vîrstă rocilor aplitice este hercininică tîrzie sau postherciniică.

Cel mai apropiat granit considerat de vîrstă herciniică este granitul de Sichevița. Metasomatoza alcalină și ulterior cea silicioasă care au generat rocile aplitice, ar putea fi legate de punerea în loc a acestuia.

Este de asemenea posibil ca între rocile aplitice din Locva și granitul plagioclazic de pe valea Moraviței (Ocna de Fier) să existe o legătură genetică. După Codarcea (1930) granitul plagioclazic este prebanatitic (Paleozoic?).

Există însă un fapt care ar sugera chiar o vîrstă mai recentă a rocilor aplitice.

Într-o secțiune a unui eșantion (nr. 829), pe care îl consideram a fi o brecie tectonică a gnaisului aplitic de pe ogașul Căprișonii, se observă următoarele :

Roca este formată din elemente colțuroase de sist cuarțo-albitic cu muscovit, sist cuarțitic, cuarț cu extincție ondulatorie, sist muscovito-biotitic, o rocă bazică (sau poate o corneeană ?), un cristal idiomorf de cuarț hidrotermal și fragmente ușor rotunjite, carbonatice cu urme organice. Dimensiunile elementelor de brecie sunt cuprinse între 1-5 mm. Cimentul este carbonatic. În el se observă resturi organice determinate de Maria Tocerescu, ca de altfel și fragmentele organice subangular, a fi resturi de spiculi de echinide.

Marea varietate litologică a elementelor remaniate și prezența urmelor organice arată că brecia este sedimentară nu tectonică. Elementele n-au fost transportate la distanță, de altfel recunoaștem în ele sisturi cristaline de Locva. Prezența breciei într-un afloriment de roci aplitice în malul stîng al ogașului Căprișonii poate fi explicată fie printr-o falie în lungul căreia brecia sedimentară a fost antrenată ajungind în poziția ei actuală, fie prin înglobarea breciei sedimentare în timpul metasomatozei alcaline. În acest din urmă caz, metasomatoza ar fi trebuit să aibă loc în Mezozoic.

În cadrul zonei, formarea rocilor aplitice ar fi putut să aibă loc în orogeneza variscă (faza sudetă ?) eventual în legătură cu intruziunea granitului de Sichevița sau mai recent, în timpul orogenezei alpine în legătură cu magmatismul banatitic.

3. Rocile metaeruptive acide

3.1. Sisturile porfiroide

În mai multe puncte din regiune se întîlnesc, în cadrul complexului sistemelor tufogene-magmatogene corpuri lenticulare alungite, de roci



porfiroide, dispuse concordant în șisturile înconjurătoare. Astfel, șisturile porfiroide au fost întâlnite aproape de limita superioară a complexului la Naidăș pe ogașul Căprișonii, pe ogașul Zbegului și în versantul stîng al Nerei între valea Călugării și ogașul Pîrcilor, pe ogașul Gabrovi și pe afluenții acestuia, pe valea Satului (Selska reka) și pe Valea Mare (Velika reka) de la Divici. Mai apar, spre baza complexului în cîteva iviri : pe ogașul Berzovița și pe șoseaua nouă între acest ogaș și ogașul Schender (afluenți ai văii Radimna), pe culmea din dreapta văii Radimna între Cracul cu Potecă și La Lac.

Roca are culoarea albă-cenușie cu nuanțe roze sau verzui. Șistozitatea este de obicei abia perceptibilă, alteori însă este netă. Cu ochiul liber se disting fenocristale relicte de plagioclaz sau de cuarț. Sub microscop, se observă o masă felsitică, cuarțo-albitică. Fenocristalele de plagioclaz sunt idiomorfe, maclate complex ; se constată un început de sericitizare. Conținutul în An = 30 % ; spre margini se transformă în albit. Fenocristalele de cuarț conservă surprinzător de bine caracterele cuarțului din rocile efuzive acide ; conturul cristalografic este în mod evident al unui cuarț bipiramidat mai mult sau mai puțin corodat de masa fundamentală (fig. 11). În jurul fenocristalelor de cuarț culoarea masei fundamentale este mai deschisă amintind de aureola de reacție din rocile efuzive. Extincția este puternic ondulatorie ajungind pînă la 33° (pl. VIII, fig. 1 și 2).

Studiul microscopic pune în evidență existența unor varietăți în care fenocristalele de plagioclaz nu sunt însotite și de fenocristale de cuarț (pl. VII, fig. 1—3). În șisturile porfiroide de pe ogașul Berzovița dimpotrivă lipsesc fenocristalele de plagioclaz iar cele de cuarț sunt lentilizate.

Pe ogașul Zbegului alături de plagioclaz și cuarț sunt prezente fenocristale de microclin-micropertit mai mari dar mai puțin idiomorfe decît plagioclazul. În toate tipurile de roci porfiroide apar în cantități variabile sericit, clorit, și epidot.

Structura relictă porfirică este bine păstrată în roca de la partea superioară a complexului ; masa fundamentală este mai mult sau mai puțin orientată metamorfic în timp ce fenocristalele sunt în cea mai mare parte diferit orientate.

Compoziția mineralologică calculată dintr-o analiză chimică (tab. 3) este următoarea :

metariodacit	nr. 2969	(ogașul Zbegului-Naidăș) :	
cuarț	29,8 %	microclin	26,0 %
plagioclaz (An ₁₀)	43,0 %	clorit	2,1 %

Această compoziție calculată nu corespunde întru totul realității. Se observă absența sericitului datorită faptului că întreaga cantitate de K_2O a fost inclusă în microclin. În realitate, în rocă sericitul reprezintă aproximativ 2 %. Rezultă de asemenea o cantitate de plagioclaz mai mare

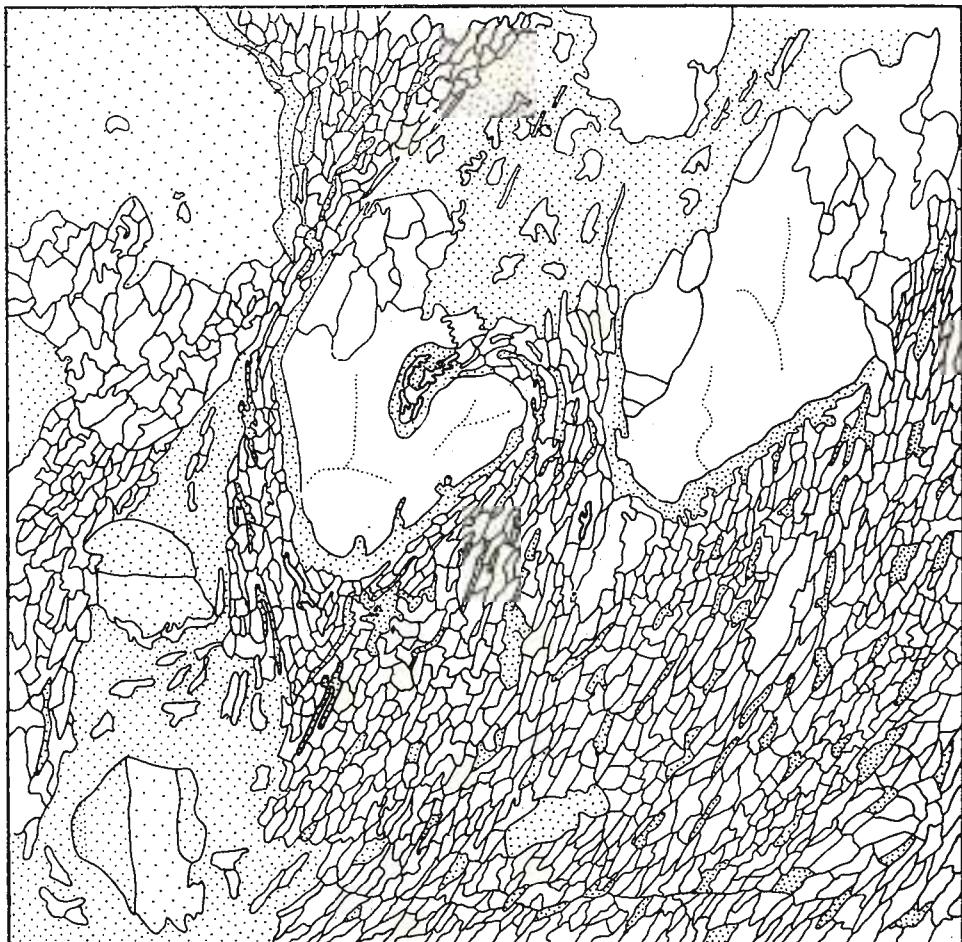


Fig. 11. — Metaradiodacit. Ogașul Zbegului, Naidăș. Fenocristale relicte de cuarț bipiramidal, corodate de masa fundamentală felsitică, orientată metamorfic. Fenocristalele relicte de plagioclaz transformate parțial sau total în albit (puncte). Cloritul (contur mai gros) apare rar. Desen după microfotografie.

Metaradiodazit. Ogașul Zbegului, Naidăș, Reliktische bipyramidale Quarzeinsprenglinge werden von der felsitischen, metamorph orientierten Grundmasse, korodiert. Reliktische Plagioklaseinsprenglinge teilweise oder gänzlich in Albit umgewandelt (Punkte). Chlorit (dickere Konturen) kommt selten vor.

decit în realitate deoarece nu s-a ținut cont de faptul că o parte a Na_2O intră în compoziția microclin-micropertitului. Conținutul mediu în An a plagioclazului calculat este de 10 %. De fapt, există o generație de fenocristale ceva mai mici de plagioclazi, cu contururi cristalografice perfecte și conținutul în An = 28–30 % și o generație de fenocristale mai mari, parțial idiomorfe, cu An = 23–25 %, precum și plaje largi de albit secundar.

Compoziția plagioclazului și slurile porfiroide

Nr. secț.	Nr. determinărilor	An %	Tipul de macă
996	1	23	Ala sau Albit-Ala Albit-Ala Albit-Ala
	2	24	
	1	25	
	1	28	Albit-Ala Albit-Ala Albit-Ala
	1	29	
	2	30	
172	1	20	Albit-Ala
	1	24	Albit-Ala
	1	26	Albit-Ala
	1	28	Albit-Ala

Cu rezerva impusă de aceste nepotriviri, compoziția modală calculată poate fi utilizată pentru clasificarea mineralologică a rocii. După compoziția mineralologică roca este un metariodacit.

Pentru celelalte varietăți, cu feldspat potasic relativ puțin, s-au calculat următoarele compozitii modale:

metaleucodacit nr. 2977 (ogașul Zbegului-Naidăș)

cuarț	23,4 %	clorit	1,2 %
plagioclaz (An_5)	59,0 %	caolin	3,0 %
microclin	11,0 %	siderit (?)	2,4 %

metadacit nr. 3123 (ogașul Țiganului-Naidăș)

cuarț	56,4 %	clorit	10,0 %
plagioclaz (An_{20})	25,4 %	sfen	1,8 %
microclin	4,5 %	magnetit	1,8 %



După compoziția mineralogică calculată varietățile de șisturi porfirioide pot fi derivate din roci efuzive acide pînă la intermediare de tipul riодacitelor și a dacitelor.

Din diagramele ACF — A'KF (fig. 33) se pot citi următoarele parageneze (nr. 2969, 2977, și 3123) :

cuarț + albit + muscovit + microclin ± clorit ± epidot.

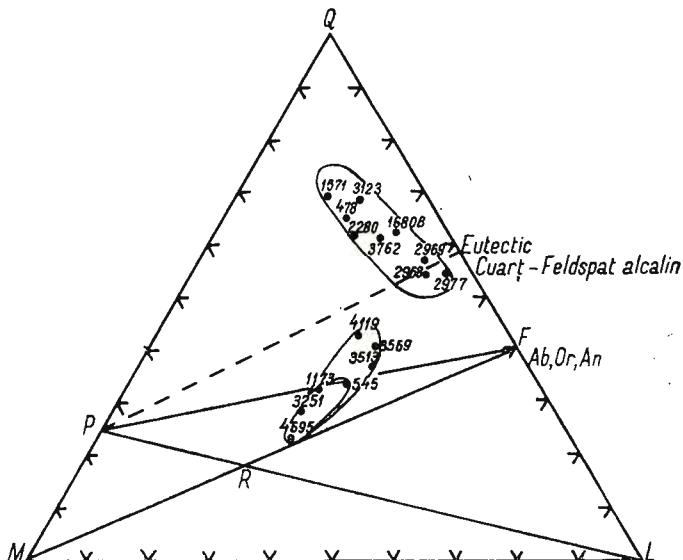


Fig. 12. — Diagrama Q L M.

Q L M — Diagramm.

Această asociație de minerale este caracteristică pentru subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit (B. 1.1) al faciesului de șisturi verzi.

În diagrama Q L M (fig. 12) șisturile perfiroide se grupează împreună cu gnaisul granitoid, filitele albito-cuarțitice și cu rocile aplitice descrise într-o zonă aproximativ paralelă cu latura Q—L (M constant). Metriodacitul (nr. 2969) se proiectează pe dreapta areneșteurilor eutectice ale cuarțului cu feldspații alcalini. De fapt dacă recalcăm procentual componentele normative Q, Ab, Or ale acestuia avem :

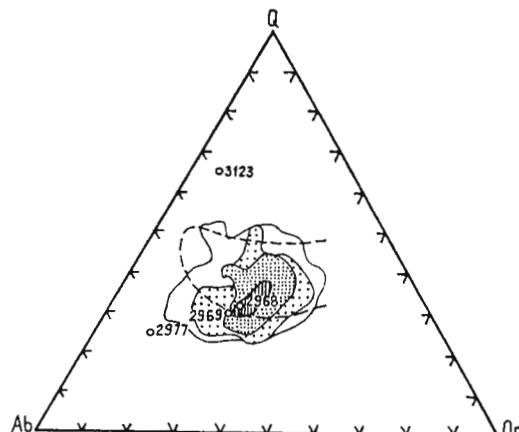
$Q = 30,2$ $Ab = 43,5$ $Or = 26,3$ valori foarte apropiate de compoziția eutectică $Q : Ab : Or = 34 : 40 : 26$ obținută experimental la o temperatură $T = 675^{\circ}\text{C}$ și presiunea $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$ bari într-o topitură, în care raportul $Ab/An = \infty$ (practic albit) (Platen, 1965). Înțind cont de faptul

că în roca analizată raportul $Ab/An = 9,75$, rezultatul poate fi considerat concluzient.

Într-adevăr în diagrama Q-Ab-Or (fig. 13) metariodacitul se placează în cîmpul de frecvență maximă a rocilor granitice. După cum au demonstrat experiențele efectuate de Plateau și de Winkler et al., (citat de Winkler 1965, p. 205), domeniul topiturilor eutectice Q-Ab-Or (linia întreruptă) se suprapune în diagramă peste domeniul granitelor.

Fig. 13. — Diagrama Q-Ab-Or cu cîmpurile de frecvență ale rocilor granitice (linile pline) și domeniul topiturilor eutectice (linia întreruptă), după Winkler, 1967.

Q-Ab-Or — Diagramm mit Häufigkeitsverteilung granitischer Gesteine (ausgezogene Kontur) und anatektischer Schmelzen (gestrichelt), nach Winkler, 1967. Der Metariodazit fällt in diesen Bereich (Kreise).



În concluzie, considerăm că cel puțin în cazul rocii nr. 2969, ne găsim în prezență unei roci efuzive metamorfozate cu compoziția chimică comparabilă cu compoziția medie a unei topituri granitice.

3.2. Metatufurile acide

Spre partea superioară a orizontului tufogen se individualizează un nivel stratigrafic cu un aspect foarte caracteristic și care constă dintr-o alternanță de metatufuri bazice cu o rocă de culoare deschisă microgranoblastică. Această rocă albito-cuarțitică se desface în poliedre neregulate, după plane de fractură aproximativ perpendiculare pe stratificație (S_0). Alternanța poate fi milimetrică pînă la decimetrică aşa cum e cazul în versantul stîng al văii Călugării (fig. 14, și pl. XII, fig. 2) în versantul drept al ogașului Zbegului (est de Naidăș) sau pe ogașul Berzovița (afluent drept al văii Radimna). În acest caz stratele de metatuf bazic sănt în general mai subțiri decît cele de metatufuri acide. Pe interfluviul dintre Valea Mare și Valea Mică (Pojejena) șisturile tufogene bazice apar în alternanță cu un șist alb-gălbui albito-cuarțitic, grosimea stratelor fiind în jur de 1 m (fig. 15).

Roca are textura masivă pînă la șistoasă; uneori se poate distinge o rubanare. Cu ochiul liber nu se poate deosebi nici un mineral. Textura șistoasă nu se datorează mineralelor micacee — uneori prezente, ci unui

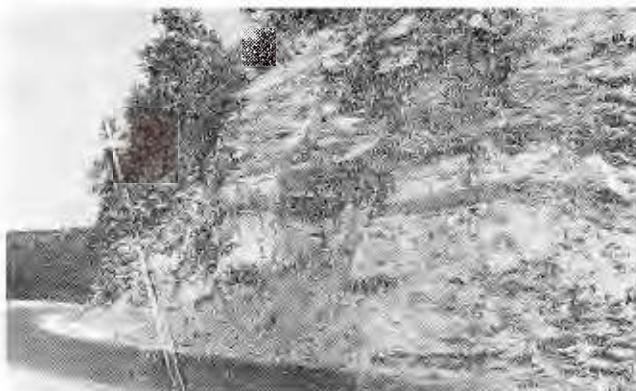


Fig. 14. — Metatufurile acide (cenușiu-deschis) în alternanță cu metatufurile bazice (cenușiu-inchis). Versantul drept al Văii Radimna (șoseaua nouă).

Saure Metatuffe (hell) wechsellagernd mit basischen Metatuffen (dunkel). Rechter Abhang des Radimna Tales.



Fig. 15.— Alternanță metrică de metatufuri acide cu metatufuri bazice. În prim plan (colțul drept, jos) forma de pillow-lava. Wechsellarung saurer und basischer Metatuffe. Rechts unten pillow-lava-artiges Gebilde.

clivaj axial foarte accentuat. Cînd planele de clivaj sunt foarte apropiate, roca are aspectul foios; șistozitatea metamorfică vizibilă și ea în unele cazuri, este cutată milimetric și este perpendiculară pe clivajul axial. În unele cazuri șistozitatea metamorfică (S_1) este perpendiculară sau

aproape perpendiculară pe stratificație. În acest caz clivajul axial poate fi paralel cu stratificația.

Compoziția mineralologică este relativ simplă: metatuful acid constă aproape exclusiv din albit și cuarț. Cele două minerale sunt aproximativ echigranulare, ușor alungite în direcția șistozității metamorfice. În masa granoblastică se observă resturi de fenocristale corodate de plagioclaz. Ca minerale accesori apar de obicei clinozoizitul scurt prismatic sau foite de muscovit, subliniind șistozitatea metamorfică.

Datorită granulației fine a mineralelor componente (0,01 mm), compoziția cantitativă poate fi cu greu stabilită prin metoda integrării. Se poate aprecia că mineralele componente principale apar în cantități aproximativ egale.

Din analiza chimică s-a calculat compoziția modală obținându-se:

cuarț	38,5 %	clorit	3,4%
albit	38,4 %	muscovit	2,1 %
clinozoizit	7,7 %	caolin	9,3 %
		oxizi de fier	0,6 %

Compoziția chimică a metatufului acid nr. 1689 B

(valea Călugării-Naidăș)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Σ
75,10	15,75	0,80	1,53	0,13	1,90	4,22	0,27	0,06	99,76

Parametrii Niggli

si	al	fm	c	alk	k	mg	$\frac{c}{fm}$	qz	T	t
426	52,8	11,5	11,5	24,2	0,04	0,09	1	229	28,6	17,1

Celula standard

K _{0,2}	Na _{7,0}	Ca _{1,8}	Mg _{0,2}	Fe _{1,6}	Al _{15,9}	Si _{63,4}	[O _{159,6}	OH _{0,4}]
------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	--------------------	--------------------	---------------------	---------------------

Prin aspectul ei megascopic, prin modul de zăcămînt (alternanță intină cu metatufurile bazice), prin compoziția sa mineralologică și finețea granulelor, această rocă ridică unele probleme în definirea naturii inițiale a materialului pe seama căruia s-a format.

Caracterul chimic al rocii este determinat de cantitatea relativ mare de SiO₂ și Al₂O₃ și de predominarea netă a Na₂O asupra K₂O. Într-adevăr parametrul *al* arată un oarecare exces în aluminiu și în timp ce *alk* se apropie de valorile normale ale magmelor granitice, *k* este sub orice valoare cunoscută a unei roci eruptive. De altfel, după cum se poate vedea în figura



10 și în figura 23, roca se plasează în domeniul sedimentelor argiloase. Prezența materialului sedimentar în alcătuirea rocii este atestată și de valoarea pozitivă a lui t .

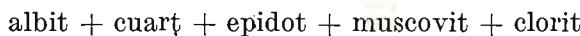
Studiul microscopic comparativ al acestei roci și al unor sisturi porfiroide din același complex, pune în evidență asemănarea imaginii ei microscopicice cu masa fundamentală a rocii porfiroide. Originea eruptivă a acesteia din urmă poate fi ușor argumentată.

În context, considerăm că materialul inițial pe seama căruia s-a format această rocă albito-cuarțitică este legat de erupțiuni acide aproximativ sincrone cu faza de erupțiuni bazice căreia își datorează existența metatufurile bazice ale complexului. Ne găsim deci în prezența unei alternanțe de material tufaceu bazic cu tufuri sau tufite acide, totul metamorfozat regional.

Din proiecția în diagrame ternare a valorilor :

$$\begin{array}{lll} A = 60,4 & A' = 67,2 & Q = 62,41 \\ C = 23,2 & K = 3,3 & L = 29,73 \\ F = 16,4 & F = 29,5 & M = 7,86 \end{array}$$

se poate citi parageneza :



tipică pentru condițiile de metamorfism, corespunzătoare subfaciesului cuarț-albit-muscovit, al faciesului de sisturi verzi.

Dintre mineralele indicate de diagramele ACF și A'KF : pirofilit + cloritoid + epidot + muscovit \pm cuarț \pm albit

cloritoidul nu apare în realitate în roca studiată, deoarece chimismul materialului inițial nu îndeplinește condițiile de cristalizare a acestui mineral. Există însă, după cum am mai amintit, un exces de aluminiu care ar putea indica prezența pirofilitului.

Valorile Q L M situează roca alături de gneisul granitoid (fig. 12), deasupra eutecticului cuarț-feldspat alcalin.

4. Rocile metaeruptive bazice

Caracterul petrografic distinctiv al complexului E₃ este determinat de prezența rocilor verzi fanerocristaline sau afanitice, cu textura maișvă sau mai mult sau mai puțin orientată. Ele formează două orizonturi în cadrul complexului : unul spre partea bazală unde metabazitele sunt asociate cu gneisele granitoide, celălalt spre partea superioară unde le întâlnim în alternanță cu metatufurile acide și cu sisturile porfiroide.



Grosimea celor două orizonturi este de aproximativ 2500 m cel inferior și 1500 m cel superior. Cu toată grosimea redusă, rocile metaeruptive bazice au o răspândire relativ mare datorită particularităților structurii cristalinului din Locva și gradului avansat de peneplenizare a regiunii.

Orizontul inferior apare la est de o falie N—S localizată între Naidăș (pe Nera) și Radimna (pe Dunăre). În compartimentul căzut, de la vest de această falie, apare numai orizontul superior al complexului E₃ și complexele mai noi E₄ și E₅.

În afara deosebirilor amintite (asociația cu roci diferite), rocile verzi introduc și un alt caracter de diferențiere a celor două orizonturi prin faptul că varietățile fanerocristaline apar mai ales în orizontul inferior fiind cu totul rare în orizontul superior.

Deosebirea după gradul de cristalizare și mărimea componentelor concordă cu deosebirile mineralogice și chimice ale rocilor primare : considerăm că rocile verzi faneritice s-au format pe seama unor roci eruptive de adâncime în timp ce rocile afanitice reprezintă faciesul efuziv al acestora. Originea eruptivă a ambelor tipuri va fi susținută în capitolele următoare pe baza unor argumente mineralogice și chimice. Menționăm însă, că proveniența lor dintr-un material eruptiv este sugerată și de aspectul lor megascopic. În aflorimente, rocile verzi, în special cele microcristaline, au aspectul unor tufuri bazice. Roca este masivă, puternic fisurată, de culoare verde-oliv pînă la brună. În cîteva aflorimente se observă separații sferoide, concentrice, amintind de formele de pillow-lava (fig. 15).

Pe teren pot fi separate cu ușurință următoarele tipuri de roci metaeruptive bazice : metagabbrouri și metatufuri bazice. Variația componentelor minerale melanocrate, observabilă la microscop, demonstrează că în cadrul metatufurilor bazice există mai multe varietăți fie datorită materialului inițial, fie condițiilor de metamorfism. Megascopic însă aceste varietăți sunt greu de distins dată fiind granulația fină.

4.1. Metagabbrourile

Rocile pe care le-am grupat sub această denumire, se deosebesc megascopic de metatufurile bazice prin granulația mare și prin prezența vizibilă a amfibolului. După structură se pot deosebi roci cu structură masivă (pl. X, fig. 1), roci cu structură gnaisică lenticulară și roci puternic laminate. Acestea din urmă se disting greu de metatufurile bazice ; uneori se păstrează pe fețele de sistozitate ca un semn distinctiv, pete de culoare închisă, resturi ale amfibolilor. Mai trebuie menționat că există roci holocristaline echigranulare și roci cu o structură porfirică relictă, cu fenome-



cristale de amfibol. (pl. X, fig. 2). Tipurile de roci amintite apar împreună, de multe ori în același afloriment, fără a forma corpu sau zone distințe de unul sau celălalt tip. Datorită acestui fapt, nu pot fi reprezentate pe hartă decât împreună.

Metagabbrourile formează corpu lenticulare alungite, concordante pe direcție și înclinare cu șisturile în care se găsesc intercalate. Ele apar totdeauna asociate cu roci verzi afanitice constituind împreună cu acestea intercalări de o continuitate remarcabilă-adesea strate reper. Astfel le întâlnim imediat la sud de Slatina-Nera în tăietura drumului ce duce spre Sasca și în malul drept al râului Nera pînă la vest de Bogodinți. Le întâlnim în versantul stîng și pe afluenții stîngi ai văii Micoșului (ogașul Lupului și a.), la Pojejena pe Valea Mare, Valea Mică ogașul Anei, la Măcești pe ogașul Plandiște, pe valea Radimna și pe afluenții drepti ai acestora (ogașul Berzovita și a.).

Cele două grupe principale de metagabbrouri, separate de Cea (1930) la Ocna de Fier, se întâlnesc și aici. Astfel deosebim: metagabbrouri-peridotitice formate aproape exclusiv din hornblendă și metagabbrouri-dioritice cu plagioclaz și ceva cuarț.

4.1.1. Metagabbrouriile peridotitice se caracterizează prin structura gabbroidă relictă, prin prezența cristalelor mari de hornblendă uralitică, cantitatea mică de plagioclaz acid și absența cuarțului. Epidotul formează o bună parte a masei fundamentale microcristaline. Titanul este prezent în toate secțiunile examineate. Dintre mineralele secundare sunt prezente actinolitul, cloritul, muscovitul și calcitul.

Hornblenda apare sub formă de cristale scurt prismatice, cu unghiul dintre fețele de prismă de 87° , amintind de habitusul piroxenilor din seria augitului. La unele cristale se remarcă o structură zonară: zone înguste formate din granule foarte fine de clinozoit alternează cu zone de hornblendă uralitică (ogașul Berzovita-Radimna). În aceste cristale se păstrează uneori în nucleu o hornbelndă brună ceea ce accentuează și mai mult zonalitatea.

În metagabbroul de la Slatina-Nera, amfibolul este maclat: lamele înguste ale maclelor sunt uneori înlocuite prin calcit.

În majoritatea secțiunilor se observă o hornblendă incoloră pînă la slab-verzuie cu următoarele caracteristici optice:

$$(-) \quad 2V = 70^{\circ} - 71^{\circ} = \text{verde-pal, albăstrui-cenușiu}$$

$$e: \quad \perp = 26 \quad = \text{incolor, verde-gălbui}$$



Hornblendă este parțial sau în întregime transformată în actinolit sau/și în clorit. Transformarea în actinolit este de obicei periferică : acele de actinolit sunt orientate metamorfice, în spațiile dintre cristalele de hornblendă (cind structura inițială este păstrată) sau formează împreună cu granulele de epidot șiraguri mai mult sau mai puțin continue care mulează fenocristalele lentilizate de hornblendă (ogașul Coșului-Bogodinți). Între aceste două tipuri există o mare varietate de tipuri de tranziție. Cind hornblendă este complet transformată, actinolitul pseudomorfozează cristalul de hornblendă fără a ține seama de orientarea cîmpului de forțe din faza cinematică. Se pare deci că este vorba de două faze de recristalizare a actinolitului : o fază sincinematică și o fază de cristalizare statică, probabil postcinematică.

Cloritul este verzui, slab pleocroic cu culorile de birefringență foarte scăzute, brune-verzui. Cristalizează sub formă de smocuri care înlocuiesc actinolitul din pseudomorfoze.

Epidotul fin granular, umple spațiile dintre amfiboli și pătrunde uneori în aceștia, corodîndu-i. După culorile de birefringență relativ scăzute se poate aprecia că este vorba de un clinozoitit $2V = 83^\circ$.

Albitul este prezent în cantitate foarte mică în spațiile dintre granulele de epidot.

Cuarțul apare sporadic în masa microcristalină dintre amfiboli.

Calcitul înconjoară ca o aureolă amfibolii sau cristalizează pe planul de sutură a maclelor acestora, înlocuind una sau mai multe lame ale maclei. Se obține astfel, grefat pe un contur de piroxen, o alternanță de hornblendă uralitică, cu lame de calcit.

Cantitatea relativ mare de epidot și de calcit nu poate fi pusă pe seama unui plagioclaz bazic inițial dat fiind participarea modestă la alcătuirea rocii, a albitului. Un aport de Ca poate fi cu greu susținut, dacă avem în vedere că în general nu se observă diaclaze de calcit, iar o asimilare de CaCO_3 nu este posibilă în cazul de față, deoarece rocile carbonatice, au o răspindire relativ mică.

In c o n c l u z i e admitem că roca inițială (probabil un piroxenit) era bogată în calciu inclus în compoziția epidotului și a piroxenului inițial. Prin uralitizarea acestuia din urmă în timpul proceselor postmagmatice premetamorfice, calciul eliberat, cristalizează sub formă de calcit.

4.1.2. Metagabbrouri dioritice. Rocile faneritice care pe lîngă amfiboli și epidot conțin plagioclaz acid și ceva cuarț și a căror origine eruptivă



este reliefată de structurile relicte, au fost grupate sub numele de metagabbouri dioritice. Am adoptat această denumire prin analogie cu rocile descrise sub acest nume la Ocna de Fier (Codarcea, 1930). De fapt, criteriul principal de separare a dioritelor de gabbouri—natura plagioclazului — nu poate fi aplicat la aceste roci, deoarece tot plagioclazul a fost transformat în albit. După cum am amintit, structura originală gabbroidă, se păstrează sub formă relictă, în general însă, metagabbouriile dioritice sunt mai puternic afectate de metamorfismul regional decât metaggabbouriile peridotitice. Hornblendă este în întregime transformată în actinolit. Aceasta formează o pislă în jurul unor fenocristale tot de actinolit sau mai rar de o hornblendă verde-albăstruie. Epidotul destul de abundant și larg cristalizat este un pistazit în timp ce masa fundamentală este formată în bună parte din granule fine de clinozoit. Titanitul formează plaje largi, neregulate sau șlire. Cloritul cristalizează ca mineral de neformație pe seama actinolitului, probabil într-o fază postcinematică. Cuarțul nu depășește 5% din compoziția minerală a rocii, granulele au forma neregulată și extincția ondulatorie.

Acest tip de rocă a fost întâlnit pe valea Radimna și pe ogașul Pircilor (Lescovița).

4.2. Metatufurile bazice

Megascopic, nu se distinge în aceste roci nici un mineral, în afară doar de cristalele mai mici sau mai mari de pirită, de obicei proaspătă, uneori limonitzată. Se mai observă uneori cristale idiomorfe de magnetit. După culoare se pot separa varietățile mai bogate în epidot și după textura fin nematoblastică, varietățile actinolitice. Datorită alterării, roca devine friabilă, cu aspect pămîntos, iar culoarea din verde-închis, sau verde-gălbui trece în brun sau oliv-brun.

Granulația fină, este o caracteristică a acestor roci. Ea se datorează în general fineții materialului inițial pe seama căruia s-au format. În unele cazuri însă, se observă la microscop, că roca inițială era mai larg cristalizată și că aspectul ei actual a fost dobîndit în timpul procesului de metamorfism regional. În urma acestui proces din cristalele de hornblendă se păstrează rareori relict, cîte un cristal mai mare; majoritatea fenocristalelor se destramă și recristalizează sub formă de prisme fine de actinolit orientate metamorfic (textură nematoblastică) spre deosebire de mineralele relicte care definesc o structură doloritică relictă. Aceste roci, formate pe seama unor dolerite însoțesc metagabbouriile din malul



drept al Nerei între Bogodinți și Slatina. Compoziția lor mineralologică este următoarea :

hornblendă verde-albăstruie, actinolit, clorit, albit, epidot și titanit.

O altă rocă microcristalină (secțiunea 2155) care provine de pe Valea Mare, Șușca, amintește prin structura relictă de un microdiorit cuarțifer. Această rocă este formată din actinolit, fenocristale relicte de plagioclaz acid, din cuarț, epidot și puțin sericit.

În afara acestor roci, cu răspândire relativ mică, găsim în cadrul complexului E₃, roci microcristaline formate în mod cert pe seama unor tufuri bazice.

Principalele minerale componente ale metatufurilor bazice sunt : albitul, actinolitul, cloritul, epidotul și titanitul la care se adaugă sericitul, calcitul, cuarțul, apatitul, pirlita și magnetitul.

Cu componente amintite se realizează o varietate mare de combinații în funcție de chimismul rocii inițiale și de condițiile de metamorfism.

4.2.1. Sisturile actinolito-epidoto-albitice. Roca proaspătă, are culoarea verde-închis. Cu lupa se disting uneori cristale submilimetrice de actinolit. Deseori apar cristale de pirlă proaspătă sau limonitizate, a căror dimensiune este de 2-5 mm.

Sub microscop se constată că roca are textura nematoblastică, nemato-granoblastică sau fibroblastică în funcție de cantitatea și mărimea actinolitolui și a epidotului.

Tipul cel mai răspândit este format dintr-o masă pîsloasă de actinolit și clorit în care albitul, rareori maclat, cristalează incluzind actinolitul. Din cauza acestui mod de cristalizare albitul apare uneori concrescut cu actinolitul. Alteori însă, albitul倾de să se individualizeze sub formă de porfiroblaste ameboide sau rotunde, cu numeroase incluziuni de actinolit. Cloritul se formează pe seama actinolitolui și apare în cantități variabile în dauna acestuia. Are culoarea verde-albăstruie pentru n_{α} și verde-gălbui pentru n_{γ} . Birefrigența este foarte scăzută ; în secțiunea de birefringență maximă, culorile sunt gălbui pînă la cenușiu-verzui ; în plajele largi pe care le formează, cloritul este izotrop. Unghiul 2 V = 45°.

Epidotul este prezent cu variații clinozoizit care este de obicei larg cristalizat, formînd agregate radiare și pistazit granular, cristalizat mărunt. Ortitul este rareori întîlnit. Titanitul e fin granular formînd șliere cu forme neregulate, dar apare și izolat cu forme cristalografice caracteristice.

Cuarțul este prezent în cantitate relativ mică ; granulele sunt alotriomorfe și au extincția ondulatorie.



O determinare a compoziției mineralogice cantitative prin integrare este foarte dificilă din cauza fineții componentelor.

Dimensiunile minime și maxime măsurate sunt următoarele :

Mineralul	Dimensiunile în mm
albit	0,16 – 0,65
cuarț (echigranular)	0,08
actinolit	0,08/0,02 – 0,5/0,02
clorit	0,07/0,01 – 0,3/0,2
epidot	0,01/0,01 – 0,1/0,04
stilpnomelan	0,07/0,01
titanit	0,006 – 0,5
calcit	0,023 – 0,5
pirită	0,8

Unele varietăți de șisturi actinolito-epidoto-albitice sunt mai larg cristalizate : actinolitul apare sub forma unor prisme bine conturate cu $c:m_y = 16^\circ$ și pleocroismul caracteristic ; albitul se individualizează sub forma unor cristale tabulare alungite în direcția șistozitatii (secțiunea nr. 4459, ogașul Kamenitski, Belobreșca ș.a.).

4.2.2. *Şisturile clorito-epidoto-albitice* se deosebesc de șisturile actinolitice prin faptul că cea mai mare parte a actinolitului a fost transformată în clorit. Actinolitul se păstrează de obicei sub forma unor prisme fine disparate sau ca incluziuni în albit, dar poate lipsi cu desăvîrșire. Epidotul (clinozoizit) este fin granular, iar albitul se dezvoltă porfiroblastic, cu contururi rotunde. În masa fundamentală apare calcitul fie ca plaje neregulate, fie sub formă de șlire paralele cu șistozitatea. Textura rocii nu se modifică în esență ; cind clinozoizitul este prezent în cantitate mare (40-50 %) predomină aspectul granular, cind se păstrează în masa fundamentală actinolitul mărunt, textura este fibro-granoblastică.

Într-o secțiune de șist clorito-epidoto-albitic (nr. 626, ogașul Duboki-Divici) este prezent și stilpnomelanul, orientat paralel cu șistozitatea rocii.

4.2.3. *Şisturile clorito-albitice cu calcit* au textura grano-lepidoblastică. Cloritul larg cristalizat, formează împreună cu calcitul masa fundamentală în care albitul se dezvoltă ca porfiroblaste cu diametrul de 1-2 mm. Incluziunile din albit sunt ace foarte mărunte de actinolit și granule de epidot. Masa fundamentală este presărată cu granule alotriomorfe de un mineral opac (secțiunea nr. 8438, ogașul Coșului, Bogodinți).



În toate cele trei tipuri principale de metatufuri bazice pot fi prezenti, în cantitate mai mare, cuarțul și sericitul indicând participarea la compoziția inițială a rocii și a unei cantități variabile de material terigen.

Paragenezele minerale ale acestor roci caracterizează faciesul metamorfic al șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit (B.1.1).

5. Șisturile terigene

Rocile metaeruptive bazice și acide și metatufurile lor sunt asociate cu șisturi formate prin metamorfozarea unui material pelitic sau psamitic. Dintre rocile metasedimentare cea mai largă răspândire o au șisturile muscovito-cloritice cu porfiroblaste de albit foarte asemănătoare cu cele descrise la complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit (Bocișta-Drimoza) subiacent E₂. Cîteva alte tipuri petrografice vor fi descrise în cele ce urmează.

5.1. Șisturile cloritice cu porfiroblaste de albit

Unele „roci verzi” au un aspect cu totul caracteristic astfel că pot fi ușor deosebite de rocile metaeruptive bazice și de metatufurile bazice. Într-o masă verde-închis cu aspect pămîntos, sunt presărate numeroase porfiroblaste milimetrice de albit.

Masa fundamentală a acestei roci este alcătuită din clorit, concrescut cu sericit, puțin epidot idiomorf și apatit. Porfiroblastele numeroase de albit au forma subrotundă. Maclele sunt relativ rare.

Deși în masa fundamentală cloritul apare concrescut cu o mică incoloră, în jurul porfiroblastelor de albit se observă de obicei numai cloritul. Jones (1961) consideră că aglomerarea cloritului în jurul granulei de albit și absența în aceasta a incluziunilor de muscovit ar fi un argument convingător, că la formarea sa, albitul a utilizat muscovitul pe care l-a „absorbit din concreșterea clorit-muscovit”.

Considerăm că ipoteza autorului citat ar fi într-adevăr convingătoare dacă muscovitul ar fi sodic (paragonit) aşa cum este cazul în șisturile din Zillertal (Austria). Este însă știut, că în șisturile cu porfiroblaste de albit din Highland, acest lucru nu a fost observat.

Incluziunile de epidot idiomorf sunt dispuse în șiraguri paralele sau cu alură de hiperbolă. Această formă a urmelor planelor de incluziuni indică după Derek Powell și J. E. Treagus (1967) o creștere sintectonică a porfiroblastului.

Intr-o varietate clorito-albitică în care granulele de albit sunt mărunte și numeroase, cloritul puternic pleocroic, a cristalizat după direcțiile planelor de forfecare.

5.2. Șisturile cuarțo-albitice cu sericit

Roca este formată în cea mai mare parte din cuarț angular, cu extincție puternic ondulatorie, formând pături cu grosimi milimetrice, în alternanță cu pături la fel de groase de albit. Granulele de albit au forme subangulare pînă la rotunde. Nu se observă nici o tendință de grano-sortare. Cloritul este localizat în special în jurul granulelor de albit. Sericitul este orientat după două direcții conjugate care formează cu direcția șistozitatii de curgere un unghi de 45°. După aceleași două direcții a cristalizat și o parte a cuarțului.

E₄ Complexul șisturilor terigene

Peste complexul șisturilor tufogene-magmatogene bazice (E₃) urmează concordant un complex de roci tipic sedimentogene, metamorfizate în condițiile faciesului șisturilor verzi. Acest complex a cărui grosime de cca 850 m poate fi urmărit sub forma unei benzi orientate nord-est-sud-vest, începînd de pe Nera din localitatea Lescovița pe cursul inferior al văii Gabrovi, de la obîrsiile ogașului lui Arvatu, văii Locvei și Văii Mari (Zlatița) pînă în culmea principală la sud de vîrful Macara. Aici suferă o decroșare spre sud-est și se continuă pe la obîrșia văii Satului, Văii Mari, ogașului Seleștianki și pe ogașul Popin (Divici) pînă în malul stîng al Dunării.

Din punct de vedere petrografic complexul șisturilor terigene este foarte monoton. Sedimentele care au dat naștere actualelor șisturi erau predominant arenacee, amestecate cu puține sedimente pelitice. Intercalațiile pelitice erau, după cum se poate deduce, relativ rare. Din aceste sedimente au rezultat în urma proceselor metamorfice șisturi clorito-cuarțitice și cuarțite și șisturi grafitoase.

1. *Şisturile clorito-cuarțitice*, sunt rocile cele mai răspîndite și mai caracteristice ale complexului. Le întîlnim începînd de la vest de ogașul Pîrcilor, la Lescovița unde aflorează pe drumul din localitate, și la vest de aceasta pînă aproape de gura ogașului Gabrovi.

Roca este formată din pături alternante de cuarț fin granular, ușor alungit și de clorit; spre partea superioară a pachetului (aproape de ogașul Epure), șisturile clorito-cuarțitice devin slab grafitoase.



Spre partea inferioară a complexului șisturile sunt microcuteate. Cutedele centimetrice și decimetrice sunt puternic asimetrice, ascendențe spre sud și indică poziția normală a pachetului de șisturi. Spre partea superioară cutedele centimetrice devin simetrice (Lescovița), iar mai departe șisturile sunt plan șistoase. Astfel apar și pe afluenții stângi ai Dunării, ogașul Seleștianski și Valea Mare (Velika reka, Divici).

2. *Șisturile muscovito-cloritice.* La aceste șisturi se păstrează foarte evident caracterul inițial detritic. Granulele de cuarț sunt foarte puțin alungite și sunt grupate în pături mai groase, alternând cu pături mai subțiri de muscovit și de clorit. Printre granulele de cuarț, care arată un început de sortare, se vede ici-colo, cîte un plagioclaz cu contururi angulare. Uneori este prezent și calcitul, alături de epidot foarte fin granular și un granat parțial sau în întregime transformat în clorit și calcit (valea Gabrovi).

3. *Șisturile grafitoase* pot fi urmărite de-a lungul mai multor fișii înguste pe văile afluențe ale Dunării, Valea Mare și valea Satului (Divici) și pe ogașul Epure (Lescovița) unde sunt mai bogate în grafit și au constituit în trecut obiectul unor mici lucrări de explorare. Localnicii utilizează grafitul din aceste șisturi drept colorant la zugrăvitul caselor.

Sub microscop se constată că sunt formate din pături lenticulare de cuarț cu un grad avansat de sortare și fișii de grafit și sericit. În varietățile filitice cuarțul este echigranular și foarte fin. Alături de foițe subțiri de sericit și clorit apare o pulbere fină de grafit.

4. *Șisturile cu actinolit* au fost întîlnite ca intercalații subțiri pe ogașul lui Arvatu și pe ogașul Seleștianski. Roca este formată dintr-un plagioclaz acid idiomorf, maclat, amintind de o rocă eruptivă și din actinolit orientat metamorfic. Un albit cristalizat pe seama plagioclazului, include baghete submilimetrice de actinolit. Epidotul fin granular, s-a format în procesul de albitezare a plagioclazului. Titanitul formează șiruri paralele cu actinolitul.

E₅ Complexul șisturilor cu stilpnomelan

Denumirea complexului se datorează prezenței șisturilor cu stilpnomelan, relativ puțin cunoscute în formațiunile cristalofiliene din țara noastră. De altfel complexul se caracterizează printr-o mare varietate de tipuri petrografice derivate din roci eruptive bazice și acide și în mai



mică măsură din roci sedimentare pelito-psamitice metamorfozate în condițiile faciesului șisturilor verzi.

Complexul șisturilor cu stilpnomelan reprezintă stratigrafic partea superioară a cristalinului de Locva. Relațiile cu complexul subiacent sunt relații de transgresiune evidențiată de discordanță unghiulară vizibilă la est de Zlatița între valea Gabrovi și rîul Nera și de faptul că diferenții termeni ai complexului vin în contact cu complexul șisturilor terigene (vezi coloanele litologice, fig. 16). Limita superioară a complexului este mascată de depozite loessoide. Malul stîng al Dunării oferă începînd de la nord de Baziaș pînă la sud de gura ogașului Ribis un profil complet în acest complex. În versantul drept al Nerei la vest de Lescovița, complexul dispare sub depozitele pliocene.

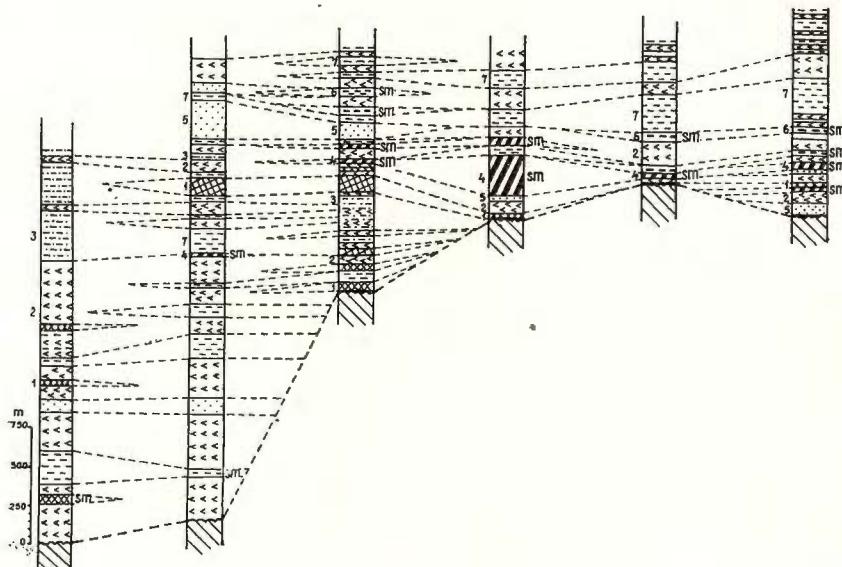


Fig. 16. — Coloane litologice ale complexului șisturilor cu stilpnomelan.

- 1, metadolerit; 2, metatuf bazic; 3, metatuffite; 4, metadacite și metatuffuri dacitice; 5, quartite albitice; 6, filite cu stilpnomelan; 7, sisturi detritogene; sm = stilpnomelan.

Lithologische Folge im Stilpnomelanschiefer Komplex.

1. Metadollerit; 2, basicher Metatuff; 3, Metatuffit; 4, Metadazit und dazitischer Metatuff; 5, Albitquarzit; 6, Stilpnomelanphyllit; 7, Detritogene Schiefer; Sm = Stilpnomelan.

Rocile metaeruptive sunt mai dezvoltate în partea inferioară a complexului. Spre partea superioară a acestuia încep să predomine șisturile detritogene. Se constată de asemenea o variație litofacială pe direcție; rocile metaeruptive bazice și metatuffurile acestora se efilează începînd

de la Dunăre spre nord-est, pe măsură ce grosimea intercalatiilor de șisturi terigene crește. Rocile metaeruptive acide apar în special la extremitatea nord-estică a complexului, pe afluenții stângi ai Nerei, între Zlatița și Lescovița; ele se efilează spre sud-vest apărind sporadic pe valea Ogiara (Cîmpia) și la vest de aceasta. Același lucru se poate spune și despre rocile cu stilpnometan; le întâlnim pe afluenții stângi ai Nerei unde însoțesc rocile metaeruptive acide. Ele se efilează spre sud-vest astfel că, pe versantul sudic al masivului, stilpnometanul apare sporadic. Au fost separate următoarele tipuri petrografice :

1. *Metadoleritele.* Roca are culoarea verde-inchis, este masivă, ușor laminată sau șistoasă. Cu ochiul liber se distinge, amfibolul și plagioclazul. În secțiuni subțiri se observă structura doleritică relictă, evidențiată de modul de așezare a plagioclazului (pl. X, fig. 3 și 4). Aceasta este idiomorf, maclat complex și are compozitia determinată prin metoda

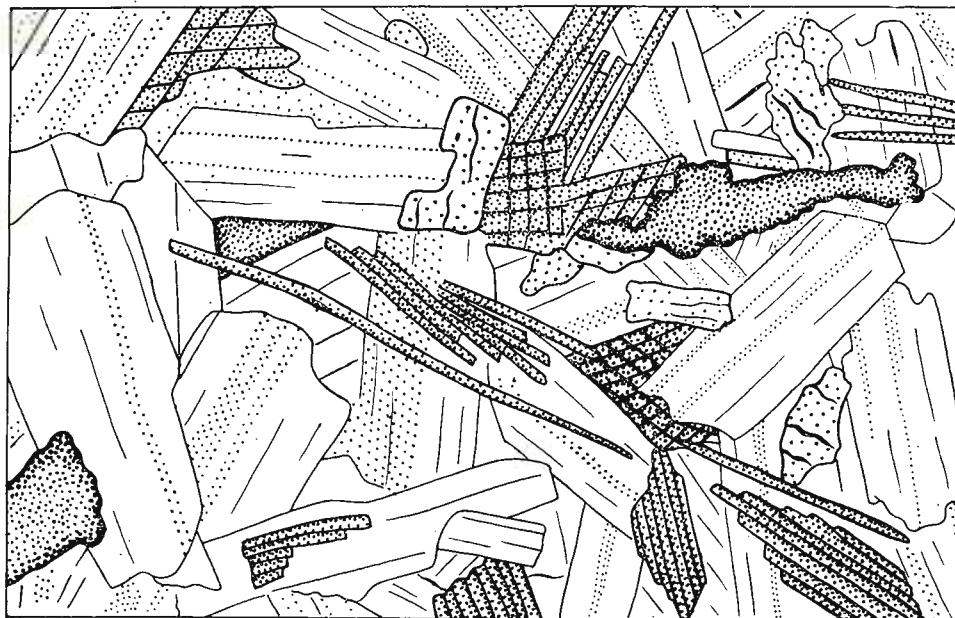


Fig. 17. — Metadolerit. Andezin idiomorf, maclat polisintetic, hornblendă incoloră pînă la verzuie, granule de epidot, titanit roșu-brun. Hornblenda verde-albăstruie lung prismatică (centrul figurii), este metamorfică și este paralelă cu planul șistozității. Desen după microfotografie, secțiunea 549. Diametrul cimpului = 2,4 mm.

Metadolerit. Idiomorpher, polisyntetisch verwillingter Andesin, farblose bis grünliche Hornblende, Epidot-Körner und rötlich-brauner Titanit. Die stengelige bläulich-grüne Hornblende (Mitte) ist metamorph gebildet und orientiert.

Rittmann, An 35—38. Amfibolul relict, o hornblendă decolorată cu $c : n_y = 22^\circ$ păstrează în parte raporturile spațiale magmatische umplind spațiile dintre cristalele de plagioclaz (fig. 17).

Readaptarea mineralogică-texturală a rocii la condițiile metamorfismului regional este exprimată de formarea unei hornblende verde-albăstruie cu $c : n_y = 18^\circ$ curbată și orientată după o direcție preferențială. Acest amfibol pătrunde în cristalele de plagioclaz nou format (An_{30}) al căror contur este ușor lobat (fig. 18 b). Plagioclazul de neoformăție are lamelele maclelor mai puțin numeroase, mai largi și de obicei deranjate de hornblenda verde-albăstruie. Puține granule mici de epidot apar sub formă de incluziuni în plagioclazul de neoformăție (fig. 18 a).

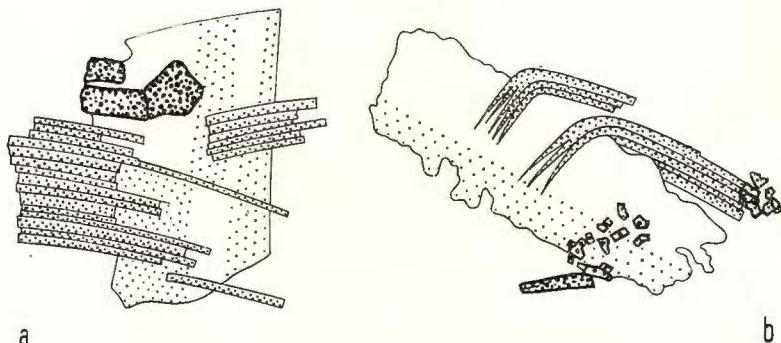


Fig. 18. — Plagioclaz cu incluziuni de epidot, concrescut cu hornblendă verde-albăstruie uneori curbată. Recristalizarea într-o fază sincinematică a metamorfismului. Desen după microfotografie, secțiunea 561 și 549.

Plagioklas mit Epidot Einschlüssen, verwachsen mit bläulich-grüner, oft verbogener Hornblende. Synkinematische Rekristallisation.

Transformările metamorfice sunt mai vizibile în zonele marginale ale sillurilor metadoleritice. Aici structura relictă este rară; mineralele sunt perfect orientate. Din amfibolul inițial nu s-au mai păstrat relicte; hornblenda verde-albăstruie se desface în prisme zvelte, dispuse radial. Plagioclazul a recristalizat aproape în întregime; în timpul recristalizării a suferit o rotire (fig. 18 b). Natura plagioclazului nu s-a modificat decât foarte puțin (An_{30}) de unde și cantitatea relativ mică de epidot granular. Titanitul formează șiruri discontinue, orientate.

În faciesul marginal al sillurilor se constată formarea cloritului pe seama hornblendei.

Sillurile de metadolerit apar la mai multe nivele în cadrul complexului și sunt asociate cu sisturi albit-epidot-amfibolice în care amfibolul,

o hornblendă verde-albăstruie apare ca fenocristale reliete (structură porfirică relictă) scurt prismatică, în mod evident formate pe seama unui piroxen. Cea mai mare parte a „șisturilor verzi” o reprezintă însă șisturile albit-epidot-actinolitice fin grano-nematoblastice sau șisturile albit-epidot-

Compoziția plagioclazului determinată cu MU

Sect. 3569. Șist clorito-epidotic cu plagioclaz (metadolerit ?) valea Nerei-Zlatița

Nr. de- termi- nărilor	An %	Tipul de maclă
1	26	?
2	27	Karlsbad
2	27	Albit-Ala B
2	28	Albit-Ala B
1	30	Albit-Ala B
1	32	?
2	34	Albit-Ala B
2	35	Albit-Ala B

cloritice ambele cu titanit, apatit cu sau fără cuart și muscovit. Albitul a crescut clastic și este de obicei străbătut de ace actinolitice paralele cu șistozitatea rocii. În aceste roci stilpnومelanul este uneori prezent alături de biotit în jumătatea sud-vestică a complexului sau apare singur în partea de nord-est a acestuia.

În comparație cu rocile metaeruptive bazice din complexele inferioare, metadoleritele din acest complex sunt mult mai puțin transformate metamorfic.

Metadoleritele sunt însoțite de obicei de metatufuri bazice (șisturi albit-epidot-actinolitice). În unele cazuri gradul de metamorfism al acestor tufuri este atât de slab încât se păstrează aspectul original al rocii: granule submilimetrice neorientate de cuart, plagioclaz acid, epidot și uneori amfibol, sunt cimentate de o masă verzuie izotropă. Din această masă începe să cristalizeze cloritul care se orientează după o direcție preferențială imprimând roci caracterul de șist cristalin.

Astfel de roci verzi puțin metamorfozate (incomplet adaptate la condițiile de metamorfism), au fost întâlnite pe ogașul Ribiș, pe valea Ogiara și pe ogașul Mare (Zlatița).



2. *Metadacitele* aflorează pe aproape toți afluenții stângi ai Nerei aval de localitatea Zlatița. Roca are aspectul unui cuarțit de culoare brunie. Masa fundamentală felsitică, echigranulară, este formată din cuarț și albit. Fenocristalele relicte de plagioclaz idiomorf, parțial corodate și

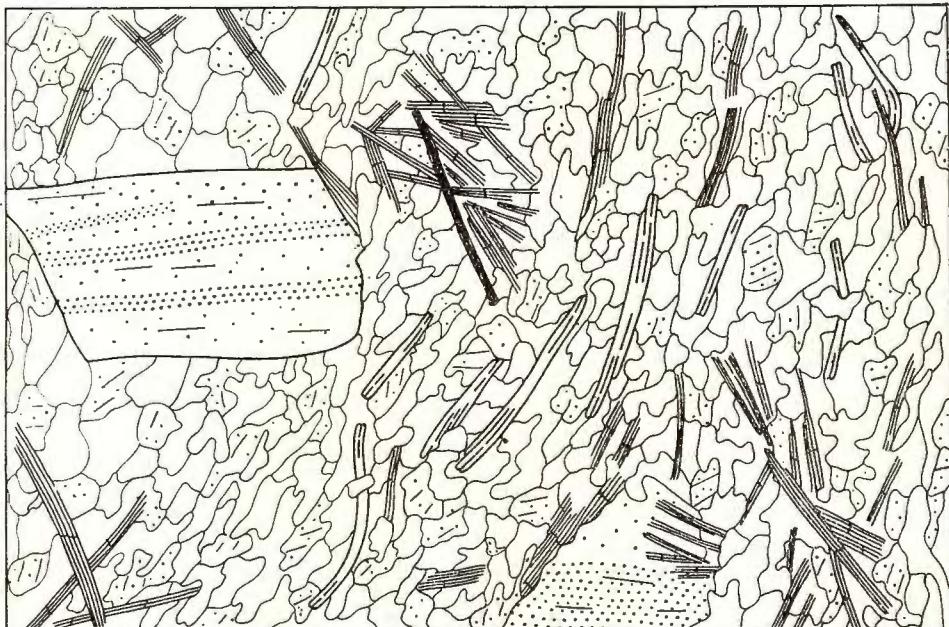


Fig. 19. — Metadacit. Masa fundamentală cuarțo-albitică. Stilpnomelanul (cu clivaj fin) sub formă de smocuri, foițe de muscovit și fenocristale relicte de oligoclaz. Desen după microfotografie, secțiunea 3761. Diametrul cîmpului = 1,8 mm.

Metadazit. Quarz-Albitische Grundmasse, neugebildeter Stilpnomelan, etwas Muskovit; und reliktische Oligoklas-Einsprenglinge.

maclate polisintetic au compoziția An_{25} . Fenocristalele relicte de cuarț deși corodate încă mai păstrează conturul cuarțului bipiramidat. Mineralele femice sunt reprezentate printr-un clorit format în mod evident pe seama unui biotit din care se mai păstrează structura sagenitică. În unele secțiuni de metadacit se observă, în masa fundamentală, ace de stilpnomelan alături de foițe de o mică incoloră (fig. 19 și pl. VIII, fig. 3). În aceste roci stilpnomelanul apare în următoarea asociatie de minerale: oligoclaz (albit) + cuarț + clorit + stilpnomelan + sericit.

3. *Metatufurile dacitice*. În aceste roci lipsite de fenocristale de plagioclaz, stilpnomelanul poate să apară ca mineral primar sau ca mineral

de neoformăție cristalizat post-tectonic (cristalizare statică) (pl. VIII, fig. 4 și pl. XI fig. 3). Cristalele aciculare cu contururi precise dar cu terminațiile imperfecte, sunt dispuse ~~sub~~ diverse unghiuri față de șistozitatea rocii (fig. 20) sugerînd o cristalizare pe planele de forfecare.

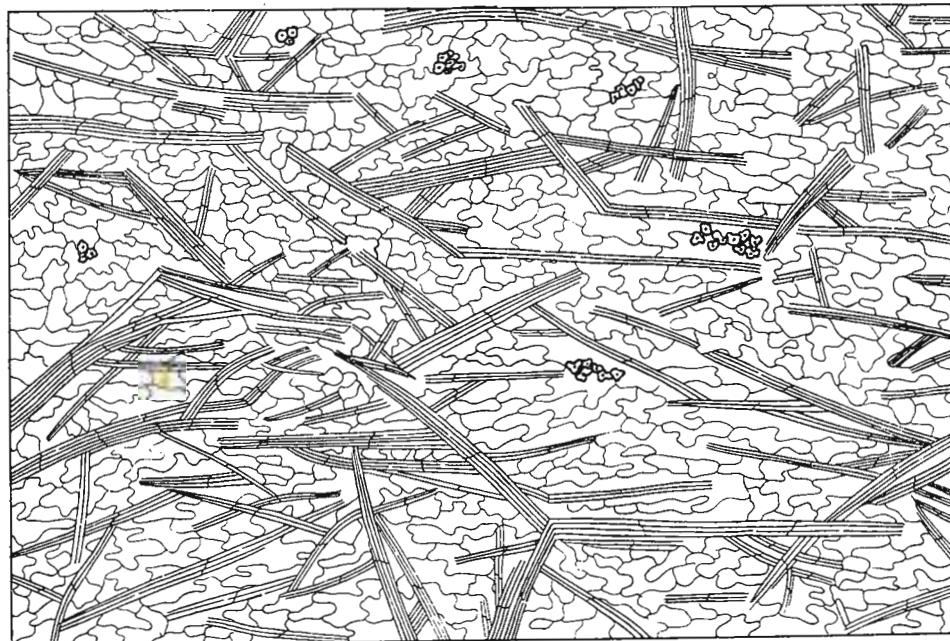


Fig. 20. — Metatuf dacitic cu stilpnomelan cristalizat postcinematic. Masa fundamentală este formată din cuarț, albit și granule mici și rare de epidot. Desen după microfotografie, secțiunea 2280. Diainetrul cimpului = 3,3 mm.

Dazitischer Metatuff mit postkinematisch kristallisiertem Stilpnomenan. Die Grundmasse besteht aus Quarz, Albit und spärlichen Epidot-Körnchen.

4. Filitele stilpnomelaneice. Roca are culoarea brun-oliv. Cu ochiul liber nu se disting decît cristale foarte fine de magnetit iar luciul de pe fețele de șistozitate sugerează existența unui mineral micaceu. Secțiunile subțiri ne arată o pislă de stilpnomelan în ale cărei ochiuri se poate identifica albitul, cuarțul, epidotul, titanitul și apatitul. În unele secțiuni se evidențiază un început de diferențiere metamorfică : mineralele componente formează pături discontinue succesive de stilpnomelan, cuarțo-albitice și titanitice (pl. XI, fig. 1). Cristale idiomorfe mai mari de stilpnomelan sunt dispuse după un unghi de 58° pînă la 90° față de șistozitatea generală (fig. 21).

Roca se proiectează în tetraedul *al-fm-c-alk* în cîmpul rocilor eruptive (fig. 25). Prin valorile parametrilor Niggli se încadrează în tipul magmatic gabbroid sodic (mugearitic), valoarea lui *si* depășește însă cu mult limitele variației acestui parametru în cadrul magmelor gabroide sodice.

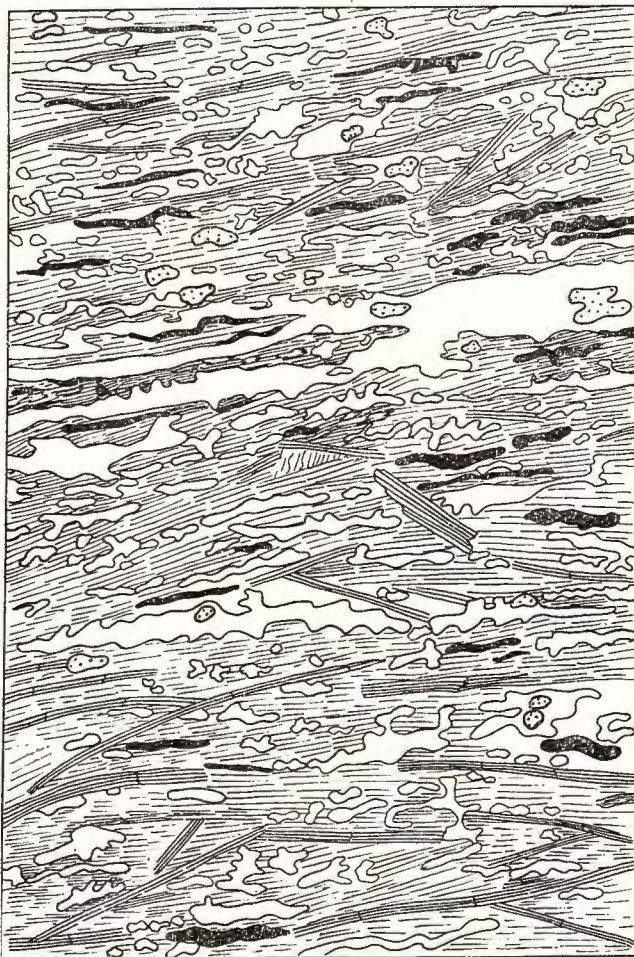


Fig. 21. — Filit stilpnomenanic. Stilpnomenanul (cenușiu) formează o masă roșie-brună, scămoasă; cuarțul și albitul (alb), epidotul (punctat), titanitul (negru). Unele cristale de stilpnomenan de neoformație, formează un unghi cu direcția șistozitatii rocii. Desen după microfotografie, secțiunea 3513. Diametrul cîmpului = 3,3 mm.

Stilpnomenan-Phyllit. Der primäre Stilpnomenan (grau) bildet eine filzige, rot-braune metamorph geregelte Masse; es gesellt sich dazu Quarz und Albit (weiss), Epidot (punktiert), Titanit (schwarz). Der neugebildete, stengelige Stilpnomenan ist zu der metamorphen Schieferung in einem spitzen Winkel angeordnet.

De asemenea k și mg sunt mult sub valorile admise pentru acest tip magmatic. Valoarea lui qz indică o cantitate mică de cuarț liber ceea ce se constată și în secțiunile subțiri. T relativ mic corespunde plagioclazului acid prezent în rocă; aproape tot calciul este legat de epidot, titanit și apatit (c'). Valoarea negativă a lui t concordă cu eventualitatea originii magmatice. Remarcăm însă faptul că sub microscop nu se observă nimic ce ar sugera o structură magmatică relictă.

Filitul stilpnomelanic ogașul lui Arvatu-(Locva)¹⁶

Proba nr. 3513

SiO_2	54,46	$si = 173$
Al_2O_3	11,80	$al = 22,0$
Fe_2O_3	11,45	$fm = 41,7$
FeO	3,20	$c = 18,8$
MnO	0,25	$alk = 17,5$
MgO	1,11	
CaO	5,33	$ti = 3,5$
Na_2O	5,08	$k = 0,1$
K_2O	0,90	$mg = 0,12$
TiO_2	1,40	$\frac{c}{fm} = 0,45$
P_2O_5	0,56	
H_2O^+	2,80	$qz = +3$
H_2O^-	1,20	$T = +4,5$
	99,74	$t = 14,3$
		$c' = 14,3$

Compoziția mineralologică a filitului cu stilpnomelan calculată din analiza chimică este :

albit	40,4%
cuarț	3,5%
stilpnomelan	40,0%
epidot	10,0%
titanit	3,4%
apatit	2,8%
	100,00

¹⁶ Analist Dr. A K i ţ i k, Laboratorul Chimic al Intreprinderii Geologice de Prospectăriuni, București.



Considerentele chimice și texturale expuse, conduc la concluzia că roca inițială era probabil un tuf bazic al cărui chimism a fost modificat premetamorfic în legătură poate, cu faza erupțiilor acide (metadacitele).

5. *Epidotitele.* În malul stîng al Nerei, aval de confluența cu ogașul lui Arvatu, în șisturile clorito-sericitoase cuarțitice care se îndințează cu rocile metaeruptive bazice, se dezvoltă lentile budinate de o rocă compactă, verde-gălbuiie, formată aproape exclusiv din epidot granular în care sunt incluse, spre periferia lentilei, granule subrotunde pînă la angulare de albă și cuarț. Același tip de rocă mai apare și pe muchia dintre

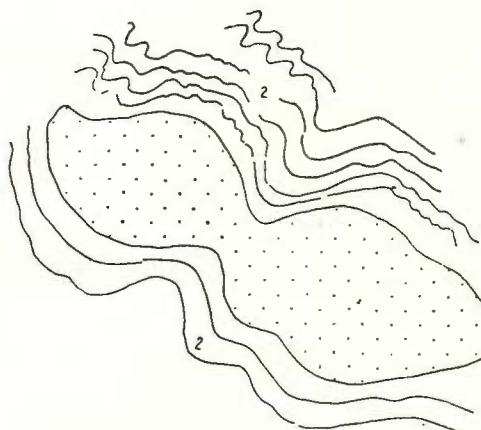


Fig. 22. — Budine de epidotit (1) în șisturi clorito-sericitoase cuarțitice (2).
Epidotitbudinen (1) in quarzitischen Chlorit-Serizit-Schiefern. (2)

ogașul lui Arvatu și Viroaga de Aur unde are aspectul unei brecii, la obîrșia ramificației stîngi a văii Ogiara și la sud-est de vîrful Vragolia Mare. Epidotul formează cimentul unor fragmente colțuroase, cuarțo-albitice, umple fisuri sau formează pături concordante cu șistozitatea. Studiul mai multor secțiuni subțiri reliefăază o circulație a epidotului pe fisuri sau pe șistozitatea S_1 a șistului clorito-sericitos.

6. *Șisturile terigene* cu care se îndințează șisturile tufogene magmatogene bazice din partea inferioară a complexului, formează spre partea superioară a acestuia un orizont în care rocile metaeruptive apar sporadic, sub forma unor intercalații subțiri.

Dintre șisturile terigene cea mai largă răspîndire o au șisturile clorito-sericitoase albătice. Aspectul megascopic al acestora este foarte asemănător putînd fi confundat cu șisturile clorito-cuarțitice din complexul subiacent. Deosebirea constă în prezența albitalui abia vizibil cu ochiul liber și în cantitatea mai mare de minerale lamelare. Ca

și în sisturile clorito-cuarțitice pigmentul grafitos e prezent în cantitate variabilă la diferite nivele.

Spre partea superioară roca devine mai bogată în cuarț trecind în sisturi cuarțitice cu strătulete distincte, alternînd de cuarț microgranular și sericit (valea Ogiara-Cîmpia). Rareori se întâlnesc cuarțite cu epidot (ogașul Ribiș), sisturi calcaroase-cuarțitice cu clorit (șoseaua Divici-Baziaș) sau sisturi cuarțitice sericitoase cu biotit (vîrful Vragolia). Biotitul este cu totul rar în cristalinul din Locva.

În cîteva puncte s-au observat resturi ale unui biotit transformat în clorit. Este curios că îl găsim proaspăt tocmai în complexul superior în care apar și filitele cu stilpnomelan. Precizăm însă, că biotitul este și aici destul de rar și nu apare decât în extremitatea sud-vestică a complexului unde stilpnomelanul este sporadic. Menționăm că un biotit verde porfiroblastic (querbiotit) apare în aceeași secțiune cu stilpnomelanul.

IV. STILPNOMELANUL

În filitele cu stilpnomelan descrise, mineralul este o componentă principală a rocii. El mai apare și în alte tipuri de roci din complexul superior, însă ca mineral de neoformătie.

Pînă în prezent stilpnomelanul este încă foarte puțin cunoscut la noi în țară datorită în bună parte asemănării lui cu biotitul.

Primele descrieri ale stilpnomelanului în țara noastră, se datorează lui R e d l i c h (1906). Mineralul a fost găsit în zăcămîntul de la Fundul Moldovei. Autorul îl descrie ca pe un mineral galben-verzui din grupa cloritului, cu $D = 2,87$. Analiza chimică este considerată ca hotărîtoare pentru determinarea mineralului.

O varietate manganiferă a fost determinată de G i u ș c ă (1962) dintr-un filon de rodocroxit; un stilpnomelan ferifer a fost identificat în zăcămîntele de fier de la Ghelar (K r ä u t n e r, 1962).

Ca mineral component al sisturilor cristaline a fost determinat pentru prima oară în cristalinul Locva¹⁷. Rocile cu stilpnomelan și mineralul însăși au fost descrise amânunțit de M a i e r (1969), într-o notă publicată în Neues Jahrbuch für Mineralogie.

O notă recentă asupra stilpnomelanului din sisturile Carpaților Orientali se datorează lui S t r e c k e i s e n (1968).

¹⁷ O. M a i e r. Raport asupra cercetărilor geologice în munții Locva. 1960. Arh. M.M.P.G. București.



Dată fiind importanța stilpnomelanului ca mineral indicator al fațiesului metamorfic atenția petrografilor se îndreaptă în ultimul timp spre acest mineral.

În cele ce urmează dăm o descriere succintă a stilpnomelanului din Locva.

1. Descriere și determinare

Ceea ce atrage atenția în primul rînd la stilpnomelanul din Locva (în special la cel postcinematic) este habitusul acicular. Raportul dintre lungime și lățime este 0,7 mm/0,03 mm. Pleocroismul este după n_{α} = galben-auriu, după n_{γ} = brun-roșcat. Clivajul bazal este foarte fin și mai pu-

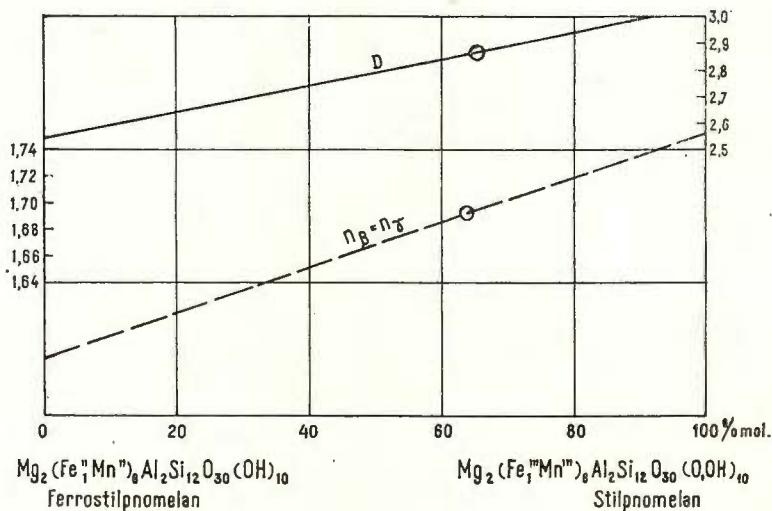


Fig. 23. — Proiecția valorilor indicelui de refracție ($n_{\beta} = n_{\gamma}$) și a densității (D) stilpnomelanului din Locva.

Brechungsindex ($n_{\beta} = n_{\gamma}$) und Dichte (D) des Stilpnomelans im Variationsdiagramm.

țin desăvîrșit ca cel al biotitului; se mai observă de asemenea un clivaj transversal cu aspect de ruptură, asemănător celui observat la actinolite și care lipsește la biotit. Indicele de refracție determinat este $n_{\beta} = n_{\gamma} = 1,6852$. Acest indice de refracție și densitatea $D = 2,853$ proiectate în diagrama din figura 23 (din A. N. Winchell, 1951), concordă și sint caracteristice pentru varietatea cu 63% ferri-stilpnomelan.

În vederea obținerii unui concentrat de stilpnomelan din filitul în care mineralul poate ajunge pînă la 60%, ultima fracțiune de sită a fost

spălată succesiv de mai multe ori. Preparatul astfel obținut, având o granulație relativ omogenă a fost supus unei separări pe un geam înclinat de care stilpnomenelanul rămîne lipit în timp ce titanitul, epidotul, cuarțitul și albitul se rostogolesc.

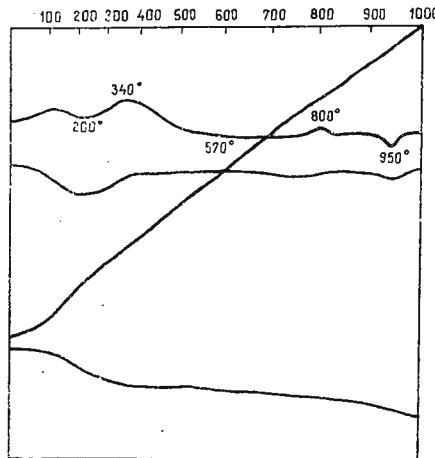


Fig. 24. — Curbele A. T. D. și A. T. G. ale stilpnomenelanului din Locva.

Differentialthermoanalyse des Stilpnomenans.

Derivatografia termică¹⁸ a concentratului cu aproximativ 80% stilpnomenan, a fost efectuată la o viteză de încălzire de 10°C/min. Gurba A.T.D. (fig. 24) pune în evidență două reacții endotermice una la 200°C, cealaltă la 570°C și două reacții exoterme la 340°C, respectiv la 800°C.

Pentru comparație am utilizat rezultatele unei analize termice diferențiale a stilpnomenelanului din masivul Aar (1956) pentru care s-au obținut la o viteză de încălzite de 13°C/min două efecte endotermice unul la 240°C, celălalt la 610°C și un efect exotermic la 815°C.

Cu excepția efectului de la 340°C care se datorează probabil hidroxiilor de fier, celealte reacții sunt comparabile cu ale stilpnomenelanului din Aar făță de care sunt deplasate spre temperaturi mai joase datorită probabil vitezei de încălzire mai mici.

Analiza roentgenografică¹⁹ a dat rezultate mulțumitoare deși înpulbere mai erau prezente în afară de stilpnomenan și alte minerale. În tabelul 1 sunt redate liniile de interferență ale stilpnomenelanului din Locva, în comparație cu stilpnomenanul din alte regiuni.

¹⁸ Analiza a fost efectuată de Dumitru Todor.

¹⁹ Debyograma a fost executată de Gh. Neacșu.

TABELUL 1

Liniile de interferență ale stilpnometanului Anticatodă-Fe fără filtru

Nr. cert.	Stilpnometan J. G r ü n e r 1937, (din Miheev)*		Stilpnometan din gresia eocenă Gross Windgälle**		Stilpnometan Mont Che- min**		Stilpnometan Locva	
	d	d A°	Inten- sitate	d A°	Inten- sitate	d A°	Inten- sitate	d A°
1	(12,9	B	7	—	—	—	—	—
1	11,9		10	12,2	M	12,2	M	12,02
3	—	—	—	—	—	—	—	7,68
3	6,03	1	—	—	—	6,25	fs	6,12
5	—	—	—	—	—	5,47	fs	5,38
6	4,74	1	—	—	—	4,71	s	4,61
7	4,476	2	—	—	—	4,40	fs	—
8	—	—	—	—	—	4,32	fs	—
9	4,128	1	4,107	fs	—	4,119	m	4,10
10	4,045	6	—	—	—	—	—	—
11	—	—	—	—	—	3,760	fs	—
12	3,566	2	—	—	—	3,619	s	3,64
13	(3,349)	2	3,343	fM	(cuart+ biotit?)	—	—	(3,342)
14	—	—	—	—	—	—	—	3,186 3 (sfen)
15	—	—	—	—	—	3,081	s	3,079
16	3,036	2	—	—	—	—	—	—
17	2,831	2	—	—	—	2,823	s	2,838
18	2,693	3	2,702	s	—	2,697	fM	2,690
19	2,549	5	2,556	s	—	2,553	fM	2,550
20	2,481	1	2,458	—	(cuart+ biotit?)	—	—	—
21	2,418	1	—	—	—	2,420	fs	2,410
22	2,341	4	2,345	s	—	2,347	M	3,344
23	—	—	—	—	—	—	—	2,262 (sfen)
24	2,188	3	2,186	fs	(biotit?)	—	—	2,182
25	—	—	—	—	—	2,157	s	—
26	—	—	2,119	fs	—	2,118	m	2,119
27	2,109	3	—	—	—	—	—	—
28	—	—	—	—	—	—	2,064 (sfen)	2
29	1,964	1	—	—	—	1,969	—	1,963
30	1,888	3	1,892	fs	—	1,893	s	1,899
31	—	—	1,817	M	(cuart)	—	—	1,818 (cuart)
32	—	—	—	—	—	—	—	1,714 (sfen)
33	1,739	3	—	—	—	—	—	—
34	—	—	—	—	—	1,702	s	1,703
35	1,686	3	—	—	—	—	—	1,679
36	—	—	—	—	—	—	—	1,631 (sfen)
37	—	—	1,574	fs	—	1,573	m	—
38	—	—	1,560	fs	—	1,559	m	1,567

Abrev.: fM = foarte mare; M = mare; m = mijlocie; s = slabă; fs = foarte slabă.

* V. J. Mi h e e v. Gos. nauk. tehn. izd. lit. geol. i ohr. nedr. 1957.

** E. N i g g l i et al. Ecog. Geol. Helv. 49, no. 2, 1956.



Institutul Geologic al României

Linia principală de 12'' A° este caracteristică pentru stilpnomelan și chiar și numai aceasta ar fi suficientă pentru punerea în evidență a prezenței stilpnomelanului dar și celelalte linii sunt perfect comparabile. Cîteva linii de interferență relevă prezența pe lîngă stilpnomelan și a titanitului eventual și a cuarțului.

2. Compoziția chimică

Proiecția în diagramă a indicelui de refracție și a densității indică pentru stilpnomelanul din Locva raportul procentelor atomice $\text{Fe}^{+3} + \text{Al}$

$\frac{\text{Fe}^{+2} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Fe}^{+3} + \text{Al}}{\text{Fe}^{+3} + \text{Al}} = 63\%$. Înînd cont de acest raport și de compoziția modală a filitului am calculat din analiza chimică globală a acestuia, compoziția chimică a stilpnomelanului. În acest scop întreaga cantitate de TiO_2 a fost utilizată pentru formarea titanitului, tot P_2O_5 a servit la formarea apatitului iar Na_2O la calcularea unui albit ideal; la calcularea epidotului am ținut cont de faptul că în secțiune se constată prezența unui epidot ferifer. O cantitate de SiO_2 corespunzătoare cuarțului modal a servit la formarea acestui mineral. Restul oxizilor a fost recalculat procentual obținîndu-se un stilpnomelan cu următoarea compoziție chimică :

SiO_2	45,2%	% cationice
Al_2O_3	4,4%	$\text{Al} = 14,1$
Fe_2O_3	25,8%	$\text{Fe}^{+3} = 53,2$
FeO	8,4%	$\text{Fe}^{+2} = 19,2$
MnO	0,7%	$\text{Mn} = 1,6$
MgO	2,9%	$\text{Mg} = 11,8$
CaO	1,1%	
Na_2O	—	
K_2O	2,4%	$\frac{\text{Fe}^{+3} + \text{Al}}{\text{Fe}^{+3} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Fe}^{+3} + \text{Al}} = 67\%$
H_2O^+	5,9%	
H_2O^-	3,2%	

Din calcul rezultă un stilpnomelan cu ceva mai mult feristilpnomelan decît reiese din diagramă, diferența fiind însă foarte mică, compoziția chimică a stilpnomelanului astfel calculată poate fi considerată destul de apropiată de compoziția lui reală. Într-adevăr valorile oxizilor rămîn în limitele valorilor oxizilor a doi stilpnomelani cu n_{γ} și D apropiat, pe care i-am luat ca termeni de comparație (din Deer, Howie & Zussmann,

1965). Excepție face doar Al_2O_3 , care este ceva mai mic, la stilpnomelanul din Locva. Cu stilpnomelanul de la Fundul Moldovei se asemănă pînă la identitate în privința unora din oxizi: SiO_2 , Al_2O_3 și Fe_2O_3 (cuprindînd Fe total):

Compoziția chimică a stilpnomelanului de la Fundul Moldovei

(după K. A. Redlich, 1906)

SiO_2	45,6	
Al_2O_3	4,6	
Fe_2O_3	34,4	$D = 2,87$
MgO	4,5	bîax negativ
CaO	—	$-2 V =$ foarte mic
K_2O	—	
H_2O	10,3	

Compoziția mineralologică a rocii rezultată din calcul (vezi p. 75) este mai apropiată de realitate decît compoziția obținută prin integrare.

3. Considerații genetice

După Niggli, Brückner și Jäger (1956) pentru ca într-o rocă să se formeze stilpnomelan, chimismul rocii trebuie să îndeplinească condiția $mg = \text{mic}$ iar $al < c + alk$. Winkler (1965) precizează că dacă într-o rocă Al este prezent alături de Fe^{+2} dar în cantitate mai mare decît este necesară formării de muscovit, paragonit, feldspat și clorit, în locul stilpnomelanului apare cloritoidul. În cazul stilpnomelanului din Locva este evident că stilpnomelanul nu s-ar fi putut forma dacă cea mai mare parte a Al nu ar fi fost consumată la formarea albitului.

Rocile eruptive bazice și tufurile lor precum și rocile a căror compoziție chimică a fost influențată de magmatismul bazic par să deosebească deadevărate apariției stilpnomelanului. În literatura geologică acest mineral este deseori citat din astfel de roci. Astfel, ca să amintim doar cîteva exemple în șisturile subzonei a 2-a din Otago de vest (Hutton et al., 1936; Hutton, 1956), stilpnomelanul este în parageneză cu albit, clorit, epidot și actinolit, în cristalinul Ryōke (Japonia) stilpnomelanul apare în tufuri bazice metamorfozat (Kataeda, Kiyoishi, 1966).

Șisturile actinolit-albit-epidotice cu stilpnomelan din masivul Aar (Streckeisen et al., 1958) puteau fi la origine o rocă bazică, în Aus-



tralia de vest și Africa de sud stilpnometelanul apare în piroclastite slab metamorfozate (La Berge, 1966).

În cristalinul de Locva paragenezele stilpnometelanului sunt caracteristice subfaciesului cuarț-albit-muscovit-clorit (B.1.1). Coexistența stilpnometelanului cu andezinul și cu o hornblendă verde-albăstră se datorează unei adaptări incomplete a rocii eruptive bazice inițiale la condițiile metamorfismului regional. Coexistența stilpnometelanului cu biotitul, observată în cristalinul Ryōke (Kataeda, Kiyoshi, 1966), sugerează să stilpnometelanul ar putea să apară și în condițiile unui metamorfism de grad mai înalt. Observațiunile noastre din Locva nu confirmă această presupunere. În extremitatea sud-vestică a complexului superior stilpnometelanul apare alături de biotit dar devine în mod evident instabil. Același lucru se observă și în șisturile în care biotitul a cristalizat post-cinematic.

Pe altă parte stilpnometelanul este stabil în șisturi în care actinolitul devine instabil trecând în clorit. Această transformare are loc (Schürrmann, 1967) la o temperatură mai mică de 375°C.

Pentru șisturile cristaline de tip Abukuma se admit în general condiții de metamorfism cu temperaturi mai ridicate și presiuni mai mici decât cele ale tipului Barrow. Dacă stilpnometelanul din cristalinul Ryōke coexistă cu biotitul și nu prezintă semne de instabilitate, rezultă că el se poate forma la temperaturi caracteristice formării biotitului dar în condiții de presiune joasă. În condițiile de temperatură-presiune, caracteristice subfaciesului cuarț-albit-epidot-biotit (B. 1.2) adică de tip Barrow, stilpnometelanul nu este stabil.

Am menționat la descrierea metatufurilor dacitice prezența în această rocă a unui stilpnometelan cristalizat static. Acest tip de stilpnometelan apare și în alte roci cum ar fi metadoleritele, metatufurile bazice, metadacite etc. sub formă de snopi sau după direcțiile fracturilor de forfecare (fig. 20 și pl. XI, fig. 2 și 3). Un stilpnometelan de neoformătie apare într-o zonă de fractură pe ogașul Plandiște (Măcești) în complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit, valea Duboki (Divici) în complexul șisturilor tufo-gene-magmatogene bazice și în alte cîteva puncte.

Apare evident că acest tip de stilpnometelan a cristalizat ulterior fazei metamorfice sincinematice.

Turner et al., (1935) au admis pentru un astfel de stilpnometelan din subzona a 3-a din Otago de vest, o cristalizare din soluții.



PARTEA A II-ă

I. STUDIUL GEOCHIMIC AL ROCILOR ERUPTIVE METAMORFOZATE

1. Chimismul rocilor bazice metamorfozate

Problemele principale pe care le ridică rocile verzi de toate tipurile din cristalinul Locva se referă la clasificarea lor, la natura materialului premetamorfic pe seama căruia s-au format, la transformările pe care le-au suferit în timpul metamorfismului, la posibilitățile de corelare petrografică și genetică a acestora cu roci similare din alte regiuni și la rolul pe care l-au jucat în evoluția geosinclinalului din care provin.

La rezolvarea unora din aceste probleme criteriul chimic joacă un rol deosebit de important.

Studiul efectuat pe baza celor cîteva analize chimice de care dispunem²⁰, ne permit să emitem răspunsuri la problemele amintite.

La capitolele descriptive o parte a rocilor verzi au fost tratate ca roci eruptive bazice, metamorfozate regional. Argumentarea originii lor magmatice se baza pe compoziția mineralologică, dar mai ales pe observarea în aceste roci a unor structuri doleritice, relicte. La clasificarea și denumirea lor, ambele criterii, cel mineralogic structural și cel chimic, au fost luate în considerare.

1.1. *Nomenclatura*

Compoziția mineralologică este considerată de mulți autori moderni ca principalul criteriu în denumirea și clasificarea rocilor eruptive. Preferința pentru clasificarea mineralologică este motivată de faptul, că în condițiile de heteromorfism se realizează pentru aceeași compoziție chimică parageneze minerale foarte variate. Este evident, că în cazul rocilor eruptive care, pe lîngă transformările postmagmatice, au mai fost afectate și de metamorfismul regional, dificultățile de clasificare și denumire sunt și mai mari, indiferent de criteriul pe care îl utilizăm. Din această cauză asemenea roci, în special cele bazice, sunt descrise deseori în literatura geologică în mod vag ca ortoamfibolite. În ultimul timp însă, datorită importanței ce se acordă fazelor magmatice în stabilirea unor cicluri geotectonice, sunt din ce în ce mai frecvente încercările de a pătrunde cu cercetarea petrografică, pînă în faza premetamorfică.

²⁰ Rocile au fost analizate în laboratoarele I.G.P. din București.



Compoziția mineralică actuală a unei roci eruptive metamorfozate, este condiționată de compoziția inițială și de intensitatea metamorfismului regional, pe care l-a suferit. Structura inițială magmatică și mineralele relicte, dau indicații prețioase, dar nu suficiente, pentru denumirea rocii. În general, compoziția modală a rocii eruptive metamorfozate nu reprezintă compoziția modală a niciunei roci magmatische.

Dacă în literatura geologică mai veche, rocile amfibolice erau considerate de preferință ca fiind formate pe seama unui sediment, acum astăzi la tendință de-a le atribui de preferință, o origine endogenă. Argumentul este de obicei compoziția mineralică deși se știe că în absența unei structuri relicte magmatische, sau a altor argumente, parageneza minerală nu este totdeauna concluzientă.

Așa de exemplu, dintr-o rocă bazică metamorfozată în condițiile faciesului de sisturi verzi va rezulta parageneza minerală :



Concluzia inversă nu este cu toate acestea, întru totul valabilă, deoarece se întâlnesc frecvent roci cu aceeași parageneză dar cu o compoziție chimică net diferită de a oricărei roci magmatische. Asemenea roci au rezultat din roci inițial sedimentare (eventual tufuri bazice).

Dacă, pe lîngă parageneza minerală, care admite o origină eruptivă a rocii, se observă însă și structura relictă, putem afirma cu destulă certitudine că ne găsim în prezență unei roci magmatische metamorfozate, iar după parageneză, putem aproxima și tipul căreia fi aparține.

În absența unei structuri relicte, caracterul premetamorfic al rocii poate fi definit de analiza chimică fie prin încadrarea rocii într-o clasificare chimică (de ex. „tipurile magmatische” ale lui Niggli), fie prin calcularea din analiză a compoziției modale și clasificarea mineralică a rocii ; combinarea celor două procedee este recomandabilă și este utilizată în această lucrare.

Criteriul geologic (forma de zăcămînt, asociația petrografică, fenomene secundare etc.) poate da indicații prețioase privitor la natura premetamorfică a rocii.

Denumirea rocilor bazice hipoabisice, cu compoziție gabbroidă a suscitat ample discuții în lumea petrografilor.

În ceea ce privește rocile eruptive bazice metamorfozate, se utilizează denumirea rocii bazice din care pot fi deduse, la care se adaugă prefixul „meta”.

Tinând seama de structurile relicte, de mărimea granulației care reflectă după părerea noastră granulația inițială (la roci cu un chimism

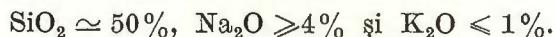


similar metamorfozate în aceleasi condiții), precum și de variații ale chimismului, am grupat rocile eruptive din Locva sub denumirea de :

metagabbrouri și metadolerite.

Unele roci verzi s-au format probabil pe seama unor tufuri bazice; pentru acestea folosim denumirea de metatufuri bazice. Denumirea de șisturi tufogene bazice care apare uneori în lucrare, este o denumire de lucru în teren și se referă la toate rocile verzi fin granoblastice, lipsite sau sărace în minerale micacee.

Fără a aborda aici discuția privitor la geneza spilitelor amintim doar, că rocile spilitice se caracterizează mineralologic prin parageneza albă, clorit, carbonați, zeoliți. Chimismul unei roci spilitice se caracterizează după Holmes (1928) prin :



În tabelul 2 se poate vedea că probele analizate nu satisfac condițiile chimice ale spilitelor, formulate de Holmes. De altfel nici compoziția mineralologică a acestor roci nu este cea a spilitelor și nici nu avem motive să presupunem o spilitizare premetamorfică a rocilor bazice din care derivă.

1.2. Compoziția chimică

Pentru analizele chimice au fost alese eșantioane reprezentative ale principalelor tipuri de roci verzi :

eșantion 4695	metagabbrou cu zoizit	ogașul Cracu Lung-Pojejena
„ 1173	metagabbrou	Valea Mică-Pojejena
„ 3251	metagabbrou	ogașul Cracu Lupilor-valea Micoș
„ 5032	metadolerit	valea Vărădiei-Vărădia
„ 545	metadolerit	valea Ribiș-Baziaș
„ 3569	șist clorito-epidotic + + plagioclaz și stilpnomelan de neoformăție	valea Nera-Zlatița
„ 3513	filit cu stilpnomelan	ogașul Arvatu-Zlatița
„ 2280	șist actinolito-albitic	Velika reka-Divici
„ 5030	șist muscovito-cloritic cu porfiroblaste de oligoclaz	valea Vărădiei-Vărădia
„ 4119	șist clorito-sericitic cu porfiroblaste de albă	valea Radimnei



Rezultatele analizelor chimice sunt redate în tabelul 2.

Examinînd tabelul compozițiilor chimice, se remarcă următoarele : metagabbrourile au un conținut în SiO_2 mai mare decît metadoleritele dar mai mic decît metatufurile bazice ;

conținutul în MgO al metagabbrourilor și al metadoleritelor este net superior celui al metatufurilor bazice ; se constată însă o descreștere a acestui conținut de la primul grup de roci la cel de-al doilea ;

metagabbrourile și metadoleritele au conținuturi în CaO apropiate, dar incomparabil mai mare decît al metatufurilor bazice ;

conținutul în Na_2O crește în ordinea :

metagabbrou-metadolerit-metatuf bazic :

la primele două grupuri rămîne însă sub 4%.

Excepție fac doar eșantioanele 5030 și 4119 care prezintă de altfel și în privința conținutului în Na_2O o neconcordanță.

Dacă facem însă abstracție de aceste două eșantioane, precum și de proba nr. 3513, se recunoaște că, cu toate deosebirile dintre diferitele tipuri de roci verzi, există o continuitate chimică ce sugerează apartenența lor la aceeași familie magmatică.

1.3. Diagramele variației chimice

Pentru rezolvarea problemei naturii materialului inițial pe seama căruia s-au format rocile verzi din Locva, am proiectat în diagrame datele rezultate din prelucrarea, după metoda Niggli, a analizelor chimice globale, ale cîtorva tipuri de roci.

Una dintre aceste diagrame este proiecția tetraedrică a parametrilor *al* și *alk* pe care Niggli îl recomandă ca „foarte indicată pentru discuția, dacă o anumită rocă metamorfică poate fi considerată, pe baza compoziției chimice, ca fiind de origine eruptivă sau sedimentară” (Burr, 1959, p. 79).

După cum se poate vedea în tabelul parametrilor Niggli valoarea raportului c/fm , al rocilor analizate variază între 0,12 și 0,76 ; proiectarea ar trebui să se facă în secțiuniile $c/fm = 0,11 - 0,25$, $c/fm = 0,25 - 0,43$, $c/fm = 0,43 - 0,67$ și $c/fm = 0,67 - 1,0$. Pentru simplificare, utilizăm o singură diagramă în care am desenat cîmpul eruptiv comun celor patru secțiuni (fig. 25).

Exceptînd rocile cu $si = 181$ (eșantion 4119) care se proiectează la limita cîmpului eruptiv cu domeniul sedimentelor argiloase și $si = 142$ (eșantion 5030) care se proiectează net în domeniul sedimentar, toate celelalte roci analizate au punctele de proiecție în domeniul eruptiv.

TABELUL 2
Compoziția chimică a rocilor verzi din Locva

Metagabbrouri			Metadolerite			Metatufuri bazice			Metagrawacke		
Nr. esant.	4695	1173	3251	5032	545	3569	3513	2280	5030	4119	
SiO ₂	44,95	49,56	48,05	44,84	42,86	53,70	54,46	68,57	48,92	54,93	
Al ₂ O ₃	16,13	15,92	13,47	17,89	17,08	16,90	11,80	12,50	24,75	19,01	
Fe ₂ O ₃	5,58	2,30	11,85	4,53	5,96	10,70	11,45	6,65	2,89	5,57	
FeO	3,48	6,76	2,37	8,80	7,60	3,00	3,20	—	8,00	4,43	
MnO	0,15	0,19	0,13	0,07	0,24	—	0,25	0,21	0,09	0,22	
MgO	11,34	8,50	6,05	6,00	4,90	1,57	1,11	0,48	3,60	2,50	
CaO	11,34	11,20	11,20	11,90	13,16	6,01	5,53	1,96	1,54	3,08	
Na ₂ O	1,43	1,69	2,73	1,48	2,37	3,45	5,08	5,92	1,13	2,43	
K ₂ O	0,77	0,53	0,41	0,60	0,50	—	0,90	0,48	4,24	2,94	
TiO ₂	0,38	0,42	1,29	1,45	1,32	2,60	1,40	0,37	0,97	0,84	
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,24	0,30	0,30	0,04	0,56	0,04	0,20	0,18	
CO ₂	—	1,01	0,48	0,39	1,67	—	—	—	—	—	
H ₂ O+10 ₅	—	1,27	—	—	—	—	—	—	—	—	
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O-10 ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

Parametrii Niggli		
s'	95	114
a'	20,1	21,5
f/m	50,5	46,5
c	25,5	27,6
a/k	3,9	4,4
t _i	0,61	0,7
p	0,08	0,10
mg	0,70	0,62
k	0,26	0,16
c/f/m	0,51	0,57
qz	-21	-3,6
T	16,2	17,2
t	9,3	-10,5
c'	—	—

Analiști: nr. eșantion 4695, 3251, 4119; Dr. Kizik Adolf
nr. " 1173, 5032, 545, 5030; Ing. Iliescu Suzi
nr. , 3569, 3513, 2280; Ing. Popescu Cristina



Originea sedimentară a rocii 5030 este probabilă, a rocii 4119 este posibilă; pentru celelalte roci originea eruptivă este posibilă dar nu este exclusă nici cea sedimentară.

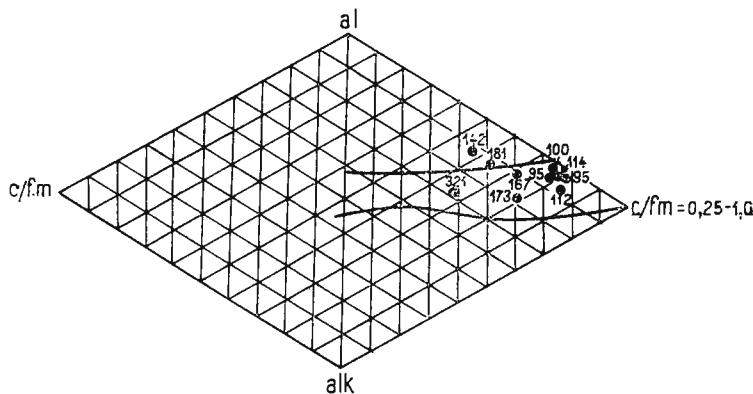


Fig. 25. — Diagrama tetraedrică c/fm - al - alk .

Konzentrationstetraeder al - fm - c - alk der basicchen meta-eruptiven Gesteine und Metatuffe.

Diagrama parametrilor T ($-T$) — c (fig. 26) propusă de N i g g l i, Q u e r v a i n, W i n t e r h a l t e r (1930) nu introduce elemente noi de interpretare ci sugerează aceleași concluzii dat fiind, că în această diagramă „cîmpul eruptiv” nu aparține exclusiv rocilor magmatice. Apare însă evident că rocile cu nr. 4119 și 5030 sunt roci de origine sedimentară sau cel puțin, că sunt bogate în material sedimentar, ceea ce nu exclude participarea și a materialului endogen. Se mai constată, ca și în diagrama precedentă, o grupare a primelor cinci probe și o poziție aberantă în cadrul domeniului eruptiv a probelor 3513 și 2280.

Explicația rezidă pentru roca cu nr. 2280 în valoarea mare a parametrului si . După cum se poate vedea în diagrama si — $(c + alk)$ (fig. 27), această rocă se situează aproape de epigranitul (II) de la Ocna de Fier. Din nou 4119 și 5030 cad în afara domeniului eruptiv, rocile 3513 și 3569 se deținăză, în cadrul domeniului eruptiv, de celelalte roci și se proiectează în domeniul muscovitului și plagioclazului. Metagabbrouile și metadoleritele precum și epigabbroul (IV) de la Ocna de Fier se plasează grupat în cîmpul amfibolilor ceea ce concordă cu compoziția modală a acestor roci.

Un alt mod de-a stabili, pe baza compoziției chimice, natura inițială a rocilor metamorfice bazice, se referă la conținutul în TiO_2 asupra căruia a atras atenția L a p a d u-H a r g u e s (1958) considerind că la

orthoamfibolite este mai mare de 0,8%. Giraud (1958) precizează că valoarea procentuală a lui TiO_2 este în realitate inversă cu raportul MgO/FeO .

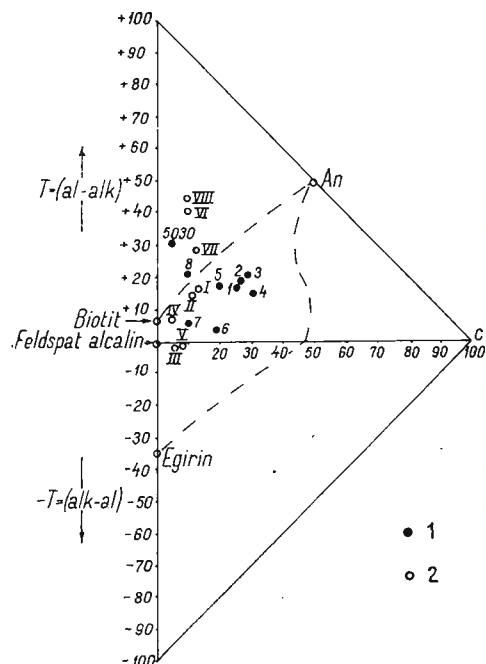


Fig. 26. — Diagrama T (-T)-c.

1, roci eruptive și tufuri bazice etc. în ordinea din tabelul 2; 2, roci porfirioide, aplite etc. în ordinea din tabelul 3.

T (-T) - c Diagramm.

1. basische Metatuffe und metaeruptive Gesteine;
2. Porphyroide, Aplite u. a.

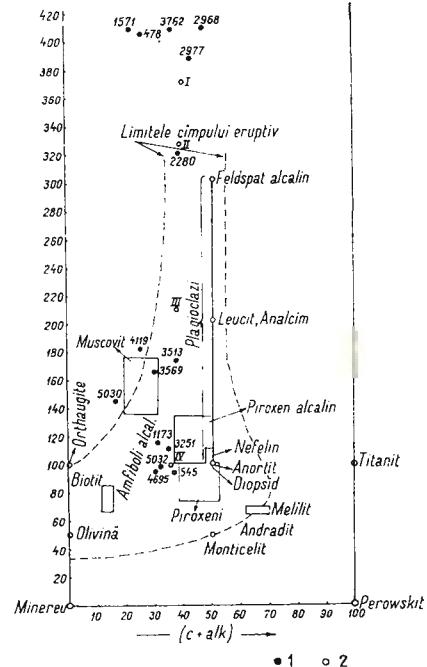


Fig. 27. — Diagrama si-(c + alk).

1, metagabbrourile și metadolerite din Locva și 2, de la Ocna de Fier, se proiectează grupat în domeniul rocielor amfibolice al cimpului eruptiv.

si-(c + alk) Diagramm. Projectionspunkte der:

1, Metagabbros und Metadolerite aus dem Locva Massiv und 2, von Ocna de Fier, fallen grupiert ins Eruptivfeld.

Fabries (1963) observă că această relație poate fi exprimată și prin parametrii mg și ti în sensul că unei creșteri a valorii mg îi corespunde o descreștere a valorii ti . Autorul citat exemplifică cu patru diagrame $ti-mg$ ale unor amfibolite din Irlanda și din provincia Sevilla și ale unor dolerite de la Karroo (Uniunea sudafricană) și din Sevilla. Analizând aceste diagrame ajunge la concluzia că ortoamfibolitele sunt caracterizate prin compozиции chimice care dau:

$$ti + 10 \ mg \geq 6,5$$

În figura 28 este redată diagrama $ti - mg$ a doleritelor din Karroo (punte) în care am proiectat și rocile verzi din Locva (cerculeți). Metagabbrouile și metadoleritele verifică inegalitatea de mai sus. Excepție face doar metadoleritul cu nr. 545 la care $ti + 10 mg = 6,2$. Remarcăm

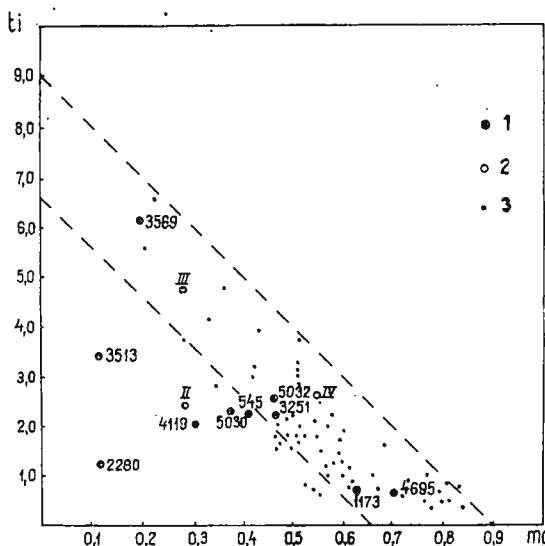


Fig. 28. — Variația parametrului ti în funcție de mg la rocile metaeruptive bazice din Locva (1) de la Ocnă de Fier (2) și la doleritele din Karroo (3).

ti-mg Variationsdiagramm der basischen meta-eruptiv Gesteine aus dem Locva Massiv (1) und von Ocnă de Fier (2), in Vergleich zu den Karroodoleriten (3).

însă, că și unele dolerite de Karroo se proiectează în afara liniei $ti = 6,5$, $mg = 0,65$ fără ca suma $ti + 10 mg$ să fie mai mică de 6. Epidioritul și epigabbroul de la Ocnă de Fier se înscrie de asemenea între limitele $ti - mg$ ale rocilor eruptive bazice. Filitul stilpnomelanic (eșantion 3513) deși în celelalte diagrame se situa în cîmpul rocilor eruptive, ocupă în diagrama $ti - mg$ un loc în afara acestui cîmp cu valoarea lui ti mai mare decât a rocilor bazice dar cu mg foarte mic. Deși se menține sensul pozitiv al celor doi parametri, suma $ti + 10 mg = 4,6$ ceea ce nu poate fi explicat decât fie prin participarea materialului sedimentar fie prin modificarea chimismului inițial al unei roci bazice datorită unor procese post-magmatice. La șistul actinolito-albitic (eșantion 2280) apare o corelare negativă evidentă ceea ce nu exclude originea magmatică a rocii dar o

situеază în orice caz în afara rocilor bazice. De altfel valoarea mare a lui *si* indică același lucru.

I n c o n c l u z i e : compoziția chimică a rocilor descrise ca metagabbrouri și metadolerite confirmă originea lor magmatică, premetamorfică. Valorile negative ale parametrilor *qz* și *t* ale acestor roci, sunt în concordanță cu această concluzie. Rocile descrise ca metatufuri bazice au chimismul foarte variat, unele din ele apropiindu-se de compoziția chimică a unor roci magmatice. Astfel șistul albito-cloritic cu epidot (eșantion 3569) se proiectează în toate cele patru diagrame în domeniul rocilor endogene, are valoare lui *t* negativă și *qz* = 3. Șistul actinolito-albitic (eșantion 2280) și filitul stilpnomicanic (eșantion 3513) au fost discutate mai sus; la primul, originea magmatică este posibilă, la al doilea trebuie admisă participarea materialului exogen. Șistul cloritic cu porfiroblaste de oligoclas (eșantion 5030) și șistul cloritic cu porfiroblast de albit (eșantion 4119) s-au format în mod sigur pe seama unor roci sedimentare; ele se situează în diagramele utilizate, în afara limitelor „cimpului eruptiv” și au valoarea lui *t* pozitivă ceea ce în general nu se întimplă la rocile endogene.

1.4. Clasificarea chimică a rocilor metaeruptive bazice

Părerea că în mod normal caracterizarea chimică a unei roci ar trebui să fie precedată de clasificarea ei mineralologică poate fi citită frecvent în literatura petrografică. Această părere se sprijină pe faptul cunoscut că o clasificare chimică se limitează la încadrarea rocii într-un „tip magmatic”, fără a defini tipul de rocă. O clasificare pe baza compoziției modale a rocilor eruptive metamorfozate, întâmpină încă dificultăți. De aceea înainte de a proceda la o clasificare mineralologică pe baza compoziției modale calculată din analiza chimică, ne propunem să încadrăm rocile metaeruptive bazice în tipurile magmatice ale lui Niggli. Aceasta ne va permite să facem unele comparații cu alte roci de acest tip, să stabilim unele relații în cadrul provinciei magmatice căreia îi aparțin și eventual să le corelăm cu alte provincii petrografice.

În diagramele de clasificare *fm-al* (fig. 29) și *alk-al* (fig. 30) rocile bazice metamorfozate din Locva se grupează în zona tipului magmatic femic, sărac în alcalii cu valoarea *c* relativ ridicată pînă la normală. Aceste caracteristici sunt întrunite în seria alcalicalcică de tipurile magmatice gabbroide. Parametrii se apropie destul de mult de valorile medii ale subtipurilor *c-gabbroid* și *miharaitic*. O excepție face doar șistul albito-



cloritic cu epidot (nr. 3569) care prin valorile lui *si*, *al* și *alk* mai ridicate și *fm* mai mic, se apropie de tipul magmatic leucogabbroid față de care însă, valoarea lui *c* este relativ scăzută.

Indicele de serie σ introdus de Rittmann (1960) are valori cuprinse între 1 și 1,8 ajungînd în mod excepțional la 3. Aceasta este încă o confirmare a apartenenței rocilor studiate la o serie pacifică (calco-alcalină). Caracterul de serie este extrem pînă la mediu.

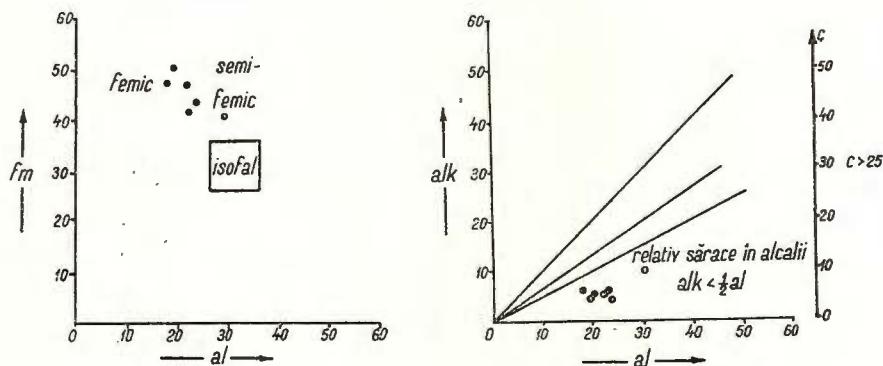


Fig. 29, 30. — Diagramele de clasificare *fm-al* și *alk-al*.

fm-al und *alk-al* Diagramme der Locva Metabasite.

Compararea directă a parametrilor rocilor din Locva cu aceea a unor roci bazice nemetamorfice, determinate petrografic cantitativ, le apropie de doleritele din provincia Sevilla (Fabries, 1963). Deși, prin structura relictă și dimensiunile mineralelor unele din rocile analizate sunt la origine gabbouri, există deosebiri chimice remarcabile față de gabbouriile nemetamorfozate din provincia amintită. Variația chimică de la dolerit la gabbrou în sensul unei creșteri a conținutului în SiO_2 și Na_2O este explicată de Fabries printr-o diferențiere. Plagioclazul gabbouriilor este mai acid decît cel al doleritelor.

La rocile metaeruptive bazice din Banatul de vest variația lui SiO_2 se face în același sens, în timp ce pentru Na_2O creșterea de la metadolerit la metagabbrou nu este concludentă.

Compozițiile chimice globale ale metagabbouriilor sunt aproape identice cu cele ale bazaltelor din Hawaii (Rittmann, 1960); deosebirea esențială este conținutul mai mare în TiO_2 al acestora din urmă. În Locva, TiO_2 crește pe măsură ce MgO se diminuează (fig. 31).

1.5. Diagrame de diferențiere magmatică

În diagrama de diferențiere imaginată de Murata (1960) abscisa este raportul $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ iar ordonata MgO exprimate în procente gravimetrice. Proiecțiile în această diagramă a rocilor metaeruptive bazice din Locva prezintă două tendințe (fig. 32);

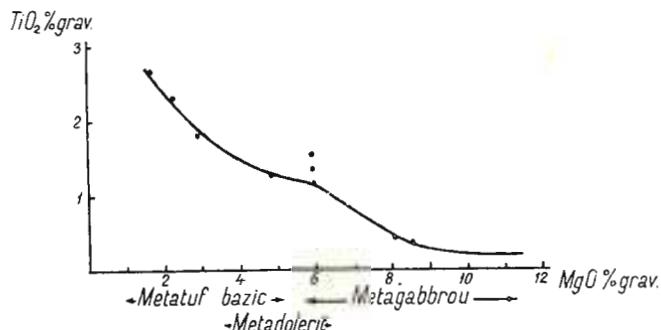


Fig. 31. — Variația TiO_2 și MgO la rocile metaeruptive bazice din masivul Locva.

$\text{TiO}_2 - \text{MgO}$ Variationsdiagramm der basischen metaeruptiven Gesteine des Locva Massivs.

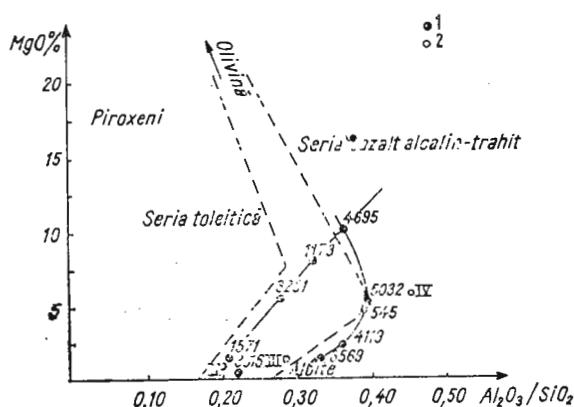


Fig. 32. — Diagrama de diferențiere a magmelor bazaltice (după K. J. Murata, 1960).

1, roci metaeruptive și metaturfuri bazice din Locva ; 2, roci metaeruptive de la Ocna de Fier.

Differentiationsdiagramm der basaltischen Magmen (nach K. J. Murata, 1960).

1, basische meta-eruptive Gesteine und Metaturf aus dem Locva Massiv,
2, meta-eruptive Gesteine von Ocna de Fier.



1. Metadoleritele se plasează paralel și foarte aproape de curba seriei bazalt alcalin-trahit.

2. Metagabbrourele se înșiră rectiliniu, paralel cu segmentele proporționalității directe, între seria toleitică și cea bazaltică alcalină.

Epigabbroul de la Ocna de Fier se proiectează în domeniul seriei bazaltice alcaline însă la oarecare distanță de curbă, din cauza conținutului mare în Al_2O_3 .

Fenner (1938) a emis părerea că diferențierea magmelor bazaltice are loc în sensul unei îmbogățiri în fier. Cercetările asupra toleitelor din Scoția l-au condus pe Waller (1935) la aceeași concluzie. El a pus în evidență faptul, că în urma cristalizării silicătilor feriferi, magma reziduală era bogată în silice și alcalii și săracă în fier și magneziu. Această observație a fost confirmată cantitativ de Weger și Deer (1939) cu precizarea, că îmbogățirea în fier are loc în cursul a 95% din cristalizare după care tendința se schimbă brusc cu producerea unui reziduu bogat în silice și alcalii și sărac în fier.

Waller și Poldervaart (1949) au proiectat sute de analize chimice ale unor roci bazice provenind din Scoția, Scandinavia, Africa de sud (Karoo), Tasmania, Siberia, insulele Hawaii etc., în diagrame ternare având ca variabile FeO , MgO și $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Diagramele prezintă în mod sugestiv tendința de diferențiere a magmelor bazice (de la doleritele de Karroo la lavele hawaiene) prin îmbogățirea în FeO urmată de o îmbogățire în alcalii. Această tendință este sugerată de o curbă cu un braț ascendent paralel cu latura $\text{FeO}-\text{MgO}$ al triunghiului corespunzător primei secvențe (cea principală) a diferențierii și un braț descendente, paralel cu latura $\text{FeO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ corespunzător ultimului moment al diferențierii.

În figura 33 am proiectat într-o diagramă $\text{FeO}-\text{MgO} (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ metagabbrourele, metadoleritele și metatufurile bazice din Locva, rocile verzi de la Ocna de Fier, un metagabbrou de la Agadici. Concluziile care se desprind din modul de dispunere a punctelor de proiecție în diagramă sunt de ordin chimic-petrografic (eventuale concluzii privitor la relațiile de vîrstă ale rocilor proiectate sunt nejustificate).

Metagabbrourele, metadoleritele și diabazele formează două aliniamente paralele cu latura $\text{FeO}-\text{MgO}$ a triunghiului de proiecție în conformitate cu predominarea silicătilor fero-magnezieni. Diferențierea de la gabbrou la diabaz se face în sensul îmbogățirii în FeO așa cum au demonstrat autorii citați. Pe unul din aliniamente, se situează varietățile mai bogate în plagioclaz. Un număr mai mare de analize ar fi reliefat probabil

tranziții de la unele la altele așa cum se observă în diagramele lui Walk er și Poldervaart (1949).

Rocile metaeruptive acide, metatufurile acide și metadoleritul de la Ocna de Fier se proiectează tot pe două aliniamente (dintre care unul

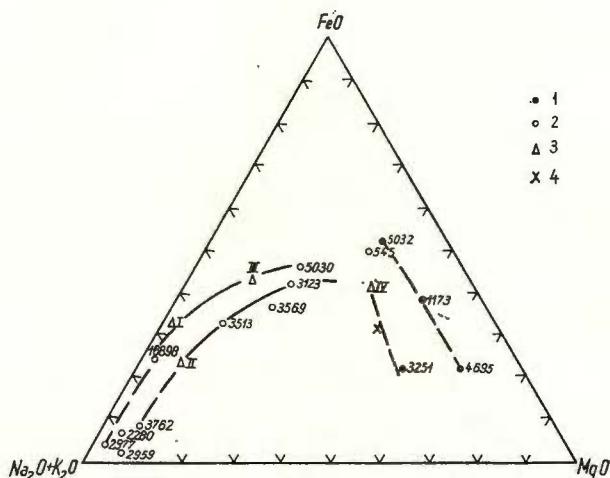


Fig. 33. — Tendința de diferențiere a rocilor metaeruptive din Banatul de vest.

1, roci metaeruptive și metatufuri bazice din Locva; 2, roci metaeruptive și metatufuri acide din Locva; 3, roci metaeruptive de la Ocna de Fier (după A. Codarcea, 1980); 4, metagabbrouri de la Agadici (după L. Zlatarovă-Top et al., 1968).

Differentiationstendenzen der meta-eruptiven Gesteine des westlichen Banates.

1, basische Metatuffe und meta-eruptive Gesteine (Locva); 2, saure Metatuffe und meta-eruptive Gesteine (Locva); 3, metaeruptive Gesteine von Ocna de Fier (nach Codarcea 1980); 4 Metagabbro von Agadici (nach L. Zlatarovă-Top et al. 1968).

bogat în MgO), aproximativ paralele cu latura FeO-(Na₂O+K₂O) a diagramei triunghiulare. Diferențierea se face în sensul unei îmbogățiri în alcalii, pe măsura scăderii conținutului în FeO. Cele două segmente de curbă nu se unesc cum e cazul în diagramele lui Walk er și Poldervaart. Cauza rezidă desigur în numărul mic de analize chimice proiectate.

În esență însă, îmbogățirea în FeO în timpul cristalizării magmelor bazaltice însemnează, că diferențierea afectează mai mult silicatiile feromagnezieni decât seria calco-alcalină. Nu apare evident dacă rocile metaeruptive acide sunt un produs al segregării dintr-o magmă bazică, așa cum tind să admită Walk er și Poldervaart, sau dacă se datorează unei asimilări de material sialic de către o magmă toleitică, așa cum crede

Edwards (1942). În cazul rocilor metaeruptive acide din Banatul de vest, o oarecare asimilare de material sialic trebuie admisă, după cum indică valorile pozitive mai ridicate ale lui t , la unele din ele.

1.6. Concluzii

Rocile verzi granoblastice din masivul Locva s-au format pe seama unor roci eruptive bazice. După indicele de serie și parametrii Niggli, ele fac parte dintr-o serie calco-alcalină, și se încadrează în tipul magmatic gabbroid. Compoziția lor chimică este foarte apropiată de cea a unor dolorite; ele nu au suferit transformări premetamorfice de tipul spilitizării. Diferențierea magmei bazice din care provin, a fost însoțită de o îmbo-gătire în FeO , urmată de o îmbogătire în SiO_2 și Na_2O .

2. Chimismul rocilor acide metamorfozate

În diagrama tetraedrică (fig. 10) se poate vedea, că rocile pe care le-am descris ca șisturi porfiroide (p. 50), anticipând pe baza compoziției mineralogice și a structurii porfirice relicte originea lor eruptivă, se proiectează net în domeniul rocilor eruptive.

În aceeași diagramă se observă, că patru dintre rocile cuprinse în tabelul 3 și anume eșantioanele 3762, 1571, 1689 B, și 478 se plasează în domeniul sedimentelor. Chimismul ultimelor trei a fost discutat în capitolul descriptiv referitor la complexul E_3 . Participarea materialului sedimentar la alcătuirea acestor roci este evidentă.

Roca nr. 3762 este un metatuf acid, cu stilpnomelan de neoformătie. Valoarea alk este aceeași cu a rocii nr. 1689 B. Valoarea al este însă mai mică ceea ce o apropie de domeniul eruptiv. De altfel în diagrama $T-c$ (fig. 23) roca se plasează în cîmpul eruptiv. Valoarea lui t pozitivă dar relativ mică, indică participarea la alcătuirea rocii și a materialului sedimentar.

Originea tufacee a acestei roci este astfel sugestiv evidențiată.

Una din cele patru probe analizate, care se proiectează în domeniul eruptiv și anume eșantionul 2968, este un aplit. Din motivele arătate la descrierea rocilor aplitice, acestea trebuie considerate ca roci migmatice. Parametrii Q L M și Q, Ab, Or indică o compoziție eutectică. După valorile parametrilor Niggli roca se încadrează în tipul magmelor acide, salice, relativ bogate în alcalii, sărace în c . Valoarea mică a lui k este caracteristică seriei sodice. Așadar tipul magmatic în care se încadrează este granitic alcalin aplitic.

După parametrii Niggli, celelalte trei probe proiectate în domeniul eruptiv și anume : 3123, 2969, și 1977 se încadrează în același tip magmatic.

Se observă, însă că în timp ce la 2969 $t =$ negativ la celelalte două, valorile pozitive ale lui t sugerează o contaminare slabă cu material provenind din rocile înconjurătoare.

TABELUL 3

Compoziția chimică a unor roci feldspatice din cristalinul Locva

	I Meta-tuf-acid	II Porfiroid	III Porfiroid	IV Porfiroid	V Aplit roșu	VI Metapsamit	VII Metatufit acid	VIII Gnais granitoid
Nr. eșantion	3762	3123	2969	2977	2968	1571	1689	478
SiO ₂	73,78	78,30	75,25	73,18	74,50	74,58	75,10	72,56
Al ₂ O ₃	12,90	8,19	11,22	14,71	11,86	15,72	15,75	18,27
Fe ₂ O ₃	3,90	2,51	2,41	1,92	1,37	1,18	0,80	0,96
FeO	0,40	3,20	0,70	0,43	1,31	1,53	1,53	1,03
MnO	0,08	0,04	—	—	—	0,08	—	0,10
MgO	0,35	1,60	0,35	0,25	0,50	2,10	0,13	0,63
CaO	2,10	1,50	0,84	0,70	1,10	1,63	1,90	1,54
Na ₂ O	4,09	2,15	4,26	6,23	5,40	1,55	4,22	2,50
K ₂ O	0,62	0,75	4,36	1,92	3,00	0,64	0,27	0,51
TiO ₂	0,18	0,82	—	—	0,50	—	—	—
CO ₂	0,65	—	—	0,90	0,10	0,60	—	—
H ₂ O + ¹⁰⁵	0,29	—	—	0,25	0,50	—	0,06	—
H ₂ O - ¹⁰⁵	0,16	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,02	—	—	0,17
S	—	—	—	—	0,01	—	—	—

Parametrii Niggli

si	410	491	433	389	410,0	409	426	408
al	42,3	30,1	38,1	46,0	38,5	50,8	52,8	60,
fm	21,3	43,9	16,9	11,7	15,5	29,3	11,5	14,5
c	12,3	10,2	5,2	3,8	6,6	9,7	11,5	9,5
alk	24,0	15,8	39,8	38,5	39,4	10,2	24,2	15,2
ti	0,86	4,0	—	—	2,0	—	—	—
mg	0,13	0,34	0,17	0,16	0,25	0,58	0,09	0,36
k	0,09	0,18	0,41	0,17	0,26	0,22	0,04	0,12
c/fm	0,58	0,23	0,31	0,32	0,43	0,33	1,00	0,56
qz	232	342	179	143	165	268	229	247
T	18,3	14,3	-1,7	7,5	-0,9	40,6	28,6	45,6
t	6,0	4,1	-6,9	3,7	-7,5	30,9	17,1	36,1

Analiști : nr. eșantion 3762, 2969, 2977 : Ing. Iliescu Suzi.

nr. " 1571, 1689 B, 478 : Ing. Dănciulescu Alexandra.
969, 3123 : Ing. Negrescu Florica.



Institutul Geologic al României

TABELUL 4

Compoziția chimică a unor roci metaeruptive de la Ocaña de Fier (după A.I. Codarcea)

Nr. eșantion	I (84/1928) Rocă verde porfiroidă	II (1288) Epigranit	III (100/1928) Epidiorit	IV (79/1928) Epigabbrou
SiO ₂	72,03	69,22	58,60	42,78
Al ₂ O ₃	13,86	14,08	16,63	19,12
Fe ₂ O ₃	0,61	1,40	2,29	2,51
FeO	3,44	2,51	4,41	6,66
MgO	0,09	0,88	1,41	6,05
MnO	0,03	—	0,06	0,13
CaO	1,14	1,47	5,49	11,54
Na ₂ O	5,63	5,70	4,20	2,28
K ₂ O	1,57	1,76	0,93	1,33
TiO ₂	0,42	0,70	1,77	1,58
CO ₂	—	—	0,56	1,80
P ₂ O ₅	0,21	0,47	0,39	0,37
H ₂ O + ¹⁰³	1,10	1,76	2,24	4,01

Parametrii Niggli

<i>si</i>	372	329	213	99
<i>al</i>	42	39,5	35	26
<i>fm</i>	18	21	27	38
<i>c</i>	6	7,5	21	29
<i>alk</i>	34	32	17	7
<i>ti</i>	1,62	2,5	4,82	2,74
<i>p</i>	0,47	0,95	0,51	0,36
<i>mg</i>	0,04	0,29	0,28	0,55
<i>k</i>	0,15	0,17	0,13	0,28
<i>c/fm</i>	0,35	0,35	0,78	0,75
<i>qz</i>	+136	+101	+45	-29
<i>T</i>	8	7,5	18	19
<i>t</i>	2	0	-3	-10

Din acest tabel rezultă următoarele :

Cuarțul lipsește la IV. Anortitul este prezent în cantitate crescindă de la I la IV. Originea magmatică este atestată pentru I-IV.

Comparind celulele standard ale celor două probe contaminate cu celula standard a probei 2969 a cărei compoziție chimică considerăm că nu a fost influențată, putem deduce natura materialului străin asimilat de roca eruptivă acidă inițială.



Astfel din compararea celulei eșantionului 3123 cu cea a eșantionului 2969 rezultă :

<u>În plus</u>	<u>În minus</u>
0,6 Ca ²⁺	4,0 K ⁺
1,7 Mg ²⁺	3,6 Na ⁺
1,8 Fe ²⁺	3,1 Al ³⁺
2,1 Si ⁴⁺	1,6 OH ⁻
0,5 Ti ⁴⁺	
6,7 ioni metalici (18,6 valențe)	10,7 ioni metalici + 1,6 ioni OH (18,6 valențe)

Din compararea eșantionului 2977 cu eșantionul 2969 rezultă :

<u>În plus</u>	<u>În minus</u>
3,2 Na ⁺	2,8, K ⁺
3,4 Al ³⁺	0,2 Ca ²⁺
1,6 OH	0,1 Mg ²⁺
6,6 ioni metalici +	0,3 Fe ³⁺
1,6 ioni OH (15,0 valențe)	0,2 Fe ²⁺
	2,6 Si ⁴⁺
	6,2 ioni metalici (15,1 valențe)

În primul caz roca s-a îmbogățit cu Mg și Fe în dauna alcaliilor și aluminiului de unde se poate deduce că materialul asimilat era de tipul tufurilor sau rocilor bazice. În cazul probei 2977, îmbogățirea în Na, Al și OH ar putea sugera un schimb ionic cu rocile sedimentare pe seama căror s-au format, prin metamorfism șisturile cu porfiroblaste de albite.

Această interpretare pornește de la ideea că în toate cele trei cazuri, roca efuzivă acidă avea același chimism inițial ; ea se sprijină și pe observațiile microscopice care au pus în evidență prezența în masa rocii porfiroide, a unor resturi din rocile înconjurătoare.

3. Diagrama variației al, fm, e, alk în funcție de si (diagrame de diferențiere)

Pentru construirea acestei diagrame au fost luate în considerație analizele chimice ale rocilor metaeruptive din Locva (tab. 2 și 3), ale celor patru roci metaeruptive analizate de la Ocna de Fier (1930), precum și analizele chimice ale rocilor metaeruptive din partea de vest a masivului Poiana Rusă (M a i e r et al., 1967).



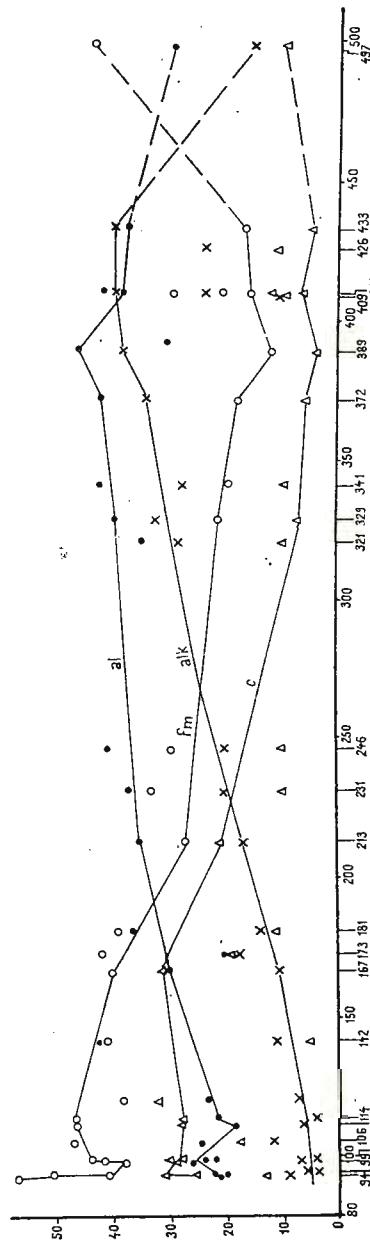


Fig. 34. — Diagrama de diferențiere a rocilor eruptive metamorfozate din Locva (vezi tabelele 2 și 3), Oca de Fier ($si = 372, 329, 213, 99$) și Poiana Rusă de W ($si = 341, 246, 231, 106, 91$).

Differenziationsdiagramm der metamorphosierten Eruptivgesteine aus dem Locva-Massiv (Tabellen 2 und 3), von Oca de Fier ($si = 372, 329, 213, 99$) und aus dem westlichen Poiana Rusă Gebirge ($si = 341, 246, 231, 106, 91$).

Curbele variației valorilor al , fm , c și alk în funcție de si au un mers normal pentru toate rocile dovedite a fi metaeruptive. Perturbări ar introduce în diagramă doar rocile metasedimentare sau puternic contaminate cu material sedimentar. Valorile unuia sau chiar a tuturor celor patru parametri Niggli ale acestor roci au în diagramă o poziție aberantă indicând natura și în oarecare măsură ampioarea deosebirii lor, față de rocile eruptive metamorfozate. La trasarea curbelor nu s-a ținut cont de aceste valori.

Granitul plagioclazic de la Ocna de Fier, cu parametrii $si = 401$, $al = 47$, $fm = 22$, $c = 10$ și $alk = 21$ (Codarcea, 1930, p. 73) se înscrie, cu excepția lui alk , relativ bine în diagramă. Valoarea lui alk este însă mult sub valoarea normală. Considerăm că chimismul acestui granit a fost modificat datorită asimilării unei părți din rocile cu care a venit în contact.

Cu toate că în diagramă au fost proiectate roci din zone diferite ale cristalinului epimetamorfic din vestul Banatului alura normală a curbelor arată apartenența tuturor acestor roci la aceeași serie magmatică calco-alcalină. Spre regiunea acidă a diagramei se observă o slabă tendință sodică.

Diagrama de diferențiere FeO , $Na_2O + K_2O$, MgO (fig. 33) relievează de asemenea înrudirea rocilor magmatice bazice și acide metamorfozate din Locva. Discontinuitatea curbei se datorează numărului mic de probe analizate.

C o n c l u z i i . Corelarea bună a parametrilor principali, ne întăresc convingerea că aceste roci aparțin aceleiași provincii petrografice.

Modul de asociere a rocilor bazice în care metagabbroul se găsește de obicei înconjurat de metadolerite iar în unele cazuri metadoleritele sunt de asemenea îmbrăcate în metatufuri bazice, prezența unor forme relicte de pillow-lava și a unor roci care amintesc de crustele de sticlă ce le întâlnim de obicei, sunt caracteristice pentru curgerile magmatice submarine.

Dacă ținem seama și de răspîndirea mare pe care o au rocile cu caracterele amintite în cristalinul din vestul Banatului, ajungem la concluzia că acestea împreună cu rocile acide cu care apar asociate intim, sunt produse ale magmatismului inițial al geosinclinalului paleozoic.

Dață fiind discordanța dintre complexul șisturilor cu stilpnomelan E_5 și complexul șisturilor terigene E_4 considerăm că în Locva se poate vorbi de două faze magmatice aparținând probabil aceluiași ciclu geotectonic : ciclul varisc.



Magmatismul sinorogen este reprezentat probabil în adîncime prin-tr-un corp eruptiv granitic a cărui prezență poate fi presupusă după fenomenele ulterioare metamorfismului varisc și care au condus la formarea rocilor aplitice și a gnaiselor granitoide.

II. METAMORFISMUL REGIONAL DINAMOTERMIC

1. Transformările epimetamorfice ale rocilor metaeruptive bazice

Sisturile terigene asociate cu rocile metaeruptive bazice sunt produse ale unui metamorfism de grad foarte scăzut. Paragenezele minerale pe care le întâlnim sunt caracteristice pentru faciesul de sisturi verzi și anume pentru subfaciesurile cuarț-albit-muscovit-clorit și cuarț-albit-muscovit-biotit. În condițiile unui metamorfism atât de slab rocile bazice au fost foarte puțin afectate; structura ofitică este în general bine păstrată iar compoziția mineralologică este în contradicție cu condițiile termodinamice ale metamorfismului regional arătând o adaptare incompletă la aceste condiții.

1.1. Parageneze minerale

Metagabbrourile și metadoleritele formează corpuri lentiliforme alungite, însotite de obicei de pături mai groase continue pe mulți km, de metatufuri bazice. La rocile fanerocristaline se păstrează mai bine structura inițială, transformările metamorfice fiind în general mai puțin evidente: rocile afanitice și tufurile bazice au fost mai puternic afectate, rezultând sisturi albit-epidot-actinolitice sau sisturi albit-clorit-epidotice.

Metagabbrourile și metadoleritele sunt formate în general din amfibol, plagioclaz, epidot, la care se adaugă titanit, foarte puțin muscovit și accesorii. Amfibolul este de obicei o hornblendă verde-albăstruie, plagioclazul are compoziția unui andezin, epidotul este ferifer. În unele secțiuni hornblenda este uralitică, scurt prismatică sugerînd formarea ei pe seama unui piroxen. Andezinul recristalizează sub formă de albit, iar epidotul poate fi reprezentat prin varietatea practic lipsită de fier. Detalii asupra varietăților petrografice au fost date în capitolul descriptiv. Ceea ce reținem aici este că mineralele amintite, nu au o orientare metamorfică, structura este doleritică ușor aplatizată. Structura metamorfică este subliniată în aceste roci de prezența actinolitului, a orientării sirurilor de titanit uneori de epidot și de rarele foițe de muscovit, iar acolo unde există, de clorit.



Concluzia la care ajungem este că hornblenda verde-albăstruie, andezinul și o parte a epidotului și titanitul nu s-au format în timpul metamorfismului regional ci sunt produse ale transformărilor postmigmatice pe care le-a suferit piroxenul și plagioclazul inițial.

1.2. *Diagrama Q L M*

Presupunerea existenței unui piroxen inițial este cu totul justificată și de chimismul rocilor. Într-o diagramă de tip Q L M (fig. 14) metagabbrouile și metadoleritele se grupează în triunghiul PFR în care, una din combinațiile posibile de minerale este piroxen-feldspat-olivină.

Coefficientul de saturatie al acestor roci este $\alpha = 0$ la $+1$.

Se observă că punctele de proiecție se înscriu într-o elipsă cu axul mare aproximativ paralel cu latura QM a triunghiului Q L M. Interpretarea acestui fapt este că în participarea mineralelor feromagneziene inițiale există o ușoară variație cantitativă a olivinei și piroxenilor cu predominarea acestora din urmă, plagioclazul rămânind constant.

Diagrama ternară Q L M permite calcularea prin intermediul unei metode elaborată de D i e h l (1938) a compozitionii mineralogice foarte apropiată de compozitiona modală. Metoda denumită a „triunghiului restant, $Q_R \ L_R \ M_R$ ” este următoarea :

Se calculează mai întii acele minerale prezente în rocă, a căror compozitione chimică este apropiată de formulele idealizate. Astfel, se calculează de exemplu carbonații în funcție de cantitatea de CO_2 din analiză, apoi titanitul (sau rutitul) din toată cantitatea de TiO_2 dozată. În rocile verzi (prasinite) K_2O intră în compozitiona muscovitului, iar Na_2O în cea a plagioclazului acid. Compozitiona acestuia din urmă este determinată prin metodele optice uzuale. Restul oxizilor din analiza globală intră în compozitiona epidotului, amfibolului și cloritului. Din acești oxizi se calculează parametrii $Q_R \ L_R \ M_R$.

Compozitiona chimică a celor trei minerale, aproximată prin comparare cu exemple din literatură, de minerale cu constante optice similare, servește la calcularea parametriilor Q L M a fiecărui din ele. Acești parametri definesc în diagrama ternară un triunghi – „triunghiul concentrațiilor” sau „triunghiul restant.” Proiecțiile $Q_R \ L_R \ M_R$ în triunghiurile concentrațiilor, dau indicații asupra participării procentuale a celor trei componente minerale.

Bilanțul cationilor arată la urmă, în ce măsură compozitiona chimică aproximată a celor trei minerale, se apropie de adevăr și permite să se facă corecturile necesare.

Am aplicat această metodă de calcul după ce ne-am convins că se poate obține o compozitione modală calculată, foarte apropiată de compozitiona modală măsurată. Diferențele sunt acceptabile atât pentru problemele de clasificare cât și pentru discuția asupra transformărilor calitative și cantitative suferite de rocă. În unele cazuri, din cauza granulației prea fine, integrarea devine foarte dificilă iar rezultatul nu este mulțumitor. În asemenea cazuri, compozitiona modală calculată devine un auxiliar foarte util.



În calculele noastre am utilizat ca etalon compozitia medie a epidotului, cloritului și amfibolului din prasinite, dată de Diehl (1938).

În cazul metagabbroului nr. 3251 (ogașul Craeu Lupilor) se obține :

Q_R	L_R	M_R	suma 100,0
23,9	19,4	56,7	

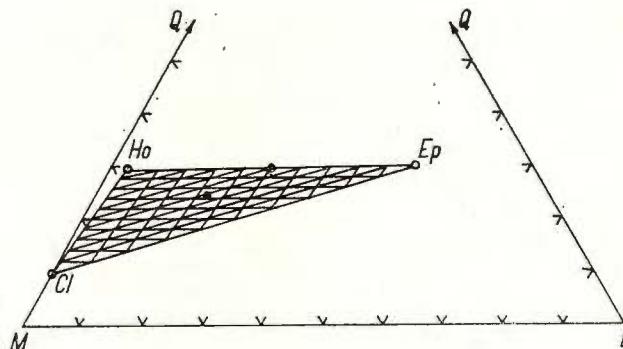


Fig. 35. — Proiecția parametrului R al metagabbrouilor din Locva în triunghiul Ho-Ep-Cl.

R_{QLM} — Projection der Locva-Metagabbros im Resttetraeder Ho-Ep-Cl.

Proiecția acestor parametri în triunghiul Ho, Cl, Ep (fig. 35), determină conținutul în amfibol, clorit, epidot, care se recalculează la 100 împreună cu celelalte minerale și se obține :

Compoziția modală calculată a metagabbroului nr. 3251 (Ogașul Craeu Lupilor-Locva)

Ab	Ep	Cl	Ho	Ms	Tit	Cp	Suma
25,5	23,8	18,4	25,8	3,5	2,7	0,3	100,0

Pentru a verifica acum în ce măsură concordă compozitia chimică a epidotului, cloritului și amfibolului din metagabbrou cu compozitia mineralelor etalon, se face bilanțul cationilor :

	23,8	Ep	18,4	Cl	25,8	Ho	Suma S	Restul R	Compensarea
Si ⁴⁺	8,8		5,5		13,4	27,7	29,1	+1,4	+1,4
Al ³⁺	8,0		3,8		0,4	12,2	8,8	-3,4	-1,4 -2,0
Fe ³⁺	1,0		0,3		—	1,4	8,7	+7,4	+2,0
Fe ²⁺	0,1		0,7		0,2	1,0	2,0	+1,0	+5,4 +1,0
Mg ²⁺	—		8,1		8,1	16,2	8,8	-7,4	-6,4 -1,0
Ca ²⁺	5,9		—		3,4	9,3	10,6	+1,3	+1,3
Na ⁺	—		—		0,2	0,2	—	-0,3	-0,3
K ⁺	—		—		0,1	0,1	—		
							Suma 68,0	68,0	

Bilanțul chimic pune în evidență un exces remarcabil în Fe^{3+} și un deficit la fel de mare în Mg^{2+} . Explicația este, că roca conține un clorit ferifer în timp ce cloritul luat drept etalon este magnezian.

Prin aceeași metodă se obține pentru metagabbroul 1173 (Valea Mică-Pojejena) compoziția modală calculată :

Ab	Ep	Ho	Ms	Tit	Cc	Cp	Suma
16,0	37,9	37,9	4,2	1,2	2,6	0,2	100,0

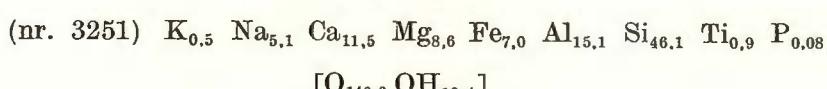
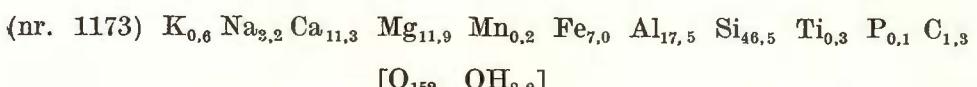
Bilanțul cationilor :

	37,9 Ep	37,9 Ho	Suma	Restul	Compensarea
			S	R	
Si^{4+}	13,9	19,7	33,6	34,7	+0,2
Al^{3+}	12,8	0,6	13,4	12,5	-0,9
Fe^{3+}	1,6	—	1,6	1,7	+0,1
Fe^{2+}	0,2	0,3	0,5	5,5	+5,0
Mg^{2+}	—	11,9	11,9	11,9	—
Ca^{2+}	9,2	5,1	14,5	9,5	-5,0
Na^+	—	0,2	0,2	—	—
K^+	—	0,1	0,1	—	—

Remarcăm diferența aproape neglijabilă dintre chimismul calculat al epidotului și hornblendei din rocă și compoziția chimică medie a acestor minerale luate drept etalon. Deosebirea constă dintr-un deficit de Ca^{2+} și un exces la fel de mare de Fe^{2+} . Din punct de vedere mineralologic aceasta însemnează că amfibolul din rocă este ferifer ceea ce coincide între totul cu realitatea.

Cele două roci nu provin din același afloriment dar au fost colectate din același orizont al complexului sisturilor tufogene magmatogene bazice. Din punct de vedere mineralologic metagabbroul nr. 3251 se deosebește de nr. 1173 prin prezența cloritului format pe seama amfibolului, în procesul de metamorfism regional.

Schimbările chimice izovolumetrice care au avut loc, redate de bilanțul chimic al celor două celule standard după Barth, ar fi următoarele :



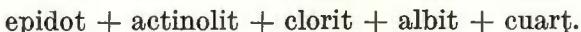
Introdus	Îndepărtat
1,9 Na	0,1 K
0,2 Ca	3,5 Mg
6,9 Fe ⁺³	3,3 Fe ⁺²
0,6 Ti	2,4 Al
2,4 OH	0,4 Si
	1,3 C
9,6 cationi	11,0 cationi
2,4 ioni OH	
(27,8 valențe)	(27,7 valențe)

Calculul se bazează pe presupunerea că chimismul inițial al celor două metagabbrouri era identic. În această ipoteză, rezultă că prin transformarea unei părți a amfibolului în clorit a avut loc o îmbogățire în Fe și o diminuare a conținutului în Mg.

1.3. Diagramele ACF-A'KF

Valorile ACF și A'KF (după Turner și Winkler) pun în evidență natura bazaltică a rocilor și dau indicații prețioase cu privire la paragenezele minerale.

Din diagramă (fig. 36) se poate citi pentru rocile metaeruptive bazice, următoarea parageneză caracteristică pentru faciesul de sisturi verzi, subfaciesurile cuarț-albit-muscovit-clorit (B. 1. 1) și cuarț-albit-epidot-biotit (B. 1. 2) :



Această parageneză apare frecvent, în special în metatufurile bazice dar și în metadolerite și metagabbrouri.

În capitolele descriptive am arătat însă, că plagioclazul nu este întotdeauna un albit ci poate fi un oligoclaz andezin, iar amfibolul poate fi o hornblendă verde-albăstruie.

Asociația oligoclaz + hornblendă + epidot (zoizit) este decisivă pentru stabilirea faciesului metamorfic; ea caracterizează subfaciesurile staurolit-almandin (B. 2.1) și disten-almandin-muscovit (B. 2.2) ale faciesului almandin-amfibolit.

Metadoleritele cu oligoclaz-andezin, epidot și hornblendă verde-albăstruie, coexistă însă în complexul sisturilor cu stilpnomelan cu sisturi albit-epidot-actinolitice, cu sisturi albit-epidot-cloritice și cu roci metapelitice ale căror asociații minerale indică un grad de metamorfism scăzut. Fenomenul poate fi explicat dacă ținem seama de faptul că mineralele amintite ale metadoleritelor sunt dispuse după structura inițială



doleritică reprezentînd deci generația magmatică. Alături de ele, apar mineralele metamorfice care imprimă peste structura relictă, o structură metamorfică, grano-nematoblastică.

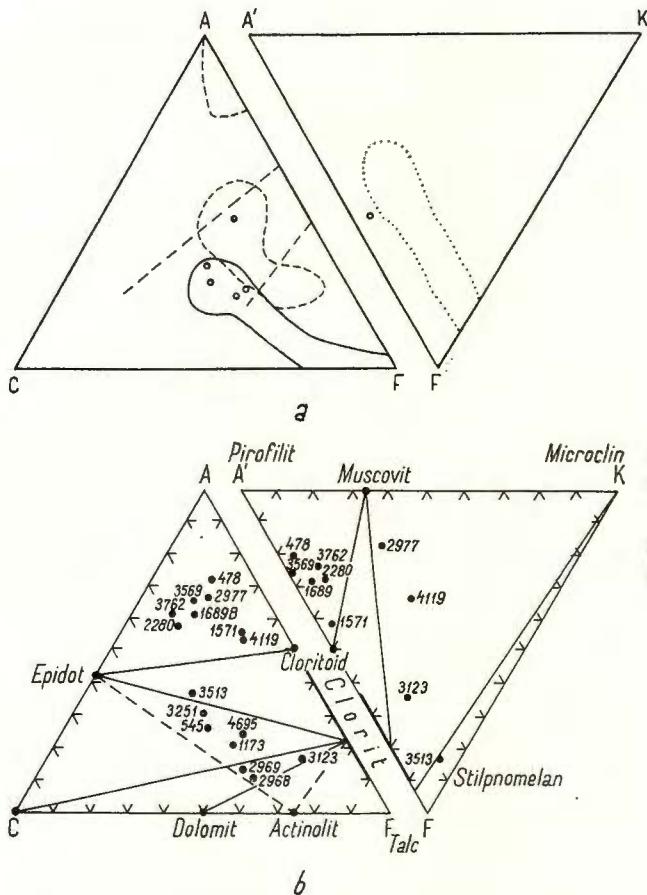
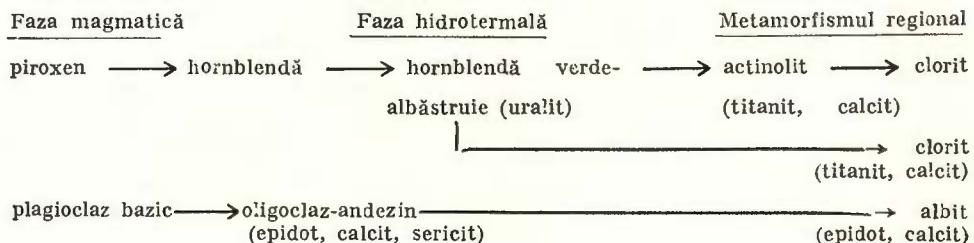


Fig. 36 a, b. — Diagramele ACF și A'KF ale rocilor cristaline din Locva.

36 a, b. ACF—A'KF — Diagramme der Locva — Metamorphite.

Succesiunea de cristalizare în rocile metaeruptive bazice a fost prin urmare următoarea :



În concluze: coexistența mineralelor caracteristice unor condiții de temperatură-presiune mai ridicate (oligoclaz-andezin + epidot) cu minerale tipice pentru un metamorfism scăzut, este o consecință a adaptării incomplete a unor minerale magmatice la condițiile metamorfismului.

Gradul de adaptare este în raport direct cu intensitatea metamorfismului regional; dovada o constituie diferențele dintre caracterele metamorfice ale rocilor magmatogene din complexele inferioare (E_1 , E_2 și E_3) și cele din complexul superior E_5 .

Timpul cătă au acționat condițiile de metamorfism trebuie să fi fost limitat; altfel, într-un timp foarte lung și în condițiile de temperatură-presiune date, transformarea ar fi fost probabil desăvîrșită.

Un rol important l-a jucat și mărimea (în special grosimea) corpului eruptiv (Maijer et al., 1967).

2. Metamorfismul epimetamorfic al rocilor pelito-psamitice

2.1. Parageneze minerale

Pentru precizarea gradului metamorfismului regional șisturile metapelitice sunt indicatoare mai sensibile.

Șisturile rezultate din metamorfismul regional al sedimentelor arenacee și pelitice, au o alcătuire mineralogică relativ monotonă. Principalele componente, cuarțul, albital, cloritul și muscovitul apar în cantități variabile. La aceste minerale se adaugă uneori, în cantitate mică, epidotul, ceva actinolit și titanit. În cîteva secțiuni provenind din complexul șisturilor cu porfiroblaste de albital, se observă resturile unui biotit decolorat; cea mai mare parte a acestuia s-a transformat în muscovit și clorit.

La descrierea complexului șisturilor cu porfiroblaste de albital (Bocșita-Drimoxa) am amintit de prezența intercalărilor de șisturi clorito-calcitice cu porfiroblaste de albital. În aceste șisturi cuarțul este prezent alături de clorit și calcit. Această asociație este stabilă numai în condițiile de metamorfism ale subfaciesului cuarț-albit-muscovit-clorit, în care temperatura nu a depășit $450-470^{\circ}\text{C}$.

În mod asemănător se poate demonstra, că și complexul șisturilor tufo-gene-magmatogene bazice își datorează existența unui metamorfism de grad scăzut. Gnaisul granitoid, asociat cu roci magmatogene bazice în orizontul inferior al complexului, are în componență sa microclin și clorit. După cum se poate vedea în diagramele ACF-A'KF această asociație nu este stabilă decât în subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit.



Complexul superior (E_5) se caracterizează prin prezența rocilor cu stilpnometan. Acest mineral este critic pentru subfaciesul de cel mai slab metamorfism : el nu este stabil decât în subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit.

Stilpnometanul apare aici în următoarele asociații minerale :

1. albit + epidot + stilpnometan + titanit + cuarț
2. albit + epidot + actinolit ± clorit + stilpnometan
+ titanit ± cuarț
3. andezit + epidot + hornblendă verde-albăstrui
+ stilpnometan + biotit + titanit ± cuarț
4. andezit + epidot + stilpnometan + biotit + muscovit + cuarț.

Din diagramele ACF-A'KF (fig. 36) reiese că ultimele două asociații nu sunt parageneze stabile ale stilpnometanului. Prezența andezitului și a hornblendei în acest complex foarte slab metamorfozat, a fost explicată (vezi p. 107–109).

2.2. Coexistența biotitului cu stilpnometanul

Coexistența biotitului cu stilpnometanul a fost descrisă de către M a s a t o K a t a d a și K i y o s h i S u m i (1966) în cristalinul Ryōke (districtul Kiso-Japonia), dintr-un tuf bazic sau poate un spilit metamorfozat în faciesul metamorfic de grad mai înalt al zonei I-a a tipului Abukuma. Metamorfismul a avut loc în condiții de dominare a efectului termic, la presiuni foarte joase.

In Locva am observat biotitul alături de stilpnometan în aceeași secțiune. Biotitul este porfiroblastic cristalizat într-o fază mai recentă. Sub microscop se vede foarte clar că stilpnometanul devine instabil și este pe cale de dispariție.

Concluzia care se desprinde din această observație este, că în condițiile metamorfismului de tip Barrow coexistența stabilă a biotitului cu stilpnometanul nu este posibilă.

3. Faze de metamorfism

Paragenezele minerale ale rocilor pelito-psamitice metamorfozate, pledează pentru un grad scăzut de metamorfism la nivelul tuturor complexelor din cristalinul Locvei. În cazul rocilor eruptive metamorfozate, adaptarea metamorfică are loc de la parageneze magmatice de temperatură înaltă la condiții de temperatură joasă cuprinsă, după cele mai recente date ale lui W i n k l e r (1965), între 400—550°C. Prezența stilpno-



melanului în complexul superior precizează că temperatura în timpul metamorfismului era cuprinsă între $400-450^{\circ}\pm 20^{\circ}\text{C}$.

În complexul inferior este uneori prezent și biotitul în curs de transformare în clorit și muscovit. Se pare aşadar, că la un moment dat temperatura a atins $450-470^{\circ}\text{C}$, metamorfismul deplasându-se din domeniul subfaciesului cu clorit în domeniul subfaciesului cu biotit.

Întrebarea care se naște în legătură cu transformarea biotitului în clorit și muscovit este dacă această transformare are semnificația unei noi faze de metamorfism sau dacă are loc în aceeași fază metamorfică.

În concepția lui Angeli (1965) în cadrul metamorfismului regresiv se conturează două cazuri distincte. Într-un caz, metamorfismul crește potrivit condițiilor termodinamice, culminează și apoi scade. Este ceea ce autorul citat numește „metamorfism progresiv – final regresiv”. Celălalt caz – diaforeza – presupune o întrerupere în timpul schimbării echilibrului, datorită orogenezei.

În numeroase secțiuni subțiri studiate, se observă o creștere a mineralelor în faze distincte. Am amintit la descrierea gnaiselor albite din complexul inferior că în aceste roci, albital recristalizat, este intersectat de sericit și clorit de neoformăție. Albital însuși, recristalizează, așa cum a arătat la Ocna de Fier, Codrcea (1930) pe seama unui plagioclaz mai bazic. În afara stilpnomelanului din filitele de la Zlatița, apare în mai multe alte roci un stilpnomelan de neoformăție, cristalizat după direcțiile planelor de forfecare.

Tezei cristalizării simultane a tuturor mineralelor componente ale sisturilor cristaline, susținută de Becke, Grubenmann și alții, cercetările moderne îi opun concepția cristalizării în mai multe etape ale unei faze orogene sau/și în diferite faze orogene. Criteriile care stau la baza stabilirii succesiunii de cristalizare sunt similare celor utilizate la rocile eruptive : relațiile spațiale dintre minerale, coroziune etc. La acestea se adaugă criterii specifice cum ar fi modul de grupare și orientare a incluziunilor (S-ul intern) în comparație cu celealte minerale (S-ul extern), forma și orientarea porfiroblastelor, relațiile acestora cu masa fundamentală etc.

Prin intermediul relațiilor porfiroblastelor, a relațiilor S_1 cu S_e , Zwart (1960) deduce, că în Pirineii Centrali, metamorfismul a avut loc : în timpul mișcărilor, înaintea acestora, între fazele de mișcări și după stingerea lor. Autorul distinge 7 tipuri de condiții în care a avut loc metamorfismul. Studiul, în secțiuni subțiri orientate, a porfiroblastelor de albital din cristalinul Locvei, confirmă valoarea euristică a observațiilor lui Zwart.



4. Porfiroblastele de albit

Problema porfiroblastelor de albit a preocupat pe numeroși cercetători. Prezența lor în cantitate mare în unele zone cu șisturi cristaline epimetamorfice ridică problema provenienței cantității mari de Na_2O . O altă problemă legată de prezența porfiroblastelor de albit este cea a momentului cristalizării lor.

În cristalinul Locvei porfiroblastele de albit sunt foarte răspândite în toate complexele cu excepția complexului șisturilor terigene. Mărimea lor variază între 0,5—6 mm. În complexele inferioare rocile pot conține pînă la 75% albit porfiroblastic; în mod excepțional apar în cîteva puncte roci formate aproape exclusiv din albit.

Forma porfiroblastelor de albit este variabilă: apar porfiroblaste aproape rotunde, porfiroblaste alungite cu tendință spre idiomorfie, porfiroblaste neregulat poligonale și altele cu urme vizibile de coroziune. Compoziția albitului nu depășește 7% An. O maclă simplă este destul de frecventă. Șiragurile de incluziuni de cuarț, epidot, actinolit, grafit, magnetit, titanit și granat sunt aproape întotdeauna prezente.

Rocile cu cea mai mare cantitate de porfiroblaste de albit, șisturile muscovito-cloritice, sunt totodată și cele mai răspândite roci din masivul Locva. Acest fapt are o deosebită importanță pentru discuția asupra provenienței sodiului.

4.1. Discuție asupra originii sodiului

Asupra originii cantității relativ mari de sodiu necesar formării porfiroblastelor de albit s-au purtat discuții ample. În esență, această discuție se poate rezuma în următoarele două teze principale:

1. Sodiul a fost introdus, la scară mare, dintr-o suflare externă.
2. Sodiul provine din rocile sedimentare.

Fiecare din aceste ipoteze are unele variante. Astfel, prima ipoteză admite următoarele posibilități:

1.1. Sodiul s-ar datora unui aport metasomatic la scară regională în legătură cu intruziunea sinmetamorfică a unor magme acide.

1.2. Prezența porfiroblastelor de albit ar fi în legătură cu magmatismul geosinclinal spilitic.

Variantele celei de a doua ipoteze ar fi:

2.1. Sodiul se găsea în rocile pelitice pe seama căror s-au format șisturile clorito-sericitoase cu porfiroblaste de albit.



2.2. Sodiul a fost transferat în pelite din alte roci sedimentare de tipul grauwackelor, în timpul metamorfismului regional.

În diferitele lucrări geologice consultate aceste ipoteze au fost examineate prin prisma datelor locale și concluziile, de altfel convingătoare, pledează pentru una sau alta din ipoteze.

Rezultă, că problema originii sodinului necesar formării porfiroblastelor de albit, trebuie examinată în fiecare caz în parte, în funcție de datele geologice oferite de regiunea în discuție.

Să examinăm fiecare din aceste ipoteze.

1.1. După Goldschmidt (1920) porfiroblastele de albit s-au format datorită unui aport de Na_2O din intruziunile de magme acide. Dacă în regiunea Stavanger (Norvegia) se observă o conexiune directă între rocile cu porfiroblaste de albit și rocile magmatice acide, în Scoția (Perthshire de vest), autorii care se pronunță pentru o metasomatoză sodică (Reynolds, 1942; Trendall, 1953; Jones, 1961) invocă posibilitatea existenței în adîncime a unei surse magmatice trondjemitice.

a) În Locva, studiul gnaiselor granitoide și al gnaiselor aplitice a relevat existența unei metasomatoze alcaline însă într-o fază tardecinematică, cind procesul metamorfic regional era în bună parte încheiat și cea mai mare parte a șisturilor cu porfiroblaste de albit existau ca atare. Efectul aportului alcalin asupra șisturilor cu porfiroblaste de albit, vizibil în apropierea gnaiselor granitoide de pe valea Radimna, a fost o creștere a porfiroblastelor pînă la dimensiuni de 5–10 mm. Creșterea are loc în condiții statice, într-o fază postcinematică deoarece, incluziunile fine care formează S-ul intern al porfiroblastului, se limitează la nucleul mai vechi al acestuia, fără a pătrunde și în învelișul albitic mai recent adăugat (fig. 38).

Așadar, metasomatoza alcalină tarde- sau postcinematică ar fi putut da naștere unor porfiroblaste de albit cel mult în imediata apropiere a gnaiselor granitoide și / sau a gnaiselor aplitice, dar ea nu poate explica prezența porfiroblastelor mai vechi larg răspândite în cristalinul de Locva.

b) La contactul gnaiselor albitice din complexul E_1 cu rocile banatitice are loc (după cum se poate vedea în secțiunile subțiri ale carotelor provenind din forajele 23.334/147 și 23.350/184) o recristalizare a albitului.

În corneeană din apropierea corpului eruptiv, albitul este în mod evident legat de procesele postmagmatice. La oarecare distanță deasupra banatitului orientarea albitului mimează șistozitatea rocii pe care o invalidează (pl. II, fig. 2 și 3). Structuri micrografice se observă la distanțe de cîteva sute de metri de corpul intrusiv. Cuarțul inclus în albit, ca de altfel toate granulele de cuarț pavimentos din rocă, are extincția netă sau foarte

slab ondulatorie (pl. II, fig. 1) (unghiul extincției ondulatorii $< 20^\circ$). Rezultă că albitul este mai nou sau cel mult sincron cu cuarțul. Menționăm că în afara cuarțului acesta alpin, este prezent spre partea superioară a complexului și un cuarț tipic metamorfic (granule alungite paralel cu șistozitatea, extincție puternic ondulatorie etc.).

Codarcea (1930, p. 49) a descris foarte sugestiv la Ocna de Fier în complexul de care ne ocupăm, cristalizarea porfiroblastelor de albit pe seama „... unor oligoclaze mai vechi, probabil prin decalcifierea acestora, combinată eventual cu aporturi de substanță (Na_2O) fenomene de dezamestec și metasomatism ...”. Din această descriere rezultă o transformare pe loc a oligoclazului în albit. Această transformare afectează la Ocna de Fier majoritatea granulelor de oligoclaz. Considerăm, că albitul gnaiselor de la contactul cu banatitele din Locva s-a format tot pe seama unui plagioclaz mai bazic; transformarea a fost însă totală și a avut loc sub influența fenomenelor de contact ale banatitului granodioritic.

Ipoteza unui aport în legătură cu banatitele este contrazisă de rezultatele studiilor efectuate asupra fenomenelor hidrotermale (Gheorghita, 1971).

Spre partea superioară a complexului E₁ pe planele de clivaj care formează un unghi cu șistozitatea inițială (S₂) recristalizează muscovitul și cloritul. Albitul prins între cele două direcții conjugate ale clivajelor devine lenticular, fusiform cu tendințe de alungire perpendiculară pe șistozitatea S₂ reprezentată de siragurile de inclusiuni din albit (pl. III, fig. 2). Datorită proceselor de translație pe planele de clivaj S₃, forma lenticulară a albitului se accentuează și se apropiie de cea a porfiroblastelor.

Concluzie. Recristalizarea albitului în legătură cu procesele din aureolele de contact ale intruziunilor banatitice se limitează la aceste zone (cîteva sute de metri). Evident, aceste procese nu explică prezența porfiroblastelor de albit din șisturile celorlalte complexe.

Muscovitul și cloritul recristalizate pe planele de clivaj sunt sincrone sau mai noi decît albitul acesta de neoformătie.

2.2. Originea porfiroblastelor de albit în legătură cu activitatea magmatică bazică a așa numitului magmatism geosinclinal a fost susținută la noi de Gherasim (1956). Autorul scrie: „... nu se poate face apel la procese de albitizare pe cale metasomatică, ce ar explica concentrarea în albit atât de izbitoare în șisturile cu porfiroblaste de albit ... Cantitatea mare de sodiu poate proveni din roci care au avut un conținut inițial destul de ridicat în Na, cum sunt spilitele sau rocile verzi (prasinită). O concentrare s-a produs în timpul formării șisturilor cristaline prin diferențiere metamorfică...”.



În mod asemănător D im i t r e s c u (1958) consideră șisturile cloritice cu porfiroblaste de albit din seria de Biharia de origine tufogenă.

Menționăm că după H ar k e r (1932) șisturile cu porfiroblaste de albit ar fi produsele de recristalizare metamorfică a unor roci spilitice, tufogene diabazice sau a unui material detritic rezultat din erodarea unui masiv eruptiv. O parte a rocilor verzi cu porfiroblaste de albit din Locva, s-au format neîndoielnic prin metamorfozarea nu a unor spilite, ci a unor dolerite. Iarăși altele, cum ar fi șisturile cloritice cu porfiroblaste de albit sănt produsele metamorfozării unor tufuri bazice (vezi cap. I).

Șisturile clorito-muscovitice cu porfiroblaste de albit din Locva nu sănt însă roci bazice metamorfozate; prezența cuarțului uneori în cantitate mare, contururile de granule detritice pe care le păstrează uneori relict, pledează mai degrabă în favoarea originii sedimentare a acestora. Pe de altă parte considerăm, că nici transferul de sodiu de la rocile bazice metamorfozate spre celelalte șisturi nu este posibil. Un asemenea transfer ar trebui să fie însotit de un deficit de sodiu în rocile bazice ceea ce de fapt nu se întâmplă: rocile metaeruptive bazice au compoziția chimică comparabilă cu a rocilor bazice nemetamorfozate. În afara de aceasta, complexul șisturilor tufogene-magmatogene bazice fiind mai nou decit complexul gnaisic și complexul șisturilor clorito-muscovitice cu porfiroblaste de albit, migrarea sodiului ar fi trebuit să se facă prin pachetele subiacente, groase de mai multe sute de metri. În acest caz ar trebui să se observe o îmbogățire în porfiroblaste de albit în apropierea rocilor bazice, pe fisuri etc. Un aport de sodiu într-o fază postmagmatică a fazei magmatice care a dat naștere complexului șisturilor tufogene-nmagmatogene bazice, ar fi trebuit să afecteze și rocile bazice. Nici această din urmă ipoteză nu este confirmată de realitățile din teren.

1.1. și 1.2. Se pare aşadar, că sodiul necesar formării porfiroblastelor de albit se găsea în însăși rocile sedimentare care au dat naștere șisturilor clorito-sericitoase cu porfiroblaste de albit. Aceste roci, erau în cea mai mare parte pelite; spre baza stivei de șisturi din Locva, în complexul gnaiselor de Buchin, predominau roci de tipul grauwackelor feldspatice.

Împotriva ipotezei originii sodiului din roci pelitice, J o n e s (1961) obiectează că, în acest caz sodiul ar fi trebuit să fie inclus în mice și în rocă ar fi trebuit să apară paragonitul. Nu este exclus ca o parte a micei incolore ușor verzuie din șisturile cu porfiroblaste de albit din Locva, să fie un paragonit. Este însă neîndoelnic acum, că există sedimente cu conținut de Na_2O , suficient de mare pentru a da șisturi cu albit (P e t t i j o l i n, 1948). Prezența granulelor elastice de cuarț și de albit (remaniat) în șisturile



cu porfiroblaste de albit, sugerează o proveniență din roci sedimentare de tipul grauwackelor feldspatice.

Analiza chimică a unui șist muscovito-cloritic cu porfiroblaste de oligociaz (nr. 5030) și a unui șist clorito-muscovitic cu porfiroblaste de albit (nr. 4119) și valorile parametrilor Niggli calculate din aceste analize (tab. 2) scot în evidență natura sedimentară a acestor roci. Valoarea mare a lui t nu este compatibilă cu originea eruptivă a rocilor. În proiecția tetraedrică cele două roci se situează în domeniul sedimentelor argiloase (fig. 22); diagramele $T-c$ (fig. 23) și $si - (c + alk)$ (fig. 24) evidențiază de asemenea natura sedimentară a șisturilor cu porfiroblaste de albit.

Originea sedimentară a unor roci din Loeva și în special a șisturilor cu porfiroblaste de albit a fost presupusă încă în 1940 de Coarda c.e.a. Autorul consideră că incluziunile orientate din porfiroblastele de albit reprezintă relicte ale stratificației primordiale (opera citată la p. 16).

Într-o lucrare recentă Heraș și Dimitrescu (1969) reexaminând problema șisturilor clorito-sericitoase cu epidot și albit din complexul Lerești-Tămaș (munții Leaota) au ajuns la concluzia, că prin compoziția chimică, aceste roci se apropie de o grauwacke.

Aceeași origine a fost susținută și de Bailey (1923) pentru șisturile cu porfiroblaste de albit din Perthshire (Scoția), de Turner (1949) pentru șisturile cloritice ale celni de-al 4-lea subfacies din regiunea Otago (Noua Zeelandă), de D'Amico (1946) pentru șisturile cu porfiroblaste de albit ale cristalinului de Valsugana (Italia de nord) și de mai mulți alții autori.

Conecția acestei discuții este următoarea :

1. Șisturile clorito-muscovitice cu porfiroblaste de albit s-au format prin metamorfozarea în faciesul șisturilor verzi a unor roci sedimentare, probabil de tipul granwackelor feldspatice.

2. În apropierea gnaiselor granitoide a avut loc o metasomatoză alcalină care a contribuit la recristalizarea și creșterea dimensiunilor unor porfiroblaste de albit preexistente.

3. În zona de contact a banatitelor a avut loc în faza laramică, o recristalizare a unui albit sau poate a unui oligociaz preexistent.

4.2. Discuție asupra timpului de formare a porfiroblastelor de albit

Examenul microscopic pe secțiuni orientate, a relațiilor dintre siragurile de inclusiuni (S-ul intern) din porfiroblastele de albit și mineralele matricei (S-ul extern) ne-au permis să distingem mai multe stadii de cristalizare ale porfiroblastelor de albit.



4.2.1. Metamorfism precinematic

Porfiroblaste de oligoclaz cristalizate static înaintea primei faze cinematicice. Incluziunile de cuarț, granat și muscovit nu au o orientare preferențială. O pulbere foarte fină, nedeterminabilă, formează șiraguri perpendiculare pe direcția de orientare a muscovitului, cloritului și cuar-

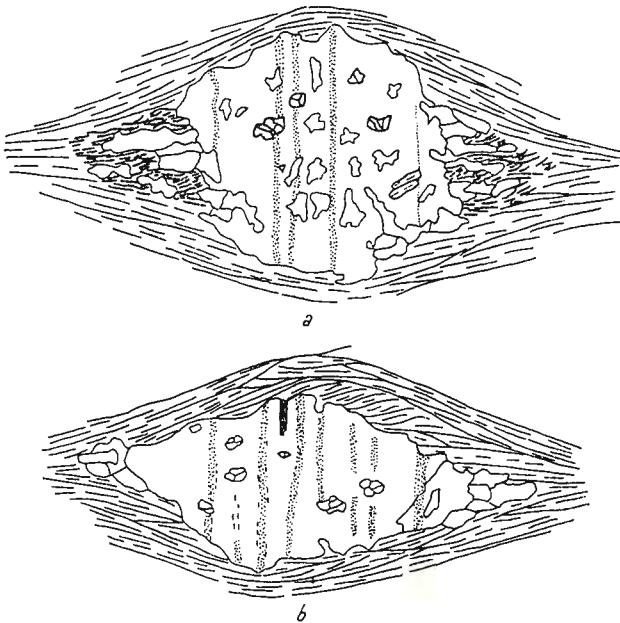


Fig. 37 a, b. — řist muscovito-cloritic cu porfiroblaste de oligoclaz. Vărădia, valea Vărădiei. Secțiunea nr. 5030.
Oligoklas-porphyrblastischer Muskovit-Chlorit Schiefer.
Vărădia, Valea Vărădia.

țului din matrice (S_e). Acest S -intern (S_i) reprezintă probabil stratificația inițială (S_0) a rocii sedimentare.

În prima fază cinematică are loc cristalizarea muscovitului, cloritului și cuarțului din masa fundamentală. Mineralele micacee se arcuiesc în jurul porfiroblastelor, nu datorită creșterii acestora din urmă, ci aplatizării (Plättung) în timpul fazei cinematicice (fig. 37 a).

Această laminare se face simțită și la unele porfiroblaste, împrimindu-le o formă mai mult sau mai puțin lenticulară (fig. 37 b).

Într-o fază mai avansată, este afectat și cuarțul inclus în porfiroblaste, împrimindu-i-se un început de orientare în direcția S_e .

4.2.2. Metamorfism sincinematic timpuriu, faza I-a

Porfiroblastele de albit au un S_1 helicitic format de șiraguri de magnetit și zircon. Alungirea porfiroblastelor și șiragurilor de incluziuni reprezintă șistozitatea metamorfică sincinematică a fazei I-a (S_1) și sănt perpen-

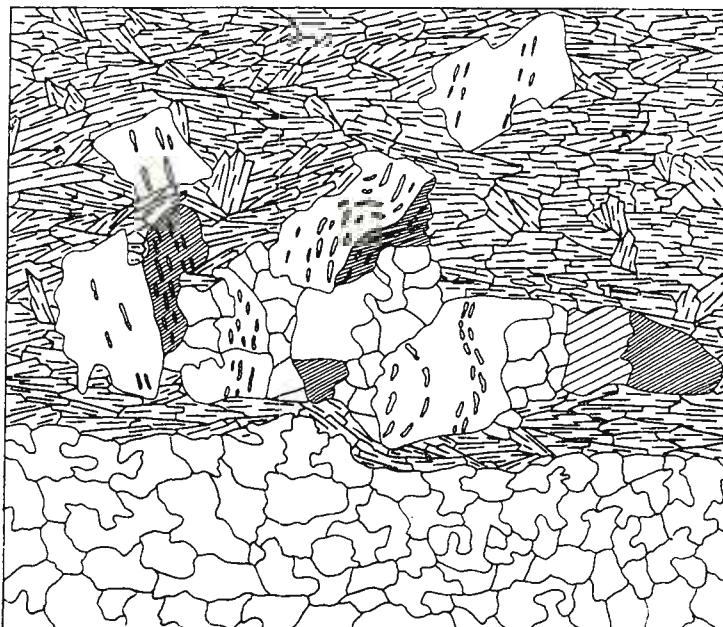
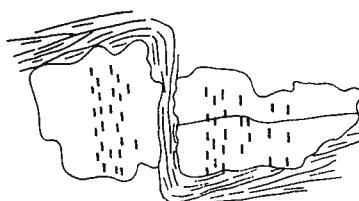


Fig. 38 a, b. — Șist muscovito-cloritic cu porfiroblaste de albit. Valea Radimna. Secțiunea nr. 94.

Albit-porphyrblastischer Muskovit-Chlorit Schiefer. Valea Radimna.



diculare pe S_e reprezentat de orientarea muscovitului, de alungirea granulelor de cuarț și de planele de separație între păturele de cuarț și cele muscovitice (fig. 38 a, b și pl. V fig. 1—4).

Muscovitul se arcuiește în jurul porfiroblastelor de albit în faza II-a cinematică, în timpul căreia are loc o nouă cristalizare metamorfică pe planele de clivaj axial ale S_1 și cutarea acestora.

Cristalele scurte de sericit dispuse în afara porfiroblastelor, în prelungirea şiragurilor de incluziuni subliniază şistozitatea metamorfică din prima fază (S_1).

4.2.3. Metamorfism sincinematic, faza II-a

Porfiroblastele de albit mai mult sau mai puțin alungite în sensul şistozitatii S_2 . Incluziunile (actinolit, granat, titanit) formează un S_3 paralel și rectiliniu spre centrul porfiroblastului și arcuit spre marginea acestuia continuindu-se printr-un S_e format din sericit, clorit, epidot, turmalină (fig. 3 a și pl. VI fig. 1–4).

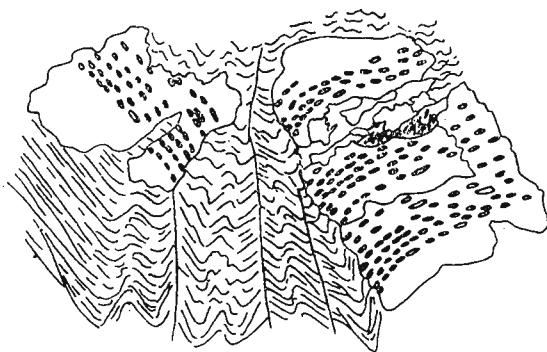


Fig. 39. — řist muscovito-cloritic cu porfiroblaste de albit. Valea Radimna. Secțiunea nr. 4149.

Albit-porphyröblästischer Muskovit-Chlorit Schiefer.
Valea Radimna.

Masa fundamentală (S_e) este mai puternic cutată datorită probabil diferenței de competență; este însă evident că arcuirea spre margine a incluziunilor din porfiroblast și microcutarea masei fundamentale se datorește acelorași deformări în timpul cărora a avut loc creșterea cristalelor.

De-a lungul planelor de clivaj axial ale microcutelor se dezvoltă o nouă şistozitate (S_3).

După Zwart (1960) în acest caz, cristalizarea nucleului porfiroblastului a început, cînd cutarea era incipientă și s-a continuat într-o fază mai avansată a cutării.

Dacă ținem seama de faptul, că constituția mineralologică a incluziunilor din porfiroblast este diferită de cea a masei fundamentale, interpretarea dată de Zwart ar putea fi completată astfel :

Porfiroblastul de albit a cristalizat după prima fază de cristalizare a masei fundamentale care constă din actinolit, epidot, titanit, granat, turmalină. În a doua fază de cristalizare a masei fundamentale, porfiroblastul de albit a jucat rolul de relict armat, conservând în interior componente minerale de temperatură mai ridicată. Restul masei s-a adaptat condițiilor de temperatură mai joasă recristalizând sub formă de clorit și sericit.

Cele două faze de cristalizare s-au succedat în aceeași fază cinematică probabil în modul descris de Engel (1965) sub numele de „progresiv-final-retrograder Metamorphismus”.

4.2.4. *Metamorfism intercinematic, faza a II-a*

Porfiroblastele de albit sincinematice (faza II-a) cu un S_i plan paralel și S_e arcuit în jurul porfiroblastelor, sunt înconjurate de o aureolă lată de albit limpede, de obicei lipsit de incluziuni. Acest albit de neoformăție

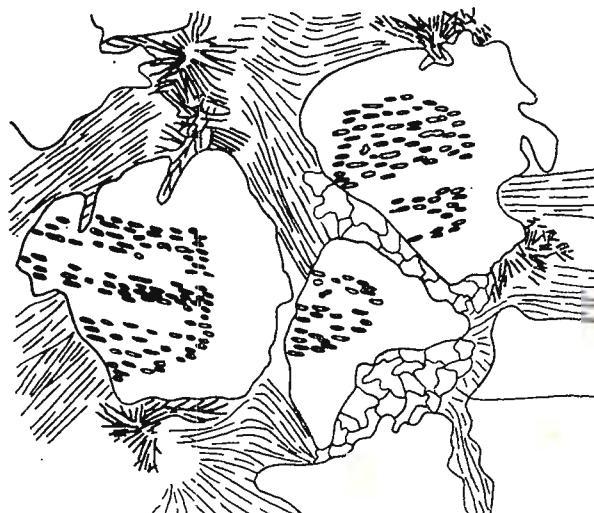


Fig. 40. — Valea Radimna. Șist albitic cu sericit și clorit.

Secțiunea nr. 4119.

Albitischer Serizit-Chlorit Schiefer. Valea Radimna.

care înconjoară porfiroblastele mai vechi, a cristalizat într-o fază statică, intercinematică. Incluziunile rare, care apar uneori în cadrul aureolei de albit (vezi fig. 40, porfiroblastul din stînga) sunt paralele cu S_i -ul extern și discordant față de S_i .

Arcuirea mineralelor micacee în jurul porfiroblastului este sincinematică (faza II-a).

4.2.5. *Metamorfism tardecinematic, faza II-a*

Porfiroblastele de albit sunt ușor alungite în direcția șistozității S_2 . Incluziunile foarte fine de cuarț și epidot formează un S_i slab ondulat, congruent cu ondulațiile S_e format de foile de muscovit.

Muscovitul pătrunde marginal în porfiroblastul de albit dar nu apare sub formă de incluziuni în acesta (fig. 41).

Porfiroblastele nu au fost rotite în timpul creșterii, iar muscovitul nu se arcuieste în jurul porfiroblastelor; porfiroblastele și șistozitatea externă nu se influențează reciproc.

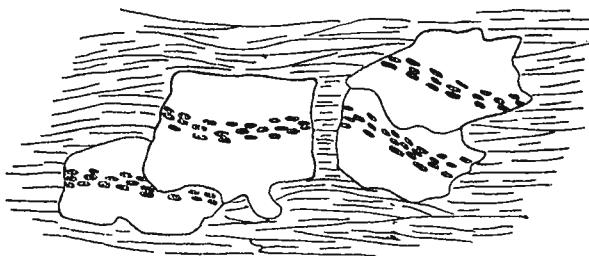


Fig. 41. — Șist muscovito-cloritic cu porfiroblaste de albit.

Culmea Vulturului. Secțiunea nr. 1341.

Albit-porphyrblattiger Muskovit-Chlorit Schiefer. Culmea Vulturului.

4.2.6. *Metamorfism tardecinematic, faza III-a*

Recristalizarea albitului în zona de contact a banatitelor are loc în faza laramică a orogenezei alpine. Albitul include minerale metamorfice ale fazei a II-a care formează șiraguri cu orientarea inițială neperturbată (S_2).

Mineralele micacee mai noi sau cel mult sincrone cu recristalizarea albitului, cristalizează pe planele de clivaj, orientate transversal față de șistozitatea S_2 determinând apariția unei șistozități noi S_3 (fig. 42 și pl. IV fig. 1). Aceste plane de clivaj care au apărut încă în faza a II-a tardecinematică aparțin sistemului liniei tectonice a Oraviței și s-au dezvoltat în faza de împingere a cristalinului de Locva peste depozitele sedimentare ale zonei Reșița-Moldova Nouă.

Mineralele de neoformație își datorează existența metamorfismului dinamic în care pe lîngă presiune, a jucat desigur un rol și temperatura. În cazul de față sursa de căldură ar putea fi intruziunea banatitică. Dezvoltarea în adîncime a acesteia, la vest de falia Oraviței, sub formațiunile

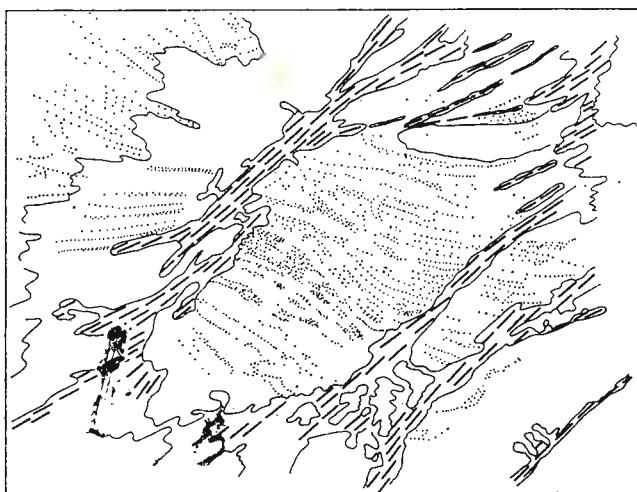


Fig. 42. — Gnais albitic. Forajul nr. 23334, adîncimea 480.
Secțiunea nr. 2109.
Albitgneiss aus dem Kontakthof der Banatite.

cristalofiliene, poate fi presupusă dacă ținem cont de rezultatele măsurătorilor aeromagnetometrice care au pus în evidență existența unei anomalii magnetometrice la vest de falia amintită.

Anomalia este orientată N—S și se întinde spre vest pînă aproape de meridianul localității Naidăș (fig. 51).

Reamintim că asociația corneeană :

actinolit + epidot + albit + clorit + biotit

din intercalațiile amfibolitice ale complexului E₁ indică o temperatură de formare de 400—530°C (± 15) la 1000 bari. Acest interval de temperatură este în același timp și domeniul de temperatură a faciesului de șisturi verzi, iar asociațiile :

muscovit (fengit) + clorit și clorit + calcit + cuart

arată că metamorfismul a avut loc în subfaciesul cuart-albit-muscovit-clorit, deci la temperaturi în jur de 400—450°C.

Această ultimă fază de metamorfism, de vîrstă alpină, s-ar putea să nu se limiteze la imediata apropiere a liniei Oraviței. Efectele acestui

metamorfism s-ar putea să se manifeste în cristalinul Locva și mai la vest pînă la falia Naidășului, pînă unde mai constatăm fracturi de tip Oravîta. Considerăm că este posibil ca intruziunea banatitică să fi utilizat drept cale de acces nu numai linia Oravîtei ci și alte plane de fractură din același sistem.

Tot în această fază a recristalizat pe alocuri cuarțul și probabil stilpnomelanul de neoformătie și biotitele transversale din complexul E₅ ceea ce ar demonstra o răspîndire mai largă a cristalizărilor alpine. Vîrsta alpină este atribuită și stilpnomelanului de neoformătie din Carpații Meridionali (S t r e c k e i s e n, 1968).

C o n c l u z i i . Cristalizarea porfiroblastelor de albît din cristalinul Locva nu a avut loc într-un singur moment de metamorfism regional.

TABELUL 5

Fazele de cristalizare metamorfică a mineralelor componente ale șisturilor cu porfiroblaste de albît

Faza de deformare	Faza de cristalizare	Minerale metamorfice	Elemente microstructurale	
Faza a III-a laramică	Tardocene-matică	Albit de neoformătie cu incluziuni de minerale cristalizate sincinematic în fază II-a. Fenit, clorit, cuarț și stilpnomelan de neoformătie cristalizate pe clivaje axiale și pe fracturile de forfecare.	Şistozitatea S ₃ dezvoltată pe planele de clivaj axial și pe fracturile de forfecare.	Seria de Locva și seria de Lescovia
	Tardocene-matică	Porfiroblaste de albît cu incluziunile lor de cuarț și epidot (S ₁) și muscovitul matricei.	Şistozitatea metamorfică S ₂ . Apariția clivajului axial S ₃	
Faza a II-a varistică	Intercine-matică	Albit de neoformătie în jurul porfiroblastelor mai vechi.		Seria de Locva și seria de Lescovia
	Sincinematică	Porfiroblaste de albît cu incluziunile de actinolit, granat și titanit (S ₁) și S ₂ format din sericit, clorit, epidot și turmalină.	Şistozitatea metamorfică S ₂ Microcute și liniații (B')	
Faza I caledoniană	Sincinematică	Porfiroblaste de albît și S ₁ format din actinolit, biotit, magnetit și zircon, orientate transversal față de S ₂ format din cuarț și muscovit și care aparțin fazei II-a sincinematice.	Şistozitatea metamorfică S ₁ Microcute și liniații (B)	Seria de Locva
	Precine-matică	Porfiroblaste de oligoclaz cristalizat static, cu incluziuni neorientate de cuarț, granat și muscovit.	Stratificația inițială conservată în matrice și ca incluziuni nedeterminabile în porfiroblaste (S ₀)	



Studiul microscopic atent evidențiază o cristalizare în mai multe momente ale cel puțin două faze cinematice principale însotite de metamorfism regional (tab. 5). Porfiroblastele de albit au cristalizat înaintea primei faze principale, în cursul celor două faze și după cea de a doua fază. O recristalizare a avut loc și în zona de contact a banatitelor, cu formare de false porfiroblaste de albit.

Mineralele din prima fază metamorfică se păstrează relict ca incluzuni (S_i) în porfiroblastele de albit și indică, în general, un grad ceva mai ridicat al metamorfismului (albit + epidot + actionolit). În a doua fază de metamorfism, de grad mai scăzut, matricea din jurul porfiroblastelor de albit a recristalizat adaptându-se condițiilor de metamorfism ale acestei faze.

Vîrsta celor două faze de metamorfism ar putea fi: faza I-a caledoniană, faza II-a, variscă.

O a treia fază de metamorfism, de amploare redusă, limitată la zonele de fractură ale sistemului N—S și probabil la domeniul de influență termică a intruziunii banatitice, este legată de faza tectonică laramică.

Admitem că porfiroblastele de albit precinemațice ale fazei I-a, au cristalizat în condiții de metamorfism static. Incluziunile care formează un S_i în acestea, sunt orientate probabil paralel cu stratificația (S_0) a rocilor premetamorfice.

III. TECTONICA FORMAȚIUNILOR CRISTALINE

Evoluția formațiunilor cristaline în cel puțin două faze cinematice, evidențiată de studiul microscopic, este confirmată și la scară aflorimentului, de unele elemente structurale. Cu toate acestea în ansamblul structural al masivului, caracterul de structură suprapusă nu se conturează cu prea multă precizie, datorită faptului, că în cele două faze principale de cutare pe care le admitem, forțele orogenice au fost orientate aproximativ în același sens astfel că structurile plicative rezultate sunt aproape paralele. Direcția lor este aproximativ SW-NE între Baziaș și meridianul localității Naidăș; de aici spre E axa cutelor are direcția aproximativ W-E. Întreaga structură are vergență sud-estică respectiv sudică.

1. Structurile plicative. Din punct de vedere al stilului de cutare se pot distinge trei zone principale :

a) Zona nord-vestică, cuprinde aria de răspândire a complexelor superioare E_4 și E_5 .



b) Zona mediană, coincide aproximativ cu aria de răspândire a orizontului superior al complexului șisturilor tufogene-magmatogene E₃.

c) Zona estică, se referă la jumătatea de est a masivului între meridianul localității Naidăș și limita estică a cristalinului. În această zonă se dezvoltă orizontul inferior al complexului E₃ și complexele inferioare E₂ și E₁.

a) Zona nord-estică se caracterizează prin cufe simetrice la partea superioară a complexului E₅. Spre partea inferioară a acestuia cuftele devin asimetrice, ascendențe spre SE; desenul cutelor metrice cu aspectul unui Z, indică un flanc normal. Înclinarea planului axial al cutelor este la baza complexului de 40–47° spre SE. Axele B au direcția N 40–60°E și plonjează cu 0–30° spre SW sau spre NE determinind astfel existența mai multor linii de zero ale afundărilor axiale. În apropierea corpuriilor lenticulare de metagabbrou, metatufurile bazice, mai puțin competente, sunt cutate disarmonic (ogașul Ribiș, valea Locva și.a.). Malul Dunării oferă între Baziaș și ogașul Ribiș un profil transversal prin complexul superior, în deschideri aproape continue. Cuftele au dimensiuni de ordinul milimetrelor pînă la ordinul zecilor de metri fără a atinge dimensiuni de importanță regională. Tipurile principale de cufe întîlnite în acest profil sunt redate în figurile 43–46 și planșa XII, figura 1.

În complexul șisturilor terigene sunt foarte caracteristice cuftele simetrice, centimetrice. La SE de localitatea Lescovița complexul înclină cu cca 20–30° spre NW. Aici la limita complexului terigen cu complexul șisturilor magmatogene-tufogene (E₃) se observă în malul stîng al Nerei cufe strînse, asimetrice, cu vergență sud-estică. Desenul cutelor este clar al unui flanc normal.

b) Zona mediană. Trăsătura structurală caracteristică a complexului șisturilor magmatogene-tufogene din zona mediană, este prezența cutelor izoclinale culcate și chiar răsturnate (fig. 47 și pl. XII, fig. 2). În intercalăriile de șisturi terigene se dezvoltă un clivaj axial, cu planele foarte apropiate (milimetrice), aproximativ paralele cu flancurile cutelor.

Planele de clivaj axial pot fi și ele larg ondulate sugerînd o recutare a întregii stive. Uneori clivajul axial poate fi ușor confundat cu șistoziitatea metamorfică ceea ce poate să ducă la o interpretare eronată a structurii.

Cuftele izoclinale culcate au dimensiuni metrice; de obicei, se succed mai multe astfel de cufe, cu planele axiale aproape orizontale și paralele

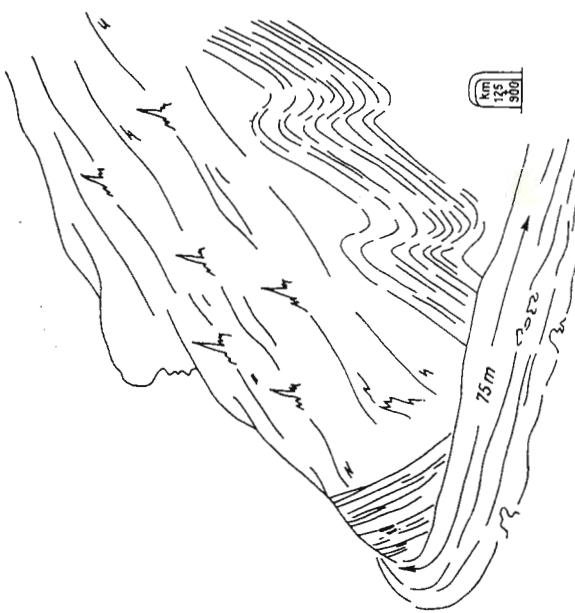
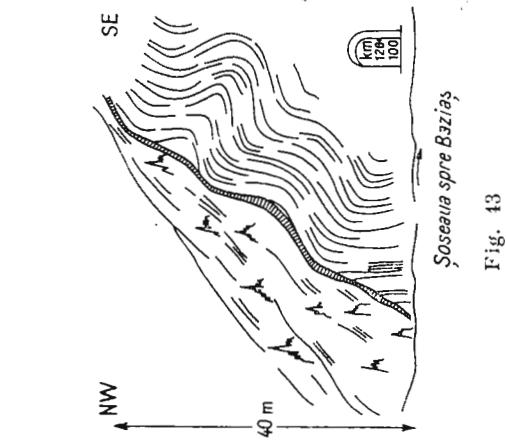


Fig. 43

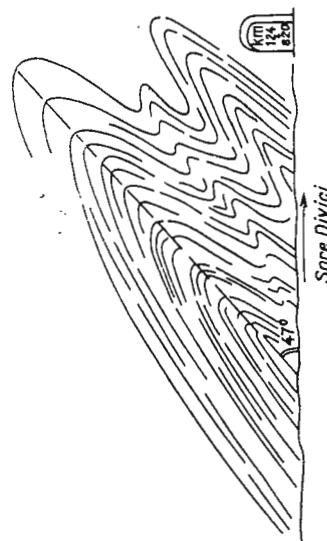


Fig. 44

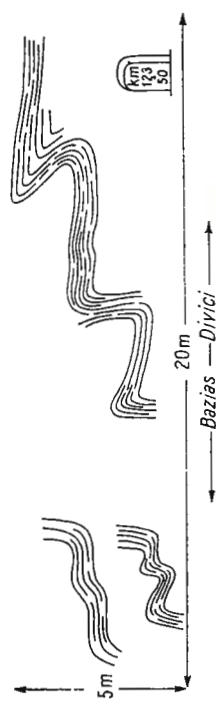


Fig. 44

Fig. 43, 44, 45, 46. — Tipuri de cutie din zona nord-vestică: de la partea superioară (fig. 43) și de la cea inferioară (fig. 44 – 46) des Stilpno-melanschifer-Komplexes (E_5).

între ele. Pînă nu demult nici un afloriment nu era suficient de înalt pentru a putea stabili cum se continuă structura din vale pînă în culme. Existau două posibilități principale de interpretare :

1. Cutile izoclinale culcate se succed pe verticală pînă la intersecția cu suprafața morfologică actuală (fig. 48 a).

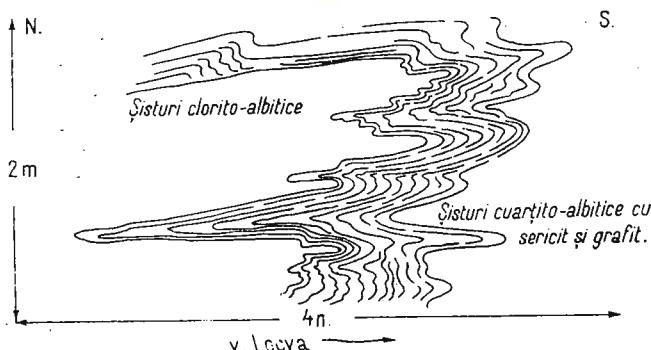


Fig. 47. — Cutile culcate din orizontul superior al complexului E₃.
Liegefalten aus dem oberen Horizont des E₃-Komplexes.

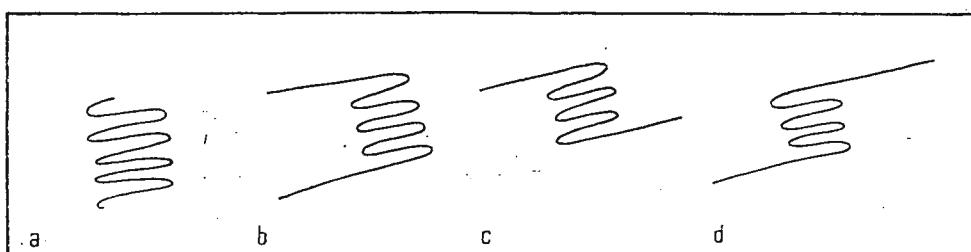


Fig. 48. — Principalele posibilități de interpretare a structurii zonei mediane.
Interpretationsmöglichkeiten der Faltenstruktur.

2. După o succesiune de mai multe cutile izoclinale culcate urmărează „flancuri lungi” de legătură cu un nou „pachet” de cutile izoclinale culcate.

Această din urmă ipoteză admite două variante :

2.1. Flancurile lungi alăturate sunt îndreptate în același sens (fig. 48 b).

2.2. Flancurile lungi alăturate sunt îndreptate în sens opus.

În acest din urmă caz pot rezulta două modele structurale : unul în formă de Z (fig. 48 c), altul în formă de S (fig. 48 d) (fig. 48).

Prima ipoteză este contrazisă de aspectul cartografic al limitelor stratelor reper. Dat fiind, că șistozitatea metamorfică principală este apro-

ximativ paralelă cu stratificația, limitele ar trebui să aibă mersul limitelor de strate aproximativ verticale. În realitate, după cum se poate vedea și în hartă, limitele formațiunilor sunt caracteristice pentru o structură slab înclinată spre NW.

Într-o primă interpretare (vezi pl. XIV) am considerat că structura din Locva ar fi aceea a unor „cute în cascadă”, adică de tipul cutelor de alunecare aşa cum se cunoacă pe flancurile nordice ale masivelor centrale din Alpi (modelul d, fig. 48).

În urma construirii șoselei moderne care traversează masivul Loevei, între localitățile Naidăș și Radimna s-a practicat o deschidere continuă transversală, în complexul E₃ la toate nivelele acestuia. Examinarea atentă a cutelor metrice și de ordinul zecilor de metri deschise în acest profil, relevă o structură de cute majore culcate, cu flancurile aproape paralele recutate astfel, că formează ondulații largi (antiforme și sinforme). Șarnierele cutelor culcate sunt formate din cute izoclinale cu planul axial orizontal sau slab înclinat spre NW sau N. Planele de clivaj axial sunt paralele cu flancurile cutelor majore urmărind ondulațiile acestora. Structura poate fi deci comparată cu modelul b din figura 48, cu precizarea, că „flancurile lungi” sunt la rîndul lor larg cutate.

Microcutele de tip S sau Z, după cum ne găsim pe flancul normal sau pe cel invers al cutei majore, sugerează uneori desenul de flanc invers. De fapt este vorba de vergență opusă a microcutelor celor două „flancuri” ale unui antiform sau ale unui sinform; se observă, că deși vergența acestor microcute variază, se păstrează desenul de tip S (sau de tip Z) pe ambele „flancuri” ale pseudocutelor.

Această nouă interpretare a structurii formațiunilor cristaline din Locva (figurată în planșa XIV ca varianta II), se armonizează mai bine și cu structura evidențiată în partea de SW a masivului Poiana Ruscați caracterizată prin prezența cutelor majore culcate (anticlinalul culcat Nădrag) având însă vergență nordică.

Axele de cută reprezentate în harta noastră sunt de fapt axe ale pseudocutelor (antiforme și sinforme), rezultate din recutarea flancurilor cutelor majore culcate.

Prezența cutărilor suprapuse este în unele cazuri direct vizibilă la scară aflorimentului; de exemplu pe pîrîul Srednik (afluent drept al văii Locva de la Belobreșca) și în aflorimentele de pe șoseaua cea nouă.

O cercetare microtectonică mai detaliată ar avea după părerea noastră șansa de a găsi numeroase alte exemple în acest sens.

c) Zona estică. Această zonă tectonică cuprinde jumătatea estică a cristalinului Locva. Ea este despărțită de celelalte două zone



printr-o fractură importantă orientată N—S. Caracteristica structurală a acestei zone este gradul avansat de fracturare : numeroase falii din sistemul Oravița (N—S) și alte sisteme de falii compartimentează această zonă. Structurile plicative sunt asemănătoare celor din zona mediană ; predomină microcutele izoclinale culcate, în special în complexul E₂ al șisturilor muscovito-cloritice cu porfiroblaste de albit. În orizontul inferior al complexului E₃, în care gnaisele granitoide alternează cu roci meta-eruptive bazice, cutile majore, au caracterul unor cuti largi aproape simetrice. Este greu de spus dacă suntem și aici în prezență unor cuti secundare ale unei cuti de ordinul I culcate sau dacă este vorba de cuti normale ale fazei întâia de cutare. Considerăm că este probabil ca acestea să fie cuti ale flancului normal al unui sinclinal culcat de ordinul I.

2. Tectonica rupturală. Același profil în lungul noii șosele, evidențiază prezența unor zone de brecii tectonice. Aliniamentul acestor brecii este, în zona mediană, riguros paralel cu direcția structurilor plicative (N 40 — 60°E). Înclinarea zonelor de brecie este de cca 60 — 80° spre N. Semnalăm prezența breciilor tectonice care marchează traseul unor falii direcționale ; în harta geologică aceste falii nu au fost figurate deoarece nu le cunoaștem efectul.

În zona estică se întâlnesc falii cu aceeași direcție ; aici structurile plicative având însă direcția aproximativ E—W, faliiile au o poziție oblică față de direcția axelor de cută. Faliiile aceluiași sistem N 50° E decroșează compartimentele sud-estice spre SW.

Un alt sistem de falii, conjugat cu cel descris, are direcția aproximativ N 58° W. În lungul planelor de falie ale acestui sistem a avut loc o mișcare pe verticală a compartimentelor în sensul ridicării relative a compartimentului nord-estic.

Se pare că fracturarea după cele două sisteme amintite a avut loc aproximativ în același timp, probabil spre sfîrșitul fazei varisce.

Atât faliiile sistemului NE cit și cele din sistemul NW sunt decroșate de mai multe falii orientate N—N 10° E. Aceste falii, care aparțin unui aceluiași sistem, au importanță regională. Cea mai importantă dintre ele pare a fi falia Oraviței care poate fi urmărită aproape pas cu pas de la Moldova Nouă spre N, la Sasca Montană, la Oravița, la E de Dognecea și la E de Ocna de Fier pînă la S de Ezeriș unde dispare sub depozitele sedimentare pliocene. Direcția faliei se modifică treptat pînă la N 20° E. Codarcea et al. (1967) leagă falia Oraviței de falia Lunca Cernii. Astfel falia Oraviței s-ar recurba spre E urmărind curbura Carpaților Meridionali. Corelarea aceasta este pe deplin justificată, deoarece falia Lunca

Cernii este singura fractură importantă din masivul Poiana Ruscăi în lungul căreia a avut loc, ca și în lungul faliei Oraviței, împingerea compartimentului intern peste cel extern. Trebuie însă precizat, că prin intermediul faliei Oravița cristalinul din partea de vest a Banatului încalcă peste formațiunile sedimentare ale zonei Reșița-Moldova Nouă. Falia Lunca Cernii aduce în raport tectonic șisturile cristaline mezometamorfice cu depozitele sedimentare ale bazinului Rusca Montană, iar la E de Lunca Cernii determină existența a două compartimente tectonice în cadrul seriei mezometamorfice, compartimentul nordic fiind cel ridicat. Complexele de șisturi mezometamorfice din cele două compartimente tectonice pot fi paraleлизate stratigrafic între ele (Maier et al., 1969) dar nu pot fi paraleлизate cu complexele cristalinului din Banatul de vest. Așadar, se poate admite, că șisturile cristaline de la vest de falia Oraviței și cele din partea de N a zonei mezometamorfice a Poienii Ruscăi fac parte din același compartiment tectonic major. Considerăm însă, că din punct de vedere stratigrafic reprezintă formațiuni de vîrstă diferită.

Încălcarea formațiunilor cristaline din vest peste depozitele zonei Reșița-Moldova Nouă (falia Oraviței) a fost menționată în numeroase lucrări geologice. Este de asemenea cunoscut faptul că înclinarea planului de falie este variabilă: la Moldova-Nouă înclinarea este mai mică în timp ce la Sasca Montană falia este aproape verticală. Acest fapt a condus la concluzia că ar fi vorba de un contact ezitant. După Mutha (1959) în regiunea Ciclova contactul devine normal.

Intr-adevăr, la Moldova Nouă încălcarea are amplitudinea de cel puțin 1500 m (verificată în lucrările miniere subterane). La N de confluența ogașul Apelor Albe cu Valea Mică, falia se redresează spre verticală. Forajele 23350/134 și 23334/147 de la Potoc au arătat însă, că în adâncime înclinarea devine din nou mai mică tînând spre 30° (fig. 49).

Fragmentele de șisturi cristaline epimetamorfice care pot fi întîlnite pe culmile din stînga Văii Mici, peste formațiunile mezozoice, sugerează că amplitudinea încălcării seriei de Loeva era mai mare și la nord de ogașul Apelor Albe.

Din cele arătate ajungem la concluzia că planul faliei Oravița are forma de S (S întins), ajungînd probabil în unele locuri la forma de S (la Ilidia)? ceea ce ar explica „contactul ezitant”.

Asupra vîrstelor faliei Oraviței s-au purtat de asemenea discuții. S-au făcut următoarele afirmații:

a) Codarcea (1940) consideră că falia Oraviței s-a format în a doua fază de orogeneză, fază de desăvîrșire a pînzei getice, pe care o situază în Cretacicul superior.



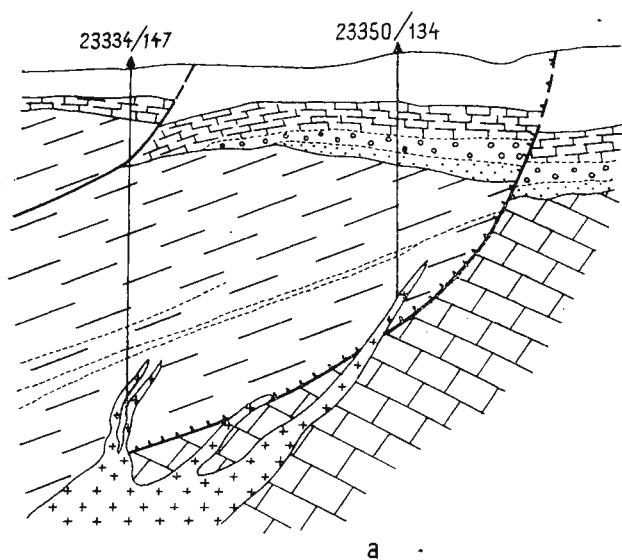
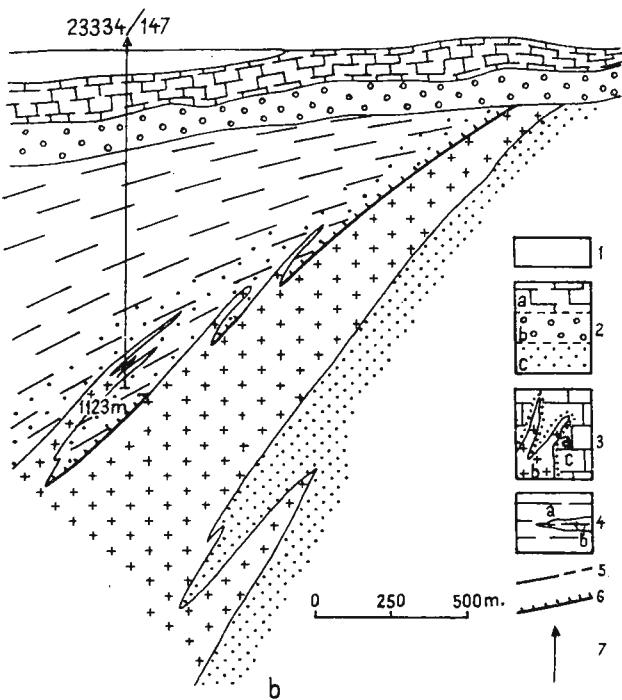


Fig. 49. — Secțiuni geologice prin forajele de la Potoc și Moldova Nouă (interpretate după datele geologilor: Popa Mihai, Slabu Ionel, Rogoz Ioan) scara 1:25.000.
 1, Pliocen inferior: argile și marne; 2, Sarmatian: a, marne și calcare; b, conglomerate; c, gresii; 3, Mezozoic nederivat: a, skarne; b, granodiorite (banatice); c, calcare; 4, complexul sisturilor cu porfiroblaste de albît: a, sisturi sericitico-chloritoase cu porfiroblaste de albît; b, sisturi tufogene bazice; 5, falie; 6, linie de încâlcare (fală vestică = fală Oravitei); 7, foraje execute.

Geologische Profile durch die Bohrungen von Potoc (a) und Moldova Nouă (b),

1, Unteres Pliozän: Ton und Mergel; 2, Sarmat: a, Mergel und Kalsktein; b, Konglomerat; c, Sandstein; 3, Mesozoikum: a, Skarn; b, Granodiorit (Banatit); c, Kalkstein; 4, Albîtporphyroblastenschiefere-Komplex: a, Albîtporphyroblastische Serizit-Chlorit-Schiefer; b, Basische Tuffgenschiefer; 5, Verwerfung; 6, Überschiebung (westliche oder Oravita-Überschiebung); 7, Bohrungen.



b) După M u t i h a c (1959) „..... dislocația vestică²¹ ori se pierde în regiunea Ciclova sau această falie este mai veche în orice caz de vîrstă antetitonică și foarte probabil chiar antejurasică iar apoi a fost reactivată în timpul mișcărilor mezocrețacice”.

c) „Stabilirea poziției Kimmeridgian-Tithonianului inferior într-o succesiune stratigrafică inversă exclude posibilitatea raportului de transgresiune a acestuia și deci, se infirmă ipoteza vîrstei antetithonice a liniei Oraviței (dislocația vestică) emisă de M u t i h a c”. (R ă i l e a n u et al., 1963).

Formarea bazinului Reșița-Moldova Nouă, probabil încă în faza sudetă, a avut loc în lungul unor falii orientate N—S. Falia care flanca spre vest acest bazin se găsea desigur la vest de urma, pe suprafața morfologică actuală, a faliei Oraviței. Este de presupus că falia inițială a funcționat în tot timpul sedimentării.

Falia Oraviței a constituit împreună cu alte fracturi din același sistem calea de acces a intruziunilor banatitice deci ea există în faza laramică. Pe planul acestei falii cristalinul de Locva a fost împins, probabil încă înainte de faza laramică și în cursul acesteia, peste formațiunile valangian-hauteriviene de la Moldova Nouă.

Pe de altă parte trebuie observat că, spre deosebire de regiunea Ocna de Fier unde formațiunile cristaline de la contactul cu corporile banatitice au suferit transformări termometamorfice în Locva la contactul de la suprafața morfologică actuală a șisturilor cristaline cu banatitele, aceste transformări sunt slabe sau lipsesc. În adîncime, cum ar fi în forajele de la Potoc, s-au constatat transformările pe care le-am descris (vezi p. 26—30). O explicație plauzibilă a acestei situații ar putea fi reactivarea faliei Oraviței după intruziunea banatitică astfel că șisturile metamorfice de la contact au ajuns la alt nivel decât suprafața morfologică actuală. Această explicație presupune deci, că falia Oraviței a fost activă în cursul sau după faza laramică. Admitând că falia Lunca Cernii este continuarea faliei Oraviței trebuie să admitem o vîrstă și mai recentă a încălecării deoarece în bazinul Rusca Montană șisturile mezometamorfice stau tectonic peste formațiunile daniene.

La S de Dunăre falia se continuă prin aşa numita falie a Moravei și după cum susține S i k o s e k și M a k s i m o v i c (1966) unele foraje au întîlnit sub falie formațiuni acvitaniene.

Se poate deci admite o reactivare post-acvitaniună a faliei, explicată de C o d a r c e a et al., (1967) prin subîmpingerea pintenului valah.

²¹ Astfel a fost denumită falia Oraviței de către Z. Schréter (1910).

Mai multe falii cu înclinări vestice, paralele cu falia Oraviței, au avut același efect ; ridicarea compartimentului vestic și împingerea acestuia peste compartimentul estic. Astfel, la vest de falia Oraviței urmează, în Locva, falia Bogodinți, apoi falia Măcești, falia Pojejena și falia Naidăș. Aceasta din urmă a fost reactivată în sensul coborârii compartimentului vestic ; ea separă un compartiment major vestic care cuprinde zona nord-vestică și zona mediană de un compartiment major estic (zona estică) divizată la rîndu-i de faliile menționate.

Este greu de stabilit dacă aceste falii se continuă în regiunea Dognecea-Ocna de Fier. Este însă cert, că și în acea regiune există cel puțin două falii importante paralele cu falia Oraviței ; falia Dognecea care aduce în contact tectonic unitatea micacee și unitatea rocilor verzi și falia Ocna de Fier, „care, împarte unitatea gnaiselor micacee în două zone secundare zona paragnaiselor Bocișta-Drimoxa și zona paragnaiselor Buchin”. (Codarcea, 1930).

Falia Oraviței suferă o decroșare aparentă spre E datorită unei fracturi orientată aproximativ E-W și care ar trece prin localitatea Moldova Nouă pe la Gaura Lupilor.

În formațiunile cristaline această fractură poate fi urmărītă spre W pînă la N de localitatea Măcești. În mai multe puncte coliniare cristalinul puternic cataclazat marchează traseul acestei fracturi. Ea se continuă probabil în lungul Dunării care are la W de Măcești pînă la ogașul Ribiș direcția E-W.

Un argument în favoarea unei falii în lungul cursului Dunării între Moldova Nouă și Baziaș aduce și harta gravimetrică. Maximumul gravimetric are spre nord un gradient mic în timp ce spre sud gradientul este mare. De altfel, la S de Dunăre ar trebui să apară în mod normal complexul E₁ (gnaiselor de Buchin) sau alte formațiuni metamorfice mai vechi. În realitate în acest sector apar formațiuni sedimentare relativ noi ceea ce constituie încă un argument în favoarea unei linii tectonice E-W.

Falia Măcești-Gaura Lupilor afectează și formațiunile sedimentare ale zonei Reșița-Moldova Nouă. Compartimentul nordic este ridicat : în axa unui mic anticlinal apar conglomerate și gresii liasice (Răileanu et al., 1961). Este probabil ca această faliie să afecteze și axa sinclinalului Sf. Elena-Moldovița, pe care îl formează depozitele aptiene.

Structuri liniare. Elementele liniare reprezentate pe hartă cu săgeți sunt în cea mai mare parte axe de microcute dar și liniații de încrețire a

micelor. Nu au fost trecute pe hartă decât elementele liniare paralele cu direcția axelor B ale cutelor, scopul urmărit fiind acela de-a reda direcția și ondulațiile axiale ale acestora.

Se observă că afundările axiale își schimbă de mai multe ori sensul așa încît se poate vorbi de mai multe linii de zero orientate aproximativ NNW. Înclinările axelor de cută variază între 0° și 30° .

Elementele liniare au fost proiectate în mai multe diagrame de secțoare omogene, figurate în harta tectonică. În trei din cele patru diagrame de sector (A, B și D), care se referă la zona nord-vestică adică la complexele E_4 și E_5 , se remarcă conturarea a două maxime unul la N $40 - 55^\circ$ E, celălalt la N $60 - 75^\circ$ E. În a patra diagramă (sectorul C) plasată în zona mediană (orizontul superior al complexului E_3) apare clar un singur maxim la N 50° E.

Cele două maxime reflectă probabil două structuri plicative suprapuse, de direcție apropiată (decalajul este de cca 20°).

În afara liniaților amintite au mai fost măsurate și axe de budine în complexul E_5 . Poziția acestora este aproximativ concordantă cu cea a axelor de microcute din complexul amintit.

Diagrame petrotectonice. Mai multe eșantioane, în special de șisturi cuartifere, au fost colectate și secționate orientat. În fiecare secțiune orientată, au fost măsurate pozițiile axelor optice ale acestora la circa 200 cristale de cuarț; ele au fost proiectate în diagrame statistice.

În diagrama secțiunii nr. 4941 (șist cuartitic din complexul E_5), perpendiculară pe axa b a unei microcute, apare o centură în planul ac a cărei simetrie este triclinică.

Semnificația simetriei diagramelor petrotectonice, este în legătură strânsă cu mecanismul deformării; în privința interpretării acestora însă, părerile nu sunt unanime. Așa cum se poate citi în „Geologia structurală” a lui L. U. de Sitter simetria triclinică: „... este tipică pentru structurile fluidale fără direcție preferențială a mișcării interne (ceea ce nu este posibil în cazul de față, n. n.) sau pentru două faze de deformare succesive care nu au fost paralele.” (1969, p. 86). Reținem această din urmă posibilitate care este în concordanță și cu celealte observații micro și macroscopice pe care le-am descris.

Diagrama perpendiculară pe a a aceluiași eșantion (nr. 4941, ogașul Kruglița) evidențiază mai multe maxime izolate dispuse aproximativ pe un cerc mare, cu tendință evidentă de a forma o centură cu un plan de simetrie. Acest plan de simetrie poate să corespundă planului de șistozitate.

Diagrama $\perp b$ a eșantionului nr. 4057 reprezentă un șist cuarțitic de pe valea Radimnei (orizontul superior al complexului E_3) prezintă o simetrie ortorombică corespunzătoare unui mecanism de deformare diferit de cel al complexelor superioare. Dacă ținem seamă de marea sensibilitate și posibilitățile de adaptare ale cuarțului la variațiile condițiilor de metamorfism, această diagramă poate fi interpretată ca încă o dovedă a polimetamorfismului.

În diagrama $\perp b$ a eșantionului nr. 2513 (cuarțit șistos cu sericit din complexul E_2) recoltat pe Valea Mare (Moldova Nouă) în apropierea liniei Oraviței, orientarea cuarțului prezintă o simetrie monoclinică formind o centură aproape de cercul mare și două maxime în apropierea axului b care tind să formeze o nouă centură pe un cerc mic concentric cu cel precedent. Diagrama sugerează aşadar un tectonit cu două centuri.

După Behr (1965) tectonitele cu două centuri ar caracteriza etajele metamorfice mai profunde, situate sub cele cu o singură centură ac. Observațiile și măsurările efectuate de autorul citat se referă la masivul granulitic din Saxonia. Recent Gherasim et al. (1967) au studiat deformările tectonice ale seriilor de Rîușorul și Rîul Mare ale gnaiseelor de Furcătura și ale seriei de Rof. În diagramele petrotectonice de orientare a axelor optice ale cuarțului se diferențiază mecanismul de formare a seriilor fapt pe care autorii îl interpretează în sensul zonalității microstructurale evidențiată de Behr.

Se pare aşadar că tipurile diferite de deformare sugerate de diagramele complexelor din Locva au o semnificație care confirmă succesiunea pe care am stabilit-o.

IV. FORMAȚIUNILE SEDIMENTARE

Formațiunile sedimentare care înconjoară șisturile cristaline din Locva aparțin zonei sedimentare Reșița-Moldova Nouă și domeniului pannonic. Ele n-au constituit obiectul cercetărilor noastre decât în măsura în care o cerea urmărirea limitei formațiunilor cristaline.

Zona Reșița-Moldova Nouă. Între localitățile Sasca și Moldova Nouă cristalinul Locvei vine în contact tectonic cu formațiunile paleozoice și mezozoice ale zonei Reșița-Moldova Nouă. Acestea încep cu cuarțite cenușii, microconglomerate, șisturi negre vineții și argile cărbunoase permiene (Codarcea, 1940) deschise pe ogașul Vîrîti (Sasca Montană) și mai ales la S pe un mic affluent al văii Seleștiuța.

Peste această formațiune urmează conglomerate și gresii cu elemente cuarțitice pe care le-am urmărit sub forma unei benzi continue din Ogașul

Vîrîti pînă în valea Radimniuța. Aceste conglomerate au fost considerate de B ö c k h (1888) ca aparținînd Permianului. După C o d a r c e a (1940) ele aparțin Triasicului, formînd baza calcarelor anisiene, către care trec treptat. R ă i l e a n u et al. (1961) le consideră werfeniene. Această vîrstă este argumentată de B o l d u r et al. (1964) prin poziția discordantă a conglomeratelor peste Permian și prin prezența printre elementele de conglomerat a șisturilor negre și a gresiilor permiene.

La S de Valea Radimniuța sedimentarul zonei Reșița-Moldova Nouă este figurat pe harta noastră după datele lui R ă i l e a n u et al. (1961). După autorii citați, cristalinul Locva stă anormal peste diferenți termeni ai formațiunilor mezozoice dintre care cea mai recentă este considerată valanginian-hauteriviană.

Domeniul pannonian. La nord formațiunile cristaline din Locva sunt acoperite de depozite sedimentare considerate de H a l a v á t s și S c h r é t e r (1916) de vîrstă sarmătiană. După S t a n²², Sarmătianul este reprezentat prin nisipuri și pietrișuri cu elemente de șisturi cristaline și de calcare jurasice. Peste acestea urmează o gresie calcaroasă și un calcar grezos cu intercalații de nisipuri micaferi. Fauna pe care le conține acest pachet atestă vîrsta sa sarmătiană.

Pe versantul sudic al munților Locva depozitele miocene (mediterane) apar la S de Moldova Nouă, pe ogașul Rîpa Roșie unde S c h r é t e r (1910) a găsit în șisturi argiloase *Erвilia podolica*, între această localitate și Măcești unde se găsesc pietrișuri, nisipuri și argile galbene-verzui cu intercalații de tufuri dacitice, pe ogașul Plăniște și în versantul drept al acestuia unde am regăsit același tuf dacitic alb, moale, la Pojejena în versantul drept al Văii Mari și sub aluviuurile din această localitate unde într-un puț au fost găsite argile albăstrui.

La Cîmpia aproape de confluența văii Ogiara cu Nera, în malurile pîrîului se observă o argilă albăstruie din care H a l a v á t s (1881) a recoltat forme: *Congeria cf. partschi* C z i z e k, *Cardium noviforum* (din grupul *C. Suessi*), *C. plicatum* E i c h w.; *C. obsoletum* E i c h w., *Tapes gregaria* P a r t s c h, §. a. În baza acestei faune, H a l a v á t s consideră argila albăstruie de vîrstă pontiană. S t a n²³ descrie din această regiune o marnă cenușie nisipoasă și nisipuri micaferi cenușii-gălbui cu:

²² I. S t a n. Raport geologic asupra regiunii Slatina (Nera)-Potoc. 1955. Arh. Inst. Geol. București.

²³ I. S t a n. Raport asupra regiunii Cîmpia-Nicolinți-Răcăjdia. 1958. Arh. Inst. Geol. București.

Congeria zsigmondi Hal.; *C. partschi* Czizek.; *C. doderleini* Brus.; *C. Czizeki* Brus.; *C. banatica* Fuchs.; *Dreissena* cf. *superfoetata* Brus.; numeroase specii de *Limnocardium* și *Melanopsis fossilis* Mart. Această marnă nisipoasă ar fi deci Pliocen inferior.

Cuaternarul este reprezentat prin pietrișuri aluvionare, prin depozite loessoide, terase, șesuri aluvionare și formațiuni torențiale. După Ghenea²⁴ terasele medii (25–35 m) de la Şușca și Cîmpia ar avea vîrstă Würm I/II în timp ce terasa superioară (55–60 m) de la Şușca și dela Pojejena ar fi de vîrstă Riss-Würm.

Depozitele loessoide acoperă cristalinul pe versantul sudic al munților Locva, ocupînd toate interfluviile începînd de la Şușca spre vest. La N de culme loessurile formează cîmpia întinsă dintre localitățile Socol, Cîmpia și Zlatița. În acord cu Ghenea, considerăm că originea acestor depozite este deluvial-proluvială.

V. ROCILE ERUPTIVE BANATITICE

În lungul dislocației Oraviței și în apropierea acesteia, în domeniul sedimentar Paleozoic-Mezozoic a avut loc în faza magmatică alpină, intruziunea unor corpuri eruptive predominant granodioritice aparținînd provinciei magmatice banatitice. Cunoștințele noastre actuale despre localizarea acestor corpuri, poziția lor în spațiu, relațiile cu rocile înconjurătoare, compoziția lor mineralogică și chimică, consangvinitatea diverselor tipuri petrografice, fazele de punere în loc, vîrstă geologică și importanța economică a acestora sănt rezultatul cercetării pasionate ale cărei începuturi se găsesc încă de la sfîrșitul secolului al XVIII-lea.

O prezentare, după literatură, a acestor cunoștințe, ar ocupa un spațiu mare în cadrul prezentei lucrări, a cărei subiect este studiul șisturilor cristaline. De altfel, în domeniul șisturilor cristaline din Locva, rocile banatitice sănt practic necunoscute. Un contact între banatite și șisturile cristaline este vizibil la suprafață pe Valea Mică (Moldova Nouă) în dreptul confluenței ogașului Bănieșului cu această vale unde un corp de porfire granodioritice a fost intrus pe planul faliei Oravița. Înclinarea acestui corp este vestică; lucrările miniere și de foraj de la Moldova Nouă, Stinăpari și Sasca au relevat că aceasta este înclinarea generală a corpurilor banatitice dintre Nera și Dunăre.

²⁴ C. Ghenea. Raport asupra cercetărilor geologice și hidrogeologice în zona Ticanul Mic-Iam-Socol și în sectorul dunărean între Baziaș și Moldova Veche. 1957. Arh. Inst. Geol. București.

O altă ivire de astă dată de un andezit cu hornblendă se găsește tot în imediata apropiere a faliei Oraviței, la obîrșia unui mic affluent drept de la izvoarele văii Seleștiuța.

În ambele cazuri menționate, nu am observat transformări ale șisturilor cristaline de la contactul cu banatitele. În forajele de la Potoc la contactul cristalin/banatit de la adâncimea de 800 m respectiv 1000 m, în șisturi a recristalizat biotitul și plagioclazul acid.

Cotta (1864) a exprimat părerea că la Sasca Montană apar apofizele unui corp banatitic situat în adâncime și care, se unește spre N cu corpul de la Ilidia. Ridicările magnetometrice terestre²⁵ și aeromagnetometrice recente²⁶ confirmă această ipoteză: a fost pusă în evidență o anomalie magnetică orientată nord-sud, între Oravița și valea Radimnei. La sud de rîul Nera, această anomalie se suprapune pînă la distanța de cca 5 km de falia Oraviței, peste formațiunile cristaline din Locva. Din aspectul anomaliei se poate deduce poziția N-S și inclinarea vestică a corpului perturbant situat în adâncime (fig. 50). Aceasta permite să se tragă concluzia cu destulă certitudine, că între falia Oraviței și falia Bogodinti, șisturile cristaline stau peste unu sau mai multe corupuri banatitice (măsurători magnetice detaliate, la sol ar putea aduce precizări în această privință). Acest corp se afundă spre S încît între valea Radimnei și Moldova Nouă nu mai sunt sesizate magnetometric decît apofizele din apropierea faliei Oraviței și de la E de aceasta.

Importanța economică a corupurilor banatitice de sub șisturile cristaline din Locva, posibilitatea de-a întîlni acumulări de substanțe minerale utile în legătură cu aceste corupuri, pot fi discutate pornind de la cîteva indicații din cadrul cristalinului de care ne ocupăm și prin extrapolarea unor observații făcute în zona Tincova-Nădrag (Poiana Rusă de SW).

În cristalinul Locvei, în malul drept al văii Radimna la cca 1500 m avale de Zăvoi se observă o haldă mică (cu un volum de cca 9–10 mc) formată din fragmente și blocuri de șisturi clorito-muscovitice cu circulații lentiliforme de quart și cu cruste submilimetrice de malahit.

În masivul Poiana Rusă în zona Tincova-Nădrag șisturile tufogene mai mult sau mai puțin calcaroase, cornificate sau skarni-

²⁵ L. Georgescu, C. Botescu. Raport asupra măsurătorilor magnetice din regiunea Sasca-Oravița. 1962. Arh. M.M.P.G. București.

²⁶ Tr. Cristescu, Al. Ștefăniciu, R. Segall, Cr. Georgescu, C. Georgescu. Prospecțiuni aeromagnetice în regiunile Banat-Olténia-Cîmpia Română-Carpății Meridionali-Poiana Ruseă și Îneu-Tinea, pentru fier. 1963, Arh. M.M.P.G. București.

ficate, s-au dovedit a fi bune colectoare de mineralizație cupriferă și plumbo-zinciferă care apare în cuiburi sau disseminate în roca gazdă. Pe de altă parte s-au pus în evidență existența și a unor mineralizații filoniene

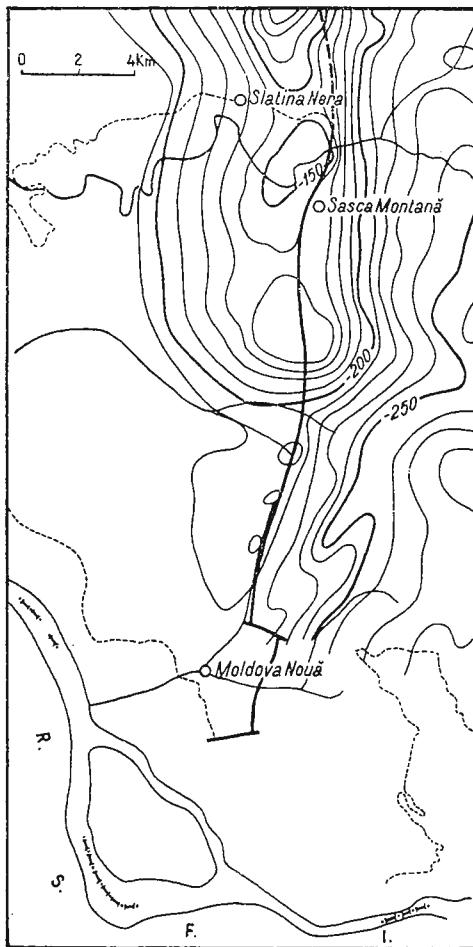


Fig. 50. — Anomalia aeromagnetometrică Oravița-Moldova Nouă (după harta I. G. P., sc. 1 : 200.000).

Aeromagnetische Anomalie Oravița-Moldova Nouă.

deci independente de natura rocii înconjurătoare. În această zonă mineralizația este în mod evident generată de fenomenele postmagmatice banatitice. Concluzia care se desprinde pentru cristalinul Locvei, din observațiile de mai sus este că, intruziunea banatitică de sub șisturile cristaline ar putea avea importanță economică. Este de așteptat ca în zona dintre falia Măcești și dislocația Oraviței, între rîul Nera și valea Radimnei să se întâlnească mineralizații cuprifere. În vederea descoperirii lor vor fi nece-

sare prospecțiuni magnetometrice terestre (pentru conturarea mai precisă a corpuriilor eruptive), electrometrice și geochimice (pentru conturarea zonelor cu mineralizații).

Într-o lucrare din 1881 H a l a v á t s arată că pietrișul din ogașul Cimpieie (ogașul Ogiara) format din elemente de cristalin este purtător de granule de aur liber. Aurul din acest pietriș a fost spălat timp îndelungat de țigani zlătari. Din informațiile verbale ale unor localnici în vîrstă, rezultă că spălări de aur s-au făcut și pe teritoriul localității Zlatița. De altfel însuși numele localității și ale unor pîraie cum ar fi Zlatni patak (Viroaga de aur) și Zlaticki patak confirmă acest lucru.

Pe ogașul Viroaga de aur, în malul stîng există și acum o galerie de coastă, scurtă, la gura căreia șisturile cuarțitice conțin o pirită fin diseminată.

Originea aurului liber din formațiunile aluvionare nu a fost elucidată. Este posibil ca geneza lor să fie legată de magmatismul hercinic și că ar proveni în consecință din șisturile seriei de Lescovița. Nu este însă exclusă nici geneza hidrotermală din faza laramică.

P A R T E A A III - a

I. CONCLUZII

CRISTALINUL DE LOCVA ÎN ANSAMBLUL CARPAȚILOR MERIDIONALI DE VEST

1. Corelări

Problema corelării formațiunilor cristaline din partea de vest a Banatului și a relațiilor acestora cu ansamblul formațiunilor cristaline ale Carpaților Meridionali de vest, a fost tratată pînă în prezent pe baza principiilor zoneografiei.

În literatura geologică mai veche cristalinul din partea de vest a Banatului apare repartizat la grupele II și III ale lui B ö c k h. După S e h a f a r z i k (1913) șisturile cristaline din partea de vest a dealurilor de la Buziaș și cele care formează munții Vîrșețului, aparțin grupului II mijlociu al lui B ö c k h în timp ce șisturile filitice de la Bocșa-Ocna de Fier-Dognecea ar aparține grupului III superior, la fel ca și șisturile din Locva.



Codarcăea (1930) a arătat, că și în cristalinul de la Bocșa-Ocna de Fier există un complex mai puternic metamorfozat (complexul gnaiselor micacee) și un altul mai slab metamorfozat (complexul rocilor verzi). Cele două complexe sunt în contact tectonic. În concepția zonelor metamorfice ale lui Grubenmann primul complex aparține mezozonei celălalt epizonei. Astfel, cristalinul de la Ocna de Fier a fost reprezentat în hărțile geologice ale țării ca epizona și mezoarea cristalinului getic.

După aceleași principii cristalinul din Poiana Rusă a fost separat în epi- și mezozonă, relațiile dintre cele două zone fiind și în acest caz tectonice (Pavelscu, 1954). Admitând concepția zonelor de adâncime ale lui Grubenmann petrografii cercetători ai cristalinului din partea vestică a Carpaților Meridionali stabileau de fapt o succesiune stratigrafică în care șisturile mezozonele erau mai vechi, cele epizonale mai noi.

Concepția mai nouă după care intensitatea metamorfismului nu este condiționată numai de adâncime putind să existe și variații laterale ale intensității, în funcție de poziția față de axul geosinclinalului sau de anumite surse de căldură, pune la îndoială succesiunea astfel stabilită dar nu o înlocuiește printr-o schemă stratigrafică.

Astfel hărțile răspândirii faciesurilor metamorfice, deși foarte importante pentru clarificarea condițiilor de metamorfism nu reușesc nici ele să ne apropie mai mult de rezolvarea problemei succesiunii stratigrafice. O corelare după faciesuri metamorfice nu poate substitui corelarea stratigrafică dat fiind posibilitatea, ca unul și același strat să fi fost metamorfozat cu intensitate diferită.

Admitând variația laterală a faciesului metamorfic, considerăm totuși, că pe plan regional faciesurile metamorfice sunt condiționate de adâncime și în consecință zonele mezometamorfice reprezintă în ansamblul lor formațiuni mai vechi decât zonele epimetamorfice. Acest punct de vedere, îl găsim de altfel exprimat și în hărțile 1 : 200.000 ale Institutului Geologic.

Dificultatea stabilirii relațiilor între zona epimetamorfică și cea mezometamorfică din partea de vest a Carpaților Meridionali constă în faptul, că nu au fost găsite relații stratigrafice între cele două zone: peste tot se observau relații tectonice.

Datele noi apărute în ultimii ani, în urma orizontării cristalinului din Locva și din Poiana Rusă, ne dău posibilitatea să abordăm problema cristalinului din partea de vest a Banatului de pe o poziție nouă.

Pentru ușurință înțelegerei redăm pe scurt în cele ce urmează datele care ne stau la dispoziție.



Poiana Ruscă. În cadrul zonei epimetamorfice s-au deosebit următoarele complexe stratigrafice (Maier et al., 1964); Pavelescu et al., 1964; Maier et al., 1968; Maier et al., 1969):

- f) Complexul filitelor (filitele de Poieni-Roșcani);
- e) Complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de șisturi porfiroide;
- d) Complexul șisturilor tufogene bazice;
- c) Complexul șisturilor grafitoase;
- b) Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice;
- a) Complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci tufogene bazice.

Complexul șisturilor tufogene bazice a putut fi urmărit, cu unele variații de facies litologic de la Teliuc pînă la Vadul Dobrii și mai departe spre vest de la Ruschița pînă la Tincova unde dispare sub depozitele neogene. Între Ruschița și Tincova se constată o succesiune metamorfică și stratigrafică inversă a șisturilor epimetamorfice²⁷.

Zona mezometamorfică a fost de asemenea cartată stratigrafie. Complexele separate (Maier et al., 1970)²⁸ sunt următoarele:

- d) Complexul șisturilor cuarțitice sericitoase;
- c) Complexul șisturilor micacee cu intercalații de roci amfibolice.
- b) Complexul micașisturilor cu almandin.
- a) Complexul paragnaiselor cu biotit.

În întreaga zonă mezometamorfică succesiunea acestor complexe este inversă în sensul că la partea superioară a stivei se găsește complexul paragnaiselor (cu gnais oculare în bază, și micașisturi cu sillimanit la partea superioară), în timp ce la baza întregei stive apare complexul șisturilor cuarțitice sericitoase.

La est de Tincova (la Căvăran) peste gnaisele oculare (cu intercalații de șisturi cu staurolit și sillimanit) apare un complex de șisturi muscovitice cu porfiroblaste de oligoclaz.²⁹

Aceste șisturi au fost întîlnite și în insula cristalină Brebu.

²⁷ O. Maier, I. Solomon, P. Zimmermann. Stratigrafia și evoluția tectonică a formațiunilor cristaline din zona sudică a masivului Poiana Ruscă. Comunicare în a IX-a Sesiune științifică a Intreprinderii Geologice de Prospecționi. 1970.

²⁸ Op. cit. pct. 27.

²⁹ Gh. Neacsu, P. Zimmermann, Voichita Zimmermann. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecționi pentru mincreu de fier din partea de SW a masivului Poiana Ruscă. 1961. Arh. M.M.P.G. București.



Insula cristalină a Brebului. Argheir³⁰ separă în această insulă cristalină : a) seria gnaistică (formată din gnaise oculare și gnaise aplitice), b) seria șisturilor cu porfiroblaste de albit și c) seria epimetamorfică (constând din complexul rocilor verzi și complexul blastodetritic). Și aici peste gnaisele oculare urmează complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit (mai exact de oligoclaz).

La Ocna de Fier, după Codarcea (1930) șisturile cu porfiroblaste de oligoclaz (în cea mai mare parte transformat în albit) formează zona Bocșia-Drimoxa. Această zonă vine în contact cu zona Buchin prin intermediul unei falii (pentru care se pare că denumirea de „falia Ocna de Fier” este corectă). Zona de Buchin este în contact tectonic (falia Dogeneceea) cu complexul rocilor verzi, format din șisturi tufogene acide și bazice și roci magmato-gene bazice; acest complex încalcă în lungul dislocației Orașului peste depozitele carbonifere ale zonei Oravița-Moldova Nouă.

La Dognecea, Radu-Mercus (1962) regăsește șisturile cu porfiroblaste de oligoclaz-albit („seria paragnaiselor micacee”). La est de aceasta apare o zonă îngustă de gnaise albitice (gnaisele de Buchin) prinsă între seria paragnaiselor micacee și „seria filitelor și șisturilor verzi”, formată dintr-un pachet de filite grafitoase și șisturi sericito-cloritice și o zonă mai largă de șisturi verzi (șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit și șisturi actinolitice.)

Între Dognecea și Oravița, Constantinoff³¹ separă : șisturi verzi (șisturi clorito-actinolitice), șisturi clorito-muscovitice cu porfiroblaste de albit, filite sericito-cuarțitice cu grafit și paragnaise.

Șisturile cu porfiroblaste de albit apar strâns cutate împreună cu șisturile verzi, în partea de est a regiunii. Paragnaisele cu muscovit și biotit se localizează în continuarea spre SSW a zonei Bocșia-Drimoxa în timp ce filitele sericito-cuarțitice cu grafit apar între zona rocilor verzi și zona paragnaiselor.

Insula cristalină Vîrșet-Vărădia. După Schafarzik (1913) la Vîrșet apar gnaise oculare în timp ce în partea de est predomină șisturile micacee cu granați și staurolit. La Vărădia, Constantinoff³²

³⁰ Adela Argheir. Studii geologice în cuprinsul foii 93 (Caransebeș), scara 1 : 200.000. 1962. Arh. M.M.P.G. București.

³¹ Op. cit. pct. 11.

³² Op. cit. pct. 12.



descrie șisturi cu porfiroblaste de plagioclaz cu intercalații de șisturi amfibolice. În harta geologică 1 : 200.000 a Iugoslaviei, foaia Vîrșet-Orșova, 1968 (redactată de B. Milošanović și B. Čirić) la vest de „paragnaisele” de la Vărădia (șisturile cu porfiroblaste de oligoclaz), urmează o serie considerată Paleozoic inferior nediferențiat și apoi din nou paragnaise străbătute, la NE de Vîrșet, de granite.

În Locva, după cum am văzut, peste gnaisete albite de tip Buchin urmează în succesiune normală complexul șisturilor muscovito-cloritice cu porfiroblastă de albit (seria de Locva), apoi complexul șisturilor tufogene-magmatogene bazice. Acesta din urmă începe în bază cu gnaisete granitoide care ar putea reprezenta o arcoză bazală. Peste complexul șisturilor tufogene-magmatogene bazice urmează un complex de șisturi terigene. Complexul superior (complexul șisturilor cu stilpnomelan) se caracterizează prin prezența rocilor magmatice bazice și acide metamorfozate. Ultimele trei complexe le-am grupat sub denumirea de serie de Lescovița.

Considerăm că această succesiune este succesiunea stratigrafică normală valabilă pentru Carpații Meridionali de vest (zonele amintite aici). Admitem desigur, existența unor variații de facies litologic precum și variații de facies metamorfic în cadrul aceluiași complex.

Spre exemplificare ne putem referi la complexul șisturilor tufogene-magmatogene bazice. Rocile carbonatice, sunt larg răspândite în complexul șisturilor tufogene bazice din Poiana Ruscă între Teliuc și Rușchița, formeză intercalații metrice în același complex între Rușchița și Tincova și apar sporadic în Locva sub forma unor intercalații centimetrice cel mult decimetrice de calcar cristalin. În Locva apar frecvent în cadrul complexului E₃ metatufuri acide (descrise la pagina 55) în alternanță cu roci tufogene-magmatogene bazice. În Poiana Ruscă acest tip de rocă este relativ rar; roci asemănătoare apar în peretele nordic al carierei de la Ghelar și la confluența pârâului Mătrăguna cu valea Poieniței. O formațiune asemănătoare ar putea fi și cuarțitul de pe Valea Brazilor (regiunea Poieni-Roșcani, Poiana Ruscă de nord).

Sporadicitatea rocilor carbonatice și frecvența metatufurilor acide asociate intim cu rocile tufogene-magmatogene caracterizează complexul șisturilor tufogene-magmatogene din Locva și de la Ocna de Fier-Dognecea deosebindu-l de complexul șisturilor tufogene bazice din Poiana Ruscă. O altă deosebire de facies este și faptul că în Poiana Ruscă rocile faneritice sunt relativ rare; în schimb au fost cartate, în mai multe puncte, serpenti-



nite. Rocile ultrabajice lipsesc în Locva și sunt relativ rare și în celelalte insule din Banatul de vest; de la Ocna de Fier spre S, în Locva sunt în schimb destul de răspândite metagabrourile larg cristalizate. Tot aici trebuie amintit, că în cadrul complexului șisturilor tufogene din Poiana Rusca se cunosc în mai multe locuri acumulări de minereu de fier (în facies carbonatic sau oxidic) în timp ce în Locva magnetitul apare diseminat sau sub formă de porfiroblaste în rocile tufogene-magmatogene bazice. Sub această formă apare magnetitul și în Poiana Rusca, de exemplu în zona mediană, în aliniamentul sudic de roci tufogene (flancul sudic al anticinalului Teliuc-Vadul Dobrii). În zona mediană și în cea nordică a masivului Poiana Rusca complexul tufogen repauzează pe un complex de șisturi grafitoase pe care însă nu l-am mai întîlnit nici în regiunea Rușchița și nici la vest între această localitate și Tincova. Șisturile grafitoase apar sub formă de intercalații subțiri în complexul șisturilor tufogene-magmatogene bazice (E_3) și alcătuiesc în bună parte complexul E_4 din Locva.

Făcind aşadar abstracție de complexul șisturilor grafitoase, atât în Poiana Rusca cit și în Locva, sub complexul șisturilor tufogene-magmatogene urmează unul sau două complexe al căror caracter paleolitologic este predominant terigen. În Locva, la Ocna de Fier și Dognecea, la Vărădia etc., aceste complexe se caracterizează prin prezența porfiroblastelor de oligoclaz sau / și de albit. Menționăm că și în zona mediană a masivului Poiana Rusca apar intercalații de șisturi cu porfiroblaste de albit în complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci tufogene.

Variațiile de facies metamorfic în cadrul aceluiași complex stratigrafic au fost descrise în Poiana Rusca. Pentru partea vestică a Banatului amintim că șisturile zonei Bocișta-Drimoxa sunt metamorfozate în faciesul amfibolitic, în timp ce complexul șisturilor muscovito-cloritice cu porfiroblaste de albit din Locva, cu care le paralelezăm, sunt metamorfozate în faciesul șisturilor verzi.

Cu toate deosebirile litoriale și metamorfice amintite, este evidentă și mult mai importantă, asemănarea paleolitologiei specifice fiecărui complex în toate zonele amintite, ceea ce permite urmărirea lor din aproape în aproape, începînd de la Teliuc spre vest pînă la Tincova (unde sunt acoperite de depozitele sedimentare neogene) și apoi de la Ezeriș spre sud pînă la Ilidia și în masivul Locva. În întreagă această regiune complexul șisturilor tufogene-magmatogene marchează o perioadă de intensă activitate a magmatismului geosinclinal.

Complexul șisturilor terigene care urmează în Locva peste complexul E_3 poate fi paraleлизat cu pachetul de filite grafitoase și șisturi sericitice.

cloritice descrise la Dognecea de Rădulescu (1962). Din motive tectonice (falia Dognecea) complexul șisturilor terigene (E_4) nu apare și mai departe spre nord, în regiunea Ocna de Fier. În Poiana Ruscă el poate fi corelat cu orizontul mediu terigen al complexului șisturilor tufogene.

Complexul șisturilor cu stilpnomelan din Locva (E_5) corespunde orizontului superior tufogen al complexului șisturilor tufogene din Poiana Ruscă de care se deosebește prin abundența rocilor metaeruptive acide; în Poiana Ruscă de nord aceste roci sunt prezente la un nivel stratigrafic superior în complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalări de roci porfiroide, care nu a fost găsit în Locva. O altă deosebire litologică este prezența în complexul E_5 din Locva a filitelor stilpnomelanice. Datorită probabil tot făției Dognecea, complexul E_5 nu apare la zi în regiunea Dognecea-Ocna de Fier.

Menționăm de asemenea, că în cristalinul din vestul Banatului, lipsește complexul filitelor separat în partea de nord a masivului Poiana Ruscă între Poieni și Roșcani, unde stă discordant peste complexul șisturilor sericito-cloritoase superior și peste complexul șisturilor tufogene.

În insula cristalină Buziaș-Sașul Mare seria mezometamorfică vine în contact prin intermediul unei falii cu seria epimetamorfică. Din descrierea lui Rădulescu et al.³³ reiese că în seria mezometamorfică succesiunea este normală sub aspect metamorfic. În cadrul seriei epimetamorfice autorii citați descriu: complexul sericito-cloritos, complexul sericito-cuartitic și complexul grafitos-calcaros. După descriere deducem, că primele două complexe corespund complexului șisturilor cuartitice sericito-cloritoase iar ultimul, complexului șisturilor grafitoase din zona mediană a Poienii Ruscăi.

2. Vîrstă cristalinului

Discuția asupra vîrstei cristalinului din Banatul de vest poate fi purtată, în urma corelărilor stratigrafice, pornind de la datele cunoscute în Poiana Ruscă. În această discuție trebuie să se facă o distincție între vîrstă metamorfismului și vîrstă formațiunilor premetamorfice.

În capitolul 2 al părții a II-a a acestei lucrări am argumentat că metamorfismul a avut loc în mai multe faze din care cea mai recentă este faza alpină. E adevărat, că în această fază, metamorfismul are un caracter

³³ I. Rădulescu, M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu. Raport geologic asupra prospectiunilor geologice cu privire specială pentru minereuri feroase în insula cristalină Buziaș-Sașul Mare (Lugoj). 1962. Arh. M.M.P.G. București.

predominant dinamic și se limitează la zone restrinse, în jurul liniilor tectonice importante. Faptul în sine însă este suficient pentru a sugera că, condițiile de recristalizare metamorfică a unor minerale se pot repeta în anumite zone metamorfic active în timp ce alte zone apropiate, se comportă pasiv sub acest aspect. Paraleлизarea diferitelor complexe și serii și discutarea vîrstei lor în cadrul acestei lucrări, ține seama de această ipoteză.

În ceea ce privește vîrsta formațiunilor pre-metamorfice nu revin asupra ipotezelor mai vechi, de obicei neargumentate. Pentru prima dată C. V. Papiu (1957), în baza convingerii că dolemitele de Tomești-Luncani ar reprezenta recifi metamorfozați, atribuie acestora vîrsta siluriană. Într-o lucrare mai recentă (Papiu et al., 1963) autorul citat admite și posibilitatea vîrstei devoniene a dolomitelor iar seriei șistoase care le acoperă, îi atribuie vîrsta devoniană sau carbonifer-inferioară. Referindu-se la cristalinul din Poiana Ruscă, Desila-Codarcă (1967, p. 307) scrie: „Coexistența depozitelor aparținând Paleozoicului inferior, Paleozoicului superior (Carbonifer inferior) și Precambrianului (Proterozoicului superior) a fost confirmată pe baze biostratigrafice”.

De fapt, analiza palinologică (Viorelta Iliescu) a unei probe pe care am recoltat-o din complexul filitelor (pîrul Lung, Crivina-Poiana Ruscă de N), a pus în evidență existența unor forme caracteristice pentru Carboniferul inferior. Mier et al., (1963) au atribuit în consecință complexului amintit, vîrsta Carbonifer inferior iar formațiunii subiacente, complexul șisturilor tufogene bazice, îndințat cu dolomitele, vîrsta Devonian mediu. Autorii și-au sprijinit această concepție și pe asemănarea litologică cu Devonianul mediu de tip renan. Pentru complexele inferioare, se presupune că, ar reprezenta formațiuni ale Paleozoicului inferior.

Măsurările extincției ondulatorii a cuarțului din șisturile complexului E₂ din Locva, indică o vîrstă a metamorfismului de cca 355 milioane ani ceea ce ar corespunde cu faza erică. Formațiunea premetamorfică pe seama căreia s-a format complexul șisturilor muscovito-cloritice cu porfiroblaste de albit ar putea fi deci ordovician-siluriană sau mai veche. Tindem să credem că vîrsta complexului E₂ ar fi mai degrabă ordovician-siluriană decit mai veche, din următoarele motive:

La sud de Dunăre în sinclinalul Crnjaka s-au găsit arheocyatide în calcare cristaline intercalate într-un pachet format din șisturi cloritice, șisturi clorito-sericitice și metadiabaze (Klimeč, 1966). Vîrsta acestora este deci neîndoialnic Cambrian inferior. Formațiunile subiacente din anticlinalul Porečia-Bella Reka, aparțin faciesului amfibolitic; în axul



anticlinalului apar gnaisse oculare, migmatite etc. Este evident că nici sub aspect litologic și nici din punct de vedere metamorfic cele două serii din Locva nu pot fi corelate cu formațiunile amintite. M. D e s s i l a - C o d a r c e a și Al. C o d a r c e a (1968) paralelizează complexul superior cu arheocyatide, cu seria de Corbu. Sub seria de Corbu ar urma la N de Dunăre seria de Vodna și seria de Neamțu, iar la S de Dunăre o serie metamorfică mergind de la șisturi clorito-biotitice pînă la migmatite.

Considerăm că seria de Locva nu poate fi paralelizată cu nici una din seriile amintite; ar rezulta că ea ocupă o poziție stratigrafic superioră seriei de Corbu, ceea ce pledează pentru o vîrstă ordovician-siluriană.

Complexul suprabișant (complexul tufogen-magmaotgen bazic E₃) fiind primul termen al seriei de Lescovița ar fi în consecință devonian, ceea ce ar fi în concordanță cu concluziile noastre din Poiana Rusăcă.

Corelarea formațiunilor cristalofiliene din Banatul de vest este redată schematic în tabelul 6.

3. Cristalinul supragetic

Denumirea de „unitatea pînzelor superioare” utilizată de S t r e c k e i s e n (1934) pentru cristalinul epimetamorfic din Poiana Rusăcă și pentru insulele cristaline din Banatul de vest și concepția mai recentă asupra „unității suprageticice” (C o d a r c e a et al., 1967) se referă la raporturile tectonice dintre cristalinul Carpaților Meridionali de vest și cristalinul mezometamorfic care formează „unitatea getică”. Cele două concepții amintite au în vedere aspectul structural tectonic al problemei.

Denumirea de „cristalinul supragetic” (M a i e r)³⁴ se referă la aspectul stratigrafic al problemei și exprimă părerea, că formațiunile cristaline epimetamorfice din Poiana Rusăcă și din insulele Banatului de vest, ar reprezenta o unitate stratigrafic superioară cristalinului getic (la care includem zona mezometamorfică a masivului Poiana Rusăcă, a muntîilor Semenicului etc.).

Cristalinul supragetic aparține așadar unui ciclu geotectonic mai nou decît cel al cristalinului getic. El începe probabil în Silurian sau chiar în Ordovician în timp ce ultimul termen (cel mai recent) al cristalinului getic este seria de Miniș pe care o paralelizăm cu seria de Corbu considerată Cambrian inferior și cu orizontul superior al seriei de Drăgășan din domeniul danubian. Între cele două mari unități (getic și supragetic) există o discor-

³⁴ O. W. M a i e r. Stratigrafia formațiunilor cristalofiliene din masivul Locva. Comunicare în a VII-a sesiune de comunicări a I.G.P., 19 martie 1969, București.

Corelarea formațiunilor cristaloftiene din Banatul de vest

Cristalinul supragetic							
Faciesul de Poiana Rusă				Faciesul de Locva			
	Poiana Rusă	Buzău-Sacoșul Mare	Poiana Rusă (Căvăran)	Insula Brebu	Ocna de Fier	Dogenecea	Oravița
Carbonifer inferior	Complexul filtelor (Poieni-Roșcani)						
Devonian superior	Complexul sisturilor terigene cu intercalatii de roci porfiroide						
Devonian mediu	Complexul sisturilor tufogene bazice	Complexul sisturilor grafitoase	Complexul grafitos-calcaros	Complexul rociilor verzi	Complexul rociilor verzi	Filitele grafitoase + sisturile sericito-cloritoase	Filitele sericito-quartice cu grafit + sisturi cu porfiroblaste de albit
Silurian ?	Complexul sisturilor sericito-cloritoase cu quartifice	Complexul sisturilor sericito-cloritoase	Complexul sisturilor muscovito-clorite cu porfiroblaste de oligoclaz	Seria sisturilor porfiroblaste de albit	Zona paragnasee cu muscovit și biotit	Paragnasee cu muscovit și biotit	Sisturi muscovito-clorite cu porfiroblaste de oligoclaz și sau albă
Ordovician?	Complexul sisturilor grafitoase cu intercalatii de roci verzi tufo-gene				Zona Buchin	Gnaisele albitive	
Cambrian inferior-Precambrian							

danță stratigrafică; cristalinul supragetic este transgresiv peste cel getic.

Acstea relații sunt vizibile în partea de sud-vest a Poienii-Ruscăi unde complexul șisturilor cu porfiroblaste de oligoclaz stă peste termenul inferior al pachetului răsturnat al seriei mezometamorfice. Presupunem că în insula Virșet-Vărădia, complexul șisturilor muscovito-cloritice cu porfiroblaste de oligoclaz stă discordant peste seria considerată de geologii iugoslavi Paleozoic inferior nediferențiat, care ar putea fi un termen mai nou al seriei mezometamorfice.

Relațiile cristalinului supragetic cu cristalinul getic de la est de zona Reșița-Moldova Nouă pot fi stabilite prin compararea asociațiilor litologice ale cristalinului de Locva, cu cele ale seriei de Miniș.

Seria de Miniș, a fost descrisă de Streckeisen (1934) sub numele de seria de Buciava și de Codarcea (1941) sub denumirea de zona de Miniș. Această serie este formată dintr-un orizont bazal tufogen-magmatogen bazic metamorfozat în faciesul amfibolitic (subfaciesul staurolit-almandin) și în faciesul de șisturi verzi (subfaciesul albit-epidot-almandin). Peste acest orizont urmează un orizont de roci metasedimentare (șisturi sericiticloritice ± biotit, șisturi sericitic-grafitice, cuarțite, calcar etc.). Savu³⁵ propune ca denumirea de seria de Miniș să fie utilizată cu referire la șisturile amfibolice iar denumirea de seria de Buciava să cuprindă șisturile terigene.

Așa cum a fost descrisă seria de Miniș și după propriile noastre observații, ea ar putea fi paralelizată mai degrabă cu seria de Corbu, respectiv cu orizontul cu arheocyatide de la Crnajka, decât cu cristalinul de Locva (Maier, 1969)³⁶. Seria de Miniș ar aparține aşadar ciclului baicalian.³⁷

Pe Valea Găvojdia (Șopotul Nou) apare un pachet de șisturi negre, gresii cuarțoase foarte slab metamorfozate astfel că aspectele de rocă sedimentară sunt bine conservate (Codarcea, 1941). Aceste șisturi au, după cum am observat, o poziție discordantă față de șisturile seriei de Miniș. Analizele palinologice, efectuate de Adina Visarion, ale

³⁵ Comunicare verbală.

³⁶ Op. cit. pct. 34.

³⁷ După încheierea acestei lucrări, a apărut o lucrare a lui H. Savu (*Stud. cerc. geol. geof. geogr.* 1, 18, 1973) cu date palinologice din seria de Buceava. Formele determinante sunt citate, unele în prima jumătate a Rifeanului altele în Rifeanul superior-Cambrianul inferior. Din motive de continuitate de sedimentare și metamorfică și de concordanță cu seria de Sebeș-Lotru ($Rb/Sr \approx 838$ mil ani) autorul separează seriile de Miniș și Buceava la un ciclu prebaicalian.

unor probe din șisturile slab metamorfozate de pe Valea Găvojdia au pus în evidență prezența unor forme de spori evoluți, paleozoici. Cartarea stratigrafică foarte detaliată ar putea aduce desigur date prețioase ; pentru moment însă ne exprimăm părerea (ca ipoteză de lucru) că acest pachet de șisturi slab metamorfozate, ar fi mai nou decât seria de Lescovița și că ar putea fi paralelizat cu complexul filitelor de Poieni-Roșcani (Carbonifer inferior).

Cristalinul supragetic își datorează existența mai multor faze metamorfice însoțite sau nu de deformări plastice. Presupunem, din motive pe care le-am arătat, că cel puțin în Locva (seria de Locva) există indici ai unei orogeneze caledoniene (faza erică). Faza principală de cutare și de metamorfism a fost însă cea variscă. Este probabil ca aici, ca și în Poiana Ruscă de nord să se fi manifestat atât faza bretonă cât și cea sudetă. Menționăm că după D e s s i l a-C o d a r c e a (1967) seria de Lescovița ar apartine complexului cutat caledonian.

II. EVOLUȚIA GEOLOGICĂ A CRISTALINULUI SUPRAGETIC

Ciclul geotectonic al eugeosininalului riffeian-cambrian se încheie prin cutarea în faza baicaliană (assyntică) și metamorfozarea sincinematică a depozitelor sedimentare a căror termen superior aparține Cambrianului inferior (seria de Corbu în domeniul danubian, seria de Miniș în cel getic). Urmează o exondare ; ridicarea este mai puternică în zona axială a cordilierelor carpato-balcanică (zona granitoidelor masive din Danubian). Axul geosininalului se deplasează spre vest, aproximativ în regiunea actualelor insule cristaline din vestul Banatului.

Transgresiunea geosininalului paleozoic începe în Ordovician. La est de cordilieră are loc o transgresiune peste formațiunile cristaline ale platformei moesice ; la vestul cordilierelor se dezvoltă fosa internă. Din acest moment evoluția fosei interne și a zonei de platformă va fi diferită atât prin natura sedimentelor depuse cât mai ales prin faptul că în timp ce în fosa eugeosininală depozitele sedimentare vor fi metamorfozate, cele de pe platformă nu vor fi afectate de metamorfism. Locul de naștere al cristalinului supragetic este fosa internă paleozoică.

Sedimentarea în această fosă are loc în timp ce cordiliera continuă să se ridice. Materialul detritic provenind din erodarea acesteia are caracterul unei grauwacke (complexul gnaiselor de Buchin). Treptat, concomitant și alternând cu materialul psamitic de tip grauwacke, începe să se sedimenteze și un material pelitic (intercalăriile de șisturi micacee din



complexul E₂). În acest timp se manifestă în mod timid magmatismul bazic sub forma unor curgeri submarine.

Fosa internă continuă să se scufunde ajungind în zone unde condițiile de temperatură permit un început de recristalizare a materialului sedimentar. Mineralele metamorfice formate în această fază formează incluziuni neorientate în porfiroblastele de albit.

A urmat cutarea depozitelor sedimentare slab metamorfozate static. În timpul cutării, în faza erică, a avut loc și primul metamorfism dinamotermic, care a transformat întregul pachet sedimentar cu puținele curgeri bazice interstratificate în complexul șisturilor muscovito-cloritice cu porfiroblaste de albit.

În zona cordilierei are loc o ridicare puternică astfel că la suprafață ajung și sînt expuse eroziunii zonele mai adînci, feldspatice. În aria fosei interne este adus un material grosier, puțin rulat, cu o compoziție predominant feldspatică-plagioclazică (gnaisele granitoide). În urma mișărărilor din faza erică se produc, probabil în regiunea flancului comun al fosei și cordilierei, fracturi profunde. Pe aceste fracturi pătrund spre fundul fosei, magmele bazice care împreună cu arcozele plagioclazice și sedimamentele pelitice care se depun într-un stadiu mai avansat de evoluție a fosei vor da naștere în urma unui nou metamorfism dinamotermic, în faza variscă, complexului șisturilor tufogene-magmatogene bazice. În toată aria de răspîndire a cristalinului supragedic este prezent acest complex, dîndu-ne o imagine asupra amploarei activității magmatismului inițial al geosinclinalului paleozoic. De altfel prezența a două complexe tufogene-magmatogene bazice (E₃ și E₅) separate de un complex de șisturi terigene (E₄) pledează pentru două subfaze ale magmatismului inițial. Încă spre sfîrșitul primei subfaze, concomitent sau alternativ cu efuziunile submarine bazice se produc și efuziuni acide; produsele celor două tipuri magmatice formează alternațe intime în cadrul complexului E₃. Magmatismul acid atinge însă intensitatea maximă în timpul celei de a doua subfaze magmatice. În Poiana Ruscă de nord rocile porfiroide sunt frecvente într-un complex superior celui mai nou termen al complexului șisturilor tufogene bazice. Acest fapt poate fi interpretat ca un decalaj temporal al fazei magmatice acide în Locva și în Poiana Ruscă. Dacă dimpotrivă am admite că faza principală a magmatismului acid a avut loc în același timp în întreaga fosă internă, ar rezulta că cele două complexe cu roci metaeruptive acide din Locva și din Poiana Ruscă de nord sunt sincrone dar diferite sub aspect litofacial.

Încă la începutul Devonianului, în zonele mai puțin adînci ale fosei încep să se dezvolte recifii care vor da naștere maselor dolomitelor de



Hunedoara și de Tomești-Luncani. Recifogeneza continuă pînă spre sfîrșitul Devonianului.

În fața barierelor recifale au existat condiții favorabile formării zăcămintelor de fier exalativ sedimentare.

Spre sfîrșitul Devonianului magmatismul bazic se stinge treptat și se instalează un regim de sedimentare liniștită de material pelito-psamitic. Întreaga stivă devoniană (complexele E₃, E₄ și E₅) este cutată și metamorfozată în subfaciesul cu clorit în faza bretonă a orogenezei varisice. Formațiunile mai vechi (complexele E₁ și E₂) suferă un retromorfism de grad scăzut; apare a doua sistozitate S₂.

Structura nouă are direcția NE-SW formind cu direcția ENE a structurii caledoniene un unghi de 20—25°. Cutile izoclinale din Locva sunt puternic deversate spre SE. Magmatismul sincinematic se manifestă în această fază prin intruziunea granitului de Sichevița. În Locva, un ecou îndepărtat al acestei intruziuni, îl reprezintă fenomenele de metasomatoză pe care le-am amintit la descrierea gnaiselor granitoide și a rocilor aplitice.

După faza paroxismală orogenică, sedimentarea continuă în timpul Carboniferului inferior într-o fosă, redusă ca întindere; materialul pelitic care se depune acum va suferi un metamorfism foarte slab dînd naștere complexului filitelor (Poieni-Roșcani). Acest metamorfism are loc în faza sudetă de cutare. Structurile plicative (B₃) care iau naștere au direcția N-S deci aproape perpendicular pe direcția structurilor mai vechi (B₁ și B₂).

Formațiunile devoniene și siluriene metamorfozate, devenite rigide, se fisurează puternic, după direcția aproximativ N-S. În lungul unor fracturi principale are loc formarea unor depresiuni de tip graben cum ar fi depresiunea Reșița-Moldova Nouă în care se continuă sedimentarea în condiții geologice specifice, începînd din Carboniferul superior și pînă în Cretacicul superior. Evoluția geologică a zonei sedimentare amintită a fost studiată și descrisă detaliat de G r. Răileanu, S. Năstăseanu și V. Mutihac între 1954 și 1957 și de C. Boldur și Alexandra Boldur în 1958. Presupunem că în timpul Jurasicului superior și al Cretacicului inferior, cristalinul din Locva era acoperit de ape ca și cristalinul de la Ocna de Fier—Dogenecea.

Pentru cristalinul supragetic mai este important de menționat că în timpul orogenezei alpine fracturile N-S, apărute încă în faza sudetă, se reactivează. În lungul lor cristalinul este împins din spre est peste depozitele sedimentare ale zonei Reșița-Moldova Nouă. Aceste fracturi constituie în faza laramică căi de acces pentru magmele banatitice. La contactul cu intruziunile banatitice cristalinul suferă transformări specifice. La



oarecare distanță de corpurile intruzive, dar sub acțiunea căldurii degajate de acestea și a presiunii tangențiale din timpul împingerii spre est, mineralele micacee din cristalin recristalizează pe planele de forfecare (S_3). Este ultima fază de metamorfism a cristalinului din Locva.

Începînd din Sarmațian, cristalinul Locvei formează o peninsulă care limitează spre sud „golful Ilidia”.

Mișcările verticale s-au continuat și după sedimentarea sarmațiană în lungul sistemului de fracturi N-S, tot în sensul împingerii compartimentelor vestice peste cele estice.

Expusă timp îndelungat eroziunii, această peninsulă a fost treptat peneplenizată.

Depozitele pleistocene de pietrișuri și cele loessoide holocene, de pe versanții masivului, au un caracter deluvial-proluvial.

În ceea ce privește prognoza economo-geologică a masivului, aceasta va avea în vedere posibilitatea existenței unor eventuale acumulări de oxizi de fier în complexul șisturilor tufogene-magmatogene bazice (faza metalogenetică variscă) și a unor eventuale mineralizații neferoase și aurifere legate de metalogeneza banatitică.

BIBLIOGRAFIE

- D'Amico C. (1964) La metamorfiti della Valaugana occidentale. *Miner. et Petrogr. Acta*. X, 1–24.
- Angel Fr. (1965) Retrograde Metamorphose und Diaphorese. *N. Jb. Miner. Abh.* 102, 2, Stuttgart.
- Aubouin J. (1959) Contribution à l'étude géologique de la Grèce Septentrionale : les confins de l'Epire et de la Thessalie. *Ann. Géol. de pays Hell.*, X, Athènes.
- Barth T. F. W. (1951) The feldspar geologic thermometers. *N. Jb. Miner. Abh.* B. 82, H, 1/2, Stuttgart.
- (1955) Temperature de formation des certains granites precambriens de la Norvège Meridionale. Les échanges de nature au cours de la genèse des roches grenues acides et basiques. (*Colloques internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique LXVIII/1955*). Paris.
- Behr H. J. (1961) Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse der sächsischen Granulitgebirges. *Freib. Forschh.* C. 119, Berlin.
- (1965) Zur Methodik tektonischer Forschung im Kristallinen Grundgebirge. *Ber. geol. Ges. D.D.R.* Dd. 10, H 2, Berlin.
- Boldur C., Stanciu I., Stillia Al. (1964) Citeva date noi privind geologia regiunii Sasca-Tilva Cerbului (zona Reșița-Moldova Nouă, Banat). *D. S. Inst. Geol.*, vol. L, part. II-a (1962–1963). București.
- Böckh J. (1888) Das Auftreten von Trias Ablagerungen bei Szászkabánya. *Földt. Közl.* XVIII, p. 280, Budapest.



- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage (Methoden von Paul Niggli). Ed. Birkhäuser, Basel și Stuttgart.
- Chayes F. (1948) A Petrographic Criterion of the Possible Replasement Origin of Rocks. Amer. J. Sc. 246, 413–425, New-Haven, Connecticut.
- (1949) On Correlation in Petrography. J. Geol. 57, 234–254. Chicago.
- Ciocirdeleanu R., Socolescu M. (1969) L'évolution de l'écorce terrestre en Roumanie. Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., série de Géoph., 13, 1, București.
- Codarcea Al. (1930) Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocaș de Fier-Bocșa Montană (județul Caraș, Banat). An. Inst. Geol. Rom., XV, București.
- (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du plateau de Mehedinți. An. Inst. Geol. Rom., XX, București.
- Lupu M., Dessila-Codarcea Marcela, Lupu Denisa (1967) Unitatea supraregională în Carpații Meridionali. Stud. Cerc. Geol. Geogr. seria Geol., 12, 2, București.
- O'Connor J. T. (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. Prof. Papers. Geol. Surv. Res., 525-B, pp. B. 79. Washington.
- Götta B. v. (1864) Erzlagerstätten im Banat und in Serbien, Ed. W. Braumüller, Wien.
- Derrick Howie & Zussmann (1965) Rock Forming Minerals, III, p. 103–114. Ed. Longmans Co, London.
- Derek P. & Treagus J. E. (1967) On the geometry of S – shaped inclusion trails in garnet porphyroblasts. Mineral. Mag. 36, 279, 453–456, London.
- Dessila-Codarcea Marcela, Codarcea Al. (1968) Considerații asupra paleolitologiei și paleotectonicei zonelor de șisturi cristaline din partea de sud-est a Banatului. Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Acad. R.S.R., 13, 1, 17–23, București.
- (1967) Contribuții la evoluția prealpină a unora dintre masivele cristalofiliene din România. Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Acad. R.S.R., seria Geol. 2, 12, p. 297–310, București.
- Dewey H. & Flott J. S. (1911) Some British pillow-lavas and the rocks associated with them. Geol. Mag. VIII, p. 202–249, Oxford.
- Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrdă și Lupșa (Bazinul superior al Arieșului). An. Com. Geol. XXXI, p. 51–112, București.
- Dressler-Kaden F. K. (1948) Die Feldspat-Quartz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Miner. Petr. Einzeldarst. 1, Ed. Springer, Berlin.
- Fabries J. (1963) Les formations cristalline et métamorphiques du Nord-Est de province de Seville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques. Ann. E.N.S.G. Mémoire No. 4. Nancy.
- Fairbairn H. W. (1934) Spilite and the Average Metabasalt. Ann. J. Sc. XXVIII, 158, p. 92–97, New-Haven, Connecticut.
- Gheorghită Ioana (1971) Apercu sur le déroulement des processus d'altération hydrothermale et sur la métallogenèse associé aux roches banatitiques de Moldova-Nouă (Banat). Acta Geol. Acad. Scient. Hung. 15, pp. 5–12, Budapest.
- Herascu N. (1956) Cercetări geologice în partea de W a masivului cristalin al Leaotei. D. S. Com. Geol., XI. (1952–53), p. 127–135, București.
- Dimitrescu R. (1968) Contribuții petrotectonice la structura Cristalinului Danubian în partea nordică a munților Retezat și Petreanu. An. șt. Univ. Iași, Secț. II b, t. XIV, Iași.
- Dimitrescu R. (1969) Structure des schistes cristallins du massif de Leaota Comunic la ses. științ. a Univ. „Al. I. Cuza”, 23–26 oct, Iași.
- Giurescu C. C., Giurescu D. C. (1971) Istoria Românilor din cele mai vechi timpuri și pînă astăzi. Ed. Albatros, București.

- Giraud P. (1960) Les roches basiques de la région d'Andriamena à Madagascar et leur minéralisation chromifère. *Ann. Geol. Madagascar*, XXVII, Tananarive.
- Giuşcă D. (1962) Contribuții la studiul mineralologic al zăcămintelor de mangan de la Răzoare și Delinești. *Stud. Cerc. Geol. Geogr. Geof., Acad. R.S.R.*, 7, 3–4, p. 545, București.
- Halaváts J. (1880) Zur geologischen Kenntniss des Szörényer Comitates. *Földt. Közl.* X, p. 158, Budapest.
- (1881) Die geologischen Verhältnisse des Locva Gebirges. *Földt. Közl.* XI, p. 200, Budapest.
- Hallimond A. F. (1924) On Stilpnomelan in North Wales. *Min. Mag.*, 20, p. 193, London.
- Hatch F. H., Wells A. K., Wells M. K. (1956) The Petrology of the Igneous Rocks. Ed. Thomas Murby & Co. London.
- Hellner E. & Schürmann K. (1966) Stability of metamorphic amphiboles. The tremolite-ferroactinolite series. *J. Geol.* 74, 322–331, Chicago.
- Hentschel H. (1960) Basischer Magmatismus in der Geosynklinale. *Geol. Rdsch.* 50, p. 33–45, Leipzig.
- Hutton C. O., Turner F. J. (1936) Metamorphic Zones in North-West Otago. *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, 65, p. 405, Wellington.
- (1956) Further Data on the Stilpnomelan Mineral Group. *Am. Miner.*, 41, 7, 8, p. 6–8, Menasha.
- Jones K. A. (1961) Origin of albite porphyroblasts in rocks of the Ben More. Am. Binnein Area, Western Perthshire, Scotland. *Geol.-Mag.* 98, 41–55, Edinburg.
- (1962) Origin of albite porphyroblasts. *Geol. Mag.* 99, 92–93, Oxford.
- Young J., Brousse R. (1959) Classification Modale des Rockes Eruptives. Ed. Masson Cie, Paris.
- Kallenič M. (1966) First Find of Lower Cambrian in Eastern Serbia-Southern Carpathian Mountains. Naucini cobcenia.
- Katada Masato, Sumi Kiyoshi. (1966) Stilpnomelane Co-existing with Biotite in a Ryōke metamorphic rock. *Jour. of Geol. Soc. Japan*, 72, 11, p. 543–544, Tokio.
- Kissling Al. (1967) Studii mineralogice și petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier (Banat). Ed. Acad. R.S.R., București.
- Kräutner H., Kräutner Florentina. (1962) Chimismul zăcămintelor de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscă. *Stud. cerc. Geol. Geof. Geogr.*, 2, VII, p. 369–379, București.
- La Berge, Gene L. (1966) Altered pyroclastic rocks in South African iron-formation. *Econ. Geol.*, 61, 3, p. 372–581.
- (1966) Altered pyroclastic rocks in iron-formation in the Hamersley Range, Western Australia. *Econ. Geol.* 61, 1, p. 147–161, Urbana.
- Lehmann E. (1941) Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel und Oberdevon der Lahnmulde. Wetzlar.
- (1950) Das Keratophyr — Weilburgit — Problem. *Heidb. Beitr. Min.-Petr.* 2, p. 1–166, Heidelberg.
- Maier O., Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1964) Structura geologică a regiunii Teliuc-Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscă). *D.S. Inst. Geol.* XLIX/1, București.



- Solomon I. (1967) Rocile eruptive metamorfice din partea de vest a masivului Poiana Ruscă (Nădrag-Hăuzești). *Stud. Cerc. Geol. Geogr., Geof.*, seria *Geologie*, 12, 1, 1, Ed. Acad. R.S.R. București.
- Căulea V. (1968) O nouă metodă optică de determinare a vîrstei relative a granitelor aplicată unor granite din România. *D.S. Inst. Geol.* LIII/3, București.
- Solomon I., Vasilescu G. (1968) Stratigrafia cristalinului epimetamorfic din partea de nord a masivului Poiana Ruscă (regiunea Poieni-Bâtrâna-Roșcani). *D.S. Inst. Geol.* LIV/1, București.
- Kräutner H. G., Kräutner Florentina, Mureșan M., Mureșan Georgea. (1969) Stratigrafia și structura formațiunilor epimetamorfice din zona mediană a masivului Poiana Ruscă (regiunea Teliuc-Ghelar-Vadu Dobrii). *An. Com. Geol.* XXXVII, București.
- (1969) Stilpnometangesteine des Locva-Kristallins (Rumänien). *N. Jhb. Miner. Abh.* 110, 2, 199–209, Stuttgart.
- Marka G. (1869) Einige Notizen über das Banater Gebirge. *Jhb. K.K. geol. R.A.* XIX, Wien.
- Mihеev V. (1957) Röntgenometricheskii opredeliteli mineralov. Moskva.
- Milovanović B., Čiric B. (1968) Carte géologique de la R.S. de Sérbie, feuille Vršac-Oršava, 1 : 200.000, *Inst. Rech. Geol. Geoph.* Belgrad.
- Mrazec L. (1899) Despre clasificarea cristalinului din Carpații Meridionali. *Bul. Soc. Șt.* 6, București.
- (1931–1932) L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates Roumaines. *Zvláštní otisk ze sborníku státního geologického ústavu C.R.*, X., Rochík, Praha.
- (1903) Sur les schistes cristalline des Carpathes meridionales. *Congr. geol. int. C.R. IX session*, Vienne.
- Murata K. J. (1960) A new method of plotting chemical analysis of basaltic rocks. *Amer. Journ. of Sc.* 258 A ; vol. Bradley, p. 247–252, New-Haven, Connecticut.
- Murgoci G. (1910) Sinteză geologică a Carpaților de sud. *D.S. Inst. Geol.* I, București.
- Mutihac V. (1957) Contribuții la cunoașterea Cretacicului inferior dintre valea Misișului și valea Nerei (Banat). *Acad. R.S.R., Bul. Șt. Secția Geol.-Geogr.* II/2, București.
- Năstăseanu S. (1964) Prezentarea hărții geologice a zonei Reșița-Moldova Nouă, scara 1.100.000 *An Com. Geol.* XXXIII, București.
- Niggli (1956) Stilpnometelan als gesteinbildendes Mineral in den Schweizer Alpen. *Schw. Miner. Petr. Mitt.* 36, 2, p. 511, Zürich.
- Brückner W., Jäger Emilie. (1956) Über Vorkommen von Stilpnometelan und Alkali Amphibol als Neubildung der alpidischen Metamorphose in nord-helvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs (östliche Zentralschweiz). *Eclog. Geol. Helv.* 42, 2, p. 496, Basel.
- Niggli C. R. (1965) Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnometelan, Alkali Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). *Eclog. Geol. Helv.* 58, 1, Basel.
- Nockolds S. R., Allen R. (1953) The geochemistry of some igneous rock series. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 4, p. 105–142, London.
- Papiu C. V. (1956). Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- Pavelescu L., Răileanu Gr. (1961) Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'autochtone des Carpates Meridionales. *Congr. V, Assoc. Geol. Carp.-Balk.* II, București.



- (1959) Geologia Carpaților Meridionali. *Anal. Rom.-Sov., seria Geol.-Geogr.* I—II, București.
- Maier O., Kräutner H., Mureșan M., Kräutner Florentina. (1964) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Rușchița (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol.* XXXIV, partea 1—2, București.
- Pavelescu Maria. (1969) Zonal correlations in the crystalline schists of the Southern Carpathians. *Acta Geol. Acad. Seien. Hung.* 13, p. 303—313, Budapest.
- Pięptała V. (1968) Considerații mineralogice asupra zăcământului de minereu complex de la Moldova Nouă (sectorul de Nord). *D.S. Inst. Geol.* LIII/3 (1965—1966), București.
- Platen H. v. (1965) Kristallisation granitischer Schmelzen. *Beitr. z. Mineralogie u. Petrographie* 11, 334—381, Berlin.
- Radu-Mercus Anna. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Dogncea (Banat). Notă preliminară. *Bul. Inst. Petr. Gaze, Geol.* VIII, București.
- Răileanu G. r. (1957) Considerații generale asupra geologiei Banatului de vest. *Anal. Rom.-Sov., seria Geogr.* 4, București.
- Năstaseanu S., Dinca A. I. (1961) Geologia regiunii cuprinse între Valea Nerei și Dunăre. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., seria Geol. Acad. R.P.R.* VI/1, București.
- Năstaseanu S., Boldur C. (1963) Date noi asupra limitei tectonice de vest a zonei Reșița (Banat). *Stud. Cerc. Geol. Acad. R.P.R.* 1, VIII, București.
- Redlich K. A. (1906) Der Kiesbergbau Louisenthal (Fundul Moldovei) in der Bukowina. *Öst. Zeitsch. Berg. Hüttenw.* 23, Wien.
- Reinhard M. (1909) Șisturile cristaline din Munții Făgărașului. (Clina Română). *An. Inst. Geol.* III, 1, p. 165, București.
- Roques M. (1955) Étude quantitative des myrmekites. Les échanges de nature au cours de la genèse des roches grenues acides et basiques. *Colloques internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique*, LXVIII/1955, Paris.
- Rozlozník P. U., Emesz K. (1908) Beitrag zur genaueren petrographischen und chemischen Kenntnis der Banatite des Komitates Krassószörény. *Mitt. a.d. Jhberichte K. ung. geol. R.A.* XVI, 4, p. 145—306, Budapest.
- Rössler H. J. (1960) Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. Freib. Forsch. C 92 Mineralogie Lagerstättenlehre. Freiberg.
- Schafarzik Fr. (1913) Revision der Kristallinischen Schiefer des Krassószörényer Grundgebirges in petrographischer und tektonischer Beziehung. *Jhb. K. ung. geol. R.A.* p. 195, Budapest.
- Schréter Z. (1910) Beiträge zur Tektonik des südlichen Teiles des westlichen Krassószörényer Kalkgebirges. *Jhberichte K. ung. geol. R.A.* 134—173, Budapest.
- Schürrmann K. (1967) Hydrothermale experimentelle Untersuchungen an metamorphen monoklinen Hornblenden. Teil II. Zur Stabilität der aktinolitischen Hornblende. *N. Jb. Miner. Mh.*, 11, 346—353, Stuttgart.
- Seki Y. (1958) Glauconitic regional metamorphism in the Kauto Mountains, Central Japan. *Jap. J. Geol. Geogr.* 29, p. 233, Tokio.
- Sikoski B., Makšimović B. (1966) Essai de l'origine de l'histoire structurale de la Serbie orientale entre le Danube et le Timoc. *Bull. Mus. d'Hist. Nat. seria A*, 19—20, Paris.
- Spry A. (1963) The Origin and Significance of Snowball Structure in Garnet. *Journ. Petrology*, vol. 4, 2, p. 211—222, London.
- Gee D. (1964) Some Effects of Palaeozoic Folding on the Precambrian Rocks of the Frenchmans Cap Area Tasmania. *Geol. Mag.* 101, 5, p. 385, Oxford.

- S t r e c k e i s e n A. (1934) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Inst. Geol.* XVI, Bucuresti.
- (1967) Clasification and Nomenclature of Igneous Rocks (Final Report of an Inquiry). *N.Jb. Mitt. Abh.* 107, 2 u. 3, p. 144–240, Stuttgart.
 - N i g g l i E. (1967) Über einige neue Vorkommen von Stilpnomelan in den Schweizer Alpen. *Schw. Miner. Petr. Mitt.* 38, 1, p. 76, Zürich.
 - (1968) Stilpnomelan im Krislallin der Ostkarpaten. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* 48, 3, p. 751–780, Zürich.
- S z á d e c z k y - K a r d o s s E. (1959) Über Migrationserscheinungen magmatischer und metamorpher Gesteinsbildungsprozesse. *Freib. Forschh.* C. 58, p. 66–92, Freiberg.
- T r e n d a l l A. (1961) Origin of albite porphyroblasts. *Geol. Mag.* 98, p. 263–264, Oxford.
- (1962) Origin of albite porphyroblasts. *Geol. Mag.* 99, 94, Oxford.
- T r ü m p y R. (1960) Der Werdegang der Geosynklinale. *Geol. Rdsch.* 50, p. 4–7, Berlin.
- T u d o s e E., C i o c ă n e l e a R. (1968) Interpretarea geologică a înăsurătorilor magnetice efectuate între Dunăre și Stinăpari (zona Reșița-Moldova Nouă). *D.S. Inst. Geol.* LIII/3, București.
- T u r n e r F. J., H u t t o n C. O. (1935) Stilpnomelane and related minerals as constituents of schists from western Otago. — New Zealand *Geol. Mag.* 72, Wellington.
- W a l k e r F., P o l d e r v a a r t A. (1949) Karroo dolerites of the Union of South Africa. *Bull. Geol. Soc. Am.* 60, 4, p. 561–590, New-York.
- W h i t t e n T i m o t h y E. H. (1966) Structural geology of folded rocks. *Rand McNally & Company*, Chicago.
- W i n k l e r H. G. F. (1965) Die Genese der metamorphen Gesteine. *Springer Verl.* Berlin.
- Y o d e r H. S., T i l l e y C. E. (1952) Origin of basalt magmas; an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journ. Petrology*, p. 569–627, London.
- Z l a t a r o v a - T o p L., M u r e ș a n M., N i c o a r a B. (1968) Studiuul rocilor eruptive bazice și ultrabazice din zona Agadici (Banatul de vest). *D.S. Inst. Geol.* LIV/1, București.
- Z w a r t H. J. (1960) The Chronological Sucession of Folding and Metamorphism in the Central Pyrenees. *Geol. Rdsch.* 50, p. 203–218, Berlin.
- * * Inst. Geol.–Geogr. al Acad. R.S.R. Geografia văii Dunării românești. Ed. Acad. R.S.R., București, 1969.

GEOLOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN IM KRISTALLINEN MASSIV LOCVA

(Zusammenfassung)

Allgemeines

Das Kristalline Massiv Locva liegt im süd-westlichen Grenzgebiet Rumäniens, in dem Dreieck das die Nera im Norden, die Donau im Süd-Westen und die Oravița – Überschiebungslinie im Osten, bildet.

Die Kristallinen Formationen werden am nördlichen und am südlichen Abhang von jungtertiären Ablagerungen und von quartärem Loess bedeckt; im Osten stehen sie in tektonischem Verhältnis zu den paläo-und mesozoischen Formationen der Reșița-Moldova Nouă-Zone; längs der Nord-Süd streichenden Oravița-Überschiebung wurden diese Formationen von banalitischen Eruptivkörpern durchsetzt in derer Kontakthof sich die Erzlagerstätten von Moldova Nouă und Sasca Montană bildeten.



Stratigraphie und Petrographie des Loeva-Kristallins

Detaillierte geologische Kartierungen ermöglichen es eine untere vorwiegend terrigene Serie — die Locva—Serie, von einer oberen, hauptsächlich tuffogen-magmattogenen Serie — die Lescovița—Serie, zu unterscheiden. Die Locva-Serie konnte wiederum in zwei Komplexe gegliedert werden: der untere Gneis-komplex (E_1) und der darüber lagernde Albitporphyroblastenschiefer-Komplex (E_2). Die Lescovița—Serie die über der ersteren diskordant lagert, beginnt mit einem basischen Tuffogen-magmatogenen Schiefer-Komplex (E_3). Es folgt nach oben der Terrigene Schiefer Komplex E_4 und dann abermals ein Tuffogen-magmatogenschiefer-Komplex den wir den Stilpnomelanschiefer-Komplex nannten (E_5).

Schematisch, ist die stratigraphische Folge im Locva-Kristallin folgende :

B) Lescovița-Serie (Mittleres und oberes Devon)	E_5 Stilpnomelanschiefer Komplex
A) Locva-Serie (Sillur± Ordovizium)	E_4 Terrigene—Schiefer—Komplex
	E_3 Tuffogen-magmatogene Schiefer-Komplex
	E_2 Albitporphyroblastenschiefer-Komplex
	E_1 Gneis-Komplex

A) Die Loeva-Serie

Diese Serie ist durch die grosse Verbreitung des Albites gekennzeichnet.

Zwischen ihren beiden Komplexen gibt es keine wesentliche Unterschiede und die genaue kartographische Trennung dieser ist nicht möglich. Doch wird in den unteren Lagen der Serie der mineralogische Bestand allmählich Feldspataltiger und ärmer an Glimmermineralien. Diesen unteren Teil nannten wir den Gneis Komplex.

E_1 Gneis Komplex

Dieser Komplex besteht hauptsächlich aus Albitgneis mit Muskovit-Chlorit-Albit-Schiefer, Quartzschiefer und dünnen Aktinolithschiefer-Zwischenlagerungen.

Er ist im nord-östlichen Teil des Massivs, westlich von Sasca Montană in unmittelbarer Nähe der Oravița-Ververung verbreitet.

Die Mineralassoziationen Aktinolith-Epidot der Aktinolithschieferzwischenlagerungen und Muskovit+Chlorit+Quarz der Metapelitischen Gesteine zeugen von einem schwach metamorphen Stadium der Regionalmetamorphose.

Wie die Bohrungen von Potoc zeigten, wird der Komplex in der Nähe der Überschiebung von banattitischen Eruptivgängen, durchsetzt.

Im Kontakthof dieser Gänge rekristallisierte das in den Schiefern vorhandene Albit (oder Oligoklas). Auf den Scherflächen, parallel zu der Hauptverwerfung, kristallisierte Muskowit (Phengit) und Chlorit. Es entstand dadurch eine neuere Schieferung (S_3) die auch das neugebildete Albit durchsetzt. Das Alter dieser Schieferung, also auch der neugebildeten Minerale (Phengit und Chlorit) ist laramisch; ihre Entstehungstemperatur liegt bei $440^\circ \pm 10^\circ$ C/2 Kb.

Die nematoblastische Struktur der Aktinolithschieferzwischenlagerungen wird von einer Hornfels-Struktur überprägt. Auch hier ist eine Umkristallisierung bemerkbar.

Die Hornfels-Paragenese Biotit + Cordierit (pinnitisiert) deutet darauf hin, dass die Temperatur im Kontakthof — $525 \pm 10^\circ$ C/2 Kb erreichen konnte.



E₂ Albitporphyroblastenschiefer-Komplex

Es gibt einen allmählichen Übergang vom unterem Komplex zu dem darüberliegenden. Die untere Grenze des Albitporphyroblastenschiefer-Komplexes liegt beiläufig dort, wo die Muskowit-Chlorit-Schiefer überwiegend sind. Örtliche, lithologische Faziesvariationen konnten dabei nicht berücksichtigt werden.

Das meist verbreitete Gestein dieses Komplexes sind die Muskowit-Chlorit-Albitporphyroblastenschiefer. Der mineralogische Bestand des Gesteins weist immerhin noch 40–50 % runde, egyptische oder nahezu idiomorphe Albitporphyroblasten auf. (Gesteinsmodus auf Seite 31). Die Porphyroblasten enthalten Schlieren von zahlreichen unregelmäßig länglichen Körnern eines Eisenoxides (Magnetit ?) die sich auch in der Quarz-Muskowit-Chloritgrundmasse fortsetzen und mit dieser zusammen ein fein gefälteltes S₂ bilden. Senkrecht zu diesen Schieferungsflächen, ist ein von neuem Chlorit gebildetes S₃ zu beobachten.

Chlorit-Kalzit-Albitporphyroblastenschiefer kommen als Zwischenlagerungen in den oben erwähnten Muskovit-Chlorit-Albitporphyroblastenschiefern vor. Sie bestehen aus einer Chlorit-Kalzitgrundmasse mit über 50 % Albitporphyroblasten. Als Einschlüsse in diesen wurde: Titanit, Zoizit und Serizit beobachtet die ein klares inneres S₂ bilden. In wahrscheinlich Alpin umkristallisierten unregelmäßigen Porphyroblasten sind die Einschlüsse ungeregelt.

In den Albitporphyroblastischen Quarzschiefern sind die Porphyroblaste in Richtung einer älteren metamorphen Schieferung (S₁) gestreckt die zu der Hauptschieferung S₂ in einem Winkel von nahezu 90° verläuft (Tafel IV, Abb. 3).

In den Albitschiefer Einlagerungen führen die isometrischen Porphyroblaste Magnetit und Epidoteinschlüsse mit helizytischer Struktur (S₁). Ausserhalb der Porphyroblasten werden die Schlieren durch Phengit und Magnetit fortgesetzt. Sie werden nur von alpin kristallisiertem Quarz und Chlorit unterbrochen (Abb. 6). Ausser den synkinematischen Albitporphyroblasten ist auch ein nahezu idiomorphes neueres Albit- ohne Einschlüsse zu beobachten.

Schieferige Quarzteinlagerungen kommen selten vor; bemerkenswert an ihnen ist das reliktsedimentäre Gefüge.

In der oberen Hälfte des Komplexes sind noch die dünnen und selten vorkommenden Grünschieferzwischenlagerungen zu erwähnen mit folgenden wichtigsten Abarten: Aktinolith-Chlorit-Epidot-Albitschiefer, Chlorit-Epidot-Albitschiefer.

B) Die Lescovița-Serie

E₃ Basische tuffogen-magmatogene Schiefer-Komplex

Die Lescovița-Serie beginnt mit einem Schiefer-Komplex der vorwiegend aus basischen tuffogen-magmatogenen Gesteinen besteht. Die untere Grenze des Komplexes bilden die ersten massiven Erscheinungen dieser Gesteine die stellenweise mit einem faneroblastischen Gneis verzahnt vorkommen. Diese Gesteinsassoziation ist für einen unteren stratigraphischen Horizont kennzeichnend und kann als Beweis einer stratigraphischen Diskordanz betrachtet werden.

Dieser Komplex hat, zufolge einer nahezu horizontalen Struktur, eine weite Verbreitung im Loeva Massiv.

Der faneroblastische Gneis wurde seiner mineralogischen Zusammensetzung wegen, als Granitoideer Gneis beschrieben (Integrierter und berechneter Modus auf Seite 36 u. 37). Das Verhältnis Q : Ab : Or = 61 : 34 : 5 bei normativem Ab/An = 3,2 ist für keine eutektische Zusammensetzung kennzeichnend was mit den geologischen Verhältnissen zum Nebengestein und der Koexistenz von Mikroklin-Chlorit, im Einklang ist. Dieses Mineralepaar deutet auf eine

verhältnismässig niedere Kristallisierungstemperatur hin (450°C) Gefügekundliche Erwägungen (statisch kristallisierter, idiomorpher Mikroklin-Mikroperthit in einer kynematisch kristallisierten Grundmasse Abb. 8 u. 9) lassen auf eine Entstehung *in situ* schliessen.

Der migmatische Ursprung des Gesteins wird auch durch reliktisches Sedimentärgefüge des Paläosomas, durch die chemische Zusammensetzung (Seite 40) und durch die errechneten Niggliwerte (hohes qz, stark positives t) bestätigt (Abb. 10, 12 und 33).

A p l i t i s c h e G e s t e i n e kommen im Norden des Massives und nur im Komplex E₃ vor. Sie bestehen aus Plagioklas (An 30), Myrmekit, Mikroklin-Perthit, Quarz, hellem und dunklem Glimmer. Im Dünnschliff konnten folgende Varietäten unterschieden werden :

aplitische Gneise (berechneter Modus S. 43), massige Aplite (berechneter Modus S. 44), myrmekitische-aplithische Gneise (mit zonalem und unzonalem Plagioklas S. 45) und myrmekitische Kataklastite.

Aus den chemischen Analysen geht hervor, dass die Varietäten verschiedenen Ursprungs sind : die massigen Aplite bildeten sich aus einem Gestein granitischer Zusammensetzung, die Gneisaplite aus einem pelitopsamitischen Gestein. Die Bilanz der Standartzelle (nach Barth) dieser beiden Gesteinstypen zeigt einen Überschuss an K und Na im massigen Aplit, gegenüber eines Überschusses von Mg und Al im Gneisaplit (S. 47). Da eine Anatexie *in situ* ausgeschlossen ist, schliessen wir auf eine alkalische-metasomatische Umwandlung des Ausgangsgesteins (Pelito-psamite, Porphyroide u.a.) in Verbindung mit einem vermutlich in der Tiefe liegenden Granit. Es folgte eine SiO₂ Zuführ, der die Myrmekitisierung zu verdanken ist.

Aus den Beziehungen der Aplite zum Nebengestein, und den mineralogischen Verhältnissen im Dünnschliff zu schliessen, sind die Aplite jünger als die Schiefer des Komplexes E₃ : sie kristallisierten in einer postkynematischen Phase, wahrscheinlich tarde oder postherznisch. Eine spätere alpine Entstehungszeit ist aber auch nicht ausgeschlossen : der Zement einer Breccie die im Aplit vorkommt, enthält zahlreiche Überreste von Echiniden.

Saure metaeruptive Gesteine. In der Nähe der oberen Grenze des Komplexes kommen mehrere länglich linsenförmige Porphyroidkörper vor. Das Gestein besteht aus einer felsischen Grundmasse und idiomorphen, verzwillingten Plagioklas (An 30) sowie bipyramidalen, korodierten Quarzeinsprenglingen (Abb. 11). In manchen Abarten fehlen die Quarzeinsprenglinge, in anderen fehlt der Plagioklas (Tabel VII, Abb. 2). An anderen wieder ist neben Quarz und Plagioklas auch Mikroklin-Mikroperthit vorhanden. In allen Varietäten kommt in geringer Menge Serizit, Chlorit und Epidot vor.

Die errechnete mineralogische Zusammensetzung eines Mikroklinhaltigen Porphyroides (S. 51) weist einen etwas zu hohen Gehalt eines zu sauren Plagioklasses auf, kann aber noch gut zur mineralogischen Klassifizierung des Gesteins gebraucht werden ; der wahrscheinlichere An-Gehalt (UT-Messungen) des Plagioklasses wird auf Seite 53 wiedergegeben.

Die Porphyroide können folglich aus sauren bis intermediären Efusiva abgeleitet werden,

Das Verhältnis Q: Ab : Or entspricht demjenigen einer eutektischen Schmelze mit Ab/An = ∞ bei einer T = 675°C und P_{H₂O} = 2 Kb (Abb. 13).

Ebenfalls im oberen Teil des Komplexes wurde ein Leithorizont wechsellagernder basischer und saurer tuffogener Schiefer, kartiert (Abb. 14 u. 15). Die sauren tuffogenen Schiefer bestehen aus einer quarz-albitischen felsischen Masse mit etwas Klinozoit, Chlorit und hellem Glimmer (errechneter Modus auf S. 57). Aus der chemischen Analyse ist ein Überschuss an Al₂O₃, sowie ein sehr niederer K₂O Gehalt ersichtlich. Die Projektion der Niggli-sowie anderer berechneter Werte, fallen ins Bereich der tonigen Sedimente (Abb. 10, 12 u. 23).



Basische Metaeruptiva. Man kann im E₃ Komplex zwei stratigraphische Horizonte basischer Metaeruptiva kartographisch trennen: der untere 2500 m mächtige, in dem sie mit den grani-toiden Gneisen verzahnt und der obere 1500 m mächtige Horizont in dem sie wechsellarnd mit den sauren tuffogenen Schiefern, vorkommen. Mit freiem Auge können grobkörnige (Metagabbro) von feinkörnigen (Metatuff) Metaeruptiva unterschieden werden. Der Metagabbro (peridotitisch und dioritisch) ist hauptsächlich im unteren Horizont anzutreffen. Der Metatuff ist in beiden Horizonten anwesend.

Sowohl in dem peridotitischen als auch in dem dioritischen Metagabbro ist eine ursprüngliche magmatische Struktur gut erhalten. Sie wurde von einer metamorphen Struktur (Regelung des neugebildeten Aktinoliths) überprägt. Die Hornblenderelikte sind pseudomorph nach einem Ca-haltigen Pyroxen.

Basische Metatuffe. Unter diesem Sammelnamen beschrieb ich sämtliche Grünschiefer dieses Komplexes die wegen mangelnder Reliktstruktur aber auch aus chemischen Erwägungen von basischen Tuffen als Ausgangsgestein abgeleitet werden können. In einzelnen Fällen jedoch, konnte ein doleritisches Restgefüge im Dünnschliff beobachtet werden und in einem Aufschluss eine klare pillow-lava Struktur (Abb. 51). Nach mineralogischen Gesichtspunkten kann man von Aktinolith-Epidot-Albit-Schiefern, Chlorit-Epidot-Albitschiefern und Chlorit-Albit-Kalzitschiefern sprechen.

Die terrigenen Schiefer die sich, außer den schon erwähnten Gesteinsarten, an der lithologischen Zusammensetzung dieses Komplexes beteiligen, sind Albitporphyroblastische-Muskovit-Chloritschiefer (die denjenigen des E₂ Komplexes sehr ähnlich sind), Albitporphyroblastische Chloritschiefer (den basischen Grünschiefern sehr ähnlich) und serizitische Quarz-Albit-schiefer.

E₄ Terrigene-Schiefer Komplex

Über dem Tuffogen-Magmatogenen Schiefer Komplex lagert ein Komplex typisch sedimentogener Schiefer. Er besteht hauptsächlich aus Chlorit-Quarztschiefern, Quarzit und Graphitschiefern. Pelitische Zwischenlagerungen sind verhältnismäßig selten in diesem beiläufig 850 m mächtigen Komplex schwach metamorphosierter, psammitischer Ablagerungen.

E₅ Stilpnometanschiefer Komplex

Mit diesem Komplex wird die Lescovița-Serie wahrscheinlich abgeschlossen. Sein Hantiges ist unbekannt da es von tertiären und quartären Formationen überlagert wird. Der Stilpnometanschiefer Komplex liegt diskordant über dem E₄ Komplex. Seine lithologische Zusammensetzung besteht ähnlich dem E₃ Komplex aus basischen und sauren magmatogenen und tuffogenen Schiefern, die hauptsächlich die untere Hälfte des Komplexes einnehmen und nach oben hin von terrigenen Schiefern abgelöst werden. Zwischen den terrigenen und den sauren magmatogenen Schiefern einerseits und den basischen Metaeruptiva anderseits ist eine Verzahnung bemerkbar. Mit den metaeruptiven Gesteinen vergesellschaftet, kommen mehrere Zwischenlagerungen eines Stilpnometanphyllites vor.

Ein wesentlicher Unterschied zwischen den basischen Metaeruptiva der E₃ und E₅ Komplexe besteht darin, dass sie in letzterem hauptsächlich durch Metadolerite vertreten sind; dieser Gesteinstypus kommt im ersten nur selten vor. Dafür aber sind die Metagabbros im E₅ Komplex seltener als im unteren E₃ Komplex.



Im Metadolerit ist die ursprüngliche magmatische Struktur durch die doleritische Anordnung einer nahezu farblosen Hornblende und des Plagioklasses (An 30) gut erhalten. Sie wird im wesentlichen durch Regelung des neugebildeten Aktinoliths, des sauren Plagioklasses und der Titanitschlieren metamorph überprägt. Die Zusammensetzung des Plagioklasses variiert von 26–35 % An (S. 71).

Die Doleritsills werden von basischen Metatuffen begleitet.

Die sauren Metaeruptiva werden durch Metadazite vertreten in derer quarz-albitischer felsitischer Grundmasse relikte Einsprenglinge von bipiramidalem Quarz und polisynthetisch verzwilligtem Plagioklas (An 25) beobachtet wurden. Außerdem enthält die Grundmasse noch einen nach Biotit neugebildeten Chlorit, Serizit, und Stilpnomenan (Abb. 19).

In den dazitischen Metatuffen fehlen die Quarz und Plagioklaseinsprenglinge. Der Stilpnomenan kristallisierte posttektonisch auf Scherflächen (Abb. 20.).

Stilpnomenanphyllite. Dieses im Dünnschliff filzig ausschende feinkörnige aus Stilpnomenan, Quarz, Albit, Titanit, Epidot und Apatit bestehende Gestein (Pauschalanalyse, Niggliwerte, und errechneter Modus auf S. 75) bildete sich wahrscheinlich aus einem basischen Tuff. Der Ausgangsbestand dieses Gesteins wurde premetamorph, postmagmatisch abgeändert (Näheres über den Stilpnomenanphyllit- und den Stilpnomenan selbst in N. Jh. Miner. Abb. 110, 2, 1969, 199–209).

Epidotite. Die Epidotite kommen selten auf Klüften, Schieferungsflächen (S_1), Boudinagehöhlräumen, als postkynematisch kristallisiertes Gestein vor. Alter und genetische Zusammenhänge sind nicht geklärt; sie könnten zu den postmagmatischen Erscheinungen des laramischen Magmatismus gehören.

Die terrigenen Schiefer, die im unteren Horizont dieses Komplexes (E_3) mit den Metaeruptiva wechseltlagern oder verzahnt vorkommen, bilden in der oberen Hälfte des Komplexes einen terrigenen Horizont. Es sind überwiegend mehr oder weniger Graphithaltige Chlorit-Serizit-Albitschiefer. Der Albit ist nicht porphyroblastisch entwickelt.

Geochimische Diskussion der Metaeruptiva

Zwecks genauerer Bestimmung der Metaeruptiva wurde aus der Pauschal-analyse der angepasste mineralogische Bestand, sowie verschiedene Werte (Niggli, Q L M, ACF-A'KF u.a.) errechnet.

Die chemische Zusammensetzung und die Niggliwerte der 10 analysierten „Grünschiefer“, sind in der Tabelle II widergegeben. (Nummer der Gesteinsprobe, mineralogisch bestimmter Gesteinstypus und Fundort auf S. 86).

Schon aus einem Vergleich des Gesteinschemismus geht hervor dass :

der SiO_2 Gehalt von Metadolerit zu Metagabbro und Metatuff steigt ;

der MgO Gehalt vom Metagabbro zum Metadolerit fällt und viel niedriger in den Metatuffen ist ;

der CaO Gehalt der Metagabbros und Metadolerite hat ähnliche Werte und ist viel kleiner bei den Metatuffen ;

der Na_2O Gehalt steigt vom Metagabbro zu Metadolerit und Metatuff ; bei den ersten zwei überschreitet er jedoch 4 % nicht.



Die Zugehörigkeit der Metagabbros und Metadolerite zu derselben magmatischen Reihe ist schon aus diesen Angaben ersichtlich.

Aus den Diagrammen der Niggliwerte al , alk , c/fm (Abb. 25), $T (-T) - c$ (Abb. 26), $s_i - (c + alk)$ (Abb. 27), $ti = 10 mg$ (Abb. 28) entnimmt man, dass das Ausgangsgestein der Metagabbros und Metadolerite (No. 4695, 1173, 3251, 5032, 545) tatsächlich Magmatite waren; die Gesteinsprobe No 3569 könnte einem metamorphosierten Magmatit, No 2280 und 3513 metamorphosierten Magmatiten oder basischen Tuffen entsprechen; letztere wurden aber offensichtlich prämetamorph, entweder durch Assimilation von Sedimenten oder durch postmagmatische Vorgänge, abgeändert. Die Albit (oder Oligoklas) Porphyroblasten-Schiefer sind zweifellos metamorphosierte Sedimente.

Auf Grund der Niggliwerte (Abb. 30) gehören die bazischen Metaeruptiva des Locva-Massivs einer kalkkalginen Reihe dem c-gabbroiden und dem miharaitischen Magmentyp an.

Verglichen mit basischen, nicht metamorphosierten Gesteinen sind die Metadolerite des Locva Massivs chemisch den Doleriten der Provinz Sevilla sehr ähnlich, die Metagabbros jedoch unterscheiden sich von den Gabbros derselben Provinz, wesentlich. Ihre chemische Zusammensetzung ist derjenigen der Hawaibasalte sozusagen identisch.

Im Al_2O_3/SiO_2-MgO Diagramm (Murata, 1960) fällt der Metadolerit in die Nähe der Alkalibasalt-Trahit Kurve, der Metagabbro zwischen die Alkalibasalt und die Toleit-Serie (Abb. 32).

Im $FeO-MgO-(Na_2O + K_2O)$ Diagramm zeigen die Metaeruptiva des Locva-Massivs die selbe Differenzierungstendenz wie sie von Walker u. Poldervaaarts Kurve (1949) veranschaulicht wird (Abb. 33).

Die als saure Metaeruptiva beschriebenen Gesteine werden klar ins Feld der magmatischen Gesteine projektiert (Abb. 10 u. 23). Bei zwei der analysierten Porphyroide ist t schwach positiv was mit Assimilation von Nebengestein gedeutet wird. Die chemische Bilanz der Standardzelle dieser Gesteine (nach Barth) bezogen auf diejenige eines nichtkontaminierten Porphyroiden, beweist, dass in dem einen Fall ein basisches (Mg- Fe - Überschuss), im anderen ein sedimentäres (Na, Al, OH Überschuss) Nebengestein assimiliert wurde (S. 100).

Im Differentiationsdiagramm (Variationsdiagramm) zeigen die Kurvenbilder eine gute Korrelation der Metaeruptiven Gesteine des Locva-Massivs mit denjenigen von Oena de Fier und aus der Poiana Ruscă. Es darf daraus auf die Zugehörigkeit zu derselben Magmenreihe geschlossen werden.

Regionale dinamotermische Metamorphose

Bei den basischen Gesteinen ist eine reliktische magmatische Struktur gut erhalten. Sie wird durch gabbroidre oder doleritische Anordnung von Andezin, blau-grünlicher Hornblende und einem Eisenhaltigen Epidot geprägt. Die metamorphe Regelung kommt bei dem feinkörnigen Ausgangsgestein durch die Orientierung regionalmetamorphen Albite, Aktinoliths, Chlorits, Epidots und Titanits besser zum Ausdruck. Diese Mineralparagenese entspricht einer schwachen Metamorphosestufe. Die reliktische Assoziation deutet auf eine unvollkommene Anpassung des Ausgangsgesteins hin; sie entstanden wahrscheinlich durch postmagmatische Umwandlung des ursprünglichen Pyroxens und Plagioklases.

Die schwache Metamorphosestufe wird auch durch die Stilpnomelanphyllit-Zwischenlagerungen und der Paragense Quarz-Kalzit + Chlorit in den Albitporphyroblastenschiefern, betont.



Die Albitporphyroblaste

Die grosse Verbreitung und Beteiligung der Albitporphyroblaste am Mineralbestand der Schiefer in der Locva aber auch der Lescovița Serie, werfen die Frage der Herkunft des Na auf. Die zwei wichtigsten Vermutungen diesbezüglich, wurden im Lichte der im Locva-Massiv herrschenden Verhältnisse, kritisch untersucht:

1. Das Na wurde von aussen eingeführt durch allgemeine metasomatische Zufuhr im Zusammenhang, entweder mit sauren synkristallinen Intrusionen oder mit dem basischen geosynkinalen Magmatismus.

2. Das Na befand sich im Ausgangsgestein, vermutlich ein Ablagerungsgestein.

Für die erste Hypothese gibt es im Locva keine Beweise. Es fand zwar eine alkalische Metasomatose statt, aber in einer tarde oder postkynematischen Phase und hatte ausschließlich ein Wachstum schon vorhandener Porphyroblasten, in unmittelbarer Nähe des granitoiden Gneises zur Folge. Auch im Kontakthof der Banatitinrusionen rekristallisierte ein vorhandener saurer Plagioklas auf den Schieferungsflächen S_2 , während der tarde-alpinen Bewegungen.

Die Herkunft des Na im Zusammenhang mit dem initialen Magmatismus ist auch unwahrscheinlich, da die Albitporphyroblastischen Muskovit-Chloritschiefer selbst keine metamorphosierte basische Gesteine, die Produkte des basischen Magmatismus aber, jünger als die Albitporphyroblastenschiefer, sind. Letztere werden von keinen Feldspatgängen durchsetzt und auch in ersteren sind keine mobilisierungs- oder ähnliche Erscheinungen beobachtet worden. Ausserdem ist die chemische Zusammensetzung der basischen Metaeruptiva der eines nicht-metamorphosierten Dolerites oder Gabbros sehr ähnlich, also ohne jeglichen Na-Überschuss.

Zugunsten der Genese aus sedimentärem Ausgangsgestein sprechen reliktische Strukturen und die chemische Zusammensetzung (Nr. 5030 u Nr. 4119 in Tafel II S. 88) die die eines sedimentären Gesteins ist (Abb. 25, 26 u. 27).

Chemische und Mineralogische Zusammensetzung lassen auf eine plagioklashaltige Grauwacke als Ausgangsgestein schliessen.

Eine eingehende Untersuchung ermöglichte es mehrere Kristallisierungsphasen der Albitporphyroblasten zu unterscheiden.

1. Prädeformative Kristallisation

Fast runde Oligoklasporphyroblaste mit richtungslos verteilten Quarz, Granat und Muskovitein schlüssen und einem mineralogisch unbestimmbaren Parallelgefüge, werden von syndeformativem Glimmer mit Parallelorientierung umgeben (Abb. 37 a).

Die Oligoklasporphyroblaste und ihre Einschlüsse kristallisierten während einer prädeformativen Belastungsmetamorphose, statisch. Das Parallelorientierte unbestimmbare Pulver S_1 entspricht wahrscheinlich der ursprünglichen Schichtung des Ausgangsgesteins (S_0). Das aus Glimmer, Chlorit und Quarz bestehende S_e kristallisierte während der Verformung die auch bei manchen Porphyroblasten eine leichte Plättung bewirkte (Abb. 37 b).

2. Frühsyndeformative Kristallisation, I. Phase

Längliche, gefaltete Albitporphyroblaste mit einem gleich orientierten und gefalteten S_1 stehen senkrecht zu dem Parallelorientierten S_e von Glimmer und Quarz.

Die Albitporphyroblaste und ihr S_1 kristallisierten während einer ersten Verformungsphase; die metamorphe Schieferung S_1 steht in einem nahezu rechten Winkel zu den Schieferungsflächen (S_2) einer neueren synkristallinen Deformation (Abb. 38 a und 38 b).



3. Syndeformative Kristallisation, II. Phase

Die etwas länglichen Albitporphyroblaste sind parallel zur Schieferung S_2 orientiert. Das S_1 besteht aus Aktionolith, Granat und Titanitschlieren die im Kern des Porphyroblasten geradlinig, dem Rande zu aber, gebogen verlaufen. Ausserhalb der Porphyroblaste werden sie durch das aus Serizit, Chlorit, Epidot und Turmalin bestehende, stark gefaltete S_e fortgesetzt. Parallel zur Achsenfläche entsteht eine neue Schieferung (S_3) (Abb. 39).

Die Kristallisation der Porphyroblasten und der Grundmasse begann im Anfangsstadium der Formung. Bei fortgeschritten Deformation rekristallisierten die Minerale der Grundmasse, nicht aber auch die Einschlüsse der Porphyroblasten. Der Vorgang der beiden Kristallisierungen fand in derselben Verformungsphase, auf die Weise die Angel als (1965) „progressiv-finalretrograder Metamorphismus“ bezeichnete, statt.

4. Interdeformative Kristallisation, II. Phase

In der Nähe des granitoiden Gneises, sind die syndeformativen Albitporphyroblaste von einem klaren, gewöhnlich Einschlussfreien Albithof umgeben. Dieser neugebildete Albit kristallisierte statisch in einer interdeformativen Phase. Der syndeformative Glimmer des S_e , ist um die Porphyroblaste geboge (Abb. 40).

5. Tarde deformative Kristallisation, II. Phase

S_2 — parallel gelängte Albitporphyroblaste mit leicht gewelltem Quarz und Epidot und S_1 , sind Kongruent zum S_e .

Der Muskowit dringt in die Albitporphyroblaste, bildet aber keine Einschlüsse in diesen und ist auch nicht um sie gebogen. Es gibt zwischen den Porphyroblasten und der Schieferung keine gegenseitige Beeinflussung (Abb. 41).

6. Tarde deformative Kristallisation, III. Phase

Im Kontakthof der Banatitinusionen rekristallisierte der in den Schiefern vorhandene Albit während der laramischen Phase der alpinen Orogenese. Er schliesst die syndeformativen Minerale der II. Phase ein und zeichnet das ältere Gefüge (S_2) nach.

In derselben Phase kristallisierte Glimmer und Chlorit auf Scherflächen (S_3) die demselben Bruchsystem wie die Oravița-Überschiebung angehören (Abb. 42). Diese letzte metamorphe Kristallisation, der auch der neugebildete Stilpnometan angehört, ist folglich alpinen Alters und beschränkt sich nicht auf die unmittelbare Nähe der erwähnten Überschiebungsfäche, sondern reicht nach Westen mindestens bis zur Naidăș-Verwerfung hin. Zwischen diesen Bruchlinien wurden mehrere andere, wichtige Verwerfungen, die demselben System angehören, kartiert. Den magnetometrischen Anomalien nach zu schliessen, reichen die Banatitinusionen unter den kristallinen Schiefern bis zur Naidășverwerfung (Abb. 50).

Die Paragenesen : Muskowit (Phengit) + Chlorit und Chlorit + Kalzit + Quarz der III. Phase, deuten auf Temperaturen von 400–450°C hin ; im Kontakthof der Banatite erreichten die Temperaturen 400–530°C ($\pm 15^\circ$) (Hornfelsparagenese : Aktinolith + Epidot + Albit + Chlorit + Biotit).

Man kann im Locva-Massiv folglich von mindestens zwei Regionalmetamorphen sprechen die wahrscheinlich in den kaledonischen und den variscischen Deformationsphasen stattgefunden haben. Eine dritte, alpidische metamorphe Kristallisation ist das Resultat der Zusam-

menspielung der von den banatitischen Intrusionen ausstrahlenden Wärme und des an die Überseichbung gebundenen Druckes.

Die Kristallisationfolge der metamorphen Minerale und das Kleingefüge das in den verschiedenen Phasen entstand, sind in Tabelle V (S. 123) zusammenfassend wiedergegeben.

Tektonik

Die plastische Verformung in mindestens zwei Phasen, wird auch durch die unterschiedliche Orientierung der B-Achsen ausgeprägt. Die Grossstruktur streicht SW—NE bis W—E mit süd-östlicher, beziehungsweise südlicher Vergenz. Die Projektion der in den Komplexen E_4 und E_5 gemessenen Linearen ergibt im Diagramm zwei Häufungspole bei N 40°—55°E und N 60°—75°E. Im Komplex E_3 ergibt das Linearendiagramm eine einzige Häufung bei N 50°E.

Die Quarzachsendiagramme ($\perp B$) zeigen unterschiedliche Verformungen der Komplexe E_2 , E_3 und E_5 . Im ersten Fall bilden die Quarzpole in der Nähe des Grosskreises einen Gürtel mit monokliner Symmetrie und in der Nähe der b-Achse zwei Maximen die einem unvollständigen zweiten Gürtel angehören. Im E_3 -Komplex haben wir einen ac — Gürtel mit fast rhombischer und im E_5 -Komplex, einen mit triklinischer Symmetrie. Diese verschiedenen Regelungstypen könnten im Sinne einer tektonischen Tiefenzonalität gedeutet werden. Man kann sie aber auch als verschiedene Teilbereiche der Gesamtstruktur ansehen.

Ein eindeutiges Gesamtbild der Grossstruktur, ist im gegenwärtigen Stand der Forschungen schwer zu erfassen. Es scheint ein allmählicher Übergang der Faltentypen von symmetrischen (oberer Teil des E_5 -Komplexes) über unsymmetrische (im unteren Teil desselben Komplexes) zu isokinalen Liegefalten (E_3 und E_2 — Komplexe) vorzuliegen (Abb. 43—47). Die zwei möglichen Deutungen dieser Struktur wurden in Tafel XIV dargestellt; in beiden Fällen bleibt die Schichtenfolge, im Grossen, dieselbe.

Wie schon erwähnt, wurde das Locva-Kristallin entlang der Oravița-Hauptverwerfung auf die Kreide-Formationen (Velendis-Hauterive) der Reșița-Moldova Nouă — Zone aufgeschoben. Die Verwerferfläche wird von banatitischen intrusiven Körpern durchsetzt; das Alter der Aufschiebung ist folglich post-hauterive und präaramisch. Offensichtlich waren aber Rupturen desselben Störungssystems schon in der variszischen Phase aktiv; sie bewirkten das Absinken der Reșița-Moldova Nouă-Zone. Man kann aber auch mit grosser Wahrscheinlichkeit annehmen, dass die Oravița-Verwerfung während der laramischen Phase oder auch später aktiv war, da längs der Lunca Cernii-Verwerfung mit gleichem Bewegungssinn (nach Codarcea 1967 ist sie die Verlängerung der Oravița-Verwerfung), die mesometamorphen Schiefer der Poiana Ruscă, auf die Dan-Ablagerungen des Rusea Montana-Beckens aufgeschoben sind.

Andere Verwerfungen desselben Systems bewirkten im Locva-Kristallin, auf die gleiche Art, eine Aufschiebung der jeweils westlichen auf die benachbarten östlichen Schollen (Tafel XVI).

Das Locva-Kristallin im Rahmen der westlichen Süd-Karpaten

In der älteren geologischen Literatur werden die „Kristallinen Inseln“ des westlichen Banats und die metamorphen Schiefer der Poiana Ruscă nach Grubenmanns Zoneneinteilung behandelt; danach wurden die höhermetamorphen Schiefer als älter, die schwachmetamorphen als jünger betrachtet. Sowohl die Epi als auch die Mesozone wurden dem Getikum (getische Decke) eingegliedert. Die Korelationsversuche bezogen sich auf diese Tiefenstufeneinteilung.



Die auf Grund stratigraphischer Kartierungen erworbenen Erkenntnisse, ermöglichen es einen neuen Korelierungsversuch der im Locva und in der epimetamorphen Zone des Poiana Ruscă-Massivs unterschiedenen stratigraphischen Schieferkomplexe zu unternehmen. Die Schiefer der, zwischen diesen beiden Massiven befindlichen Regionen, wurden nach den petrographischen Beschreibungen aus der Literatur und nach eigenen Beobachtungen, bezüglich der Ähnlichkeit der Gesteinsassoziationen, in die aufgestellte Schichtenfolge eingereicht. Die paläolithologische Ähnlichkeit der einzelnen Komplexe ist nicht vollkommen, es gibt natürlich litho- sowie metamorphfazielle Variationen, doch ist vom östlichen Ende der Poiana Ruscă (Telieu) bis zu der westlichen Grenze des Massives (Tincova) und von da nach Süden, bis zur Donau, ein Gesteinskomplex mit basischem tuffogen-magmatogenem Charakter klar zu unterscheiden. Seine stratigraphische Lage wurde im Poiana Ruscă und im Locva-Massiv eindeutig bestimmt. Im zwischenraum dieser Massive, sind die Verhältnisse des Komplexes zu seinem Hangenden und oder seinem Liegenden tektonisch.

Im L o c v a - M a s s i v beginnt mit dem basischen tuffogen-magmatogenen Schieferkomplex (E_3) die Lescovița Serie; es folgt nach oben ein dünner Komplex terrigener Schiefer (E_4) und abermals ein Komplex basischer und saurer, tuffogener-magmatogener Schiefer (E_5). Die Lescovița-Serie lagert diskordant über der terrigenen Locva-Serie (Metagrauwacken der Komplexe E_1 und E_2).

In der e p i m e t a m o r p h e n Z o n e d e s P o i a n a R u s că M a s s i v s lagert der basische tuffogene Schiefer-Komplex über metamorphosierten Psamiten und Peliten (die in zwei Komplexe gegliedert wurden) und wird von einem Komplex terrigener Schiefer mit Porphyroiden Zwischenlagerungen überlagert; darüber folgt diskordant der Phyllitkomplex (Poeni-Roșcani). Im untersten terrigenen Komplex wurden auch Albitporphyroblastenschiefer vorgefunden. In der mesometamorphen Zone, im süd-westen des Massivs lagern diskordant über dem Augengneis muskowitische Oligoklas-Albitporphyroblasten Schiefer die denen des E_2 -Komplexes (Locva-Serie) sehr ähnlich sind.

In der k r i s t a l l i n e n „I n s e l“ v o n B r e b u (A r g h i r, 1962) liegen die Porphyroblastenschiefer über der „Gneis-Serie“ und werden von dem „Grünschiefer-Komplex“ überlagert.

Bei O c n a d e F i e r unterscheidet C o d a r c e a (1930) die aus Oligoklasporphyroblasten-Schiefer bestehende Bocișa-Drimoxa Zone und von ihr durch eine Verwerfung getrennt die Buchin-Zone. Letztere besteht aus Plagioklasgneisen in denen die Umwandlung der Oligoklas, -- in Albitporphyroblaste beobachtet wurde. Als Ausgangsgestein der Schiefer dieser beiden Zonen werden pelitische und psammitische Ablagerungen angenommen. Die Buchin Zone ist auf die Grünschiefer Zone aufgeschoben. In dieser aus porphyrogenen, tuffogenen Gesteinen sowie aus Epigranit Epidiorit und Epigabbro bestehenden Zone, konnte C o d a r c e a eine Schuppenstruktur feststellen.

Bei D o g n e c e a beschreibt R a d u - M e r c u s (1962) die Oligoklas-Albitporphyroblastenschiefer im Rahmen der Glimmerparagneis-Serie. Östlich dieser Serie folgen Albitgneise und dann die Phyllit und Grünschiefer Serie (ein schmaler Streifen Graphitphyllite und Serizit Chloritschiefer und eine breitere Chlorit und Aktinolitschiefer Zone).

Z w i s c h e n D o g n e c e a u n d O r a v iț a kartierte C o n s t a n t i n o f (1958) in südlicher Verlängerung der Bocișa-Drimoxa Zone „Muskovit-Biotitparagneise“, östlich davon graphitische Serizit-Chloritschiefer und weiter nach Osten eine von Grünschiefer (Chlorit-Aktinolithschiefer) und Albitporphyroblastenschiefer Zone.

Westlich des O c n a d e F i e r - O r a v iț a Zuges und von diesem durch einen verhältnismässig schmalen Streifen neogener Ablagerungen getrennt, beginnt das K r i s t a l l i n v o n V ā r ā-



die das sich nach Westen, in Jugoslavien, bis Vršac zieht. Im rumänischen Teil beschrieb Constantion (1958) Plagioklasporphyroblastenschiefer mit Amphibolitschiefer-Zwischenablagerungen. Nach der geologischen Karte Jugoslaviens 1 : 200.000, Blatt Vršac, Orşova (1968) folgt unter den Porphyroblastenschiefern eine unterpaläozoische Schieferserie die über, von Graniten durchsetzten Paragneisen, liegt.

Aus dieser kurzen Aufzählung ist ersichtlich, dass im ganzen beschriebenen Raum die epimetamorphen Schiefer mit einer terrigenen Serie (Grauwacken, psamno-pelitische Ablagerungen) beginnen. Diese lagert diskordant über verschiedene stratigraphische Stufen der mesometamorphen Einheit. Über die terrigene Serie (Locva-Serie) folgt diskordant (die Diskordanz ist nicht überall eindeutig nachgewiesen) eine Serie tuffogener-magmatogener Schiefer, die im unteren Teil hauptsächlich aus basischen, im oberen aus basischen und sauren metaeruptiven Gesteinen besteht (Lescovița-Serie). Diese, wird im Norden der Poiana Ruscă von einer äußerst schwach metamorphosierten pelitischen Serie (Poeni-Roşcaniphyllite) diskordant überlagert (Korelierungen in Tabelle 5).

Die lithologischen und metamorphen Unterschiede zwischen den verschiedenen stratigraphisch gleichen Komplexen, seien hier noch kurz erwähnt.

Die beiden Komplexe der Locva-Serie sind im ganzen Westbanater Zug und in dem süd-westlichen Ende der Poiana Ruscă Na-reich. In der Zentralzone der Poiana Ruscă Gebirge (Teliuc-Vadul Dobrii-Ruschița-Tincova) kommen die Albitporphyroblastenschiefer nur selten vor.

In der Poiana Ruscă folgt über den zwei untersten terrigenen Komplexen ein Graphitschiefer-Komplex der allmählich in den Tuffogenenschiefer-Komplex übergeht. Dieser Komplex fehlt, vermutlich aus tektonischen Gründen, im westlichen Teil des Massivs sowie in den westbanaten Bergen. Im Locva-Massiv, sind die terrigenen Zwischenlagerungen des tuffogen-magmatogenen Schiefer-Komplexes (E_3) zum Teil graphithaltig.

Die karbonatischen Gesteine (Kalkstein und Dolomit) sind im Tuffogenschiefer-Komplex und im darauffolgenden terrigenen Komplex des Poiana Rusca Gebirges gut vertreten; diese Komplexe sind mit den Hunedoara und den Luncani-Dolomiten verzahnt. Westlich von Ruschița kommen sie nur noch als meterdicke und dann, im Westen des Banats als dezimeterdicke Zwischenlagerungen vor. Ein wichtiger Unterschied ist auch das Vorkommen im Tuffogenschiefer Komplex der Poiana Ruscă (Zentralzone) von oxidischen und karbonatischen Eisenerzansammlungen; in der westlichen Fortsetzung dieser Komplexe ist Magnetit nur als kleine Linsen und weiter nur noch als Porphyroblasten bekannt. Im obersten Komplex der Lescovița Serie (E_3) sind im Westen des Banats die sauren metaeruptiven Gesteine mit basischen metaeruptiven und mit terrigenen, in der nördlichen Poiana Ruscă vorwiegend mit terrigenen Schiefern assoziiert.

Variationen des Metamorphosegrades etwa von der Chlorit zur Biotit-Subfazies der Grünschiefer Fazies wurden im Rahmen desselben Komplexes (sowohl in Richtung seines Streiches als auch seines Fallens) im Poiana Rusca Massiv beobachtet und beschrieben. Die Schiefer beider Serien des Locva-Massivs gehören der Grünschiefer-Fazies an; die obere Serie wurde im Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies die untere im Quarz-Albit-Biotit-Subfazies metamorphosierte (relicktisches Biotit im E_1 und E_2). Das Vorhandensein in den zwischengelagerten Metagabbros und Metadoleriten der Paragenese Andesin + blaugrüne Hornblende + Epidot kann nicht dadurch erklärt werden, dass die Metamorphose örtlich die Stufe der Amphibolitfazies erreicht hätte. Es beruht vielmehr auf einer unvollständigen Anpassung des magmatischen Ausgangsgesteins während der schwachen regionalen Metamorphose (Maier, 1969).



Bei Ocna de Fier bilden sich, im Porphyroblastenschiefer-Komplex (Buchin und Bocșita-Drimoxa Zonen) Albit — aus vorhandenen Oligoklasporphyroblasten (etwa An_{20}). Diese kommen zusammen mit Biotit und mit submillimetrischem Granat vor; sie gehören also einer höhermetamorphen Stufe an (Amphibolitfazies). Aus diesem Grund wurden bis jetzt, die Locva-Porphyroblastenschiefer zur „Epi“, die von Ocna de Fier zur „Mesozone“ des Getikums gerechnet wodurch eine stratigraphische Korelierung schwer zu denken war.

Für das Alter der beschriebenen Schieferformationen liegen, zur Zeit, folgende Daten vor:

Aus den Poeni-Roșcani-Phylliten der nördlichen Poiana Ruscă wurden Phytoplanktonische Reste bestimmt die für das Karbon kennzeichnend sind. Auf Grund dieser Formen und gewisser geologischer Überlegungen wurden die Phyllite dem unteren Karbon zugeschrieben (Maijer et al., 1968). Seine stratigraphische Lage unter den Phylliten und die lithologische Ähnlichkeit mit dem rheinischen Mitteldevon veranlassten die Eingliederung des tuffogenen Komplexes ins Devon. Für die unteren terrigenen Komplexe wurde unteres Paläozoisches Alter angenommen.*

Für die Metamorphose der unteren Komplexe am anderen Ende des Zuges, im Locva-Massiv, ergaben Messungen des Auslöschungswinkels von Quarz, ein Alter von 355 Mio Jahren. Das entspricht der erischen Phase der kaledonischen Orogenese. Diese Komplexe könnten also Ordovizium-Silur oder auch älter sein. Gegen ein vorordovizisches Alter spricht, dass die Locva-Serie keine lithologische Ähnlichkeit weder mit den Schiefern von Crnjaka (Jugoslavien) in denen bekanntlich Archaocyatiden (Unter Kambrium) gefunden wurden (Kallenič, 1966), noch mit den darunter folgenden höher metamorphosierten Schiefern aufweist. Diese Überlegung führt zur Schlussfolgerung, dass die Komplexe der Lescovița-Serie Devonen-Alters sind was wiederum mit den Bestimmungen in der Poiana Ruscă im Einklang ist.**

Dennnach bilden die Locva und die Lescovița-Serie eine stratigraphische Einheit paläozoischen Alters, die in der kaledonischen und hauptsächlich in der variscischen Phase metamorphosiert wurden. Diese Einheit nannten wir das Supragetikum;*** sie liegt stratigraphisch Diskordant über verschiedenen stratigraphischen Komplexen des Getikums dem die Mesometamorphe Zone der Poiana Ruscă, das Semenic-Gebirge u.s. angehören. Als jüngste Stufe des Getikums betrachten wir die Miniș-Serie (im Semenic) die wahrscheinlich mit dem Quarzit-Serizitschiefer-Komplex und dem Komplex der Glimmerschiefer mit Amphibolit Zwischenlagerungen (Poiana Ruscă) koreliert werden kann. Diese wurden in der assyntischen Phase metamorphosiert (K/Ar Altersbestimmungen ergaben 550 Mio Jahre). Die älteren Stufen des Getikums (Sebeș-Lotru-Serie) erlitten schon früher (algonkischer Umbruch?) eine Metamorphose.

* Nach Abschluss dieser Arbeit veröffentlichten H. Kräutner et al. (im Druck) Palinologische und K/Ar-Daten die für das Tuffogene-Schiefer-Komplex und die jüngeren Komplexe Devon-unteres Karbon ergaben. Für die unteren Komplexe wird unteres Paläozoikum als Alter angenommen.

** Die ersten palinologischen Formen die nach Abschluss dieser Arbeit aus den Schiefern des Locva-Massivs bestimmt wurden (Adina Visarion) deuten auf ein Devon-unterkarbon Alter der Lescovita-Serie und ein unterpaläozoisches Alter der Locva-Serie. Zur Zeit werden auch andere Gesteinsproben aus diesem Massiv untersucht; eine Arbeit ist in Vorbereitung.

*** Sowohl die Bezeichnung „Einheit der oberen Decken“ (Streckeisen, 1934) als auch „Supragetische Einheit“ (Codarcă et al., 1967) beziehen sich auf die tektonischen, nicht auf die stratigraphischen Verhältnisse. Betrachtet man die Lunca-Cernii als Verlängerung der Oravita Verwerfung gehören die westbanater Schiefer sowie die epimetamorphe Zone aber auch ein Teil der proterozoischen mesometamorphen Schiefer der Poiana Ruscă, tatsächlich derselben tektonischen Einheit an.

Geologischer Werdegang des Supragetikums

Der präpaläozoische geosinklinale Zyklus fand seinen Abschluss mit der assyntischen Faltungsphase und mit der gleichzeitigen Metamorphose der Ablagerungen, derer jüngstes Glied (die Corbu-Serie im Danubikum und die Miniș-Serie im Getikum), dem Unterkambrium angehört.

Es folgt eine Heraushebung im zentralen Achsengebiet der jetzigen Karpatenkette (etwa die Zone der massiven Granitoiden) und die Verlegung nach Westen der Geosynklinale ins Gebiet des jetzigen Westbanater Kristallins. Die Entwicklung der paläozoischen Geosynklinale beginnt möglicherweise im Mittelkambrium, wahrscheinlicher aber mit dem Ordovizium. Östlich der herausgehobenen Schwelle findet eine Transgression über den moesischen Untergrund statt; westlich davon bildet sich das innere Becken, der Geburtsort des supragetischen Kristallins.

Die Sedimente im inneren Becken, sind an die Schwellenhebung und Abtragung dieser gebunden: es wird anfangs grobkörniges, später auch pelitisches Material abgelagert. Die basische Magmenförderung ist im Anfangsstadium nur schwach.

Eine weitere Absenkung des Beckens in Tiefen mit höherer Temperatur führt zu einer ersten prädeformationalen Kristallisation: die in dieser Phase kristallisierten Minerale sind in die Schichtflächen eingeregelt (S_0). Die darauf folgende erste Faltung (erische Phase) wurde von weiterer Kristallisation unter thermo-dynamischen PT-Bedingungen einer schwachen Metamorphose (Biotit-Subfazies) begleitet, die zur Bildung der Locva-Serie aus den Grauwacken mit pelitischen und spärlichen tuffogenen Zwischenlagerungen, führte.

Es folgte eine stärkere Hebung der Schwellenzone derzufolge, tiefer Feldspatgesteine des getisch-danubischen Untergrundes über den Meeresspiegel gelangten. Verbunden damit wurde ins Becken grobkörniger K-Feldspat und Plagioklasreicher Detritus hineingeschwemmt (Metaarkosen). In diesen und in die feineren terrigenen Sedimente eingeschaltet, erscheinen submarine basaltische Laven (Metagabbros, Metadolerite und basische Metatuffe) als Produkte des geosynkinalen Magmatismus. Noch vor dem Abklingen der basischen Ergüsse, beginnt ein saurer Magmatismus seine Tätigkeit (Metadazite-Metariolite und saure Metatuffe).

In den seichteren Zonen des Beckens — zentrale und nördliche Poiana-Ruscă — kam es schon am Anfang des Devons zu Riffbildungen (Hunedoara und Luncani Dolomit). Vor der Riffbarriere waren die metallogenischen Bedingungen für exhalativ-sedimentäre Eisenerzlagerräten günstig. Gegen Ende des Devons, klingt der initiale Magmatismus ab; es folgt noch eine Periode ruhiger Sedimentation von pelito-psammithischem Material und dann eine neue Faltung in der bretonischen Phase begleitet von einer schwachen regionalen Metamorphose (Chlorit Subfazies). Die älteren, metamorphosierten Formationen der Locva-Serie, passen sich größtenteils den Bedingungen dieser metamorphen Kristallisation an.

Nach der Hauptrogenese wurde die Ablagerung von pelitischem Material in einem oder mehreren kleinen Becken fortgesetzt. Die sehr schwache Metamorphosierung (Poeni-Roșcaniphyllite) un Faltung (N—S Streichen der Faltenachsen) fand in der sudetischen Phase statt. In den inzwischen rigid gewordenen, älteren Schieferformationen entstehen Brüche mit ebenfalls N—S Streichen, die eine Absenkung grabenförmiger Vertiefungen, begünstigen. In einer dieser Vertiefungen (Reșița-Moldova Nouă) läuft die Sedimentation weiter, aus dem Oberkarbon bis in die Oberkreide. Im Oberjura und in der Unterkreide lag das Westbanater Kristallin unter dem Wasserspiegel dieser Becken.

Während der alpinischen Orogenese wurden die N—S Rupturen reaktiviert; eine von ihnen (Oravița-Verwerfung) bewirkte einen Aufschub des Supragetischen Kristallins über die gefalteten nichtmetamorphosierten Ablagerung der Reșița-Moldova Nouă Zone. Längs dieser



Hauptverwerfung intrudierten, in der laramischen Phase banatitische Magmen. Für den geologischen Werdegang des Supragetischen Kristallins ist noch wichtig: seine thermische Metamorphose im Kontakthof der Banalite, seine stellenweise metasomatisch-hidrotermale Vererzung und die alpine metamorphe Kristallisierung auf den S_3 -Flächen.





Institutul Geologic al României

PLANŞA I



Institutul Geologic al României

Contactul banatitelor cu șisturile cristaline în forajul 23334 – Potoc
Kontakt der Banatite mit den Kristallinen Schiefern in der Bohrung 23334 – Potoc*

PLANŞA I

Fig. 1. — Granodiorit cu hornblendă. Secț. Nr. 3319 a** ad. 1060 m. Hornblendă parțial biotitizată
Hornblenden — Granodiorit.

Hornblende zum Teil biotitisert.

Fig. 2. — Granodiorit cu hornblendă. Secț. Nr. 3319 b.

Hornblenda idiomorfă din centru este parțial biotitizată. Biotitul secundar (sfertul stîng jos) parțial cloritizat.

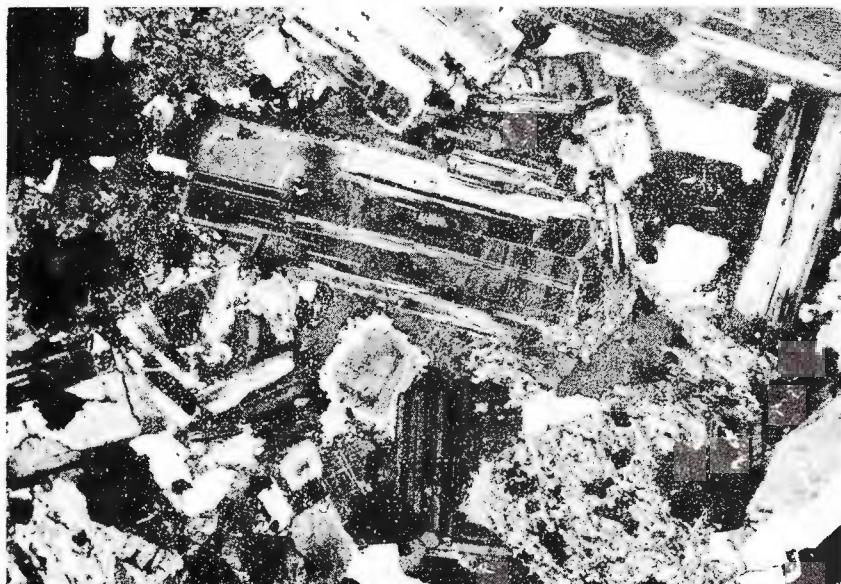
Hornblenden — Granodiorit.

Die idiomorphe Hornblende (Mitte) ist zum Teil biotitisert. Der sekundäre Biotit (linkes Viertel unten) ist zum Teil chloritisiert.

* Die Bohrtiefen sind in der rumänischen Erläuterung angegeben.

** Cind nu se menționează, diametrul cimpului este de 2,45 mm iar fotografia s-a făcut cu N+.





1



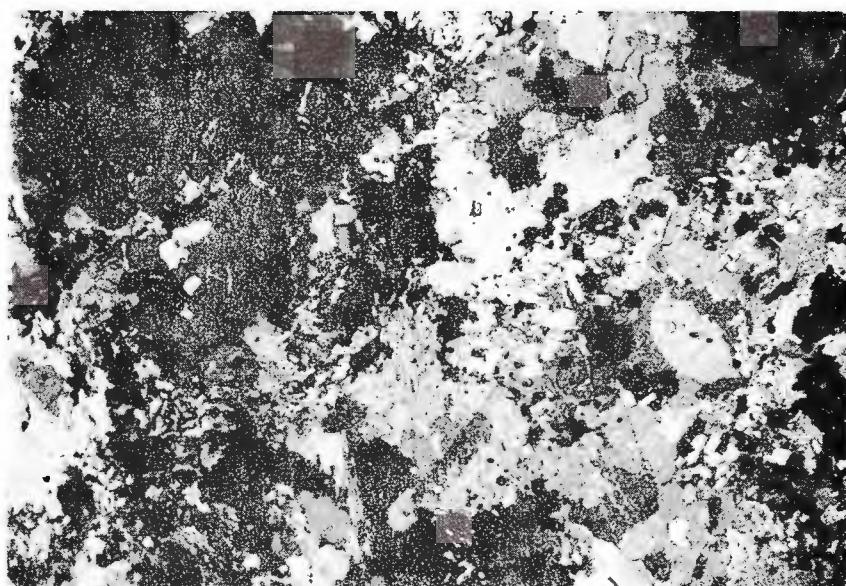
2

Studii tehnice și economice, seria I, nr. 5.

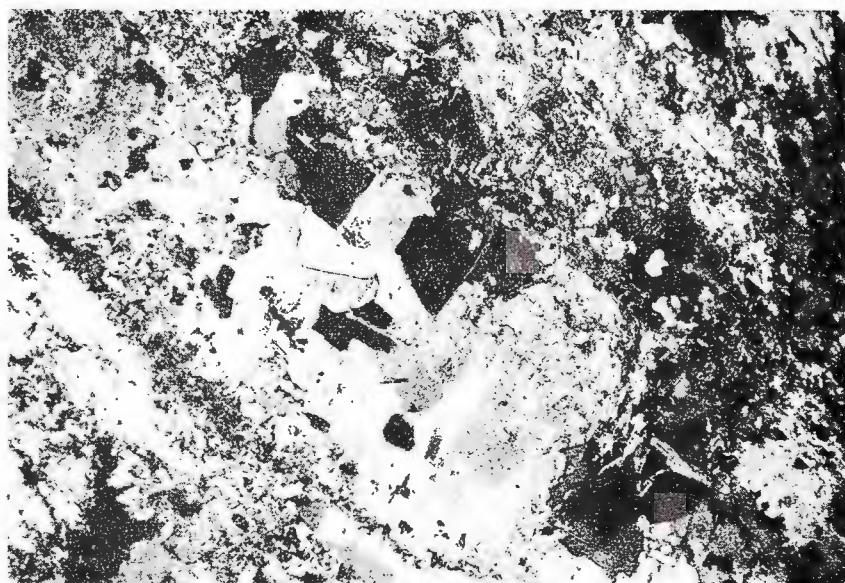
PLANŞA II

- Fig. 1. — Corneană albito-biotitică. Secț. Nr. 3028, ad. 1012–1081 m. Albit de neoformație cu contururi neregulate, neorientat (toate nuanțele de gri) cu incluziuni de biotit neorientate (negru). Albit-Biotit-Hornfels.
Neugebildeter Albit mit unregelmässigen Konturen (hellbis dunkelgrau) und nicht-orientierten Biotit-Einschlüssen (schwarz); Keine Kornregelung.
- Fig. 2. — Concreștere de albit (în centru, aproape alb) și cuarț (alb, cenușiu-deschis, negru) de neoformație. Secț. Nr. 3023, ad. 959–961 m.
Cuarțul cu incluziuni de biotit idiomorf, are extincția netă. Se conservă sistoza metamorfică (S_2).
Verwachsungen von neugebildetem Albit (Mitte, fast weiss) und Quarz (hellgrau, grau, schwarz) mit Biotit-Einschlüssen. Metamorphe Schieferung (S_2) relikтивisch erhalten.





1



2

PLANŞA III

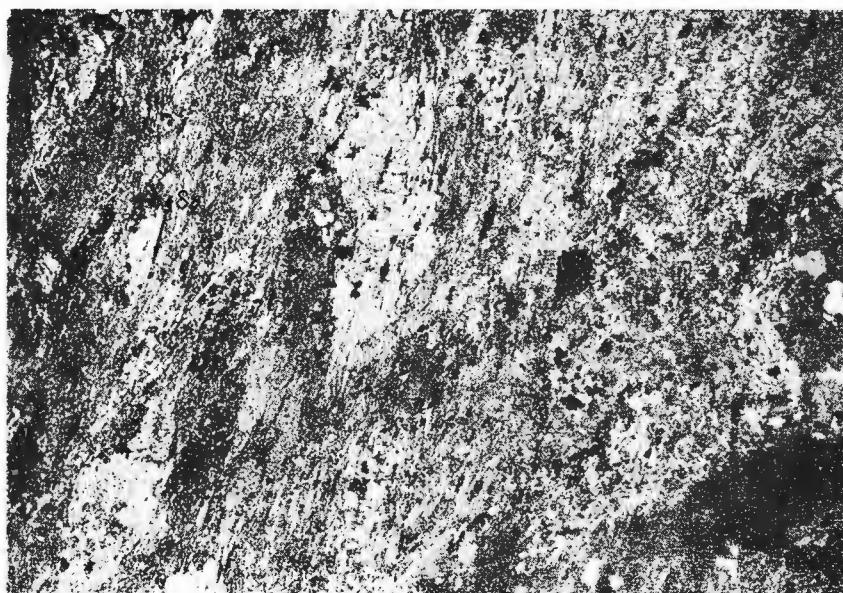
Fig. 1. — Albitul de neoformație (cenușiu) recristalizat pe planele de șistozitate (S_2), devine fusiform (centru) datorită recristalizării cloritului și fengitului pe planele de șistozitate S_3 , Secț. Nr. 2456, ad. 786 m.

Der auf den S_2 — Flächen neugebildete Albit (grau) nimmt durch die Kreuzung des S_2 mit den Scherungsflächen S_3 , linsenförmige Konturen an (Mitte).

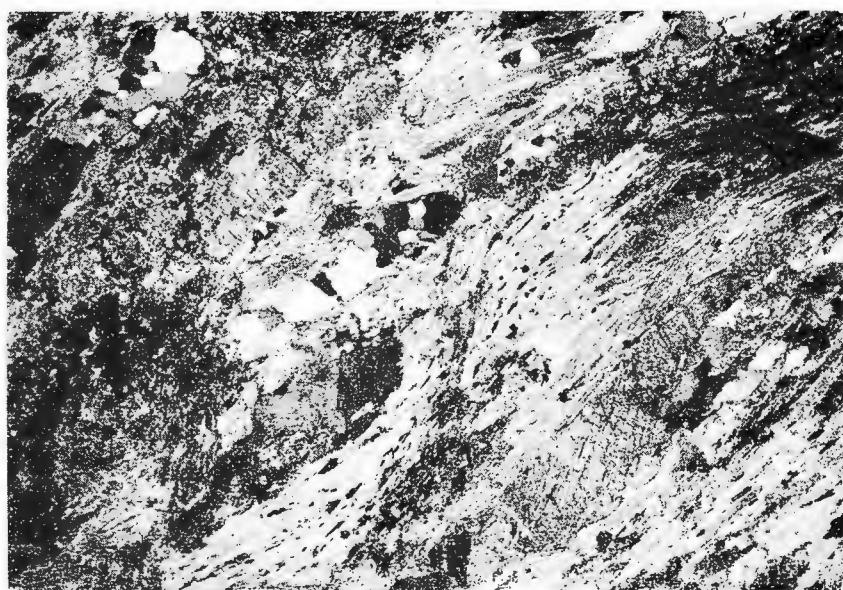
Fig. 2. -- Șist muscovito-albitic cu albit fusiform (cenușiu), feromuscovit (cenușiu-deschis) și cuarț (alb) de neoformație (extincție netă) recristalizat paralel cu șistozitatea S_2 , Secț. Nr. 2380, ad. 760 m.

Muskowit-Albit-Schiefer mit ausgezogen,-linsensförmigem Albit (grau), Ferromuskowit (hellgrau) und neugebildetem Quarz rekristallisierten auf den S_2 Flächen (Abbildungsgesüge).





1



2

Studii tehnice și economice, seria I, nr. 5.

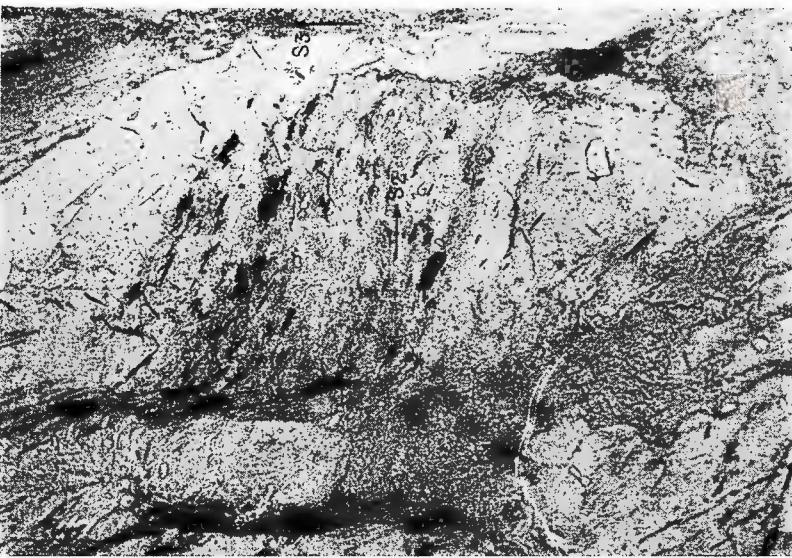


Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

- Fig. 1. — Albit (cenuşiu) alungit în direcția șistozitatii S_3 evidențiată de fengitul de neoformație (cenuşiu-închis). Șistozitatea metamorfică (S_2) se păstrează relict în incluziunile de pulbere opacă (nedeterminată). Secț. Nr. 2109 a, ad. 480 m. Diam. cimp., 1,1 mm.
In Richtung des S_3 gelängter neugebildeter Albit (grau) mit reliktischen S_2 – Einschlüssen. Auf den Scherflächen S_3 kristallisierte Phengit.
- Fig. 2 — Șist cu porfiroblast de albit din afara aureolei de contact a banatitelor S_i din cuart și minerale opace, paralel cu $S_e = S_2$. Secț. Nr. 1735, ad. 300 m.
Albitporhyroblasten-Schiefer, ausserhalb des Kontaktroches. Das S_i ist parallel zum $S_e = S_2$.





1
Studii tehnice și economice, seria I, nr. 5.



2

Porfiroblaste de albit
Albitporphyroblasten

PLANŞA V

Porfiroblaste de albit din faza I-a de cristalizare sincinematică.
Albitporphyroblasten der I. syndeformationalen Kristallisation.

- Fig. 1. - Porfiroblaste cu S_1 aproape perpendicular pe șistozitatea S_2 (aci în stadiu incipient).
Sect., Nr. 958. Diam. cîmp. 5,65 mm.
 S_1 der Porphyroblasten ist fast rechtwinklig zum S_2 orientiert.
- Fig. 2. - Alungirea porfiroblastelor și S_1 formează un unghi cu S_2 (dat de orientarea micelor și de limita dintre strătulete). Sect., Nr. 94. Diam. cîmp. 4,65 mm.
Die Porphyroblasten selbst und ihr S_1 bilden mit dem S_2 einen Winkel.
- Fig. 3. - Strătulete microcuteate de porfiroblaste de albit (S_1) discordante față de S_2 marcat de orientarea micelor și a euarțului. Sect., Nr. 339. Diam. cîmp. 4,65 mm.
Gefältelte Porphyroblastenreihen (S_1) und nach S_2 orientierter Glimmer und Quarz.
- Fig. 4. - Porfiroblast izometric cu S_1 în unghi aproape drept față de S_2 . Sect., Nr. 338. Diam. cîmp. 4,65 mm.
 S_1 des Porphyroblastes bildet mit dem S_2 einen Winkel.





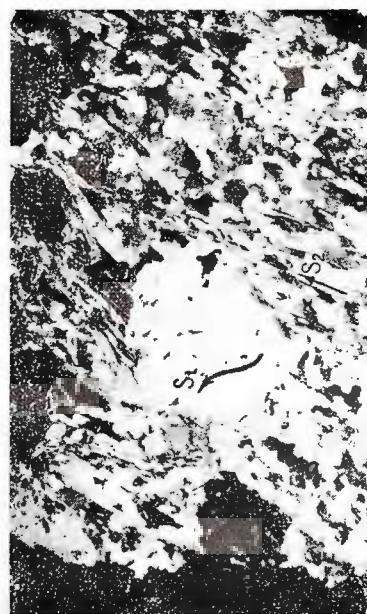
1



2



3



4

PLANŞA VI

Porfiroblaste de albit din faza II-a de cristalizare sincinematică.

Albitporphyroblasten der II. syndeformationalen Kristallisation.

Fig. 1. — Porfiroblast de albit maclat cu S_1 (actinolit și epidot) paralel cu S_e în care se continuă prin clorit, epidot, oxizi de fier. Secț. Nr. 739.

Verzwillingter Albitporphyroblast mit S_1 (Aktinolith und Epidot) der sich im S_e (Chlorit, Epidot, Eisenoxyde) fortsetzt.

Fig. 2. — S_1 paralel cu S_2 extern (cojul stâng sus); S_3 perpendicular pe S_2 . Secț. Nr. 1735.
 S_1 parallel zum äusseren S_2 (links oben); S_3 senkrecht zu S_2 .

Fig. 3. — Porfiroblast de albit cu S_1 (euarț, actinolit, epidot), ușor rotit față de S_e . Secț. Nr. 481.
Albitporphyroblast mit S_1 (Quarz, Aktinolith, Epidot) leicht rotiert.

Fig. 4. — Detaliu la fig. 3: lamelele de muscovit se curbează în jurul porfiroblastului. Diam. cîmp. 1,1 mm.

Vergrösserter Ausschnitt der Abb. 3: Muskowit (S_e) um den Porphyroblast gebogen.



O. W. MAIER. Masivul eristean Loeva.

Pl. VI.



1



3



2



4

Studii tehnice și economice, serie I, nr. 5.



Institutul Geologic al României

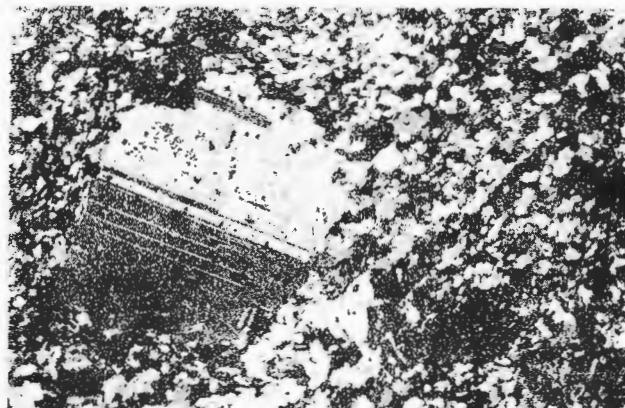
Roci metaeruptive acide
Saure meta-eruptive Gesteine

PLANŞA VII

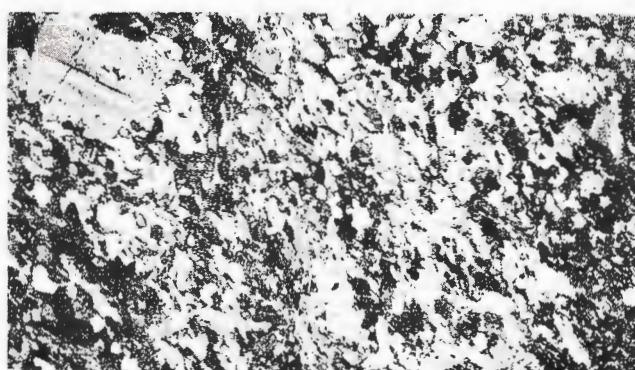
- Fig. 1. — Metadacit. Fenocristal relict de plagioclaz, înconjurat de o matrice felsitică orientată. Secț. Nr. 535.
Metadacit. Reliktscher Plagioklas-Einsprengling in felsitischer, metamorph geregelter Grundmasse.
- Fig. 2. — Metadacit. În masa fundamentală felsitică se observă sistozitatea S_2 și S_3 . Secț. Nr. 869.
Metadacit. Metamorphe Regelung der Minerale der Grundmasse nach S_2 und S_3 .
- Fig. 3. — Metadacit. Fenocristale relicte mici și rare ; albital format pe seama lor este înglobat în matricea felsitică. Secț. Nr. 3578.
Metadacit. Plagioklas-Einsprenglinge zum Teil in Albit umgewandelt, werden der Grundmasse einverleibt.



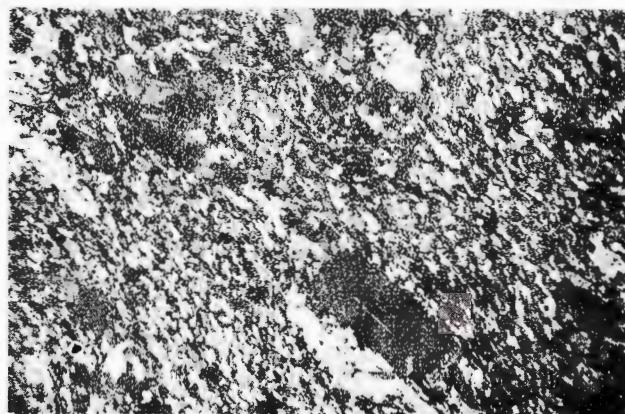
Institutul Geologic al României



1



2



3

Studii tehnice și economice, seria I, nr. 5.

PLANŞA VIII

- Fig. 1. -- Metariodacit. Fenocristale reliete de cuarț bipiramidal corodat de matricea felsitică Secț. Nr. 880.
Metariodacit. Reliktische bipyramidale Quarz-Einsprenglinge von der Grundmasse korodiert.
- Fig. 2. -- Detaliu din aceeași secțiune : fenocristal relief de cuarț.
Relikitischer Quarz-Einsprengling in metamorph geregelter Grundmasse.
- Fig. 3. -- Metadacit cu smoere de stilpnomelan de neoformăție. Secț. Nr. 3761.
Metadacit mit neugebildeten Stilpnomelambüschen.
- Fig. 4. -- Metatuf acid cu stilpnomelan primar (cenusu-închis). Secț. Nr. 3739.
Saurer meta-Tuff mit primärem Stilpnomelan (dunkelgrau).



Institutul Geologic al României



1



3



2



4

**Structuri mirmekitice
Myrmekitische Verwachsungen**

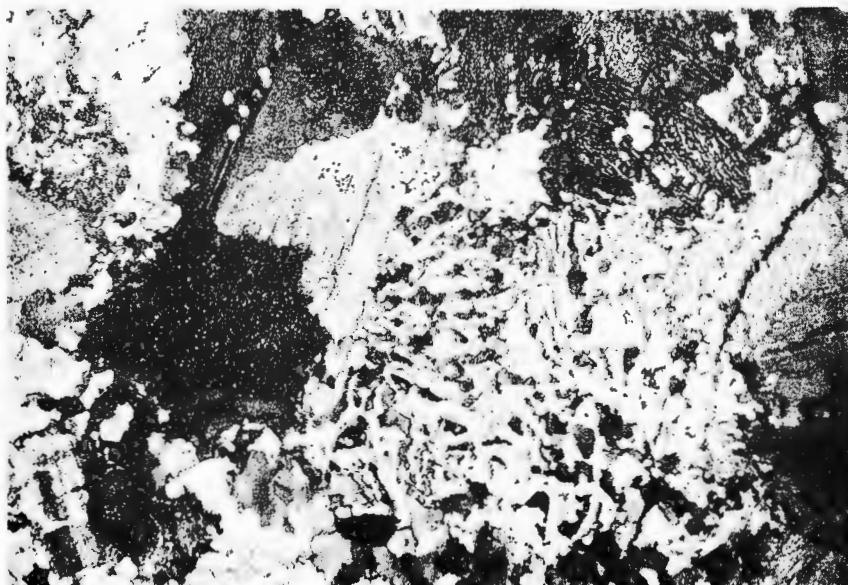
PLANŞA IX

Fig. 1. — Plagioclaz cu o bordură albitică din care pornește în evantal structura mirmekitică.
Sect. Nr. 829

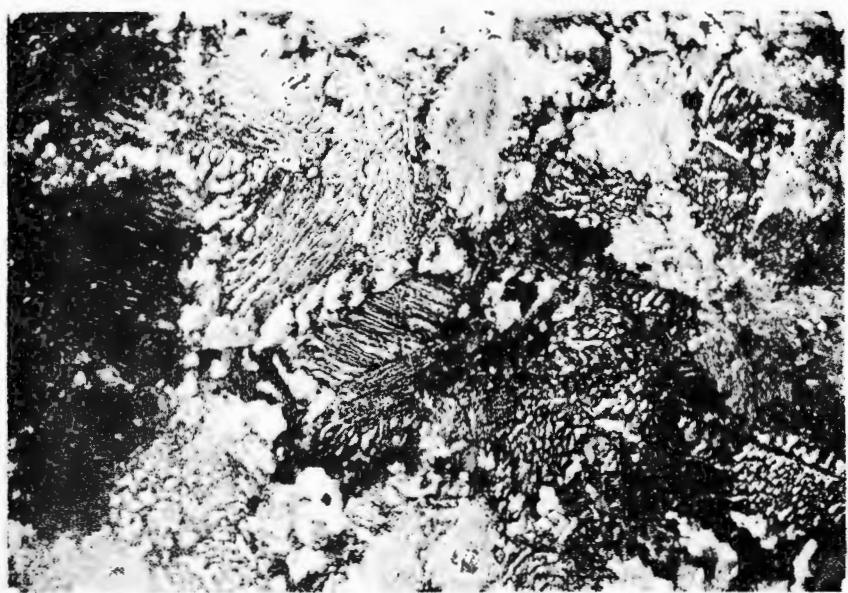
Plagioklaz mit Albitsaum und fächerförmigem Myrmekit.

Fig. 2. — Detaliu din aceeași secțiune : din plagioclazi se păstrează doar un rest idiomorf, complet albitizat (jumătatea de sus, centru). Din feldspatul potasic nu se mai observă nimic. Ausschnitt desselben Dünnschliffes. Die myrmekitischen Verwachsungen bewahren oft die Konturen des Feldspates. Vom Plagioklas blieb ein albitisierter Rest (oben, Mitte) übrig.





1



2

Studii tehnice și economice, seria I, nr. 5.

Roci metaeruptive bazice
Basische meta-eruptive Gesteine

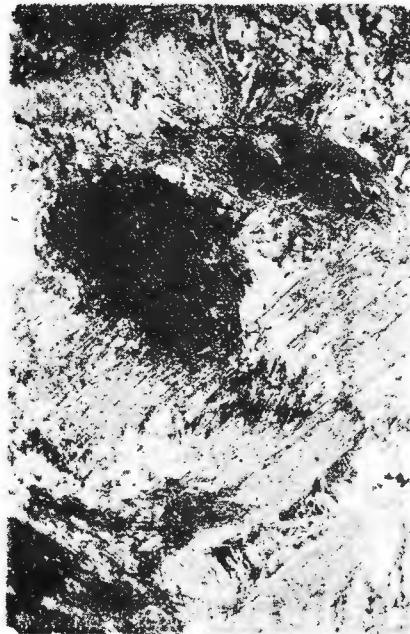
PLANŞA X

- Fig. 1. — Metagabbro. Amfiboli larg cristalizați, parțial actinolitizați, plagioclaz puțin în interstii (alb); structură relictă. Sect. Nr. 1171.
Metagabbro. Große Amphibolkristalle zum Teil in Aktinolith umgewandelt: spärlicher Plagioklas (weiss) in den Zwischenräumen.
- Fig. 2. — Metagabbro. Amfibol idiomorf relict într-o masă fundamentală, fingranulară actinolito-epidot-albitică. Sect. Nr. 1015 A.
Metagabbro. Relikitischer idiomorpher Amphibol in feinkörniger Aktinolith-Epidot-Albit Grundmasse.
- Fig. 3. — Metadolerit. Structură relictă: actinolit (prismatic, cenușiu-deschis), epidot granular (stingă, cenușiu), titanit (negru), albit (alb). Sect. № 1015 B.
Metadolerit. Relikitisches Gefüge: Aktinolith (stengelig, hellgrau), Epidot (körnig, grau), Titanit (schwarz), Albit (weiss).
- Fig. 4. — Metadolerit. Structură relictă. Orientarea metamorfică vizibilă în partea stîngă. Sect. Nr. 173.
Metadolerit. Relikitisches Gefüge und metamorphe Regelung (links).



O. W. MAIER. Masivul cristalin Locea.

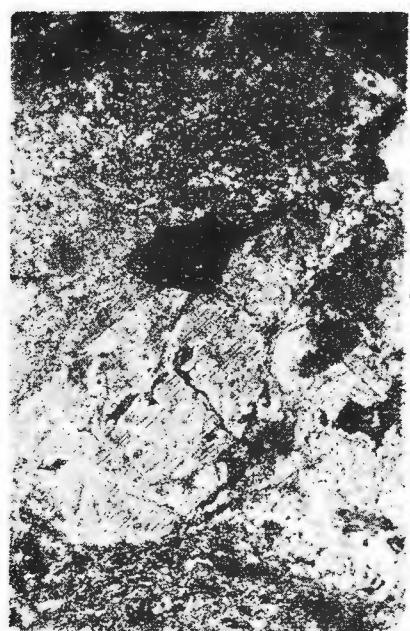
Pi. X.



1



3



2



4

Studii tehnice și economice, seria I, nr. 5.



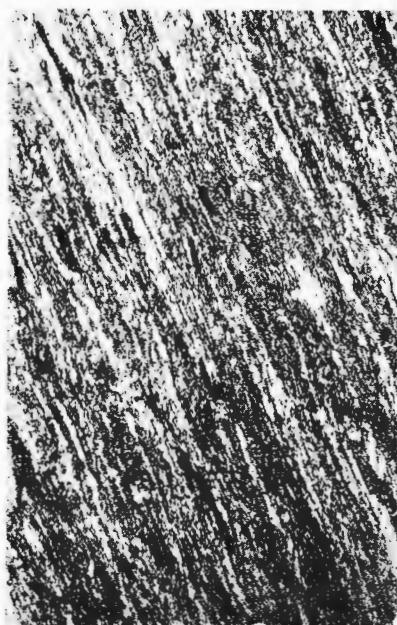
Institutul Geologic al României

Stilpnometanul
Der Stilpnometan

PLANŞA XI

- Fig. 1.** — Filit stilpnometanic. Stilpnometan primar (cenușiu-închis), albit + cuarț (alb), titanit (negru) și puțin epidot granular. Secț. Nr. 3513.
Stilpnometanphyllit. Primärer Stilpnometan (dunkelgrau), Albit + Quarz (weiss)
Titanit (schwarz) und spärliche Epidotkörner.
- Fig. 2** — Stilpnometan de neoformație într-o rocă metaeruptivă acidă. Secț. Nr. 3761, N ||,
Neugebildeter Stilpnometan in saurem meta-eruptivem Gestein.
- Fig. 3** — Cristale de stilpnometan de neoformație: se observă clivajul și fisurile transversale
caracteristice. Secț. Nr. 2280. Diam. cimp. 2,20 m, N ||.
Stilpnometanstengel (neugebildet) mit unvollkommenen Spaltflächen und Querbrü-
chen.

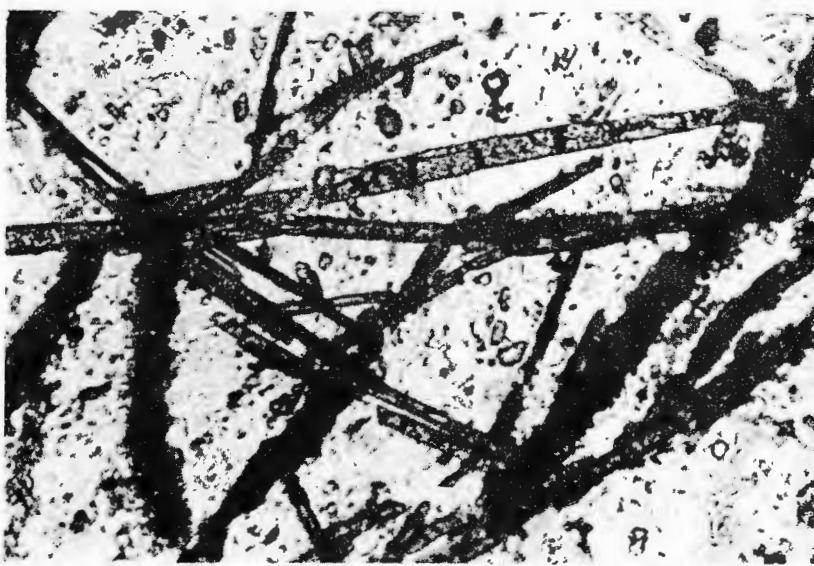




1



2



3

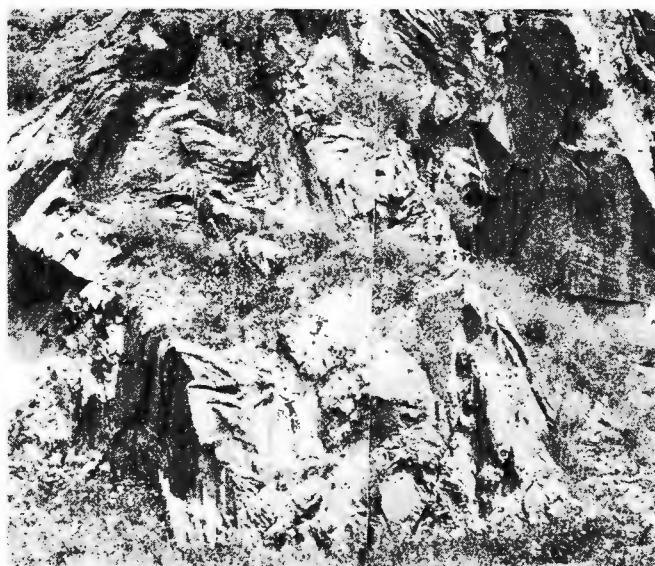
Studii tehnice și economice, seria I, nr. 5.

**Tipuri de cute
Faltentypen**

PLANŞA XII

- Fig. 1. - Gute asimetrice din complexul superior E₅. Se observă clivajul axial. Șoseaua Baziaș — Câmpia.
Asymmetrische Falten aus dem Stilpnomelanschiefer-Komplex (E₅) mit Axengleitflächen.
- Fig. 2. — Cută izoclinală culcată din complexul tufogen-magmatogen (E₃). Versantul stîng al văii Călugării (Naidăş).
Isoklinale Liegefalte aus dem E₃-Komplex.





1



2

Studii tehnice și economice, seria I, nr. 5.

ERKLÄRUNG DER TAFELN

Tafel XIII

Geologische Karte des Locva-Massivs

Sedimentäre Formationen		Kaledonischer Zyklus
Quartär		Locva-Serie
1 Schuttkegel	Ordovizium-	20 Albitporphyroblastenschiefer-Komplex (Boeşita-Drimoxa Zone), E ₂
2 Alluvionen	Silur	21 Gneis-Komplex (Buchin Zone), E ₁
3 Terrassen		
4 Loessoide Bildungen		Präassyntheser Zyklus
Neogen		Sebeş-Lotru Serie
5 Pannon		22 Paragneiss-Komplex
6 Sarmat		
Paläozoikum-Mesozoikum		Petrographie
7 Kreide		Metapelite und Metapsammite
8 Jura		23 Stilpnomenanphyllite
9 Trias		24 Albitische Chlorit-Serizitschiefer
10 Perm		25 Quarzitische Serizit-Chloritschiefer
Lithologie		26 Graphitische Quarz-Serizitschiefer
11 Schwarzer Kalkstein		27 Quarzitschiefer
12 Weisser massiger Kalkstein		28 Quarzite
13 Konglomerat		Metagrauwacken
14 Quarzsandstein, Tonschiefer		29 Albitporphyroblastische Chloritschiefer
15 Granodioritporphyre		30 Albitporphyroblastische Chlorit-Muskowitschiefer
16 Kontaktthof		31 Muskowitische Albitgneise
Kristalline Formationen		Metaeruptive Gesteine und Metatuffe
Variszischer Zyklus		32 Basischer Metatuff
Lescovića-Serie		33 Metadolerit
Devon	17 Stilpnomenanschiefer-Komplex (E ₅)	34 Metagabbro
	18 Terrigene Schiefer-Komplex (E ₄)	35 Saurer Metatuff
	19 Tuffogene-magmatogene-Schiefer-Komplex (E ₃)	36 Saure Metaeruptive Gesteine
	a. unterer Horizont	37 Epidotit
	b. oberer Horizont	Migmatite
		38 Aplitgneis
		39 Granitoider Gneiss (Metaarkose)



Tafel XIV

Geologische Profile durch das Kristalline Locva-Massiv

Sedimentäre Formationen

- 1 Alluvionen
- 2 Terrassen
- 3 Loessoide Bildungen
- 4 Mio-pliozäne Ablagerungen :

Kristalline Formationen Lescovița-Serie

- 5 Stilpnomelanschiefer-Komplex (E_5)
- 6 Terrigene Schiefer-Komplex (E_4)
- 7 Tuffogene-magmatogene Schiefer-Komplex (E_3)
 - a — unterer Horizont; b — oberer Horizont

Locva-Serie

- 8 Albitporphyroblastenschiefer-Komplex (E_2)
(Boesița-Drimoxa Zone)
- 9 Gneis-Komplex (E_1)
(Buehin Zone)

Petrographische Separationen

- 10 Stilpnomelanphyllite
- 11 Basische Eruptivgesteine und Metatuffe
- 12 Saure Metatuffe
- 13 Saure Metaeruptive Gesteine
- 14 Aplitgneis
- 15 Granitoider Gneis (Metarkose)
- 16 Lithologische Grenze
- 17 Geologische Grenze
- 18 Sedimentäre Diskordanz
- 19 Axiale Klüftung
- 20 Verwerfung

Tafel XV

Tektonische Karte des Locva-Massivs

- 1 Sedimentäre Formationen
Kristalline Formationen
- 2 Stilpnomelanschiefer-Komplex (E_5)
- 3 Terrigene-Schiefer-Komplex (E_4)
- 4 Tuffogen-magmatogene-Schiefer-Komplex (E_3)
 - a. unterer Horizont, b. oberer Horizont
- 5 Albitporphyroblastenschiefer-Komplex (Boesița-Drimoxa Zone) E_2
- 6 Gneis-Komplex (Buchin-Zone), E_1



Institutul Geologic al României

- 7 Antiform
- 8 Siform
- 9 Überschiebung
- 10 Verwerfung
- 11 Geologische Grenze
- 12 Diskordanz
- 13 Linearen-Diagramme
- 14 Quarzachsen-Diagramme
- 15 Faltentypen

Tafel XVI

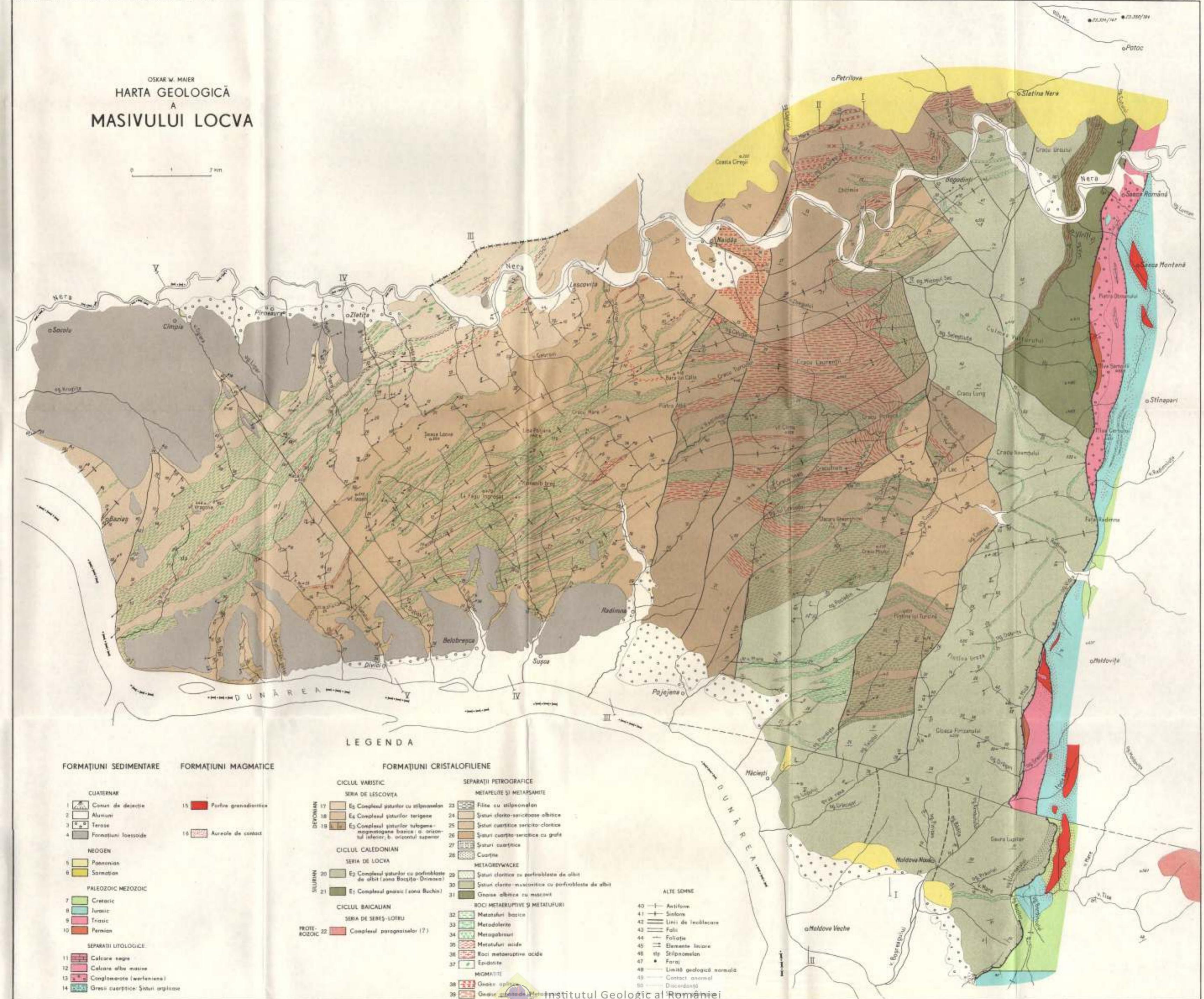
Stratigraphische Schizze des Supragetikums

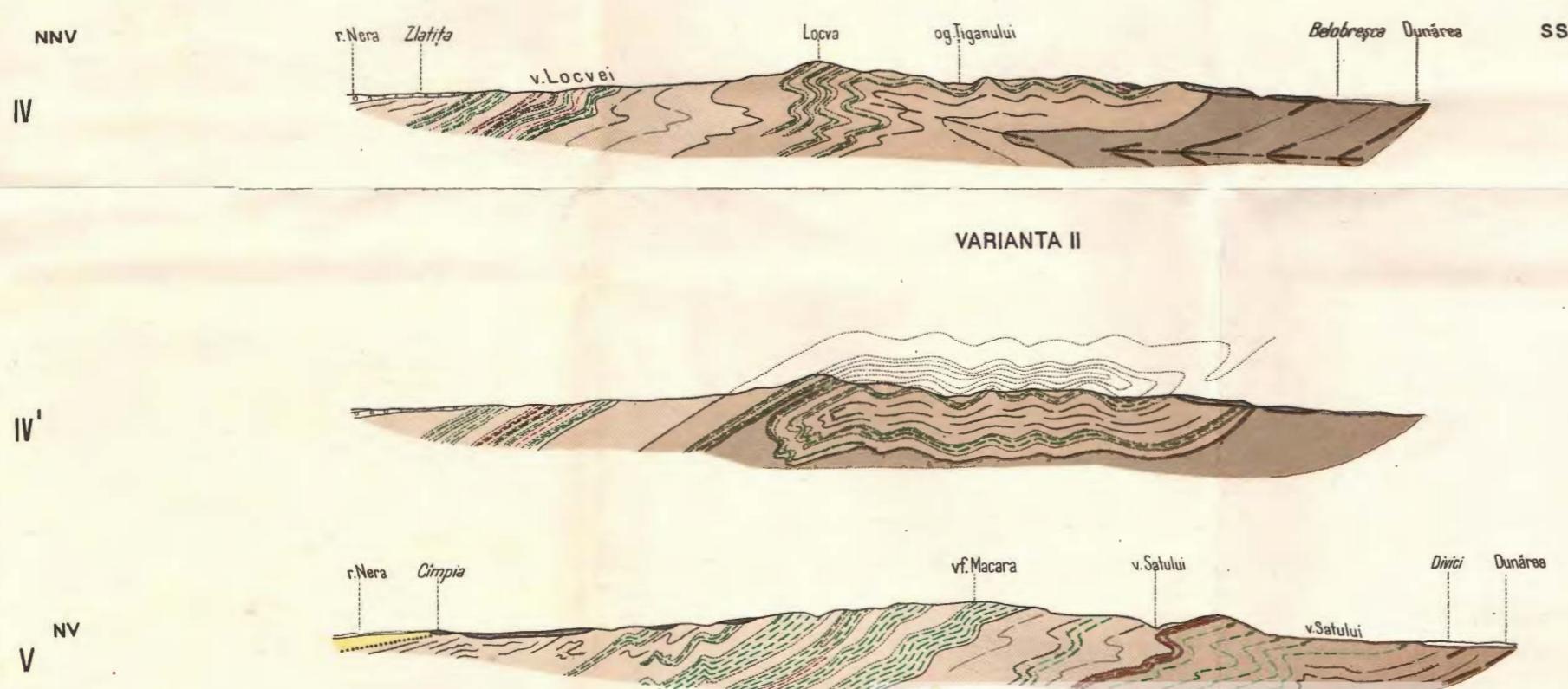
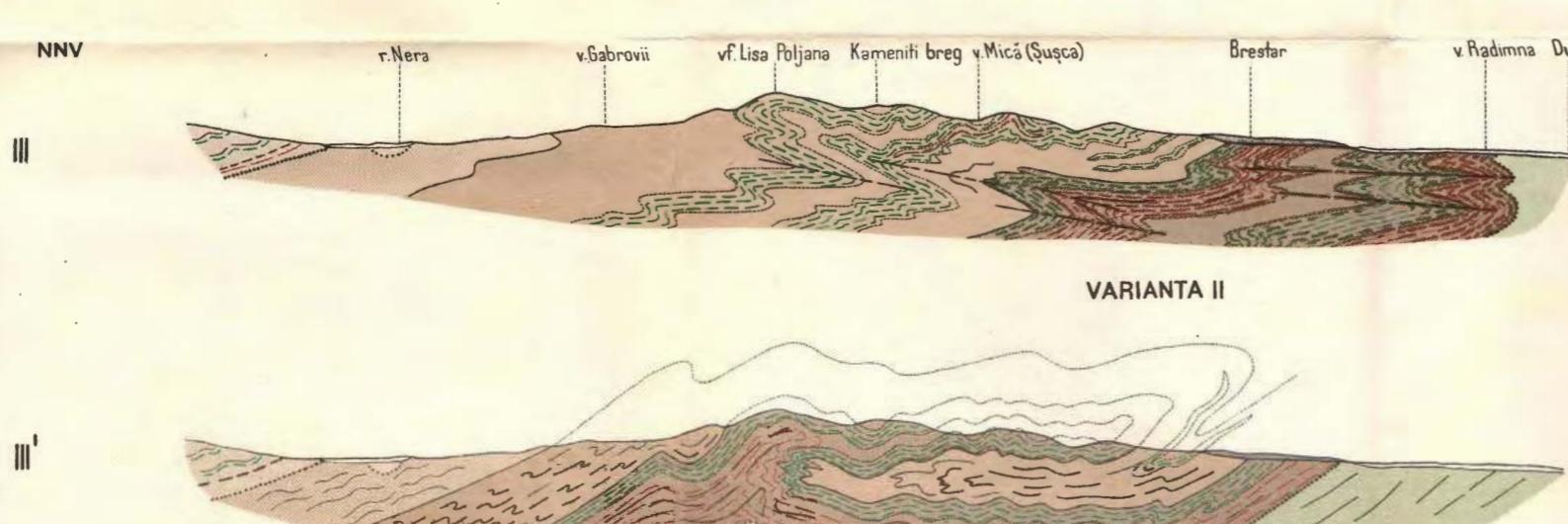
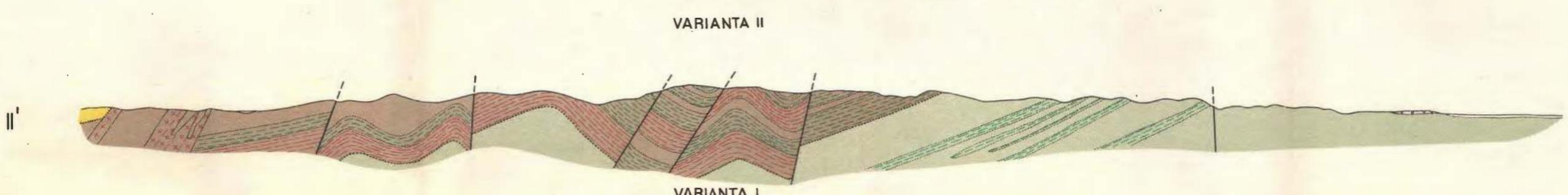
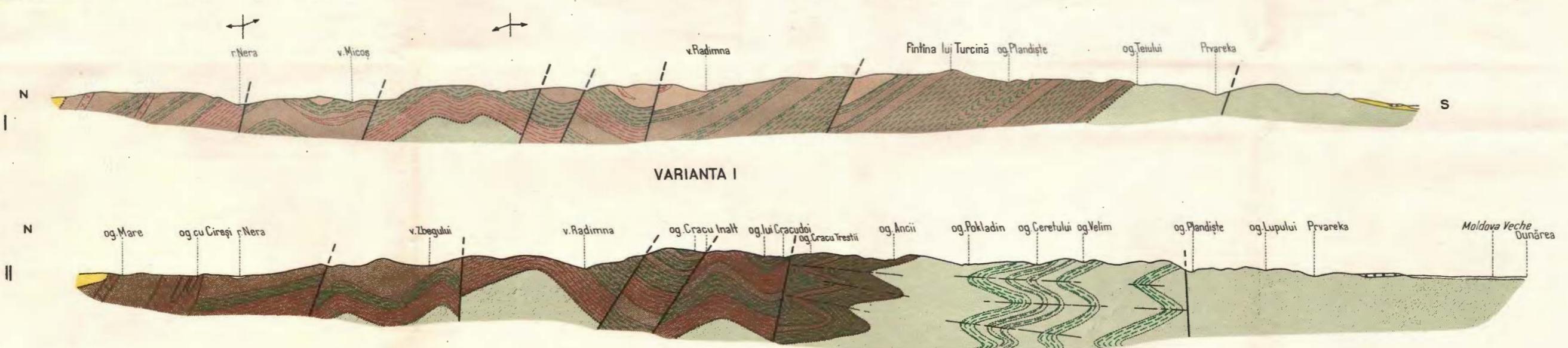
Sedimentär			
1 Neogen + Quartär		3 Banatitisches Eruptiv	
2 Paläozoikum + Mesozoikum			
Supragetikum			
	Locva Fazies	Poiana Ruscă Fazies	
		Lescovița-Serie	
Devon-Unter- karbon	4 Stilpnomelanschiefer-Komplex (E_5) 5 Terrigene Schiefer Komplex (E_4) 6 Tuffogene-magmatogene Schiefer- Komplex (E_3) a. unterer Horizont b. oberer Horizont	7 Komplex der terrigenen Schiefer mit Porphyroiden Zwischenlage- rungen a. Luncani Dolomit 8 Basische Tuffogene Schiefer-Komplex (1 = unterer Horizont, 2=mittlerer und oberer Horizont) + Graphit- schiefer-Komplex a. Hunedoara Dolomit	
-Ordovizium- Silur	9 Albitporphyroblastenschie- fer-Komplex (E_2) 10 Albitgneis-Komplex (E_1)	Unterpaleo- zoikum	11 Quarzitische Serizit-Chlorit- schiefer-Komplex + Kom- plex der Graphitschiefer mit tuffogenen Grünschie- fer Zwischenlagerungen
		Getikum	
	12 Sichevița Granit	Unterkambrium- Infrakambrium Oberproterozoikum	13 Minis Serie 14 Sebeș-Lotru Serie a = Augengneis b = Granit



OSKAR W. MAIER
HARTA GEOLOGICĂ
A
MASIVULUI LOCVĂ

9 — 1 — 3





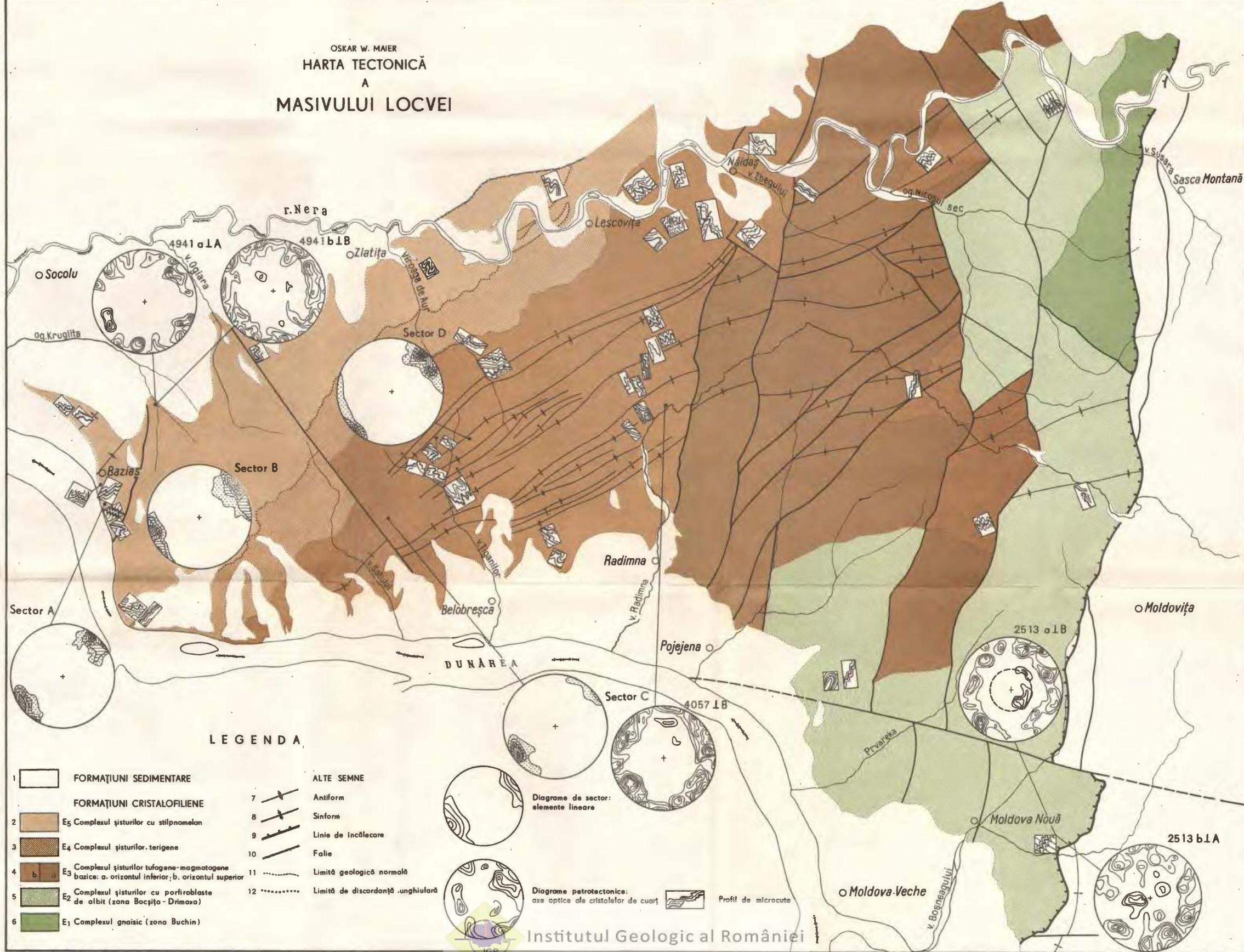
OSKAR W. MAIER
SECȚIUNI GEOLOGICE
ÎN MASIVUL CRISTALIN LOCVA

0 500 1000 1500m

LEGENDA

- | | |
|-------------------------------|--|
| FORMAȚIUNI SEDIMENTARE | |
| 1 | Şes aluvionar |
| 2 | Terase |
| 3 | Formațiuni loessoide |
| 4 | Depozite mio-pliocene |
| FORMAȚIUNI CRISTALINE | |
| Seria de Lescovita | |
| 5 | E ₅ Complexul șisturilor cu stilpnomelan |
| 6 | E ₄ Complexul șisturilor terigene |
| 7 | E ₃ Complexul șisturilor tufogene
a-orizontal inferior; b-orizontal superior |
| Seria de Locva | |
| 8 | E ₂ Complexul șisturilor cu porfiroblaste de albite
(zona Bocișta - Drimoxa) |
| 9 | E ₁ Complexul gnaicic (zona Buchin) |
| Separări petrografice | |
| 10 | Filită cu stilpnomelan |
| 11 | Roci eruptive și tufuri bazice metamorfozate |
| 12 | Metatufuri acide |
| 13 | Roci metaeruptive acide |
| 14 | Gnaisse aplitice |
| 15 | Gnaisse granitoide (Metaarcoze) |
| 16 | Limită litologică |
| 17 | Limită normală |
| 18 | Linie de discordanță |
| 19 | Situozitate de clivaj |
| 20 | Folie |

OSKAR W. MAIER
HARTA TECTONICĂ
A
MASIVULUI LOCVEI



LEGENDA

1	FORMAȚIUNI SEDIMENTARE
2	FORMAȚIUNI CRISTALOFILIENE
2	E ₅ Complexul șisturilor cu stilnomelan
3	E ₄ Complexul șisturilor terigene
4	E ₃ Complexul șisturilor tufoogene-magmatogene bazice: a. orizontul inferior; b. orizontul superior
5	E ₂ Complexul șisturilor cu porfiroblaste de albă (zona Bocișta - Drimăca)
6	E ₁ Complexul gnaicic (zona Buchin)

ALTE SEMNE

- 7 Antiform
- 8 Sinform
- 9 Linie de încălcare
- 10 Falie
- 11 Limită geologică normală
- 12 Limită de discordanță ungheulară

Diagrame de sector:
elemente lineare

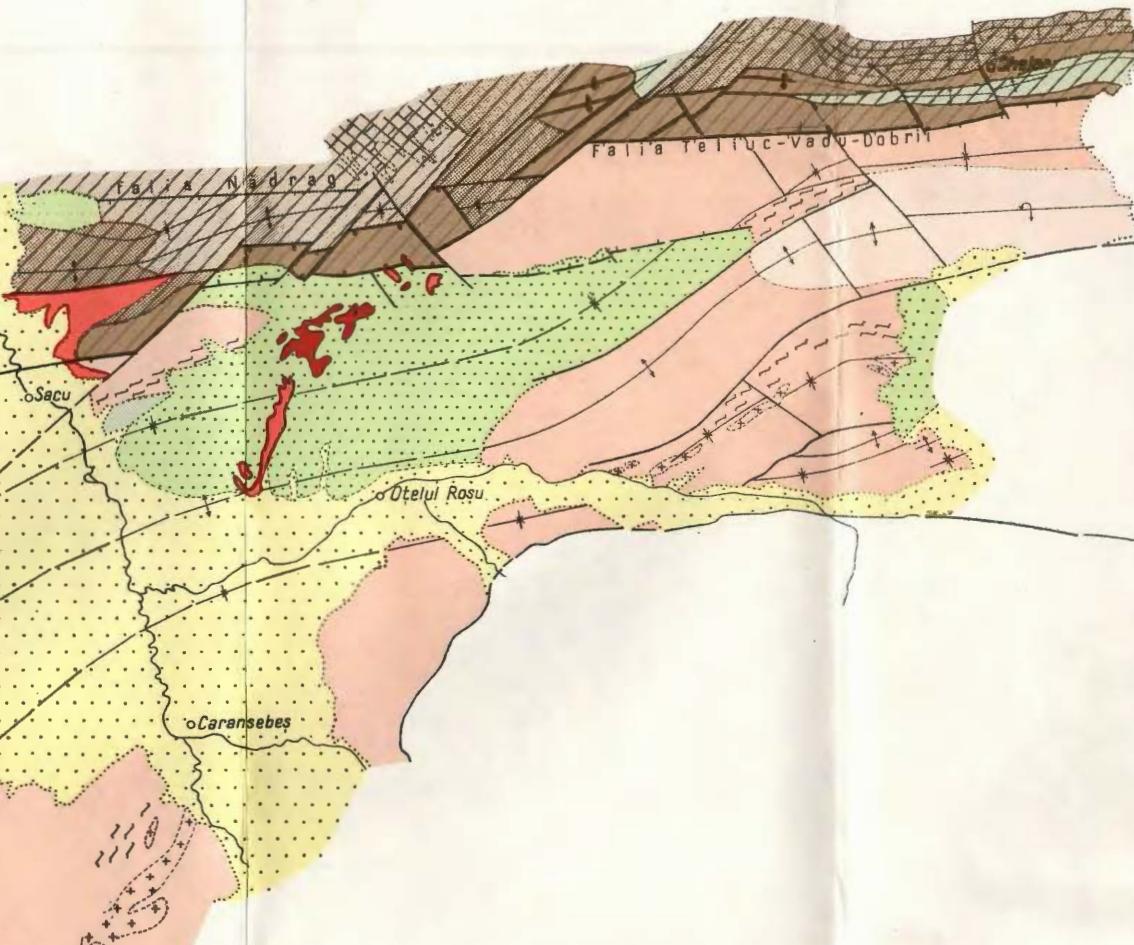
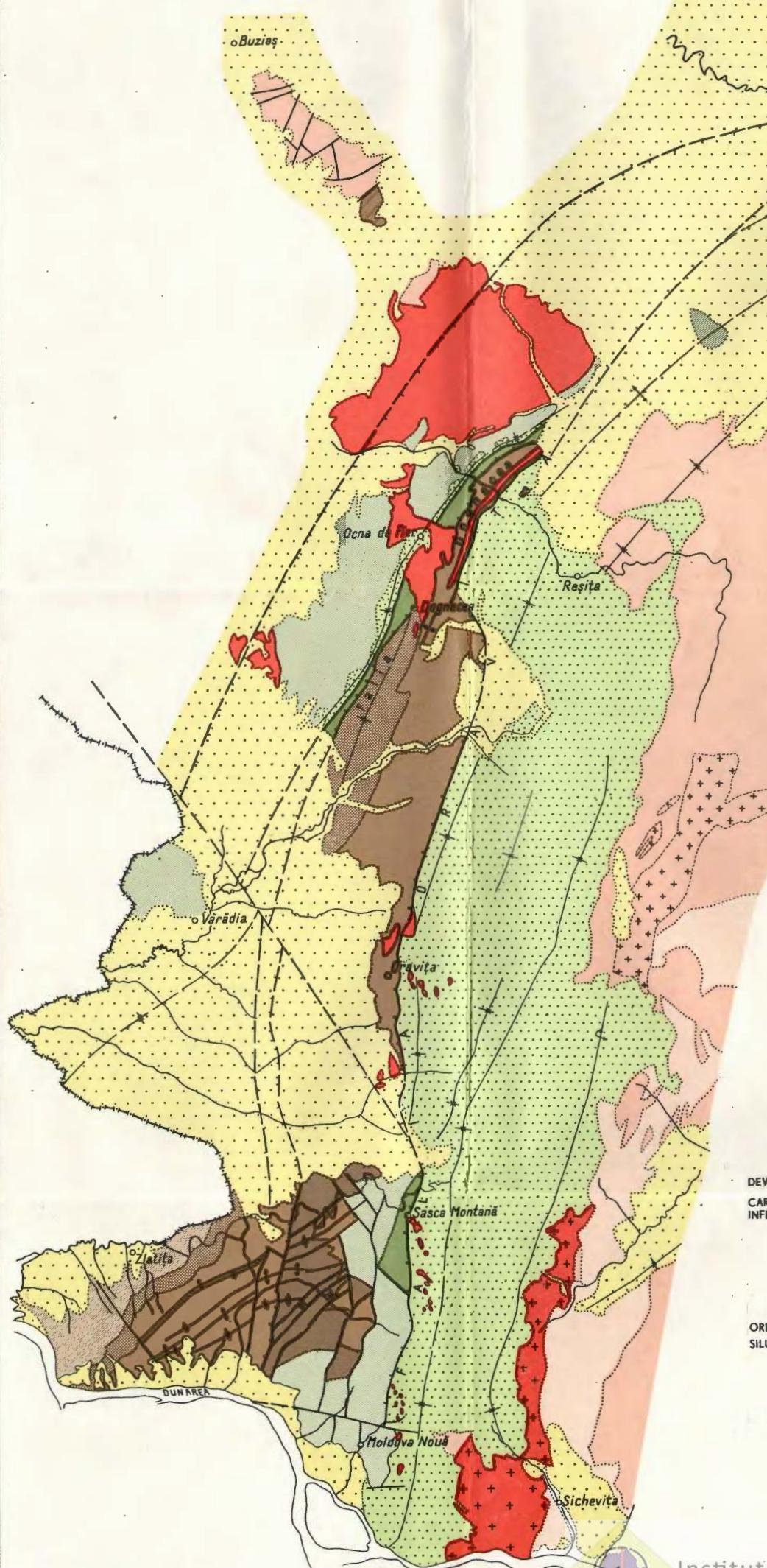
Diagrame petrotectonice:
axe optice ale cristalelor de cuarț

Profil de microcote

Institutul Geologic al României

SCHIȚA STRATIGRAFICĂ - TECTONICĂ A CRISTALINULUI SUPRAGETIC

0 3 6 9 Km.



LEGENDA

1	Neogen + Cuaternar	3	Eruptiv banatitic
2	Paleozoic + Mezozoic		
Cristalinul Suprageretic			
Faciesul de Locva			
4	Complexul șisturilor cu stilpnomelan (E5)	7	Complexul șisturilor terigene cu intercalări de roci porfirioide a. dolomit de Lunca
5	Complexul șisturilor terigene (E4)	8	Complexul șisturilor tufogene bazice (1. orizontul inferior; 2. orizontul mediu și superior) + Complexul șisturilor grafitoase; a. dolomitul de Hunedoara
6	Complexul șisturilor tufogene magmatogene (E3), a. orizontul inferior, b. orizontul superior	9	Complexul șisturilor sericiticloritoase cu quartică + Complexul șisturilor grafitoase cu intercalări de roci verzi tufogene
ORDOVICIAN-CARBONIFER INFERIOR			
10	Complexul gnoasic (E1)	11	
PALEOZOIC INFERIOR			
Faciesul de Poiana Rusca			
12	Granitul de Sichevița	13	Serie de Minis
CRISTALIN GETIC			
PROTEROZOIC SUPERIOR			
14	Serie de Sebeș - Latru a. gneise oculare; b. granite		

Redactor: MARGARETA PELTZ
Tehnoredactor: ELENA BANDRABUR
Traducător: ADRIANA VASILESCU
Ilustrația: V. NITU

*Dat la cules: oct. 1973. Bun de tipar: feb. 1974. Tiraj: 900 ex. Hârtie
scris I A. Format 70 x 100/56/g. Coli de tipar 11. Comanda 859. Pentru
bibliotecii indicele de clasificare: 55(058)*

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



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

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



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României